



HAL
open science

Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaiba (Bahia, Brésil), et des phlogopites à émeraudes associées

Luc Rudowski

► **To cite this version:**

Luc Rudowski. Pétrologie et géochimie des granites transamazoniens de Campo Formoso et Carnaiba (Bahia, Brésil), et des phlogopites à émeraudes associées. Géochimie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1989. Français. NNT: . tel-01067133

HAL Id: tel-01067133

<https://theses.hal.science/tel-01067133>

Submitted on 23 Sep 2014

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

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



LABORATOIRE
de
GÉOLOGIE APPLIQUÉE

OPSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI
Spécialité
MATIERES PREMIERES MINERALES ET ENERGETIQUES
PETROLOGIE, GEOCHIMIE, METALLOGENIE
Présentée

par Mr. RUDOWSKI Luc n° 89-15

pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

Sujet de la thèse :

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES GRANITES
TRANSAMAZONIENS DE CAMPO FORMOSO
ET CARNAIBA (BAHIA, BRESIL), ET DES
PHLOGOPITITES A EMERAUDES ASSOCIEES.

Soutenue le 19 Juin 1989
devant le jury composé de :

Mme D. VELDE	Président
Mr M. FONTEILLES	Directeur
Mr P. SOLER	Rapporteur
Mr M. CUNEY	"
Mme M.L. PASCAL	Examineur
Mr P. VIDAL	"



LABORATOIRE
de
GÉOLOGIE APPLIQUÉE

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS VI
Spécialité
MATIERES PREMIERES MINERALES ET ENERGETIQUES
PETROLOGIE, GEOCHIMIE, METALLOGENIE
Présentée

par Mr. RUDOWSKI Luc n° 89-15

pour obtenir le titre de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS VI

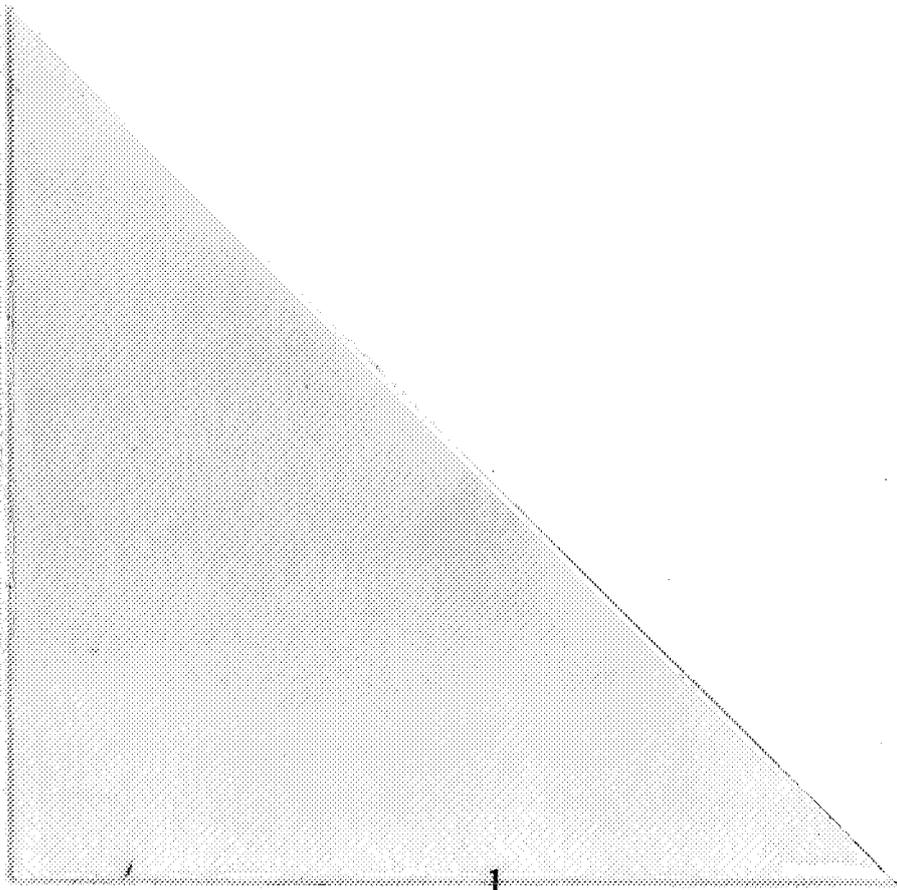
Sujet de la thèse :

PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES GRANITES
TRANSAMAZONIENS DE CAMPO FORMOSO
ET CARNAIBA (BAHIA, BRESIL), ET DES
PHLOGOPITITES A EMERAUDES ASSOCIEES.

Soutenue le 19 Juin 1989
devant le jury composé de :

Mme D. VELDE	Président
Mr M. FONTEILLES	Directeur
Mr P. SOLER	Rapporteur
Mr M. CUNEY	"
Mme M.L. PASCAL	Examineur
Mr P. VIDAL	"

**A Cilou et Morgane,
A ma famille**



Avant propos :

Cette étude a été menée dans le cadre des travaux sur la métasomatose et les minéralisations liées aux granitoïdes développés par l'unité associée n° 304 du CNRS et du projet d'étude des granitoïdes de l'état de Bahia (ORSTOM-CNPq-UFBa-SME); elle a été financée par l'ORSTOM, le MRT, le SME et l'école des mines de St Etienne.

La gestation de ce travail a duré quatre ans et après un accouchement dans la douleur, je tiens à remercier les personnes qui m'ont permis de le mener "à terme" :

M. Fonteilles a accepté de diriger ce travail; il m'a fait profiter de sa connaissance des gisements métasomatiques et des granites et m'a appris à poser les problèmes et à les traiter avec rigueur.

P. Soler m'a amicalement aidé et soutenu tout au long de ce travail; par son enseignement et ses conseils, il a largement contribué à la naissance des idées exposées ici.

Une partie de la réalisation de ce travail s'est déroulée au Brésil, en particulier à l'Université de Salvador. Je remercie particulièrement P. Sabaté et G. Giuliani qui ont facilité le bon déroulement de ce travail et m'ont gentiment aidé et conseillé sur le terrain et au laboratoire. P. Couto m'a cordialement fait bénéficier de sa connaissance des gisements d'émeraudes tant sur le plan humain que géologique.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté de lire ce mémoire et me font l'honneur de le juger :

- Madame D. Velde, professeur à l'Université Paris VI.
- Madame M.L. Pascal, chargée de recherche au CNRS (C.R.S.C.M. - Orléans)
- Monsieur Ph. Vidal, directeur de recherche au CNRS (Université Blaise Pascal - Clermont Ferrand)
- Monsieur M. Cuney, chargé de recherche au CNRS (C.R.E.G.U. - Nancy)

Les discussions avec D. Garcia, M. Cuney, Ph. Vidal, M. Marinho, V. Puyau, V. Manier-Glavinaz, M. Poupon, H. Conceição, G. Giuliani et P. Sabaté ont toujours été fructueuses.

Mes collègues de l'ORSTOM, M. Fornari et G. Carlier m'ont apporté un "soutien informatique" précieux.

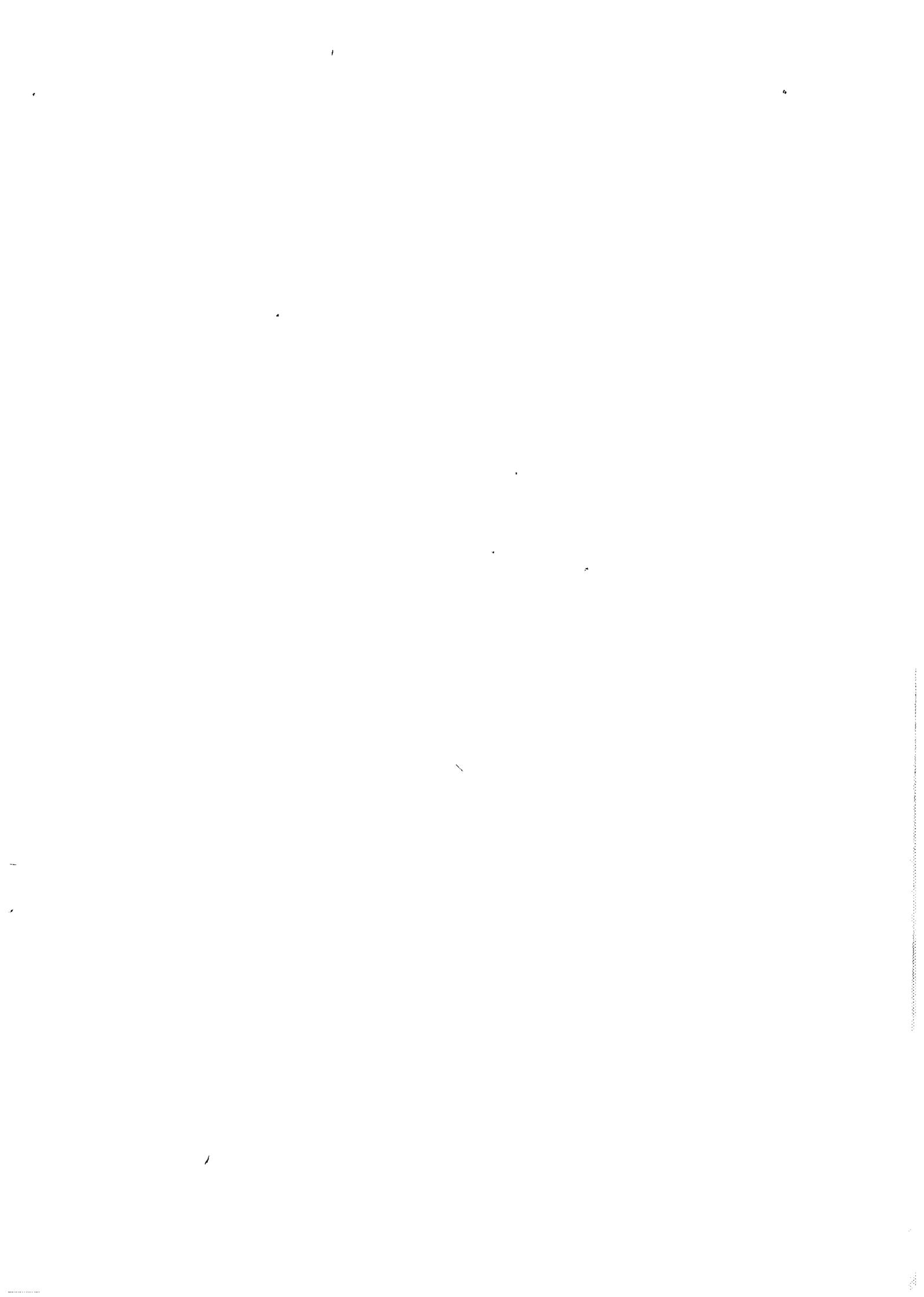
Je remercie J.M. Wackermann, D. Garcia, J. Moutte, G. de Marsilly, Ph. Blanc, J.R. Kienast et M. Farrieux pour m'avoir aidé et conseillé.

Les membres du laboratoire de géologie appliquée m'ont également aidé dans la réalisation de ce mémoire. Adeptes de la salle du café, je remercie mes camarades Lili, Ariane, Jacques, Nilson, Valérie, Momo, Manu, Alain, Nouri et les autres. Agradecimentos especiais ao Nilson pela tradução do resumo.

Au Brésil, Gleides, Herbet, Cezinha, Natácha, António, Cícero, Ian, Julia et les autres m'ont appris la "vida dura".

Un grand merci à Ariane pour les photos.

Je remercie Anne ma soeur Anne pour la dactylographie.



Résumé

Les massifs granitiques de Campo Formoso et de Carnaíba sont situés dans la Serra de Jacobina (Bahia, Brésil); ils sont intrusifs à 1,9 Ga dans le socle archéen du craton de São Francisco et sa couverture du Protérozoïque inférieur.

Les massifs granitiques sont formés d'intrusions polyphasées constituées de granites à deux micas, granites à muscovite-grenat et aplopegmatites.

Trois suites non comagmatiques évoluant des granites à deux micas aux granites à muscovite-grenat et aux aplopegmatites sont mises en évidence : deux suites à Campo Formoso (une suite précoce en position périphérique et une suite tardive formant le coeur du massif) et une à Carnaíba.

Dans chaque suite, l'évolution du chimisme des roches et des minéraux est compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée combiné avec un mélange entre liquide silicaté et cumulat, proche d'un cumulat total dans la plupart des cas. Le caractère peralumineux des granites est acquis en cours d'évolution. Les granites de la suite précoce de Campo Formoso ont subi un processus de contamination (Mg, Ni, Co, Cr et V).

L'existence de sauts de teneurs en Be, Rb, Si et K à la transition entre granites à deux micas et granite à grenat de la suite de Carnaíba pourrait signifier la démixion d'une phase fluide du magma permettant l'extraction de ces éléments du bain silicaté et l'ouverture de fractures dans l'encaissant.

Les différences géochimiques entre les deux massifs concernent les évolutions des teneurs en éléments hygromagmaphiles (Be, Rb et Nb). Les granites de Carnaíba, auxquels s'associent les gisements d'émeraudes les plus nombreux, sont plus riches en ces éléments que ceux de Campo Formoso, dans les termes les moins évolués (Rb), et surtout plus enrichis pendant la différenciation (Be, Nb et Rb). La découverte au Nord-Est du massif de Campo Formoso, à proximité du gisement d'émeraudes de Socotó, d'un granite n'appartenant à aucune des deux suites de Campo Formoso et ressemblant fortement au granite de Carnaíba par sa richesse en Nb, Rb et Mn, suggère l'existence d'une intrusion cachée plus intéressante du point de vue métallogénique que les granites des deux suites de Campo Formoso. Cependant, même à Carnaíba, les teneurs en Be du magma restent faibles (8 p.p.m. en moyenne) relativement aux granites dits "spécialisés".

Les fluides d'origine magmatique développent des zonations d'infiltration métasomatiques sur une puissance de plusieurs mètres autour de veines aplopegmatitiques injectées dans les serpentinites encaissantes des granites (parfois aux contacts granite-serpentinite et quartzite-serpentinite ou dans les fractures de la serpentinite) : le remplacement des minéraux primaires de la serpentinite conduit à la néoformation, dans les zones altérées, d'une paragenèse magnésienne où domine la phlogopite (phlogopitites); l'aplopegmatite est transformée en plagioclase (albite à andésine) contenant une proportion variable de phlogopite, parfois d'amphibole (magnésio-hornblende à hornblende édénitique), d'épidote et de chromite.

Les phlogopitites comportent cinq zones; de la partie centrale aplopegmatitique vers la serpentinite :

- la zone 4B à phlogopite (\pm apatite)
- la zone 4A à phlogopite-spinelle
- la zone 3 à phlogopite-spinelle-amphibole
- la zone 2 à phlogopite-spinelle-amphibole-talc
- la zone 1 à spinelle-amphibole (ou dolomite)-talc-serpentine-chlorite.

Des zones internes vers les zones externes, la composition de la phlogopite évolue avec des sauts, à Al et Fe décroissants, Si, Mg et K/Al croissants, auxquels correspondent des fronts séparant des zones de phlogopitites à habitus pétrographiques différents. Parallèlement, l'amphibole évolue depuis une actinote jusqu'à une trémolite (à hornblende trémolitique) et le spinelle d'une chromite alumineuse à une magnétite chromifère.

Les bilans chimiques de l'altération des serpentinites montrent :

-qu'il y a apport de nombreux éléments : Al, K, F, Si, Fe, Rb, Be, Li, Cs... mais aussi Ti, Nb et les terres rares légères.

-qu'il y a lessivage ou "déplacement" de Mg, Ca, H₂O, Cr... mais aussi de Th et sans doute les terres rares lourdes.

-qu'un certain nombre d'éléments restent inertes dans cette métasomatose (Zr et Sc sur l'en-semble de la colonne, Ti et Fe sur l'ensemble de la colonne sauf dans la zone la plus interne).

-que les transformations se produisent à volume constant, au moins dans les zones 1 à 4A.

Les phases d'altération secondaire (silicification et séricitisation des plagioclases, muscovitisation et chloritisation des phlogopitites) se développent probablement à partir des mêmes fluides devenus acides à plus basse température.

La minéralisation est essentiellement à béryl et molybdénite, associée à la phase d'altération primaire et en partie à la phase de muscovitisation. L'occurrence de béryl chromifère (émeraude) est liée à la disponibilité de l'alumine (zone 4B et plagioclase), et du chrome mis en solution lors de la percolation.

Le préenrichissement magmatique en Be étant peu efficace, la présence de minéralisations en émeraudes est plutôt liée à l'efficacité du piège métasomatique, tant pour expliquer la quantité, somme toute peu élevée, de béryl que la qualité des gemmes : l'existence de forts gradients chimiques dans les zones de circulation préférentielle des solutions (zone 4B et plagioclase) constituent probablement des conditions très favorables au piégeage du béryllium.

Abstract

The granitic massifs of Campo Formoso and Carnaíba are located in the Serra de Jacobina (Bahia, Brazil); they are intrusive at 1,9 Ga in the archaean basement of the São Francisco craton, and in the Lower Proterozoic cover.

The granitic massifs are formed by multi-stage intrusions of two-micas granites, muscovite-garnet granites and aplopegmatites.

Geochemical data show that the Campo Formoso massif is made of two non-comagmatic evolutive suites whereas the Carnaíba massif is made of only one comagmatic suite. Each suite evolves from two-micas granites to muscovite-garnet granites and aplopegmatites. For each suite, the evolution of the composition of the rocks and minerals (biotites, garnets and muscovites) can result from a process of fractional crystallization and a process of mixing between silicate melt and cumulate, generally close to a total cumulate. The occurrence of drops in Be, Rb, K and Si contents is supposed to result from the demixion of a fluid phase from the magma, permitting the extraction of these elements from the melt and favouring the fracturing of the enclosing rocks.

The geochemical differences between the two massifs concern the evolution of the contents in hygromagmaphile elements. The Carnaíba massif, which is surrounded by the most numerous emerald-ores, corresponds to a magma where these elements are more abundant than in Campo Formoso in the less evolved terms (Rb), and above all more enriched during differentiation (Rb, Nb and Be). The discovery in the northeastern part of the Campo Formoso massif, close to the emerald-ores of Socotó, of a granite not belonging to any suite of Campo Formoso and very similar to the Carnaíba granite, suggests the occurrence of a Carnaíba-like intrusion. However, the Be contents of the magma remains relatively low, even in Carnaíba (average 8 p.p.m.), when comparing with the so-called "specialized granites".

Fluids of magmatic origin develop a metasomatic zoning on several meters around aplopegmatitic veins intrusive into the enclosing serpentinites of the granites : the replacement of the primary minerals of the serpentinites lead to the neoformation, in the altered zones, of a magnesian mineral association, where phlogopite is the most abundant phase (phlogopitites); the aplopegmatite is transformed in plagioclasite (albite to andesine) with phlogopite in various proportions and sometimes amphibole (magnesian-hornblende to edenitic-hornblende), epidote and chromite.

The phlogopitites consist of five zones, from the central aplopegmatitic vein to the serpentinite :

- zone 4B with phlogopite (\pm apatite)
- zone 4A with phlogopite-spinel
- zone 3 with phlogopite-spinel-amphibole
- zone 2 with phlogopite-spinel-amphibole-talc
- zone 1 with spinel-amphibole (or dolomite)-talc-serpentine-chlorite.

From the inner zone to the outer zone :

- phlogopite composition evolves with drops by a decrease of Al and Fe and an increase of Si, Mg and K/Al, corresponding to the changes in the petrographic habitus between the successive microzones.
- amphibole evolves from an actinolite to a tremolite (to tremolitic hornblende)
- spinel evolves from an aluminous chromite to a chromiferous magnetite.

Chemical mass balances indicate :

- a supply of many elements Al, K, F, Si, Fe, Rb, Be, Cs, Li... but also of Ti, Nb and LREE
- a leaching of Mg, Ca, H₂O, Cr... but also of Th and HREE
- that some elements remain inert (Zr and Sc all along the metasomatic column, Ti and Fe all along the column except in the 4B-zone).

-that there is no significant variations in volume during metasomatism, at least from zone 1 to zone 4A.

The secondary alteration phases (silicification and sericitization of the plagioclases, muscovitization and chloritization of the phlogopitites) are developed probably from the same fluids which became acidic at lower temperature.

The mineralization consists essentially of beryl and molybdenite, associated with the primary alteration phase and partly with the muscovitization phase. The occurrence of chromiferous beryl (emerald) is linked to the availability of alumina (zone 4B and plagioclase) and chromium solubilized during percolation.

The occurrence of emerald-mineralization is supposed to be rather due to the efficiency of the metasomatic trap than to a magmatic pre-enrichment in Be : the occurrence of strong chemical gradients in the zones of preferential circulation of the solutions (zone 4B and plagioclase) constitutes probably highly favourable conditions for the beryllium concentration.

Resumo

Os maciços graníticos de Campo Formoso e de Carnaíba situam-se na Serra de Jacobina (Bahia, Brazil). São granitos de 1,9 Ga, intrusivos no embasamento arqueano do craton de São Francisco e na cobertura do Proterozóico Inferior.

Os maciços graníticos são formados por intrusões polifásicas constituídas de granitos a duas micas, granitos a moscovita-granada e aplopegmatitos.

Três séries não comagmáticas evoluindo de granitos a duas micas a granitos a moscovita-granada são colocadas em evidência : duas séries em Campo Formoso (uma série precoce em posição periférica e uma série tardia formando o núcleo do maciço) e uma em Carnaíba.

Em cada série, a evolução da composição química das rochas e dos minerais (em particular biotita e granada) pode ser descrita como resultando de um processo de cristalização fracionada e de processo de mistura entre um líquido silicático e um cumulado, próximo de um cumulado total na maioria dos casos. O caráter peraluminoso dos granitos é adquirido durante a evolução. Os granitos da série precoce de Campo Formoso sofreram um processo de contaminação (Mg, Ni, Co, Cr e V).

A existência de saltos nos teores em Be, Rb, Si e K na transição entre granitos a duas micas e granitos a granada da suite de Carnaíba poderia significar que houve desmistura de uma fase fluida do magma permitindo a extração destes elementos do banho silicático e a abertura de fraturas na encaixante.

As diferenças geoquímicas entre os dois maciços estão relacionados às evoluções dos teores em elementos higromagmáticos (Be, Rb e Nb). O maciço de Carnaíba, em torno do qual situa-se a maior parte das jazidas de esmeralda, corresponde a um magma onde estes elementos, nos termos menos evoluídos (Rb), eram mais abundantes que em Campo Formoso, e sobretudo mais enriquecidos durante a diferenciação (Be, Rb e Nb). A descoberta a nordeste do maciço de Campo Formoso nas proximidades da jazida de esmeralda de Socotó, de um granito que não pertence a nenhuma das duas suites de Campo Formoso, e com grande semelhança ao granito de Carnaíba por sua riqueza em Nb, Rb e Mn, sugere a existência de uma intrusão escondida "tipo Carnaíba". Entretanto, mesmo em Carnaíba, os teores em berílio do magma eram fracos (8 p.p.m. em média) relativamente aos granitos ditos "especializados".

Os fluidos de origem magmática desenvolvem zonações de infiltração metassomática espessas de vários metros em torno de veios aplopegmatíticos injetados nos serpentinitos encaixantes dos granitos (às vezes no contato granito-serpentinito e quartzito-serpentinito ou nas fraturas do serpentinito). A substituição dos minerais primários do serpentinito leva à neoformação, nas zonas alteradas, de uma paragênese magnésiana onde domina a flogopita (flogopititos); O aplopegmatito é transformado em plagioclasito (albita a andesina), contendo uma proporção variável de flogopita, às vezes de anfibólio (hornblenda magnésiana a hornblenda edenítica), de epidoto e de cromita.

Os flogopititos comportam cinco zonas, descritas da parte central aplopegmatítica em direção ao serpentinito :

- zona 4B a flogopita (\pm apatita)
- zona 4A a flogopita-espinélio
- zona 3 a flogopita-espinélio-anfibólio
- zona 2 a flogopita-espinélio-anfibólio-talco
- zona 1 a espinélio-anfibólio (ou dolomita)-talco-serpentina-clorita

Das zonas externas às zonas internas, a composição da flogopita evolui com saltos, mostrando uma diminuição em Al e Fe e um aumento em Si e Mg. Paralelamente, o anfibólio evolui de actinolita até tremolita (hornblenda tremolítica) e o espinélio de cromita aluminosa até magnetita cromífera.

Os balanços químicos da alteração dos serpentinitos mostram :

-um aporte de vários elementos : Al, K, F, Si, Fe, Rb, Cs, Li, Be... mas também Ti, Nb e as terras raras leves.

- uma lixiviação de Mg, Ca, H₂O, Cr...mas também de Th e das terras raras pesadas.
- que um certo número de elementos ficam inertos durante este metassomatismo Zr e Sc sobre o conjunto da colúna metassomática, Ti e Fe sobre o conjunto da colúna metassomática, exceto na zona a mais interna).
- que as transformações produzem-se a volume constante, pelo menos nas zonas 1 à 4A.

As fases de alteração secundária (silicificação e sericitização dos plagioclásios, moscovitização e cloritização dos flogopititos) se desenvolvem a partir dos mesmos fluidos que se tornaram mais ácidos a mais baixa temperatura.

A mineralização é essencialmente a berilo e molibdenita, associada à fase de alteração primária e em parte à fase de moscovitização. A ocorrência de berilo cromífero (esmeralda) está ligada à disponibilidade de alumínio (zona 4B e plagioclásito) e de cromo colocado em solução durante a percolação.

O preenriquecimento magmático em Be sendo pouco eficaz, a presença de mineralizações em esmeralda é decorrente da eficaciteZ da armadilha metassomática, para explicar a quantidade nem tão elevada de berilo e a qualidade das gemas : a existência de forte gradientes químicos nas zonas de circulação preferencial das soluções (zona 4B e plagioclásito) constitui provavelmente condições muito favoráveis à precipitação do berilo.

Sommaire

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Introduction p 21

Cadre géologique régional P 24

PREMIERE PARTIE : LES GRANITES GEOLOGIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES MASSIFS GRANITI- QUES DE CAMPO FORMOSO ET CARNAIBA

CHAPITRE II : GEOLOGIE ET PETROGRAPHIE DES MASSIFS GRANITIQUES

II.1. Le massif granitique de Campo Formoso p 29

Morphologie et Structure du massif

II.1.1. Agencement des différents faciès-Aspects macroscopiques p 30

II.1.2. Fluidalités magmatiques p 36

II.1.3. Déformations : "orthogneissification" de bordure et fracturation tardive p 37

II.2. Le massif de Carnaíba : p 38

Morphologie et structure

II.2.1. Agencement des différents faciès - aspect macroscopique des granites p 38

II.2.2. Déformations p 39

Récapitulation de la chronologie de mise en place des faciès à Campo Formoso et Carnaíba

II.3. Transformations post-magmatiques des granites p 40

II.3.1. Greisenisation p 40

II.3.2. Microclinisation p 40

II.3.3. Tourmalinisation p 42

II.3.4. Silicification p 42

II.4. Pétrographie des granites - caractères microscopiques p 43

II.4.1. Campo Formoso p 43

Les granites g1, g1', g1'', g2, g1G, g1G', g2G et les aplopegmatites

II.4.2. Carnaíba p 55

Les granites g3, g3G et les aplopegmatites

CHAPITRE III : GEOCHIMIE DES GRANITES

Introduction	p 59
Méthodes analytiques	p 59
Choix d'un indice de différenciation	p 59
III.1. Représentativité de l'évolution chimique des granites	p 60
Discussion sur les modèles d'évolution de la composition chimique des granitoïdes	p 61
III.2. Discrimination chimique des intrusifs et détermination des suites évolutives de granites	p 63
III.2.1. Eléments traces	p 63
Niobium et Rubidium	p 64
Le thorium	p 65
Zirconium et Hafnium	p 66
Les éléments de transitions : Ni, Co, Cr, V et Sc	p 67
Baryum et strontium	p 79
Béryllium	p 80
Autres éléments	p 81
Les terres rares	p 81
III.2.2. Eléments majeurs	p 89
Cas des échantillons 22C et 62A	p 89
III.2.2.1. Campo Formoso	p 90
III.2.2.2. Carnaíba	p 90
III.2.2.3. Cas particulier du granite à layering g1G	p 103
III.2.3. Considérations métallogéniques	p 103
<u>CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DES MINERAUX DES GRANITES</u>	
IV.1. Biotites	p 107
IV.1.1. La biotite de g3	p 108
IV.1.2. La biotite de g2	p 113
IV.1.3. La biotite de g1	p 117
IV.1.4. La biotite de g1"	p 122
IV.1.5. La biotite de g1G	p 124
IV.1.6. La biotite des granites à muscovite-grenat (g1G', g2G et g3G)	p 124
Conclusions de l'étude des biotites	p 125
IV.2. Grenats	p 127

IV.3. Muscovites	p 131
IV.3.1. Muscovite primaire - muscovite secondaire : généralités	p 131
IV.3.2. Examen de la composition des muscovites des différents intrusifs	p 135
IV.3.2.1. La muscovite de g1	p 136
Relation chimique biotite-muscovite	
IV.3.2.2. La muscovite de g2 et g3	p 141
IV.3.2.3. La muscovite de g1"	p 143
IV.3.2.4. La muscovite des granites à grenat (g1G, g1G', g2G et g3G)	p 144
IV.3.2.5. La muscovite des aplopegmatites	p 147
Conclusions de l'étude des granites	p 149
Annexe 1 : liste et emplacement des échantillons analysés.	p 153

DEUXIEME PARTIE : LES ROCHES METASOMATIQUES GEOLOGIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES METASOMA- TIQUES MINERALISEES DE CAMPO FORMOSO ET CARNAIBA

CHAPITRE V : GEOLOGIE, PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES METASOMATIQUES

V.1. Géométrie et pétrographie des roches métasomatiques	p 157
V.1.1. Géométrie des roches métasomatiques	p 157
V.1.1.1. Garimpos de Carnaíba	p 157
V.1.1.1.1. District de Carnaíba de Baixo	p 158
+ Garimpo de Braúlia	
+ Garimpo de Bode	
V.1.1.1.2. District de Carnaíba de Cima	p 159
V.1.1.2. Garimpo de Socotó	p 162
V.1.2. Le système de zones primaires	p 166
V.1.2.1. Colonne 1 (Garimpo de Braúlia)	p 167
V.1.2.2. Colonne 2 (Garimpo de Bode)	p 173
V.1.2.3. Garimpos de Socotó (colonne 3)	p 176
V.1.2.4. Récapitulatif	p 179
V.1.2.5. Autres colonnes	p 180

V.1.3. La partie centrale des colonnes	p 182
V.1.3.1. Colonne 1	p 182
V.1.3.2. Colonne 2 et albitisation du granite (Bode)	p 182
V.1.3.2.1. Veine de phlogopitite au contact avec le granite	p 185
V.1.3.2.2. Lentille de phlogopitite enclavée dans le granite albitisé	p 185
V.1.3.3. Endophlogopitites	p 186
V.1.4. Altération des zones primaires	p 189
V.1.4.1. Premier type : muscovitisation	p 189
V.1.4.2. Deuxième type : altération à chlorite-séricite-margarite	p 190
V.1.5. Distribution des minéralisations dans les zones métasomatiques	p 191
V.1.5.1. Le béryl et l'émeraude	p 191
V.1.5.2. La molybdénite	p 192
V.1.5.3. La scheelite	p 193
V.2. Compositions chimiques des minéraux des roches métasomatiques	p 195
V.2.1. Phlogopites	p 195
V.2.1.1. Evolution de composition dans les colonnes	p 196
V.2.1.2. Evolution de composition en fonction de la distance par rapport au début de la zone 4B	p 203
V.2.1.3. Mécanismes de substitution	p 207
V.2.1.4. Présence de zonations	p 211
V.2.1.5. Variation de la composition dans la zone 3 de Bode à texture "peau de panthère"	p 211
V.2.1.6. Composition des phlogopites développées au dépens de la partie centrale des colonnes métasomatiques - endophlogopitites	p 211
V.2.2. Amphiboles	p 214
V.2.2.1. Evolution de composition dans les colonnes	p 214
V.2.2.2. Zonations	p 214
V.2.2.3. Variation de la composition dans la zone 3 de Bode à texture "peau de panthère"	p 216
V.2.2.4. L'association trémolite-magnésiocummingtonite de la zone 2 de Bode	p 216
V.2.2.5. Composition des amphiboles des endophlogopitites	p 216
V.2.3. Spinelles	p 217
Zonations	

V.2.4. Talcs	p 220
V.2.5. Chlorites	p 221
Zone 1	
Zone 4B de Socotó	
Chlorite d'altération de la phlogopite dans la partie centrale des colonnes	
V.2.6. Serpentes	p 222
V.2.7. Béryls (émeraudes)	p 222
V.3. Géochimie des zones métasomatiques	p 225
Méthodes analytiques	
Données sur les isotopes du strontium	p 225
Transferts de matière - bilans chimiques	p 225
V.3.1. Eléments majeurs	p 225
V.3.2. Réactions chimiques aux fronts	p 236
V.3.3. Eléments traces	p 238
Eléments apportés	
Eléments inertes	
Limite originelle serpentinite-aplopegmatite	
Lessivages et effet "coup de balai"	
V.3.4. Transformations chimiques des aplopegmatites de la partie centrale	p 249
Conclusions de l'étude géochimique des zones métasomatiques	p 250
<u>CHAPITRE VI : INTERPRETATIONS</u>	p 251
VI.1. La métasomatose de percolation	p 251
VI.1.1. La théorie de Korzhinskii	p 251
VI.1.2. Règle des phases de Korzhinskii	p 253

VI.2. Analyse minéralogique de la zonation métasomatique : système K₂O - Al₂O₃ - SiO₂ - CaO - MgO	p 254
VI.3. Analyse des données sur la composition chimique des minéraux des roches métasomatiques	p 256
VI.3.1. Les minéraux du système de zones primaires	p 256
VI.3.1.1. Evolution de composition à travers la séquence de zones	
Diffusion	p 256
VI.3.1.2. Les minéraux de zone 1	p 257
VI.3.1.3. Les zonations des minéraux des zones primaires	p 258
Spinelles	
Phlogopite de BAF1	
Amphibole de zone 3	
VI.3.1.4. Effets "coup de balai"	p 259
VI.3.2. Système bimétasomatique phlogopitites-plagioclases	p 259
<u>CONCLUSIONS</u>	p 267
Références bibliographiques	p 271
Planches photographiques	p 282
Annexes	
Annexe 2 : analyses de roche totales	p 293
Annexe 3 : analyses de minéraux à la microsonde électronique	p 295
<u>Liste des figures</u>	
Figure I.1 : Le craton de São Francisco dans le bouclier atlantique du Brésil.	p 25
Figure I.2 : Carte géologique de la région de Campo Formoso et Carnaíba.	p 26
Figure I.3 : Photo aérienne radar de la région de Campo Formoso et de Carnaíba.	p 27
Figure II.1 : A et B : relations structurales des granites g1' et g2 à l'affleurement.	
C : granite 62A à l'affleurement	p 32
Figure II.2 : Enclave de g1G et g1G' dans g2	p 35
Figure II.3 : Filon de granite à muscovite grenat postérieur à un filon d'aplopegmatite blanche.	p 35
Figure II.4 : Carte des directions de fluidalités planaires dans le massif de Campo Formoso.	p 37
Figure II.5 : Détail de l'affleurement 54.	p 41
Figure II.6 : Mégacristaux de muscovite de g1 et ses inclusions de cristaux de biotite de tailles variées.	p 45

Figure II.7 :Aspect microscopique du granite g2.	p 49
Figure II.8 : Aspect microscopique des lits à biotite-muscovite-grenat du granite g1G.	p 51
Figure II.9 : Aspect microscopique de l'aplite à albite CF191.	p 55
Figure III.1 : Evolutions comparées de la composition des échantillons 10, 48A, 49, 54A et 152A de g2 et des biotites correspondantes	p 60
Figure III.2 : "...Domaine de composition chimique des mélanges entre liquides et cumulats produits par cristallisation fractionnée d'un parent commun M0 (In Garcia, 1988).	p 62
Figure III.3 : Variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO ₂ .	p 71 à 79
Figure III.4 : Evolution des spectres de terres rares dans les granites des trois suites et les aplopegmatites	p 82 à 83
Figure III.5 : Partage des terres rares entre un liquide silicaté et une phase fluide chlorurée à haute température et pression.	p 88
Figure III.6 : Variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO ₂ .	p 92 à 96
Figure IV.1 : Evolution de composition des biotites des granites g2 et g3 dans les diagrammes : TiO ₂ :MnO, FeO:Al ₂ O ₃ et FeO:MgO.	p 110
Figure IV.2 : Evolution de la composition chimique des biotites de g2 et g3 dans le diagramme AlVI:AlIV.	p 115
Figure IV.3 : Evolution de la composition des biotites de g1, g1" et g1G dans les diagrammes MgO:SiO ₂ , FeO:Al ₂ O ₃ et FeO:MgO.	p 120
Figure IV.4 : Evolution de la composition des biotites de g1 et g1G dans le diagramme AlVI : AlIV.	p 121
Figure IV.5 :Evolution de la composition des grenats dans le diagramme triangulaire pyrope-almandin-spessartine.	p 129
Figure IV.6 : Evolution de la composition en CaO et MgO des grenats.	p 130
Figure IV.7 : Composition des muscovites de g1, g1", g2 et g3 dans le diagramme triangulaire Al-M2+-Si (in Monier, 1985).	p 133
Figure IV.8 : Répartition des teneurs en Na ₂ O des mégacristaux de muscovite de g1.	p 138
Figure IV.9 : Assemblages biotite-muscovite de divers échantillons du granite g1 dans le diagramme Mg/Mg+Fe:TiO ₂ .	p 140
Figure IV.10 : Répartition des teneurs en TiO ₂ des mégacristaux de muscovite de g1.	p 142
Figure IV.11: Diagramme FeO : MgO pour biotites, muscovites et grenats des divers intrusifs	p 145
Figure IV.12 : Diagramme FeO : TiO ₂ pour biotites et muscovites des	

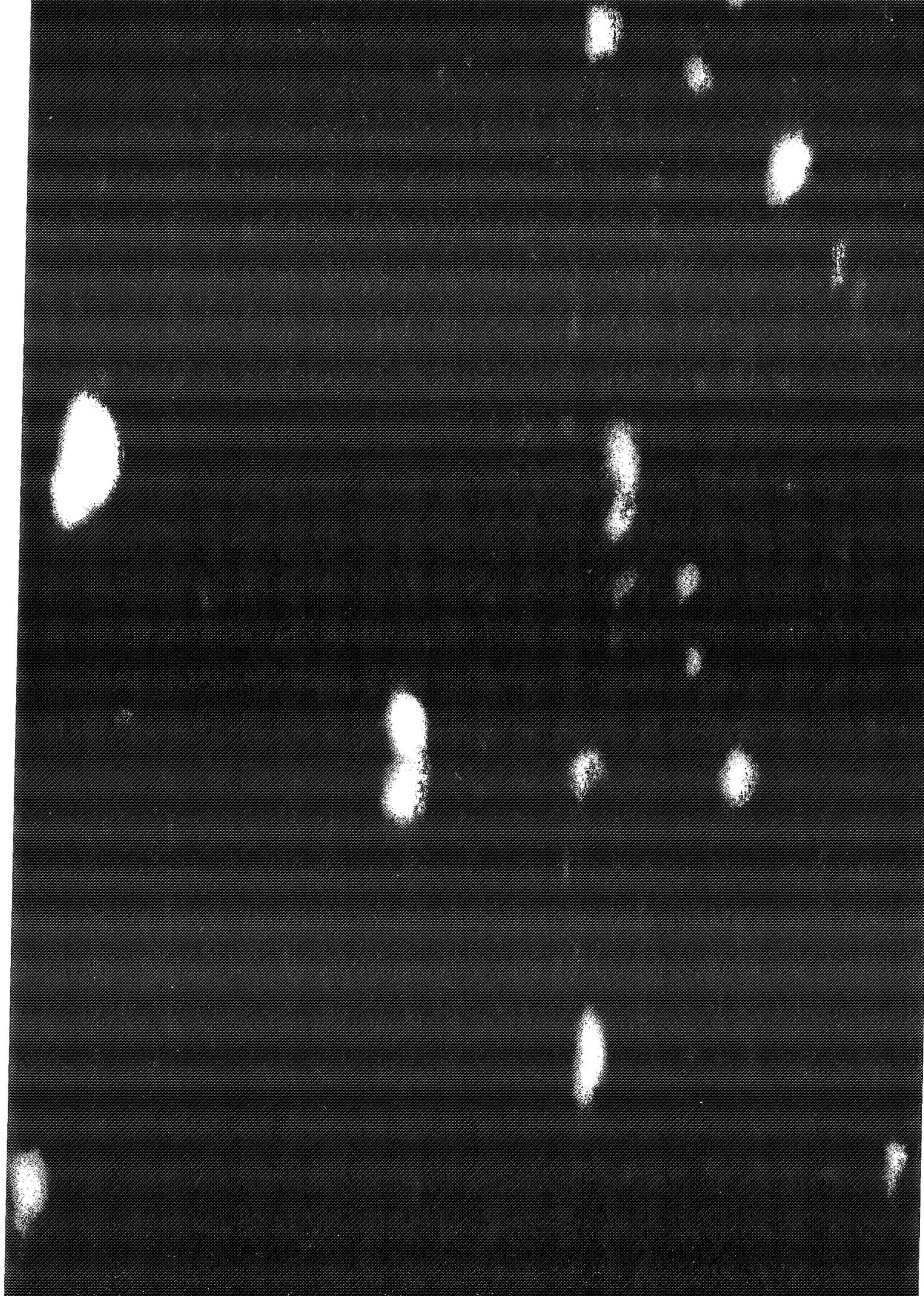
divers intrusifs.	p 146
Figure V.1. : Carte géologique de la région de Carnaíba.	p 158
Figure V.2 : Coupes schématiques à travers les garimpos de Trecho Novo, Braúlia et Socotó.	p 161
Figure V.3 : Garimpo de Bode; A : colonne métasomatique organisée sur une partie centrale aplopegmatitique à l'affleurement. B : colonne métasomatique au contact avec le granite.	p 160
Figure V.4 : Levers de galeries des garimpos de Trecho Velho et Trecho Novo (in Moreira et Santana, 1982).	p164 et 165
Figure V.5 : Caractères minéralogiques et texturaux des zones métasomatiques 1 à 4A de la colonne 1 (Braúlia).	p 168
Figure V.6 : Caractères minéralogiques et texturaux du passage de la partie centrale aux zones 4B puis 4A de la colonne 1 (Braúlia).	p 171
Figure V.7 : Caractères minéralogiques et texturaux des zones métasomatiques 1 à 4A de la colonne 2 (Bode).	p 175
Figure V.8 : Tourmaline en zone dans la plagioclásite de partie centrale, en contact avec la phlogopitite de zone 4B.	p 180
Figure V.9 : Colonne métasomatique à tourmaline en zone 2 (Socotó).	p 181
Figure V.10 : Aspect microscopique de la partie centrale plagioclásique (échantillon BO15-7C du garimpo de Bode).	p 183
Figure V.11 : Parties centrales à cleavelandite. A : échantillon BO15-7A, B : échantillon BO16-2.	p 184
Figure V.12 : Phlogopitisation de la partie centrale résumée en trois stades.	p 188
Figure V.13 : Muscovitisation des phlogopitites (garimpo de Bode) au contact de filons de quartz (\pm albite).	p 190
Figure V.14 : Evolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Fe:Mg.	p 197
Figure V.15 : Diagramme Al:Si.	p 198
Figure V.16: Diagramme Mg:Al.	p 199
Figure V.17 : Diagramme Fe:K.	p 200
Figure V.18 : Diagramme Mg:Cr.	p 201
Figure V.19 : Diagramme Mg:Na.	p 202
Figure V.20 : Evolution de composition de la phlogopite au passage Zone 4B-Zone 4A de Braúlia, en fonction de la distance D (mm) du début de la zone 4B.	p 203 à 205
Figure V.21A: Evolution de composition de la phlogopite dans les trois colonnes métasomatiques dans le diagramme AIV : AIIV, mise en évidence des mécanismes de substitution.	p 208 et 209
Figure V.21B : Evolution du rapport K/Al de la phlogopite d'amont en aval des colonnes.	p 210
Figure V.22 ; Comparaison de la composition des phlogopites des endophlogopitites et de	

la zone 4B des trois colonnes (en a/f.u).	p 213
Figure V.23 : Evolution de composition des amphiboles dans les trois colonnes métasomatiques.	p 215
Figure V.24 : Substitution édénitique pour les amphiboles de la zone 1 (Bode) et des endophlogopitites (Socotó).	p 216
Figure V.25 : Evolution de la composition des spinelles dans le diagramme triangulaire Fe ³⁺ /Cr/Al des trois colonnes métasomatiques.	p 218
Figure V.26 : Evolution des teneurs en Mn, Mg (Zn) en fonction de Cr/Cr+Fe ³⁺ +Al des spinelles dans les trois colonnes.	p219 et 220
Figure V.27 : Composition chimique des chlorites dans le diagramme Si : Fe/Fe+Mg.	p 221
Figure V.30a : Bilans chimiques à volume constant pour les éléments majeurs de la colonne 1 (Braúlia).	p 230
Figure V.30b : Bilans chimiques à volume constant pour les éléments majeurs de la colonne 2 (Bode).	p 231
Figure V.31 a et b : Bilans chimiques à titane constant : éléments majeurs.	p234 et 235
Figure V.32 a, b et c : Bilans chimiques à titane constant : éléments apportés.	p 240 à 242
Figure V.33 : Bilans chimiques à titane constant : éléments inertes.	p 243
Fig. V.34 : Comparaison des rapports Sc/Zr des zones métasomatiques et des parties centrales des colonnes de Bode et Braúlia.	p 244
Figure V.35 a et b : Bilans chimiques à titane constant : lessivages et effets "coup de balai".	p246 et 247
Figure V.36 : Augmentation de concentration d'un élément liée à un front : effet "coup de balai" ou effet de filtre (d'après Guy, 1988).	p 248
Figure VI.1 : Projection Log aAl ₂ O ₃ -température des relations de phases du système BASH à 1KBar (d'après Barton, 1986)	p 265

Liste des tableaux :

Tableau III.1 : Analyses chimiques des granites et des aplopegmatites.	p 69 et 70
Tableau III.2 : Rapports Ce/Yb et Eu/Eu* moyens des divers intrusifs.	p 85
Tableau III.3 : Calcul de la composition modélisée du cumulat éclaté (CE) - mélange avec un liquide de composition g1G' en proportions 0.17-0.83 pour expliquer la composition de g1G.	p 102
Tableau III.4 : Comparaison des teneurs de quelques éléments (en p.p.m.) des granites de Neuf Jours, Carnaíba et Beauvoir.	p 105
Tableau IV.1 : Echantillons dont les minéraux ont été analysés à la microsonde (biotites, muscovites et grenats).	p 107
Tableau IV.2 : Analyses ponctuelles de biotite représentatives des échantillons des différents	

granites.	p 109
Tableau IV.3 : Analyses ponctuelles de grenat représentatives des échantillons des différents	
granites.	p 128
Tableau IV.3 : Analyses ponctuelles de muscovites représentatives des échantillons des différents	
granites.	p 137
Tableau IV.5 : Tableau de comparaison des analyses de muscovite.	p 142
Tableau V.1 : Tableau récapitulatif des zonations métasomatiques primaires.	
	p 167
Tableau V.2 : Comparaison de la composition chimique d'une aplopegmatite intragranitique	
de Carnaíba avec la partie centrale de la colonne de Bode.	p 239



Introduction :

Les gisements d'émeraudes de la région de Carnaíba et Socotó, auxquels nous nous sommes intéressés, sont situés au Brésil, dans l'état de Bahia, à environ 400 km au Nord-Est de Salvador (Fig. I.1 et I.2).

Le Brésil est actuellement l'un des plus gros producteurs mondiaux d'émeraudes, ce qui a été rendu possible grâce à la découverte récente et régulière depuis un peu plus de vingt ans de plusieurs gisements, comme indiqué dans le tableau ci-dessous :

Nom du gisement	Année de découverte	
Salininha (Bahia)	1961	actuellement recouvert par les eaux du barrage de Sobradinho sur le rio São Francisco
Carnaíba (Bahia)	1964 - 65	en exploitation (garimpos)
Itabira (Minas Gerais)	1978	en exploitation (compagnie Belmont Gemás Ltda)
Sta Terezinha (Goais)	1981	en exploitation (garimpos)
Socotó (Bahia)	1983	en exploitation (garimpos)
Coquí	1988	en exploitation (garimpos)

A Socotó et Carnaíba, les secteurs miniers sont divisés en une mosaïque de concessions appartenant à divers propriétaires, connus au Brésil sous le nom de "garimpos¹" (les mineurs sont les "garimpeiros"). Les garimpos d'émeraude (variété chromifère du béryl : $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) sont implantés sur des horizons de serpentinites. Les roches porteuses du béryl vert sont des phlogopitites, qui constituent la partie centrale d'un système de zones à minéralogie plus complexe, encaissées dans les serpentinites (cf. Chap. V). Ces zones sont également minéralisées en molybdénite et accessoirement en scheelite, phénacite (Be_2SiO_4), alexandrite (variété chromifère du chrysobéryl : BeAl_2O_4).

Les garimpeiros s'intéressent principalement à la partie centrale de phlogopite dans laquelle se situent préférentiellement les émeraudes, et comme l'exploitation n'est pas mécanisée,

¹ Garimpo : mines artisanales exploitées avec des moyens souvent rudimentaires (marteau, barre à mine, explosif...).

les puits et galeries, de faibles dimensions, se limitent souvent à cette partie, empêchant l'observation de la zonation métasomatique complète.

Les garimpeiros ont un vocabulaire qui leur est propre pour désigner les différentes roches et minéraux de ces garimpos, par exemple : *malacacheta* signifie phlogopitite, *carvão* (charbon) : phlogopitite à grain fin, *frisos* : veines de phlogopitite centimétrique, *rocha* : quartz, *boi* (boeuf) : parties de serpentinite stériles entre les veines de phlogopitite, *rampa* : éponte des filons de phlogopitite, *estanho* (étain) : molybdénite etc...

Notons que le volume de phlogopitites connu est beaucoup plus important dans l'encaissant du granite de Carnaíba, qui compte de nombreux garimpos (Fig. 1.2) dans des environnements géologiques différents (cf. chap. V), que dans l'encaissant du granite de Campo Formoso, qui ne compte actuellement qu'un garimpo : celui de Socotó (Fig. 1.2). Du point de vue économique, la production de Carnaíba a été très importante, relativement à la production brésilienne jusqu'à ce jour, puisque sur une production d'environ 385 tonnes d'émeraudes extraites des garimpos de Carnaíba et Socotó depuis 1970, 375 tonnes proviennent de la production de Carnaíba seulement avant 1983, dont 60% extraites de Carnaíba de Cima entre 1972 et 1976.

Les gîtes de Carnaíba et de Socotó présentent toutes les caractéristiques du principal type de gisement d'émeraudes, pour lequel les émeraudes sont qualifiées par les lapidaires d'"émeraudes de micas". Ce type de gisement est le plus largement répandu dans le monde: Afrique du sud (Frantz *et al.*, 1986), Autriche (Grundman & Morteani, 1987), Brésil (Couto & Almeida, 1980; Schwartz, 1986; Rudowski *et al.*, 1987; Giuliani & Couto, 1988), Egypte, Inde, Madagascar, Mozambique (Correia Neves, 1978), Nigéria (Lind *et al.*, 1984), Pakistan (Hazmi *et al.*, 1986), Tanzanie, URSS dans l'Oural (Fersman, 1940), Zambie (Graziani *et al.*, 1983; Sliwa et Nguluwe, 1984), Zimbabwe.

L'autre grand type de gisement est le plus célèbre, puisqu'à l'origine de la plus grosse production mondiale et des pierres de plus grande qualité mais n'est connu qu'en Colombie. Les émeraudes se situent dans des veines recoupant des shales, à gangue de calcite principalement, plus dolomite, ankérite, albite, oligoclase, quartz, fluorite, barytine, gypse (mine de Chivor), chalcopryrite, apatite, parisite (carbonate de terres rares, mine de Muzo) et euclase (mine de Chivor) (Kozłowski *et al.*, 1988). L'émeraude est parfois disséminée dans l'encaissant shaleux métasomatisé.

Dans la majorité des gisements "d'émeraudes de micas", les auteurs ont été amenés à faire l'hypothèse que la génèse des émeraudes est dûe à l'action métasomatique de fluides hydrothermaux d'origine granitique et porteurs du béryllium, sur des serpentinites qui sont la source du chrome nécessaire à la coloration de ces gemmes. Le but de notre travail n'était pas une étude

exhaustive des gisements d'émeraudes de la région de Campo Formoso et Carnaíba mais une étude pétrographique et géochimique des roches métasomatiques et des granites afin d'essayer de comprendre les mécanismes qui conduisent à former ces gisements métasomatiques. Pour cela, je me suis intéressé :

- d'une part, à la pétrologie des massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba dans le but de caractériser l'évolution magmatique à post-magmatique des granites en particulier d'un point de vue chimique afin de déterminer son influence sur les altérations métasomatiques des serpentinites encaissantes (chapitres II à IV).

- d'autre part, à la pétrologie des roches métasomatiques (phlogopitites...), en essayant de caractériser les transformations chimico-minéralogiques des serpentinites (chapitres V et VI), le but ultime étant la caractérisation physico-chimique des fluides métasomatiques et de discuter leur origine en parallèle avec ce que l'on a appris de l'étude des granites.

La pétrologie et la géochimie des roches ultrabasiques du secteur n'ont absolument pas été étudiées.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL :

Le bouclier brésilien atlantique (voir Almeida *et al.*, 1984) est composé du craton de São Francisco, formé de roches de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur à moyen entouré par des ceintures plissées de l'orogénèse brésilienne (Fig. I.1). Le secteur que nous avons étudié se situe dans le craton de "São Francisco".

Dans la région de Campo Formoso et Carnaíba (Fig. I.1 et I.2), on rencontre un socle d'âge attribué à l'Archéen, surmonté par un ensemble essentiellement métasédimentaire de couverture, attribué au protérozoïque inférieur. Ce socle est constitué de gneiss, migmatites, itabirites, metabasites et métaultabasites, roches calcosilicatées et quartzites.

La couverture (Serra de Jacobina) forme une bande étroite allongée Nord-Sud, de 200km de long sur 6 à 12 Km de large et se présente sous la forme d'une série monoclinale de 8 Km d'épaisseur à pendage Est (Fig. I.2). La reconnaissance des divers types lithologiques de la Serra de Jacobina (Fig. I.1 et I.2) a débuté avec Branner (1910) et Kegel (1963). Des études stratigraphiques précises sont dûes à Leo *et al.* (1964) pour la partie sud de la Serra, Griffon (1967) pour la partie centrale et Mascarenhas (1969) pour la partie nord puis à Jordan (1972). Une campagne de cartographie systématique à 1/50000, synthèse des données stratigraphiques et prospection géochimique est ensuite effectuée par la C.P.R.M. (Compagnie de Recherche et de Ressources Minérales) et le D.N.P.M. (Département National de Production Minière) sous la direction de P. Couto (Couto *et al.*, 1978).

La série est composée de quartzites, lentilles métaconglomératiques, métasiltites, schistes pélitiques, micaschistes, métaultabasites et formations ferrifères rubannées. Les micaschistes qui sont localisées sur la bordure orientale de la série sont interprétées par (Couto *et al.*, 1978) comme des formations volcaniques.

Les métaultabasites apparaissent de manière répétée dans les quartzites de la Serra de Jacobina sous forme de corps d'au moins 30 Km de long sur 100 à 300 m d'épaisseur intercalés dans les quartzites et interprétés comme résultant de plissements isoclinaux, liés aux chevauchements à vergence ouest de l'ensemble de la Serra sur le socle (Couto *et al.*, 1978); (à l'exception des serpentinites de l'antiforme de Carnaíba, ces corps ne sont pas représentés sur la figure I.2).

Les corps de roches ultrabasiques de la Serra et en particulier ceux de la vaste antiforme de Carnaíba sont décrites comme des roches à talc-carbonate-trémolite-chlorite-opaques, des roches à trémolite-chlorite et parfois des trémolites (Couto *et al.*, 1978).

Un corps de serpentinites qui peut atteindre 900 m d'épaisseur, actuellement en exploitation, apparaît à la base de la série métasédimentaire à Campo Formoso (Fig. I.2). Désigné sous le nom de "complexe basique-ultrabasique de Campo Formoso", il s'étend de façon discontinue sur

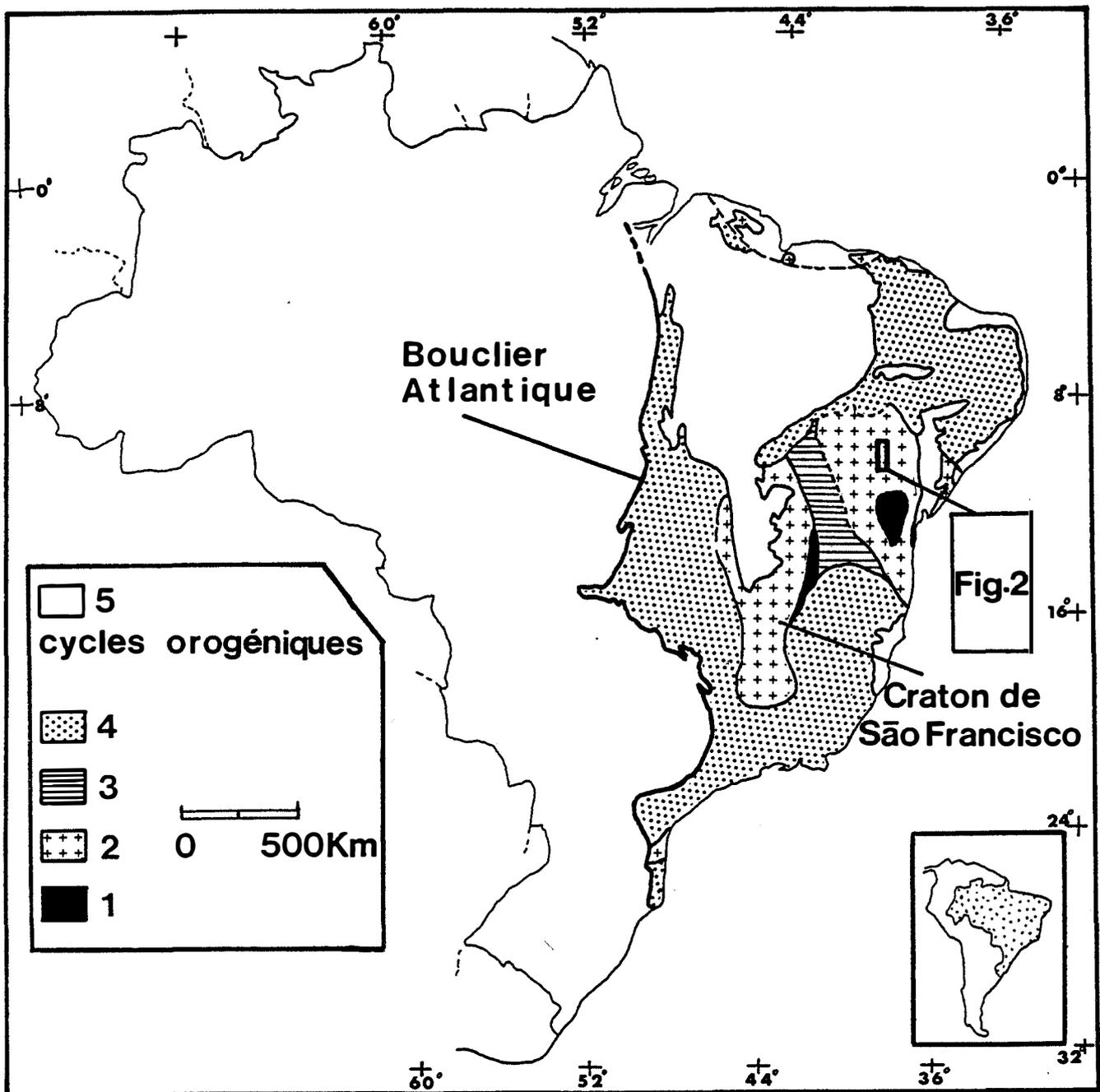


Figure 1.1 : le craton de São Francisco dans le bouclier atlantique du Brésil. 1 : Jéquié (2600-2700 M.A.), 2 : Transamazonien (+ 2000 M.A.), 3 : Espinhaço (1000-1300 M.A.), 4 : Brésilien (450-700 M.A.), 5 : couvertures phanérozoïques. D'après Almeida et al., 1984.

une longueur d'environ 40 Km du Nord au Sud du massif granitique de Campo Formoso. A sa base on trouve un horizon d'amphibolites, parfois en contact avec les gneiss du socle, qui pourrait correspondre à une bordure gabbroïque du corps de serpentinites (Deus *et al.*, 1982). L'existence d'un paléoplacer (sable) à chromite au contact entre les serpentinites et les quartzites sus-jacentes (Deus *et al.*, 1982; Soares et Carvalho, 1988) (Fig. 1.2) indique que les roches ultrabasiques sont plus anciennes que les quartzites, et confère au corps de serpentinites un âge antérieur à 2000 M.A. Il s'agit d'un complexe stratiforme et essentiellement composé de serpentinites vers le sud et comprenant des lits répétés (magmatiques ?) de chromite.

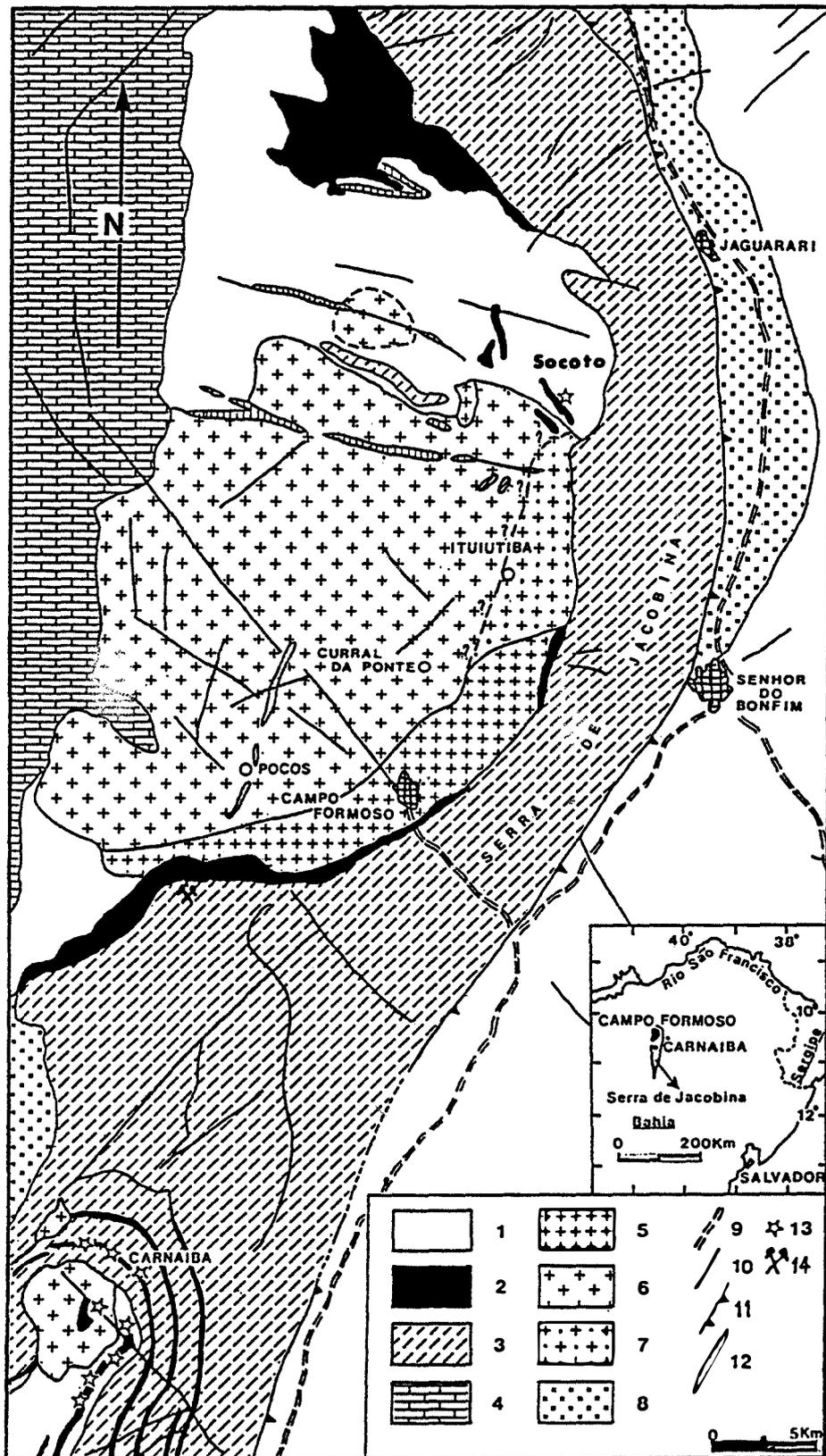


Figure 1.2 : carte géologique de la région de Campo Formoso et Carnaíba. 1 : gneiss et migmatites archéens, 2 : serpentinites, 3 : formations essentiellement sédimentaires de couverture Protérozoïque inférieur (Serra de Jacobina), 4 : calcaires de couverture du Protérozoïque supérieur, 5 : granite de Campo Formoso faciès g1, 6 : granites de Campo Formoso et Carnaíba faciès g2 et g3, 7 : granite de Campo Formoso faciès g1", 8 : granites de Breijão das grotas (à Sud) et de Jaguarari (au Nord). 9 : routes, 10 : failles, 12 : filons de quartz. 13 : zones minéralisées à émeraudes (garimpos). 14 : Mine de chrome de Coitzeiros. Modifiée d'après Couto et al. (1978).



Figure 1.3 : image aérienne radar de la région de Campo Formoso et de Carnaíba. Echelle 1cm = 3.9 Km. On distingue nettement le granite de Campo Formoso de forme grossièrement circulaire de son encaissant gneissique au Nord, la Serra de Jacobina à l'Est et la couverture calcaire à l'Ouest. Le complexe ultrabasique de Campo Formoso se distingue nettement sous forme d'une mince bande en dépression au sud du granite en contact avec la Serra. Le massif de Carnaíba forme une structure circulaire au coeur d'une vaste antiforme de la Serra de Jacobina, au niveau de Pindobaçu.

Dans la mine de Coitizeiros (Fig. 1.2), il ne s'agit pas essentiellement de serpentinites mais d'un empilement de la base vers le sommet (Gonçalves, 1972) :

- de gneiss à actinote
- des serpentinites à trémolite-actinote
- des roches à serpentine-chlorite-carbonate et talc.

L'ensemble ultrabasique est recoupé tardivement par des dykes de roches basiques. Vers le Nord, les roches ultrabasiques sont plus communément des roches à talc-trémolite-serpentine-chlorite (parfois recoupés par des veinules de carbonates), comme c'est le cas à Socotó.

Aucune étude pétrologique n'ayant été effectuée sur l'ensemble des corps ultrabasiques, on ne sait pas quelles sont les relations génétiques entre les différents types pétrographiques.

Le métamorphisme est décrit par Cox (1967) puis par Couto *et al.* (1978) il est dans le faciès amphibolite et oblique par rapport à la structure de la Serra : du Nord (au niveau de Campo Formoso) au Sud de la Serra de Jacobina (environ 80 Km au Sud de Carnaíba), les schistes alumineux voient leur association minéralogique passer de andalousite-disthène à cordiérite-anthophyllite-sillimanite et grenat, avec augmentation de la taille du grain et apparition vers le sud de textures granoblastiques à nombreux porphyroblastes de grenat, ce qui est interprété comme une augmentation du degré métamorphique du Nord au Sud.

A la fin de l'orogénèse transamazonienne (à un âge compris entre 1800 et 1950 M.A (Couto *et al.*, 1978)), plusieurs massifs granitiques sont intrusifs dans le socle et dans la couverture : ce sont les granites dits "transamazoniens" de Campo Formoso, Carnaíba, Jaguarari, Breijão das grotas (Fig. 1.2), Flamengo, Mirangaba et Cachoeira.

Le granite de Campo Formoso et de Carnaíba ont été datés par la méthode Rb/Sr (analyses effectuées au laboratoire du département des sciences de la terre de l'Université de Clermont II, OPGC et U.A n°10 du CNRS, analyste : Mme M. Caen Vachette); les âges obtenus sont :

massif de Campo Formoso : 1961 ± 37 M.A

avec un rapport initial ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7065 ± 0.0036; isochrone obtenue sur 8 points (MSWD=1.4).

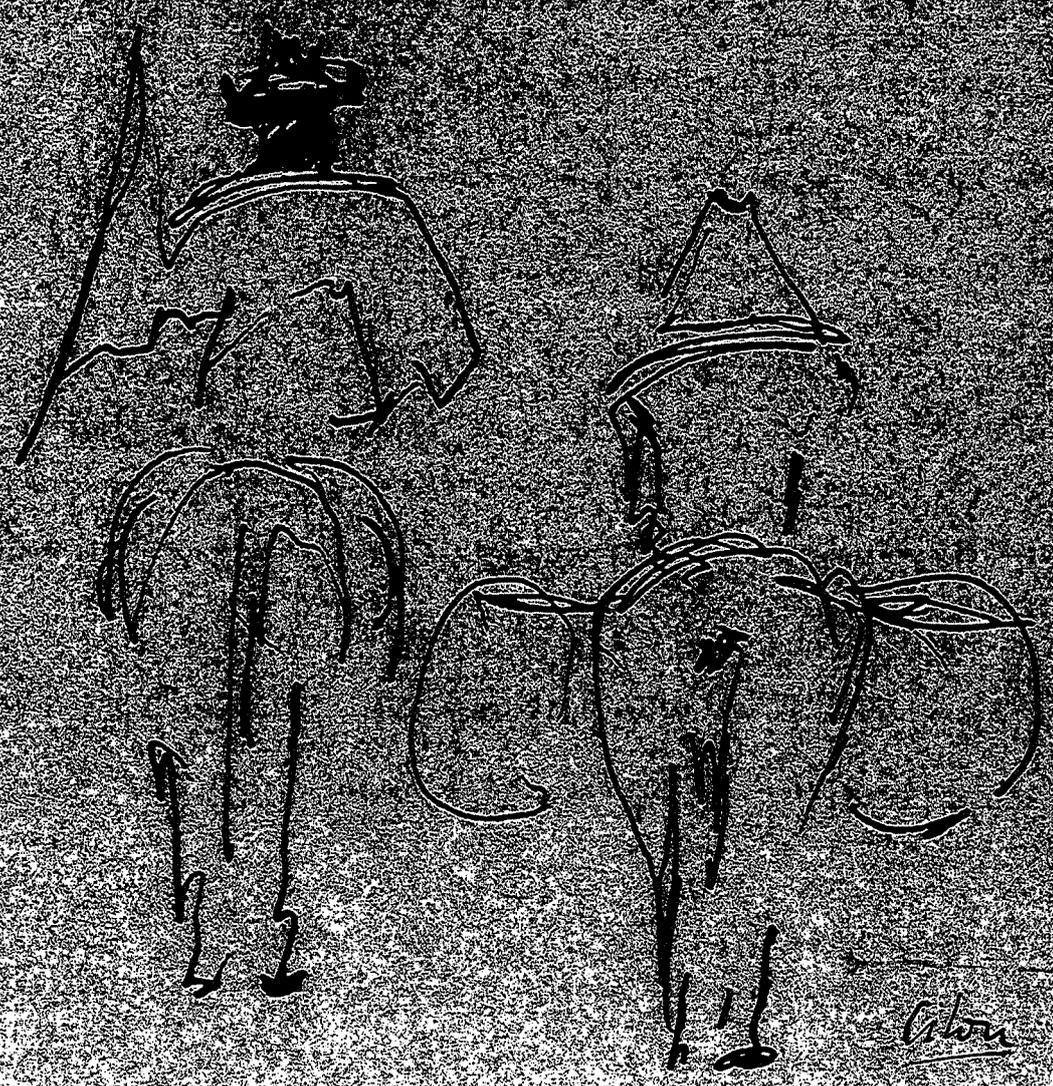
massif de Carnaíba : 1883 ± 87 M.A avec ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$)_i = 0.7331 ± 0.0062

isochrone obtenue sur trois points (MSWD=0.77)

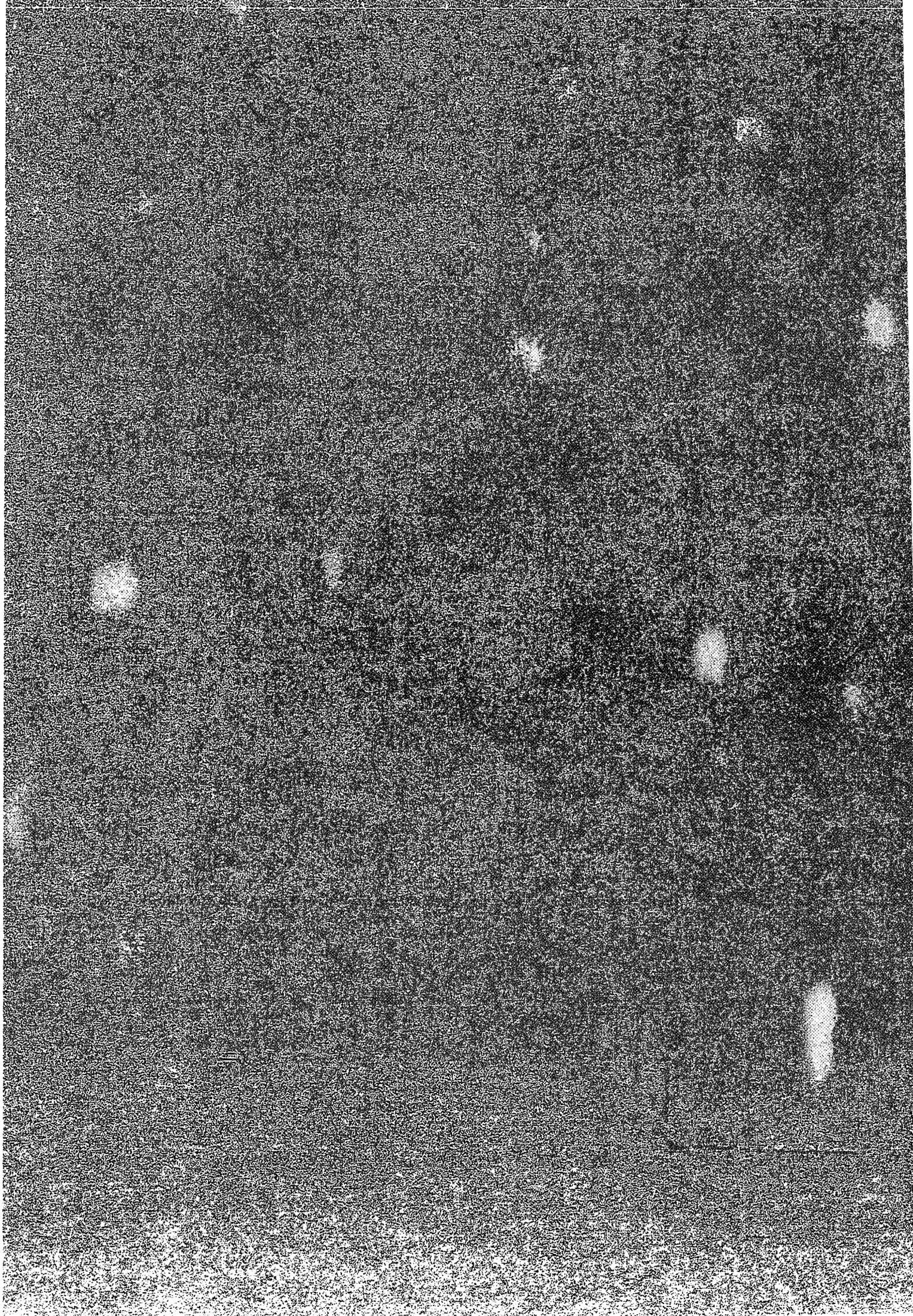
Des dykes de roches basiques, considérés d'âge post-transamazonien recoupent la Serra de Jacobina avec une direction générale Est-Ouest.

PREMIERE PARTIE - LES GRANITES
GEOLOGIE, PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET
GEOCHIMIE DES GRANITES DE CAMPO FORMOSO ET
CARNABA

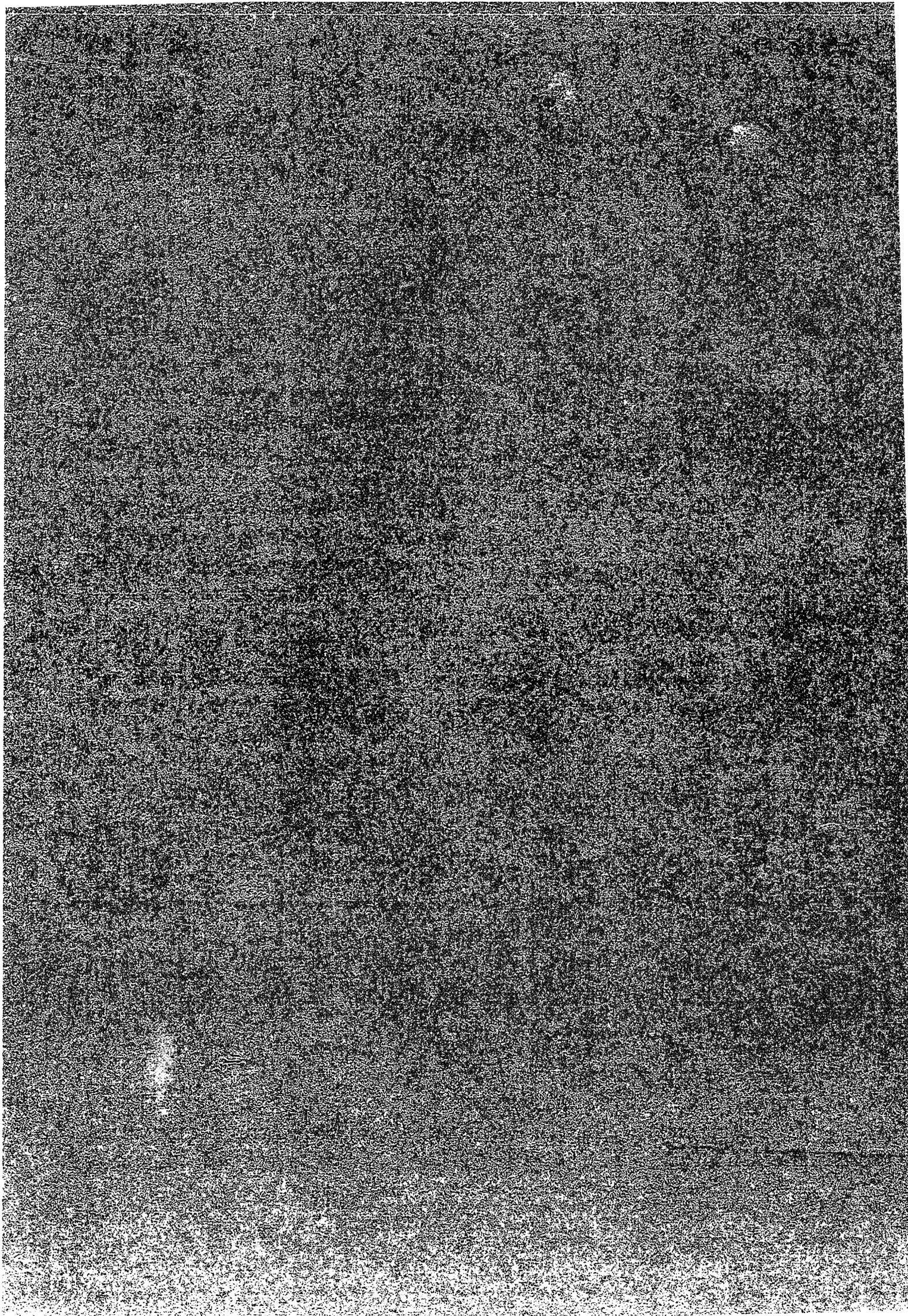
8 Mars 86. CF



Chou



Chapitre 11 - Géologie et pétrographie des
massifs granitiques



II.1. LE MASSIF GRANITIQUE DE CAMPO FORMOSO

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE DU MASSIF :

Le granite de Campo Formoso est un batholite de forme grossièrement elliptique d'environ 25 Km Nord-Sud sur 20 Km Est-Ouest (Fig. I.2). La cartographie effectuée en 1986 en collaboration avec G. Giuliani, a permis de préciser les contacts du massif, en particulier dans la partie nord. Nous avons pu observer que les limites du massif correspondent à des contacts intrusifs à l'exception de la bordure ouest qui est masquée par la couverture du Protérozoïque supérieur. La forme du massif granitique et de ses contacts avec l'encaissant sont nettement visibles sur l'image aérienne radar (Fig. I.3), sur laquelle le granite et son encaissant présentent des textures contrastées. Une petite intrusion de granite de forme circulaire a pu être mise en évidence au nord du massif, au sein des gneiss; ses limites ont pu être précisées grâce aux photos aériennes fournies par la C.P.R.M.. Nous avons pu observer des enclaves de l'encaissant situées sur les bordures du massif. Le granite est, d'une manière générale, pauvre en enclaves : rarement des quartzites (au Sud du massif) ou des gneiss du socle (au Nord) dont la taille peut atteindre quelques dizaines de centimètres. Ces observations attestent le caractère intrusif du granite dans son encaissant. On n'observe pas d'enclaves basiques à grain fin mais, ça et là, des enclaves surmicacées centimétriques.

Le long de sa bordure sud et est, le massif granitique est directement en contact avec les roches ultrabasiques du complexe basique-ultrabasique de Campo Formoso. Ce contact a pu être observé autrefois en mine (Sabaté, comm. pers.) ou par sondage. Le contact est marqué par un niveau d'amphibolites à hornblende-quartz-plagioclase-sphène et épidote sur lesquels se développe une biotite brune de façon sécante sur la foliation : elle peut résulter d'une métasomatose potassique de contact.

Au Nord-Est du massif, on peut observer des grands panneaux hectométriques de quartzites vertes à fuchsite (Fig. I.2) dont les contacts avec le granite n'ont pas été observés : ils ont été interprétés comme des "roof pendants" parce que la précédente cartographie considérait les gneiss du Nord du massif comme du granite (Couto *et al.*, 1978); il s'agirait donc en fait de "placages" de quartzites sur les gneiss.

Divers faciès granitiques, correspondant à des ensembles intrusifs distincts, ont été mis en évidence par l'étude de terrain.

Le massif est composé de deux unités principales, ce qui lui confère une structure concentrique (Fig. I.2):

-une unité externe, périphérique occupée par les faciès g1 et g1"

-une unité interne occupée par le faciès g2, qui représente la masse centrale principale du massif.

Les contacts intrusifs entre ces ensembles se caractérisent par des phénomènes d'enclavement et/ou de mise en place de filons granitiques, ce qui a permis de reconstituer la chronologie de mise en place des différents intrusifs :

-une première génération de granite à deux micas g1, g1', g1'' suivie d'une première génération de granites à grenat g1G, g1G' et d'aplopegmatites

-une deuxième génération de granites à deux micas g2 suivie d'une deuxième génération de granites à grenat g2G et d'aplopegmatites.

Les chronologies relatives de g1G' et g1'' relativement aux autres granites ne sont pas clairement établies, nous le verrons. Les granites g1', g1G, g1G' et g2G (plus les aplopegmatites) ne représentent qu'un très faible pourcentage du volume du massif de Campo Formoso: ils ne peuvent être représentés sur une carte au 1/50000 (cf. carte d'échantillonnage en annexe 1)

II.1.1. Agencement des différents faciès-Aspects macroscopiques

Le granite g1 :

Le faciès g1, granite de couleur claire (blanc à gris) à deux micas, à grain moyen à grossier (0.3-3 cm), se caractérise et peut être distingué des autres faciès par l'abondance de mégacristaux de muscovite dont la taille atteint exceptionnellement 4 cm. Ce granite apparaît dans la partie sud et sud-est du massif, sous la forme d'une large bande de plusieurs kilomètres en contact avec l'encaissant ultrabasique et au Nord sous la forme de panneaux de dimensions plus réduites en contact avec l'encaissant gneissique (Fig. I.2 et annexe 1). Il a été également rencontré au centre du massif sous forme d'une enclave arrondie de plusieurs centimètres dans g2 (affleurement 54 sur la carte d'échantillonnage - en annexe 1). Ce granite montre le plus souvent des signes de déformation, particulièrement bien développée sur les échantillons de bordure du massif. Le contact de g2 avec g1 est intrusif et on observe des enclaves de g1 dans g2 (cf. photo I.2).

Affleurement 180 :

J'ai choisi de présenter et de décrire cet affleurement car on peut y observer des accumulations de mégacristaux de muscovite caractéristiques de g1, à caractère assez exceptionnel (photo I.3 et I.4). Cet affleurement est occupé en majorité par le granite g1; localement quelques filons de g2, dont la puissance varie de 10 cm à 1 m recoupent g1 en suivant une direction générale N95 à N130. Le granite g1 est porphyroïde et les feldspaths potassiques sont orientés suivant des plans de fluidalité magmatique orientés N160. La muscovite se présente en

grands cristaux dont la taille se situe autour de 3 cm sur 1, orientés parallèlement aux plans de fluidalité magmatique et parfois accolés sur les phénocristaux de feldspath. Elle forme des petites crêtes qui se distinguent à l'affleurement des autres minéraux du granite; les plans (OO1) sont verticaux. Localement, on peut observer des accumulations de mégacristaux de muscovite, à tendance automorphe, en sections losangiques ou hexagonales (cf. chap. IV), en bandes ou en lentilles dont le grand axe est parallèle à la direction de fluidalité planaire (photo I.3 et I.4). Ces lentilles atteignent quelques mètres de long sur une largeur qui ne dépasse pas deux mètres; un de ceux-ci est recoupé par un filon de granite porphyroïde à deux micas du type g2; des filons d'aplopegmatites de quelques centimètres de puissance recoupent l'ensemble avec une orientation N70-75.

On peut se demander par exemple si ces "couloirs à muscovite" sont des cumulats de muscovite magmatique, des xénolithes de roches alumineuses enclavées dans le magma ou liés à des circulations hydrothermales tardimagmatiques.

Le granite g1' :

Le granite g1' est à deux micas, se caractérise par une texture isogranulaire et à grain fin (1 à 5 mm) et se présente le plus souvent en filons dont la puissance ne dépasse pas deux mètres ou en enclaves plus ou moins anguleuses dans g2 (Fig. II.1A), plus rarement sous la forme de masses plus importantes à l'affleurement, occupant quelques dizaines de mètres carrés, souvent recoupées par du granite g2 (Fig. II.1B).

Hormis les affleurements 133 et 141 situés au sein du granite principal g2, tous les affleurements où g1' a été observé sont situés à la limite entre g1 et g2 (cf. carte d'échantillonnage, en annexe).

Le granite g1'' :

Le granite g1'' est de couleur claire, grise à beige et également à deux micas, le plus souvent à texture isogranulaire. Il se caractérise par l'abondance de la muscovite. A l'affleurement, on observe d'ailleurs souvent un développement de veines de muscovite, parfois de petites veines de greisen. Ce granite a pu être observé sur la bordure est du massif (Fig. I.2). Ses contacts avec les autres granites n'ont pas été observés; néanmoins la répartition cartographique de ce faciès riche en muscovite permet de faire passer une limite assez précise avec le granite g2 à l'Ouest et le granite g1 au Sud (Fig. I.2 et carte d'échantillonnage en annexe 1).

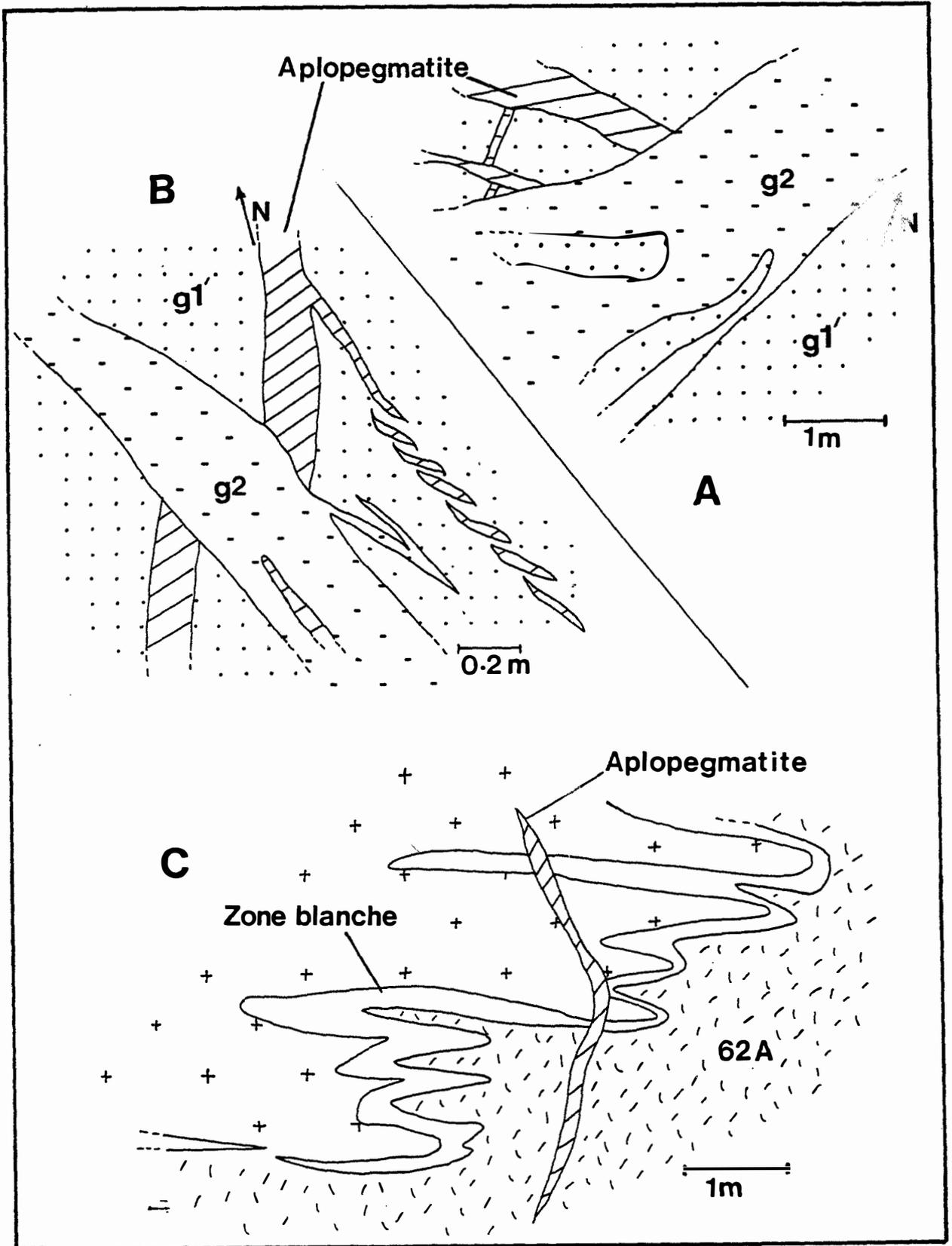


Figure II.1 : A et B : relations structurales des granites *g1'* et *g2* à l'affleurement. C : granite 62A à l'affleurement.

Le granite g2 :

Ce faciès est le plus répandu et le plus communément observé à l'affleurement. Le granite g2 est un granite de couleur généralement plus sombre que g1: c'est un granite d'aspect banal, à deux micas mais généralement la muscovite est rare. Sa texture est le plus souvent porphyroïde, les feldspaths potassiques pouvant atteindre 3 à 4 cm de longueur.

Il est possible d'observer des zones du granite, où la densité des phénocristaux de feldspath est plus forte, le granite étant nettement porphyroïde avec localement des accumulations de plusieurs dizaines de cristaux, mais aussi des zones où le granite est moins riche en phénocristaux. Ces structures peuvent être interprétées comme le résultat de mouvement de convection dans le magma, donnant naissance localement à des zones cumulatives. Si ces accumulations peuvent être observés pour les feldspaths, on ne les a pas observées dans le cas des biotites.

On peut observer g2 sous forme de filons intrusifs dans g1 ou dans g1' (Fig. II.4) mais aussi s'insérant dans un réseau de fractures qui découpent g1 en panneaux anguleux, isolés parfois au sein de g2 sous forme d'enclaves (photo I.2).

Autres faciès :

Le granite 62A, de couleur sombre, riche en biotite et en muscovite, à texture isogranulaire, a pu être observé dans la région où affleure g1", sur un unique affleurement, interdigité avec un autre granite de couleur plus claire, à deux micas également à texture isogranulaire (Fig. II.1C). La zone d'interdigitation est représentée par une zone de couleur blanche, plus pauvre en biotite que les granites. Le granite 62A qui ne ressemble à aucun granite du massif, présente des caractéristiques chimiques particulières. Le granite plus clair ressemble au faciès g2.

Sur l'affleurement 22 (cf. carte d'échantillonnage) un granite à deux micas de couleur claire (échantillon 22C) recoupe g2; il a été échantillonné pour étude géochimique.

Les granites à grenat :

Ces granites sont rares et représentent de très faibles volumes à l'échelle du massif. Il en existe plusieurs générations :

-g1G est un granite de couleur sombre où la biotite est abondante, à deux micas et grenat et à texture isogranulaire. Il présente une structure litée ou "layering" dans laquelle alternent de façon régulière des lits sombres à biotite-muscovite et grenat d'un à deux centimètres et des lits clairs constitués par un granite à muscovite-biotite et grenat plus rares que dans les lits sombres. Ce faciès peut être observé sur l'affleurement 48, associé à un faciès de granite à muscovite-grenat (g1G') dans une grande enclave plurimétrique au sein de g2 (Fig. II.2). L'existence de cette enclave indique que les granites à grenat g1G et g1G' étaient probablement presque complètement cristallisés dans un granite g2 encore très plastique. L'interruption du rubanement de g1G par le granite g1G' paraît indiquer l'antériorité de g1G.

-g2G est un granite hololeucocrate à grain fin, de couleur blanche à rose, à muscovite grenat et à texture isogranulaire. g1G' présente le même aspect pétrographique mais est en enclave dans g2 (Fig. II.2). Il se présente le plus souvent en filons dont la puissance n'excède jamais le mètre et qui recoupent tous les granites à deux micas et une partie des aplopegmatites. A l'affleurement, on observe des signes qui témoignent de l'existence d'une saturation en fluides du magma de ces granites à muscovite-grenat tels que :

-la présence de poches ou de "bouffées" pegmatoides identiques à celles qu'on observe dans g1G' (Fig. II.2) qui indiquent une vésiculation de l'eau.

-le développement de mégacristaux de muscovite de type pegmatitique à en bouquet.

-l'abondance de cristaux de muscovite (taille $\leq 2\text{cm}$) dans les filons (Fig. II.3).

Les Aplopegmatites :

Ce sont des roches de couleur très claire généralement à muscovite et à grenat. Elles peuvent être observés sur la majorité des affleurements. Le granite est parfois véritablement "lardé" de filons de directions variables.

La puissance de ces filons est variable, de quelques centimètres à quelques décimètres et ne dépasse pas deux mètres; leur extension a pu être mesurée sur plusieurs dizaines de mètres. Il en existe au moins trois générations :

- la première est postérieure à g1 et antérieure à g2

- la deuxième postérieure à g2 et antérieure à g2G on observe en effet des injections de g2G dans des filons d'aplopegmatites blanches (Fig. II.3).

- la dernière est postérieure à g2G

La première est facilement identifiable : il s'agit de veines essentiellement pegmatitiques dont la caractéristique est la couleur tirant sur le rose rouge qui se distingue de toutes les autres générations aplopegmatitiques de couleur blanche. Cette génération aplopegmatitique se met en place avant g2 et après g1. Ces aplopegmatites n'ont pu être échantillonnées. Dans les deux générations tardives, les aplopegmatites sont en filons de couleur blanche. Les aplites et les pegmatites peuvent être réunies dans un même filon ou s'exprimer séparément. Quand les veines sont zonées (aplite-pegmatite), elles peuvent présenter divers types de répartition avec symétrie, zonage etc...

Notons que dans certains cas, de petites veines à quartz seul orientées parallèlement aux bordures du filon sont séparées des parties aplitiques et pegmatitiques. L'individualisation des aplites et des pegmatites dans les filons matérialise la séparation d'une phase fluide du magma, à saturation; il est possible d'observer au sein des aplites des rubans enrichis en grenats qu'on peut interpréter comme des litages magmatiques. Comme dans les granites à grenats, diverses structures attestent la saturation en eau des magmas comme le développement de cristaux de feldspath en forme de "plumes", à partir d'interfaces entre apélite et pegmatite (stockscheider), parfois à partir des épontes de filons vers l'intérieur de ceux-ci.

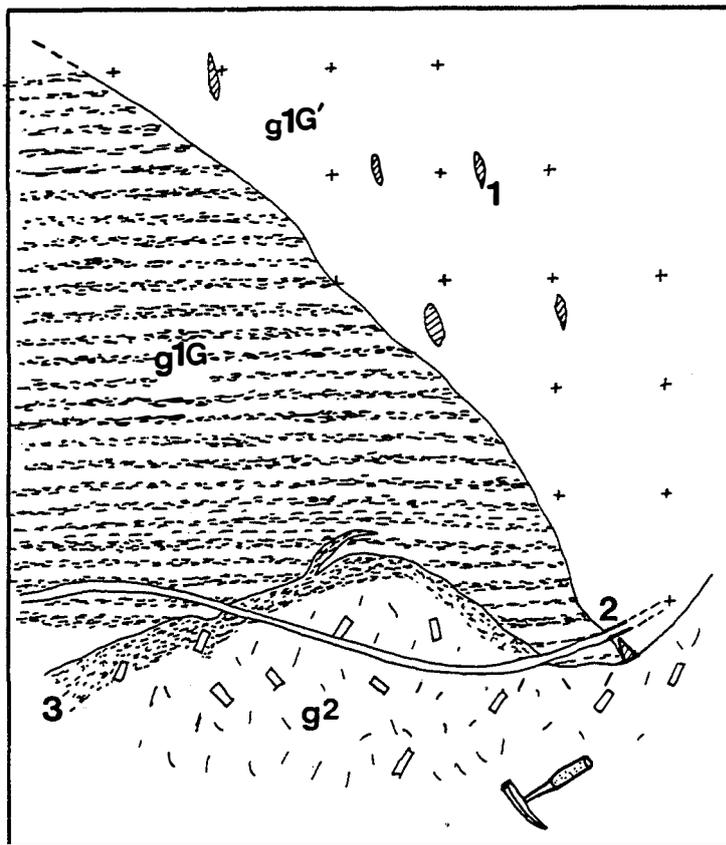


Figure 11.2 : enclave de g1G et g1G' dans g2. 1 : poches pegmatitiques dans le granite à muscovite grenat g1G', 2 : veine de pegmatite, 3 : accumulation de biotites au contact de l'enclave. La structure de "layering" (lits riches en biotite) du granite g1G à deux micas-grenat apparaît nettement à l'affleurement.

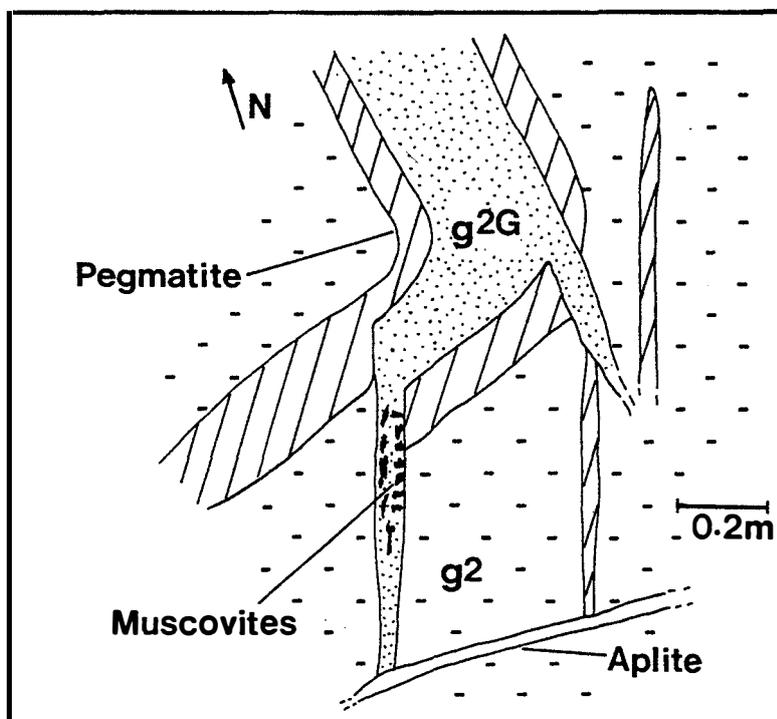


Figure 11.3 : filon de granite à muscovite grenat postérieur à un filon d'aplopegmatite blanche. On observe localement accumulation de muscovites de grande taille de type pegmatitique.

Ces formations sont comparables aux structures observées dans les stockscheiders. Les stockscheiders sont des formations pegmatitiques développées préférentiellement à l'interface entre deux granites, généralement au sommet des coupoles de granites (Charoy, 1979, Fontailles et Pascal, 1985b), fréquemment au contact granite-encaissant (Puyau, 1986), le plus souvent le long de contacts subhorizontaux. Ils se caractérisent par le développement de feldspaths "en plumes" (en feuillet, en plaquette, en bâtonnet... Charoy, 1979) dont la dimension atteint parfois quelques dizaines de centimètres, orientés plus ou moins en éventail pointant parfois vers le bas. Ces structures ressemblent aux cristallisations obtenues expérimentalement à l'interface entre phase fluide et magma et sont interprétées comme issues de l'accumulation de fluides magmatiques au toit de ces apex granitiques où peuvent se développer au contact de l'encaissant de véritables pièges ou réservoirs pour les fluides qui migrent en réponse à une cristallisation de masses de granite (voir discussion dans Fontailles et Pascal, 1985b). Ainsi, si l'existence de telles structures dans les aplopegmatites ou dans les granites à grenat indiquent une saturation en eau de ces magmas dont la mise en place est tardive et la séparation d'une phase fluide. L'existence de plusieurs générations successives de veines d'aplopegmatites ou de granites à grenat, suggère l'existence de surpressions fluides locales répétées qui permettent l'ouverture de ces veines.

II.1.2. Fluidalités magmatiques :

La partie centrale du massif où affleure le granite porphyroïde g2 est dépourvue de déformation. Il en est de même dans les parties internes de l'unité g1 (affleurement 180).

L'orientation des phénocristaux de feldspath potassique définit à l'affleurement des lignes de fluidalité. Malheureusement, en raison de la forme des affleurements, il est souvent difficile d'observer le pendage de ces plans. Nous avons relevé systématiquement, ces orientations et je les ai reporté sur la figure II.4. Il semble se dessiner vers le centre du massif une structure circulaire qui souligne la structure concentrique du massif; ceci demanderait à être confirmé par une étude plus systématique.

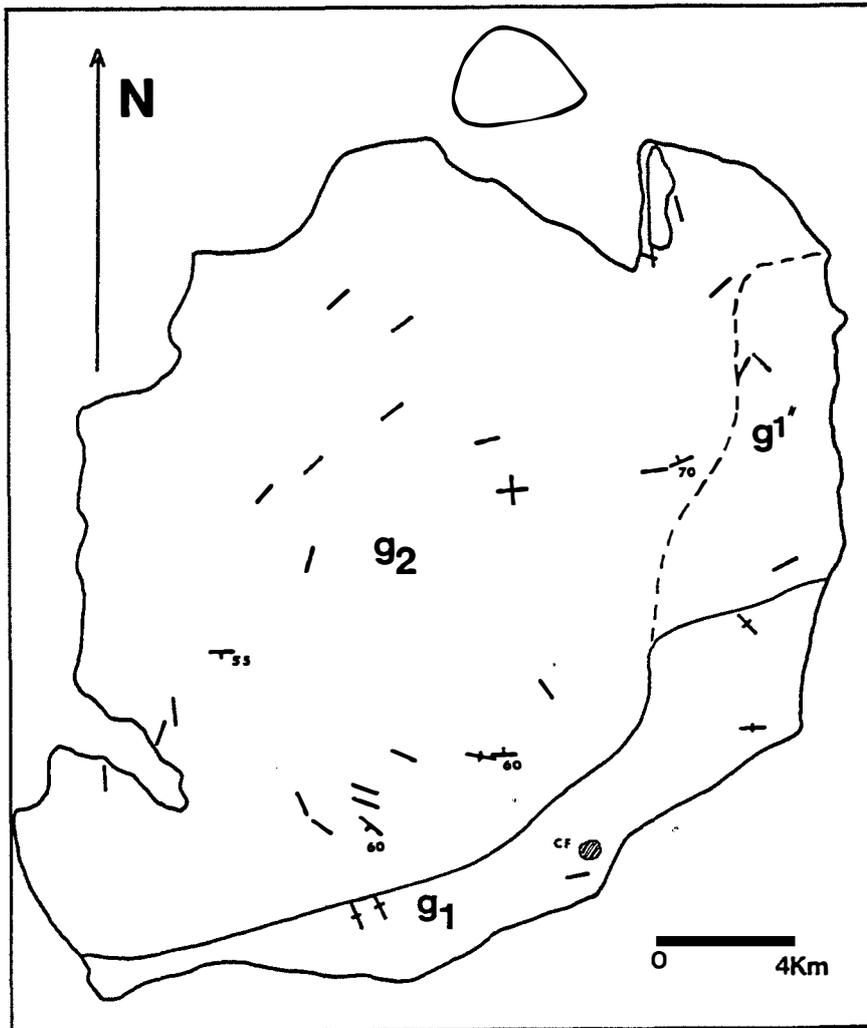


Figure II.4 : carte des directions de fluidalités planaires dans le massif de Campo Formoso.

II.1.3. Déformations : "orthogneissification" de bordure et fracturation tardive:

Les limites sud et est du massif, le long desquelles le granite est en contact avec le complexe basique-ultrabasique de Campo Formoso, sont marquées par le développement de zones fortement déformées dans le granite. Sur la bordure sud par exemple (affleurement 206), on peut observer dans g1, à quelques dizaines de mètres de l'encaissant, le développement d'une forte foliation orientée N120-S130. Le granite prend un aspect d'orthogneiss : le quartz se rassemble en bandes millimétriques parallèles, s'étirant en cristaux flexueux qui contournent les cristaux feldspathiques moins déformés; les micas sont très étirés suivant la même orientation ce qui caractérise un comportement plastique. On note également que les phénocristaux de feldspath potassique sont en amande, la bordure étant fréquemment recristallisée en sous amas de microcristaux. Cette déformation de type plastique, où le granite prend un aspect d'orthogneiss que l'on peut également observer sur les bordures est et nord du massif est sans doute liée à la mise en place du granite. Les filons aplopegmatitiques présentent à l'affleurement une forme en "zig-zag", issue de la déformation cisailante.

Sur la surface de l'affleurement, perpendiculaire à la foliation, on peut observer une linéation de cisaillement (plan c) dont la trace plonge de 15° au N85. La muscovite en grands cristaux, caractéristique de g1, se situe dans les plans S (foliation) mais aussi dans les plans de cisaillement C et C' (plans conjugués) (Fernandez, comm. pers.), ce qui suggère que la muscovite se développe tout le long du processus de déformation et donc au moins en partie dans des conditions subsolidus. La tourmaline pour sa part est associée au quartz dans des veinules millimétriques tardives orientées N60 : cette information suggère que les phénomènes de tourmalinisation sont liés à la percolation de solutions après la consolidation complète du granite.

Postérieurement à la mise en place de tous les intrusifs et au développement des phénomènes d'altération hydrothermale, le granite de Campo Formoso est soumis à un régime de déformation distensif. Celui-ci se matérialise par un développement de plusieurs générations de failles normales qui découpent les affleurement en "marches d'escalier". Il est possible d'observer localement des rejeux de plusieurs centimètres.

Cette fracturation peut être observée à l'échelle du massif et se matérialise par le développement de grands filons kilométriques remplis de quartz laiteux qui découpent le massif selon une direction WNW-ESE principale et selon une direction NNE-SSW (Fig. I.2 et I.3). La continuité de ces grands accidents, qui sont antérieurs à la transgression des calcaires du Protérozoïque supérieur, suggère qu'il s'agit de filons ouverts en régime distensif et non de veines de tension ouvertes par cisaillement. Enfin, de grands accidents N 45 et N140 recoupent ces filons (voir Fig. I.3). Ils affectent également la couverture du Protérozoïque supérieur.

II.2. LE MASSIF DE CARNAIBA

Le massif de Carnaíba, bordé par son encaissant migmatitique, apparaît sous la forme d'une plaine subcirculaire au milieu d'un petit cirque montagneux constitué par les bancs de quartzites très redressés de la Serra de Jacobina.

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE :

Le massif de Carnaíba est un petit pluton circulaire d'environ 4 Km de diamètre qui affleure au coeur d'une vaste antiforme de la Serra de Jacobina (Fig. I.2 et I.3). Ces formations sont représentées à Carnaíba par des quartzites, des micaschistes et des serpentinites essentiellement (groupe Jacobina).

L'observation d'enclaves de quartzites et de gneiss sur les bordures du massif attestent le caractère intrusif de celui-ci dans le socle et les formations de la Serra de Jacobina (photo I.1). Le centre du massif est occupé par une enclave hectométrique de serpentinites, considérée par (Couto *et al.*, 1978) comme un "roof pendant" (carte d'échantillonnage en annexe 1).

Il n'apparaît pas de zonalité dans le massif qui est occupé en majorité par un faciès granitique principal g3. Néanmoins, plusieurs faciès ont pu être distingués; leur chronologie de mise en place est :

g2ACA, g3, g3G et les aplopegmatites.

II.2.1. Agencement des différents faciès - aspect macroscopique des granites :

Un granite à grain fin (2 mm au maximum) à deux micas et texture isogranulaire n'apparaît que sous forme de petites enclaves plus ou moins circulaires, qui ont jusqu'à 20-30 cm de diamètre dans le granite à deux micas type g3; nous n'avons pas pu l'échantillonner.

Le **granite g3** représente la masse principale du pluton et ressemble au faciès g2 de Campo Formoso. C'est un granite à deux micas à grain moyen (1 à 5 mm) dont la texture est le plus souvent isogranulaire. La quantité de muscovite est variable mais dans l'ensemble supérieure à celle du granite g2 de Campo Formoso.

Le **granite g3G** est un granite à muscovite-grenat dont le faciès est analogue à celui de g2G de Campo Formoso. Hololeucocrate, à grain fin et texture isogranulaire, il se présente en filons tardifs. Ces filons sont très peu abondants et de puissance généralement faible (<1m).

Comme à Campo Formoso, plusieurs générations de filons aplopegmatitiques se mettent en place tardivement. Leur couleur est généralement claire, blanche à beige.

Récapitulation de la chronologie de mise en place des faciès à Campo Formoso et Carnaíba :

Campo Formoso

g1-g1'-g1''-g1G-g1G'-aplopegmatites-
g2-aplopegmatites-g2G-aplopegmatites.

Carnaíba

g3-g3G-aplopegmatites.

II.2.2. Déformations:

Les bordures du massif n'ayant pas été observées, seule la fracturation tardive en distension a pu être observée sur chaque affleurement.

II.3. TRANSFORMATIONS POST-MAGMATIQUES DES GRANITES

Divers types d'altérations deutériques-hydrothermales peuvent être observées; leur chronologie relative est : greisenisation, microclinisation, tourmalinisation et silicification. Une albitisation locale du granite de Carnaíba a pu être observée, ce qui n'est pas le cas à Campo Formoso : nous en parlerons au chapitre V.

II.3.1. Greisenisation :

La muscovite est présente dans tous les intrusifs, particulièrement abondante dans g1 et g1" et les intrusifs à grenat (granites g1G', g2G, g3G et aplopegmatites). Elle est généralement xénomorphe et développée aux dépens des minéraux préexistants (biotite le plus souvent) à un stade postmagmatique (cf chap. IV). Outre l'abondance locale des mégacristaux que l'on a pu observer dans g1 ("couloirs à muscovite"), nous avons pu noter l'existence de veines de muscovite développées après consolidation des granites, dans les granites g1, g1" et plus particulièrement dans g1". On peut en effet observer dans ce granite un développement local (affleurements 29 à 30, 61 et 64) et massif de veines riches en muscovite, parallèles et subhorizontales, dont la puissance varie de quelques millimètres à 3-4 centimètres. Les plus épaisses sont constituées par des zones de granite en voie de greisenisation : les épontes, dont la couleur blanche tranche sur le beige banal du granite, sont enrichies en quartz, le coeur est riche en quartz et muscovite en cristaux millimétriques (photo I.5). L'observation au microscope de ces zones greisenisées révèle que la biotite n'est plus présente au coeur de ces veines, et apparaît fortement remplacée aux épontes, par des cristaux de muscovite trapue. Les feldspaths et particulièrement le microcline ne sont pas complètement détruits dans la zone centrale, mais apparaissent en faible proportion relativement au granite sain et se présentent en cristaux fantomatiques, reliques et très corrodés par la muscovite et le quartz qui se développent massivement. Le développement de la greisenisation est le résultat de la circulation de solutions acides qui lessivent la majorité des éléments chimiques du granite sauf un certain nombre d'éléments peu mobiles, dont l'alumine. La greisenisation peut conduire à la destruction complète des feldspaths et au remplacement de l'assemblage minéralogique initial du granite, en muscovite et quartz au coeur des veines.

II.3.2. Microclinisation :

La microclinisation se caractérise par le développement de zones rouge lie-de-vin (qui provient de l'oxydation du fer) millimétriques à centimétriques au sein du granite, le plus souvent g2, déformé. La partie centrale de la veine est localement occupée par une zone monominérale lentiforme à feldspath potassique dont la dimension atteint exceptionnellement 3-4 m sur 1. Les épontes sont constituées par un granite en voie d'altération. L'observation de détail révèle que dans le cas de fractures millimétriques, il existe souvent un réseau de fractures conjuguées

et formation de "coins" ou dominos et de fentes en échelon, au niveau desquels le phénomène d'altération s'étend (Fig. II.5).

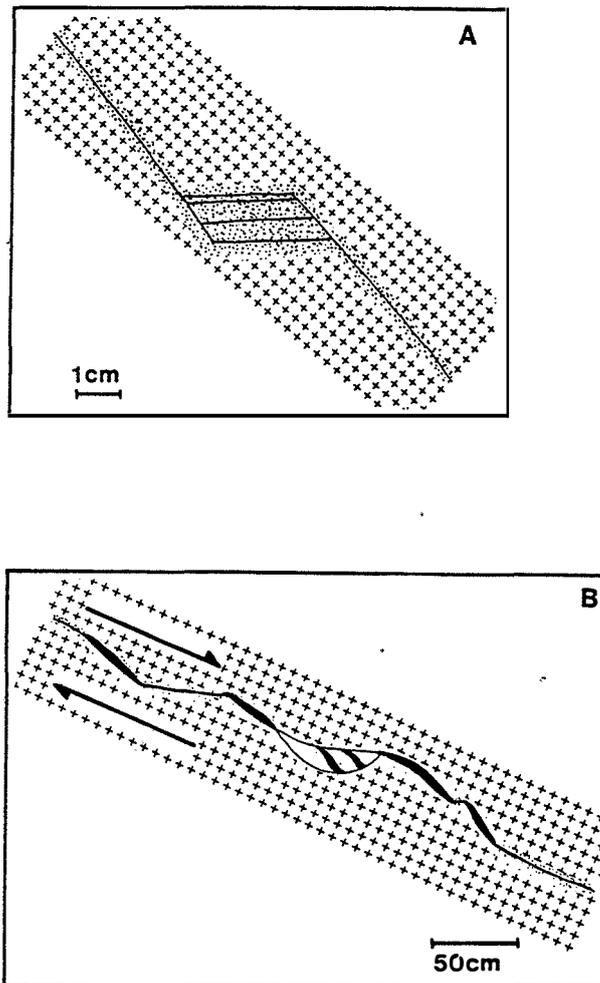


Figure II.5 : détail de l'affleurement 54 : on y observe les structures de déformation qui favorisent la circulation des fluides et l'intensification de la feldspathisation dans g2. A : formation de coins ou dominos. B : fentes en échelons.

Au microscope, les zones de granite en voie de microclinisation sont souvent fortement déformées et l'on peut observer :

- une forte extinction roulante dans les quartz, dans lesquels apparaissent des stylolithes et des phénomènes de dissolution sous pression. Le quartz est traversé par des trainées d'inclusions fluides.

- les plagioclases présentent des macles polysynthétiques pliées, flexueuses mais aussi des microfractures, ce qui caractérise le passage d'une stade de déformation plastique à un stade de déformation cassant. En outre, le plagioclase est très altéré, envahi par un "patchwork" de lamelles de muscovites et parfois de microcline, localement complètement remplacé par un amas de séricite microcristalline.

-les muscovites sont souvent cisailées et on y note la présence de kinkbands. localement elles sont recoupées par des veinules à sérécite.

-la biotite est complètement remplacée par de la muscovite. Des cristaux automorphes de magnétite pousse sur ces anciennes biotites.

-le microcline se développe de façon poecilitique en corrodant quartz et plagioclase et dans des veinules.

On observe localement des néoformations géodiques de quartz automorphe, de feldspath potassique en cristaux à habitus losangique (probablement de l'adulaire) et occasionnellement de petites chlorites en éventail. Occasionnellement, on peut observer des cristaux de quartz et d'albite secondaires, automorphes et géodiques, qui cimentent des veinules dans le granite microclinisé.

On voit que l'intensification du processus d'altération peut avoir lieu grâce à la création de ce réseau de fractures, qui constitue des drains pour les solutions, ce qui permet localement, la transformation minéralogique et chimique complète du granite. La zone interne est monominérale (feldspath potassique), les épontes des veines étant occupées par un granite en voie de feldspathisation (disparition de la biotite altérée en chlorite...) et l'encaissant granitique de couleur banale n'étant pas transformé : cette zonalité peut correspondre à divers degrés de transformation.

II.3.3. Tourmalinisation :

La tourmaline se présente presque exclusivement associée au quartz, en veinules de quelques millimètres à 2-3 cm de large, sécantes le plus souvent sur les granites les plus peralumineux : g1 et g1".

Si la tourmaline semble parfois disséminée dans le granite, l'observation de détail révèle que les cristaux sont alignés dans la continuité d'une microfracture localement cicatrisée. La tourmaline est automorphe souvent zonée (dans l'échantillon CF15 de g1", le coeur a une couleur bleue claire et les bordures sont vertes) et le quartz forme une mosaïque de cristaux déformés, étirés et à extinction roulante. L'analyse à la microsonde révèle que la tourmaline est une variété proche d'une composition de schorl.

Cette tourmaline ne cristallise pas au stade magmatique mais entièrement à partir de solutions hydrothermales.

II.3.4. Silicification :

Il s'agit de l'altération la plus tardive; elle se caractérise par le développement de veines de faible épaisseur (quelques centimètres au maximum) à quartz blanc laiteux.

II.4. PÉTROGRAPHIE DES GRANITES - CARACTERES MICROSCOPIQUES

II.4.1. Campo Formoso :

Le granite g1 :

La biotite de couleur brune à brun-vert présente trois types d'habitats :

- en petits cristaux idiomorphes inclus dans les plages de quartz (quelques centaines de microns au maximum) : ce type de biotite correspond à un stade de cristallisation précoce à partir du magma (cette biotite est parfaitement conservée, "blindée" par le quartz, et protégée des rééquilibrages et des transformations hydrothermales).

- en grands cristaux trapus, xénomorphes dans la trame du granite, souvent chloritisée.

- en petits cristaux inclus parallèlement aux clivages de la muscovite en "mégacristsaux" et dont la taille est variable (quelques microns à quelques millimètres) (Fig. II.6). Dans ce cas, la biotite est xénomorphe souvent squelettique et localisée du coeur à la périphérie du cristal de muscovite.

J'ai pu observer dans l'échantillon 22A une cristallisation symplectique de biotite et de quartz. Une observation analogue effectuée par Leterrier (1972) l'a conduit à supposer qu'il pourrait s'agir de la destabilisation d'une amphibole ou d'un orthopyroxène. Comme l'amphibole est plus riche en silice que la biotite, une transformation en biotite serait susceptible de libérer un excès de silice, cocrystallisée de façon cuneiforme avec la biotite. Si l'existence de basses teneurs en Al ($\approx 15\% \text{ Al}_2\text{O}_3$) dans certaines biotites cristallisées précocement (cf. chap. IV) n'est pas incompatible avec cette hypothèse, rien ne permet de le démontrer.

Le quartz se présente le plus souvent en grandes plages polycristallines (4 à 5 individus) formées de gros cristaux xénomorphes et engrenés. Il pénètre à la faveur des golfes de corrosion dans le plagioclase, la biotite ou le microcline et les enferme parfois en inclusions. Il semble occuper la place laissée par les autres minéraux : plagioclase, biotite et microcline I. Il présente fréquemment une extinction roulante qui marque l'existence de déformation. Certains cristaux de quartz se distinguent par leur forme globuleuse plus ou moins hexagonale souvent corrodés sur les bords; on les trouve le plus souvent dans le microcline I.

Il existe deux types de plagioclase :

-un plagioclase en grands cristaux (généralement $>1 \text{ mm}$) subautomorphes à automorphes en tablettes (010), associé aux minéraux de début de cristallisation (biotite, phénocristaux de microcline et quartz); ses macles sont parfois pliées. Les cristaux sont faiblement zonés et le zonage est souligné par de fines paillettes de séricite (séricite I), qui occupent souvent la zone centrale ou se distribuent en auréoles concentriques plus ou moins continues (en couronne), ce

qui marque la transformation de zones préalablement plus calciques. La détermination de la basicité de ces zones est rendue difficile et les valeurs mesurées optiquement ne sont probablement pas représentatives de la composition originelle du plagioclase : les déterminations optiques ont donné environ An25 pour le coeur et An5 pour le bord. La séricite II se présente en grandes lamelles disposées de façon géométrique selon les axes cristallographiques du cristal de plagioclase.

On peut associer à cette génération de plagioclase les petits cristaux inclus parallèlement aux bordures des phénocristaux de microcline; ces plagioclases présentent également un coeur séricitisé. Leur bordure est albitique : elle peut être interprétée comme issue d'un nourrissage par les facules de perthite qui disparaissent du microcline, à proximité de ces petits cristaux.

-un plagioclase en plus petits cristaux (<1mm) non zoné et proche d'une composition purement albitique, associé aux minéraux de fin de cristallisation.

Dans ce faciès, le microcline apparaît le plus souvent xénomorphes, en plages interstitielles. Néanmoins, dans les parties nettement porphyroïdes du granite (affleurement 180, par exemple), il est fréquent d'observer un microcline en grands phénocristaux automorphes, souvent maclé Carlsbad dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres. Ce feldspath alcalin ou microcline I est perthitique et on y observe de nombreuses inclusions de petits cristaux de plagioclase automorphes (le plus abondant), de biotite et de quartz (en "globule"), orientés parallèlement aux faces du cristal de microcline, distribuées en plusieurs couches concentriques successives. Cette structure peut être interprétée comme l'accolement de petits cristaux de différente nature, le long des phénocristaux de microcline cristallisant à partir du magma.

On peut également observer un microcline plus tardif, perthitique et interstitiel, probablement cristallisé à partir du liquide, mais aussi du microcline non perthitique interstitiel, parfois en remplacement du plagioclase, sous forme de couronne : ce microcline II a probablement cristallisé à partir d'un fluide issu de la saturation du magma, intervenant après la cristallisation d'un ensemble de minéraux (globalement pauvre en eau) à partir du magma. La précipitation de minéraux potassiques par la phase aqueuse et de minéraux sodiques par le liquide silicaté est une tendance fréquemment observée (voir par exemple Jahns et Burnham, 1969). Ce phénomène permet en partie d'expliquer le développement des myrmékites, fréquemment observées dans l'ensemble de nos granites.

L'observation fréquente d'une syncristallisation de la muscovite et du quartz au contact du microcline pourrait indiquer un phénomène d'immiscibilité analogue, qui signe au moins pour la bordure des muscovites, une cristallisation à partir du fluide.

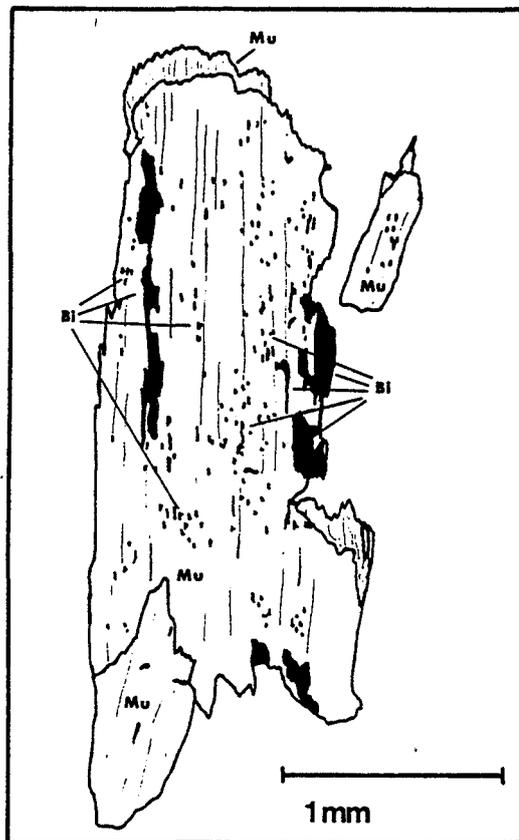


Figure 11.6 : mégacristaux de muscovite de g1 et ses inclusions de cristaux de biotite de tailles variées. Bi=biotite, Mu=muscovite. On note un développement de barbes de muscovite sur les bords des mégacristaux.

Le caractère dominant du granite g1 est la présence de grands cristaux de muscovite qui peuvent atteindre 3 à 4 cm de longueur (Fig. 11.6). Elle est abondante, à tendance automorphe et se caractérise par la présence systématique de nombreuses inclusions de petits cristaux de biotite xénomorphes. Quoique la muscovite se présente en grands cristaux à tendance automorphe, les relations texturales avec les inclusions de biotite suggèrent que la muscovite a cristallisé aux dépens de la biotite : dans ce cas, les biotites incluses pourraient représenter les restes d'un ou plusieurs cristaux de biotite de plus grande taille. Une autre interprétation possible est qu'il s'agit d'exsolutions à partir d'un mica précoce (solution solide biotite-muscovite). Le fait que la muscovite se développe préférentiellement sur la biotite est probablement lié à des raisons énergétiques: sa cristallisation sur un minéral de même structure cristallographique nécessite vraisemblablement moins d'énergie. Je pense qu'il ne s'agit donc pas d'une syncristallisation à partir du magma, ce qui semble, en outre, confirmé par l'étude de leurs compositions (cf. chap. IV). Par ailleurs, je n'ai jamais observé de petites muscovites idiomorphes incluses dans les quartz, habitus caractéristique de la biotite cristallisée précocement dans le magma et que l'on peut observer assez fréquemment dans nos granites : cela suggère de façon indirecte que la muscovite n'a vraisemblablement pas cristallisé au stade magmatique précoce.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et l'allanite. L'apatite est beaucoup plus abondante que dans les autres granites. Elle se présente généralement en amas de cristaux globuleux, parfois subautomorphes, (2-3 individus) souvent associés à des amas de quelques cristaux de biotite. L'apatite renferme souvent des petits cristaux de zircon. Cette structure en amas dans la biotite suggère une cristallisation relativement précoce à partir du magma. Le zircon se présente en fins cristaux (50 à 100 microns) automorphes et allongés.

L'allanite est le plus souvent en cristaux subautomorphes inclus dans la biotite. Sa taille est plus importante que celle du zircon (jusqu'à 200 microns); elle est parfois auréolée d'épidote. Il n'a pas été observé de magnétite dans ce granite et une seule baguette d'ilménite a été identifiée.

Exceptionnellement de petits grains de chalcopyrite (quelques dizaines de microns) ont été observés.

Le granite g1' :

La faible taille du grain et une texture le plus souvent isogranulaire sont les caractères dominants de ce granite, l'assemblage minéralogique étant analogue à celui de g1.

La biotite se présente en lamelles trapues, de couleur brune, à contours corrodés parfois par le quartz. Elle est le plus souvent xénomorphe.

Le quartz est abondant et se présente en cristaux plutôt isolés, globuleux, en forme de "pièces de puzzle" parfois reliés entre eux et non pas en plages polycristallines comme c'est le cas le plus fréquemment dans les autres granites.

Le plagioclase montre les plus grands individus (2mm au maximum), en cristaux trapus subautomorphes fréquemment séricitisés à coeur (séricite I en paillettes microcristallines) et à bordure limpide. Dans certains individus se développe de nombreuses lamelles ou taches de muscovite (séricite II) qui donne au cristal un aspect de tissus d'arlequin.

Le microcline est essentiellement interstitiel (microcline II).

La muscovite est assez abondante en cristaux xénomorphes parfois trapus, indemnes d'inclusions et semblant "posés" sur les autres minéraux, parfois squelettique incluant le plus souvent des cristaux globuleux de quartz ou les feldspath. La biotite n'est pas observée parmi ces inclusions.

Les accessoires sont apatite, zircon et allanite.

Le granite g1'' :

La biotite présente les trois mêmes habitus pétrographiques que dans g1 :

- en rares petites lamelles euhédrales dans les quartz.
- en cristaux xénomorphes, de forme allongée dans ce granite.
- en cristaux sans formes propres inclus dans la muscovite : l'aspect pétrographique est similaire à celui observé dans g1 (inclusions de biotite parallèlement aux clivages de la muscovite, variété de taille des cristaux de biotite..., c.f. Fig. II.6)

Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes, à coeur séricitisé (Ser I en paillettes) et bordure plus limpide (variation An11-An3, à la microsonde).

Le microcline est xénomorphe et se présente :

- en grands cristaux maclés Carlsbad, perthitiques avec rares inclusions de petits cristaux de plagioclase accolés sur les faces (microcline I). Ils présentent souvent une texture de micropegmatite graphique avec le quartz.
- en petits cristaux xénomorphes interstitiels (microcline II).

Le quartz forme des plages polycristallines (3-4 individus) et se présente aussi en micropegmatite graphique dans le microcline maclé perthitique.

Outre la sericite d'altération du plagioclase, la muscovite est abondante et se présente généralement en cristaux trapus xénomorphes, le plus souvent accolée à la biotite. Les plus grands cristaux sont à inclusions de biotite.

Les accessoires sont l'apatite et le zircon; on observe également de petits minéraux métamictes qui pourraient être de l'allanite.

Le granite g2 :

La biotite est généralement plus sombre que dans g1, de couleur brun foncé à brun rouge (cette dernière étant caractéristique des biotites en petites lamelles idiomorphes dans les quartz, et liée à de fortes teneurs en TiO₂ (>3%) : voir l'exemple de l'échantillon 48A au chapitre II). Elle se présente généralement en lamelles trapues, les cristaux sont subautomorphes avec des formes compliquées par l'inclusion de petits cristaux de quartz globuleux, par son moulage sur les bordures de plagioclase ou par des figures de corrosions envahies par le quartz. Elle se présente parfois en amas de quelques individus. Les échantillons 54A, 88 et 152A présentent des biotites dont la forme a tendance à être plus allongée que dans les autres échantillons de g2. Ces échantillons représentent les termes les plus différenciés de la série g2 (cf. chap. III et IV). Cet habitus pétrographique de la biotite pourrait donc être une ca-

ractéristique d'une biotite cristallisée dans un magma plus évolué. Dans certains faciès, une épidote de couleur jaune paille se développe dans la biotite saine. La biotite est souvent complètement chloritisée, remplacée par un assemblage de chlorite, de feldspath alcalin en cristaux allongés développés entre les clivages de l'ancienne biotite et d'oxydes de titane et de fer, parfois d'épidote.

Le quartz se présente le plus souvent en grandes plages polycristallines (4-5 individus) en cristaux xénomorphes à contours irréguliers et engrénés, plus rarement en petits cristaux arrondis inclus dans le microcline I.

Le plagioclase se présente en grands cristaux trapus subautomorphes peu zonés, souvent fortement séricitisés au coeur. Les zonages de composition sont soulignés par des zones concentriques à fine paillette de séricite (Ser I) qui confèrent au plagioclase un aspect souvent "sali" et matérialisent les parties originellement plus calciques. Des baguettes de séricite (Ser II), orientées selon les deux clivages du plagioclase peuvent être observées. Rarement, de petites plages de calcite se développe au coeur du plagioclase. Il renferme rarement des inclusions de biotite. Il existe également un plagioclase en petits cristaux inclus dans le microcline I qui, comme dans g1, présente un coeur séricitisé et une bordure limpide albitique. Les déterminations optiques de la basicité du plagioclase ont donné An21-An7 et les déterminations à la microsonde montrent une variation de An19 à An 3. De petits cristaux d'albite peuvent être observés en petits cristaux xénomorphe cristallisant tardivement.

Le microcline I est courant dans g2 en grands cristaux automorphes avec ses inclusions de plagioclases orientés parallèlement aux faces (Fig. II.7); il donne sa structure porphyroïde du granite. Particulièrement bien développé dans certains échantillons de ce granite, on peut noter que sa partie centrale est souvent dépourvue d'inclusions. Cette répartition est probablement liée à une question de tension superficielle. Comme dans g1, il existe du microcline interstitiel renfermant parfois des inclusions de microcline xénomorphe globuleux, mais aussi un microcline dont la forme est squelettique, développé préférentiellement au coeur des plagioclase sous forme de demi-couronnes ou encore en remplacement de la bordure des plagioclases et dont la cristallisation est vraisemblablement tardive à partir d'un fluide riche en potasse. Le développement de myrmékite est fréquent dans ce granite.

La muscovite est globalement peu abondante dans ce granite relativement aux autres granites, particulièrement g1 et g1" :

-parfois très peu abondante (échantillon 48A par exemple, Fig. II.7) en petites lamelles accolées aux amas de biotite

-parfois plus abondante, et dans ce cas elle se présente également en plus grands cristaux trapus : je n'y ai jamais observé d'inclusions de biotite comme dans g1.

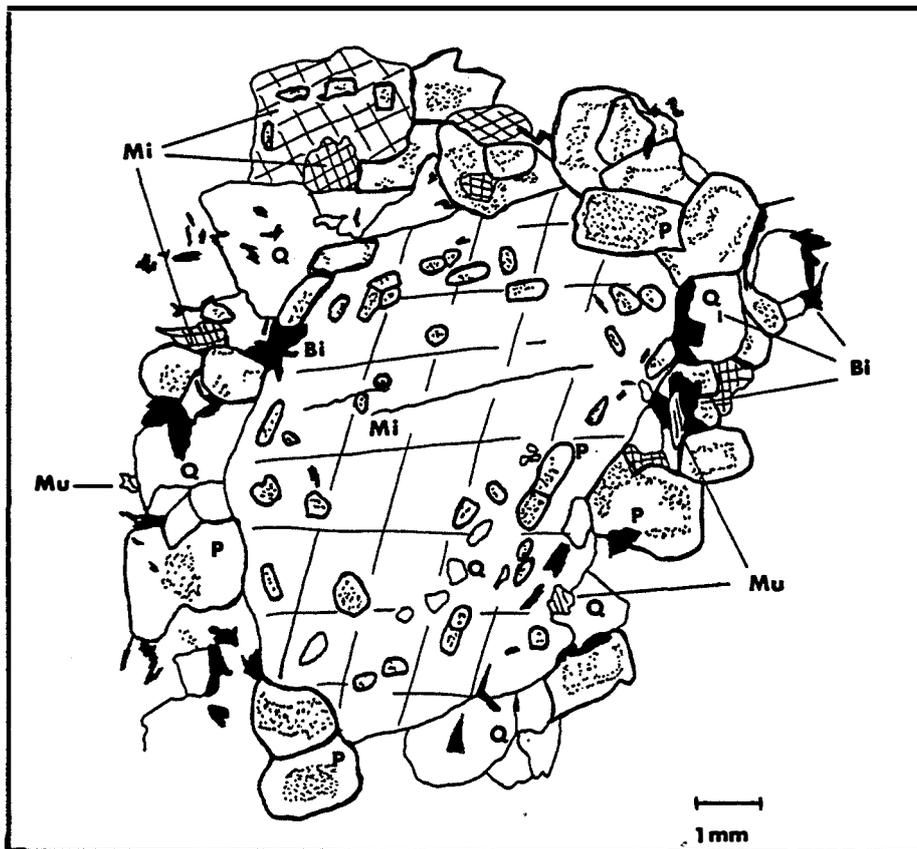


Figure II.7 : aspect microscopique du granite g2. Mi=microcline, Mu=muscovite, Bi=biotite, Q=quartz, P=plagioclase.

La présence systématique de magnétite en cristaux à tendance automorphe, le plus souvent inclus dans la biotite, est une caractéristique de ce granite, ce qui le distingue des autres granites de Campo Formoso. La forme de ces cristaux et les relations mutuelles avec les autres minéraux indiquent que la magnétite cristallise relativement précocement, avec biotite, plagioclase et quartz, ce qui montre que le granite a cristallisé à partir d'un magma où régnaient des conditions assez oxydantes. L'ilménite est rare mais a pu être observée dans les échantillons CF48A et CF128A. Les autres accessoires sont apatite, zircon, allanite, monazite et plus rarement des minéraux métamictes dont l'analyse au tracor a donné une composition de phosphates de terres rares cériques (La et Ce) ou de phosphates de calcium, uranium et thorium (minéral proche de la Brockite : $(Ca, Th) PO_4 H_2O$?). L'allanite et l'apatite sont les minéraux porteurs de terres rares les plus fréquents de ces granites; l'allanite se présente en petits cristaux trapus de quelques centaines de microns associés aux amas de biotite le plus souvent. Elle est souvent métamictite et parfois auréolée d'épidote. Quelques grains de monazite ont été observés avec l'allanite dans le granite 48A notamment. L'apatite forme des cristaux arrondis associés aux amas de biotite mais aussi de petites baguettes automorphes (<100 microns). Le zircon est le plus souvent automorphe inclus dans la biotite avec son halo pléochroïque caractéristique.

Quelques échantillons de g2, qui présentent des caractéristiques chimiques particulières (cf. chap. III), méritent d'être décrits du point de vue microscopique :

Echantillon CF128B :

De couleur rouge lie-de-vin, ce granite est fortement silicifié, envahi par des plages de quartz polycristallin et de grandes muscovites trapues, qui remplacent le plagioclase. La biotite est entièrement chloritisée.

Echantillon CF110 :

A l'affleurement, ce granite a le faciès g2 banal, mais on peut y observer une grande enclave biotitisée, partiellement "digérée" sur ses bordures par le granite, dans la mesure où l'on peut observer au sein du granite à proximité de celle-ci des lits enrichis en biotite qui peuvent correspondre à des morceaux de l'enclave ayant réagi avec le magma.

L'observation de l'enclave au microscope montre qu'elle est constituée d'une alternance de lits clairs à plagioclase, quartz et biotite verte et de lits sombres presque exclusivement à biotite verte et localement de nombreux cristaux d'allanite auréolés d'épidote. Il n'y a pas de feldspath potassique. Le quartz apparaît généralement en petits cristaux globuleux, mais localement, et particulièrement au contact avec le granite (caractérisé par l'apparition du microcline), on note un développement de grands plages de quelques individus, dont l'aspect rappelle les plages de quartz du granite, ce qui suggère un nourrissage par le granite. La biotite dans le granite présente la même teinte verte que celle de l'enclave, ce qui suggère qu'elle peut provenir en partie de celle-ci; de petits amas incluant de l'allanite auréolé d'épidote y ont été observés comme dans l'enclave : le granite a donc pu être contaminé localement.

Echantillon CF131:

Cet échantillon est un granite à grain plus fin que le granite g2 et se caractérise par une abondance particulière du microcline développé de façon interstitielle. En dehors de cette caractéristique, l'assemblage minéralogique de ce granite est semblable à celui de g2.

Le granite g1G :

La roche peut être divisée en une partie claire et une partie sombre, cette dernière étant représentée sous forme de lits à deux micas et grenat qui confère au granite sa structure litée.

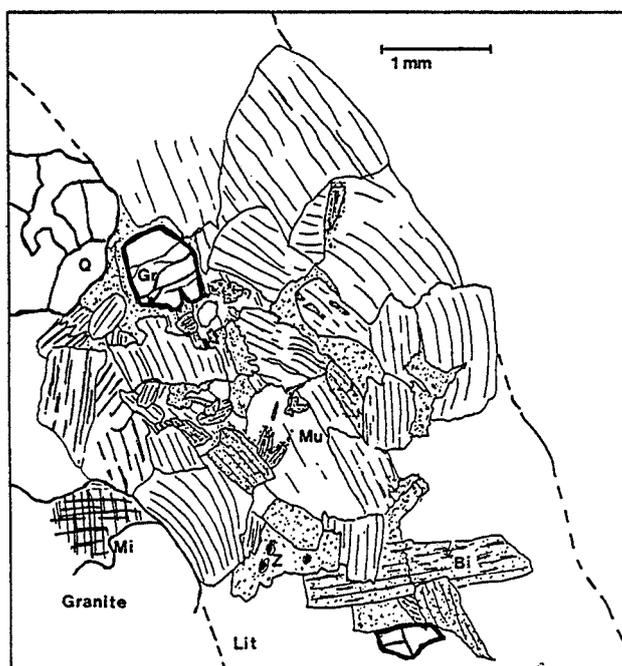


Figure II.8 : aspect microscopique des lits à biotite-muscovite-grenat du granite g1G. Q=quartz, Bi=biotite, Mu=muscovite, Gr=grenat.

Partie sombre :

Elle est constituée par l'assemblage biotite-muscovite et grenat. Rarement, on observe de petits cristaux de quartz xénomorphe interstitiel. Le grenat est très peu abondant et à tendance automorphe. La biotite se présente en cristaux flexueux de couleur vert bouteille à brun clair; elle est fortement corrodée par la muscovite, également en cristaux flexueux. Il en résulte l'existence d'aggrégats microcristallins à biotite entre des grandes lattes de muscovite flexueuse (Fig. II.8).

Partie claire :

La partie claire est représentée par un granite à deux micas assez banal. La biotite, de composition identique à celle de la partie sombre, est relativement abondante en cristaux sans forme propre à contours interlobés avec le quartz et les feldspaths; elle est d'une manière générale souvent fortement corrodée sur ses bordures par les autres minéraux et notamment la muscovite. Elle a également été observée sous forme de lamelles incluses parallèlement aux clivages de la muscovite comme dans g1.

Le quartz est abondant et se présente en plages (1 à 3 individus) de cristaux xénomorphes à contours lobés. Il est interstitiel et se moule sur les autres minéraux. Il inclut le microcline,

le plagioclase ou la muscovite, ce qui indique (comme la muscovite cristallise au post-magmatique, voir chap. IV) qu'il continue à cristalliser très tardivement.

Le plagioclase se présente en cristaux trapus subautomorphes, légèrement zonés et parfois faiblement séricitisés (de composition An₁₂-An₅, par méthode optique). Il existe également de petits cristaux d'albite xénomorphe interstitielle.

Le microcline est rencontré en cristaux xénomorphes interstitiels et il en existe deux générations : un microcline I non perthitique et associé à des petits cristaux de quartz à tendance automorphe et de plagioclase, inclus dans un grand microcline II en grandes plages poecilitiques.

La muscovite est abondante et se présente en cristaux xénomorphes à contours parfois interlobés avec le quartz. Elle présente localement une cristallisation symplectique avec le quartz sous forme de "barbe", développée au contact entre la muscovite et le microcline et se développe souvent aux dépens de la biotite. Comme dans les autres granites, on observe parfois des baguettes de séricite d'altération (Ser II) enchevêtrées au sein du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Quelques grains métamictes ont été observés, il pourrait s'agir d'allanite.

Les granites g1G', g2G :

Ces granites ont tous le même aspect macroscopique et les mêmes caractéristiques microscopiques : le grain est fin (<2mm en moyenne), la texture est isogranulaire et ressemble parfois à celle d'une aplite. Les cristaux sont tous xénomorphes et à contours lobés. Dans tous ces granites, il est possible d'observer des paillettes de biotite de forme allongée; elle est rare et destabilisée, le plus souvent remplacée par un assemblage de phyllites de couleur orangée. On observe également de fines lamelles de biotite, conservée dans des plages de quartz. L'observation de petites lamelles de biotite destabilisée est un caractère dominant de ces granites, ainsi que la présence de grenat. Le grenat est rare, il inclut parfois de petits cristaux de quartz globuleux. On n'observe pas de texture de remplacement de biotite par le grenat, mais simplement que la biotite cristallise plus précocement et a été destabilisée. La disparition de la biotite et l'apparition du grenat semblent donc répondre à des phénomènes distincts.

Le plagioclase est xénomorphe à subautomorphe, parfois faiblement séricitisé, très peu zoné et à composition globalement plus albitique que dans les granites à deux micas (An₅-An₆ pour g1G', An₁₂-An₄ pour g2G). Dans l'échantillon CF202 de g2G, j'ai observé un cristal de plagioclase dont la bordure albitique, qui se distingue du coeur par l'absence de séricitisation, est marquée par de nombreuses petites inclusions de quartz globuleux. Cette situation rappelle l'accolement des petits cristaux de plagioclase sur les faces du microcline I des granites à deux

micas. On peut noter que le quartz est abondant et apparaît en petits cristaux globuleux souvent inclus dans les phénocristaux.

Le microcline cristallise tardivement de façon interstitielle; il est non perthitique; il remplace souvent l'albite et on peut alors l'observer sous forme de plages xénomorphes qui se développent de façon poecilitique au dépens de l'albite.

La muscovite est abondante et apparaît toujours en cristaux xénomorphes le plus souvent dentelliformes ou "déchiquetés" de cristallisation tardive; elle englobe quartz et feldspath. On l'observe parfois se développer au dépens du microcline.

L'observation d'une texture qui ressemble à celle d'une aplite et de fréquents signes d'interaction avec une phase fluide (muscovitisation, développement de poches pegmatoides, grandes muscovites en bouquet...) suggère qu'il y a pu avoir démixion d'une phase fluide acqueuse du liquide silicaté, en réponse à une sursaturation. En outre, le grenat qui cristallise dans ces magmas riches en eau, de même que tous les autres minéraux (excepté une faible quantité de biotite) sont des phase anhydres, ce qui accélère vraisemblablement la sursaturation et la démixion de la phase acqueuse (on pourra faire la même remarque pour les magmas aplopegmatitiques). Le fait que la biotite soit peu abondante et destabilisée précocement suggère que la démixion a pu avoir lieu assez tôt au cours de la cristallisation du magma, la chute de la pression d'eau pouvant être responsable de l'arrêt de la cristallisation de la biotite. Comme minéral accessoire, seules quelques baguettes d'apatite ont pu être observées.

Les aplopegmatites :

La minéralogie de ces roches est assez banale, à plagioclase, quartz, microcline, muscovite et grenat, accessoirement cordiérite et apatite.

Dans les aplites, la texture est isogranulaire à grain fin, les cristaux sont xénomorphes et ont des formes amiboïdes (sauf le grenat, généralement à tendance automorphe) et des contours engrenés.

Le plagioclase est fortement albitique (An9 à An0), parfois finement moucheté de paillettes de séricite. Dans les aplites, le microcline est non perthitique et se présente en plages xénomorphes interstitielles; dans les pegmatites, on peut observer de grands cristaux poecilitiques de microcline maclé et perthitique qui englobe des cristaux de quartz et de plagioclase, inclusions qui ne présentent jamais l'arrangement régulier observé dans les granites porphyroïdes.

Le quartz est en plages xénomorphes, souvent de forme amiboïde et interstitiel. Il se présente parfois en grandes plages poecilites, vraisemblablement développées à partir de solutions hydrothermales.

Les aplites présentent fréquemment des rubans de grenat qui peuvent être interprétés comme des accumulations. Les cristaux de grenat sont à tendance automorphe; ils sont généralement non zonés; néanmoins, dans l'aplite CF2 de Campo Formoso, il est possible d'observer une partie centrale brun rouge organisée en fines zones parallèles aux faces du cristal. Le grenat inclue parfois des cristaux de quartz.

La muscovite est xénomorphe, abondante dans l'ensemble mais les cristaux se distribuent de manière hétérogène dans les roches : certaines parties des aplites en sont dépourvues, d'autres présentent quelques cristaux isolés, disséminés, d'autres encore des accumulations ou des traînées comportant de très nombreux individus : ce type de répartition semble liée au régime de circulation de l'eau dans les filons aplopegmatitiques, dans lesquels il peut y avoir vésiculation, accumulation locale des fluides ou circulation, etc... Comme dans les granites, on observe fréquemment des cristallisations épitaxiales de "barbes" de muscovite, le plus souvent en association symplectique avec le quartz, au contact du microcline.

La cordiérite est rarement observée dans les aplites, en plages xénomorphes dont les bordures sont corrodées par le quartz et le microcline. Elle se présente souvent en grandes plages de couleur jaune, caractéristique de l'altération en pinnite.

Il est possible d'observer des minéraux accessoires variés : notons que l'apatite est le plus fréquent. Signalons l'observation d'une mouche de molybdénite dans l'aplite CF2 et de béryl de couleur jaunâtre çà et là.

Si la majorité des aplites présentent deux feldspaths, dont un microcline interstitiel, il en existe quelques filons dans lesquels il n'existe pas de feldspath potassique : mettons de côté dans un premier temps les filons aplopegmatitiques du centre des colonnes métasomatiques de phlogopitites, qui résultent de transformations métasomatiques, et intéressons nous au cas du filon d'aplite (échantillon 191), qui est intrusif dans l'encaissant gneissique au nord du massif de Campo Formoso : il s'agit d'une aplite de couleur blanche, hololeucocrate, à grain fin et texture isogranulaire, traversée localement de filonnets centimétriques de quartz et muscovite en plus gros cristaux (jusqu'à 1 ou 2 cm) orientés parallèlement aux épontes du filon. L'assemblage minéralogique de l'aplite est : quartz, albite, muscovite, grenat et apatite, dans laquelle l'albite est abondante et se présente en lattes automorphes. Celles-ci s'organisent localement en un réseau de lattes parallèles de même que quelques cristaux de grenat, ce qui suggère qu'il s'agit d'une structuration de type fluidalité planaire dans un magma (Fig. II.9). La muscovite et l'apatite, et surtout le quartz se présentent généralement en grandes plages poecilites, qui corrodent parfois l'albite préexistante (Fig. II.9). Ces observations suggèrent qu'une phase

fluide transportant la silice et la potasse notamment, circule dans ces filons, alors que le magma ne précipite probablement aucune phase potassique.

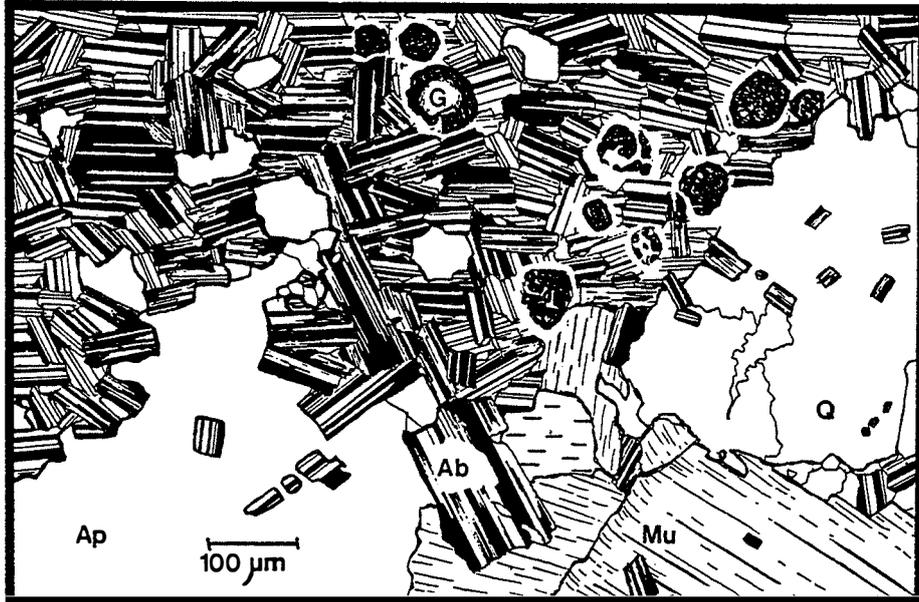


Figure II.9 : aspect microscopique de l'aplite à albite CF191. Ab=albite, G=grenat, Mu=muscovite, Q=quartz, Ap=apatite. Dessin : M. Poupon.

II.4.2. Carnaíba :

Le granite g3 :

Il s'agit d'un granite à deux micas dont l'aspect microscopique est comparable à celui de g2. Le plagioclase en cristaux trapus subautomorphes est marqué par des auréoles concentriques ou des taches centrales de fines paillettes de séricite (Ser I) qui illustrent l'existence de zones de composition préalablement plus calciques, les cristaux étant actuellement peu zonés. La gamme de basicité est An₁₄ à An₄ optiquement. Ses bordures sont souvent corrodées par le microcline poecilitique. Il s'y développe de façon très fréquente des bourgeons myrmékitiques.

Le microcline peut être observé en phénocristaux perthitiques parfois maclés (selon Carlsbad). Il existe également du microcline interstitiel tardif.

Le quartz se présente en grandes plages polycristallines (4-5 individus), à contours engrenés. Il envahit l'espace entre les minéraux préexistants et les englobe localement. De petits cristaux de quartz globuleux en inclusion dans le plagioclase ou le microcline I peuvent également être distingués.

La biotite est relativement abondante en cristaux de forme allongée analogue le plus souvent à l'habitus que présente la biotite des granites les plus différenciés de g2. Localement, on observe de petits amas de quelques individus ou de petites lamelles idiomorphes incluses dans le quartz.

La muscovite est relativement plus abondante que dans g2, en cristaux xénomorphes à contours interlobés avec le quartz et se développe souvent "lamelle à lamelle" avec la biotite mais aussi en plus grands cristaux isolés ou en amas sur les feldspaths. De petites barbes de séricite tardive cristallisent en épitaxie sur cette muscovite et parfois en lattes enchevêtrées dans le plagioclase (Ser II).

Les minéraux accessoires sont : magnétite, apatite, zircon et allanite essentiellement. Le coeur de certains cristaux d'allanite montre une structure métamicté; l'analyse qualitative au tracor indique qu'il s'agit d'un phosphate de Ca, Th et U. De plus, comme dans g2, un phosphate de La et Ce a été identifié au tracor.

Le granite g3G et les aplopegmatites :

Le granite g3G a le même aspect microscopique que les granites g1G' et g2G. Le plagioclase est An12-An6 (par méthode optique).

Outre la présence exceptionnelle de quelques cristaux (jusqu'à 500 microns) de zircon métamicté observés dans l'aplite CA11 de Carnaíba, les aplopegmatites monent les mêmes caractères microscopiques que celles de Campo Formoso.

Des aplices à lattes d'albite, dont la texture similaire à celle de CF191 est vraisemblablement magmatique, ont pu être observées dans la partie centrale de la colonne métasomatique de Bode (cf. deuxième partie).

En conclusion, les massifs de Campo Formoso et de Carnaíba ont beaucoup de caractéristiques communes : ce sont :

- les intrusions sont polyphasées et se caractérisent par la mise en place de plusieurs unités granitiques successives, caractérisées par l'intrusion précoce de granites à deux micas puis de granites à grenat et d'aplopegmatites, successivement:

+ à Campo Formoso :

g1-g1'-g1" (à deux micas)-g1G-g1G' (à grenat)-aplopegmatites
puis g2 (à deux micas)-aplopegmatites-g2G (à grenat)-aplopegmatites.

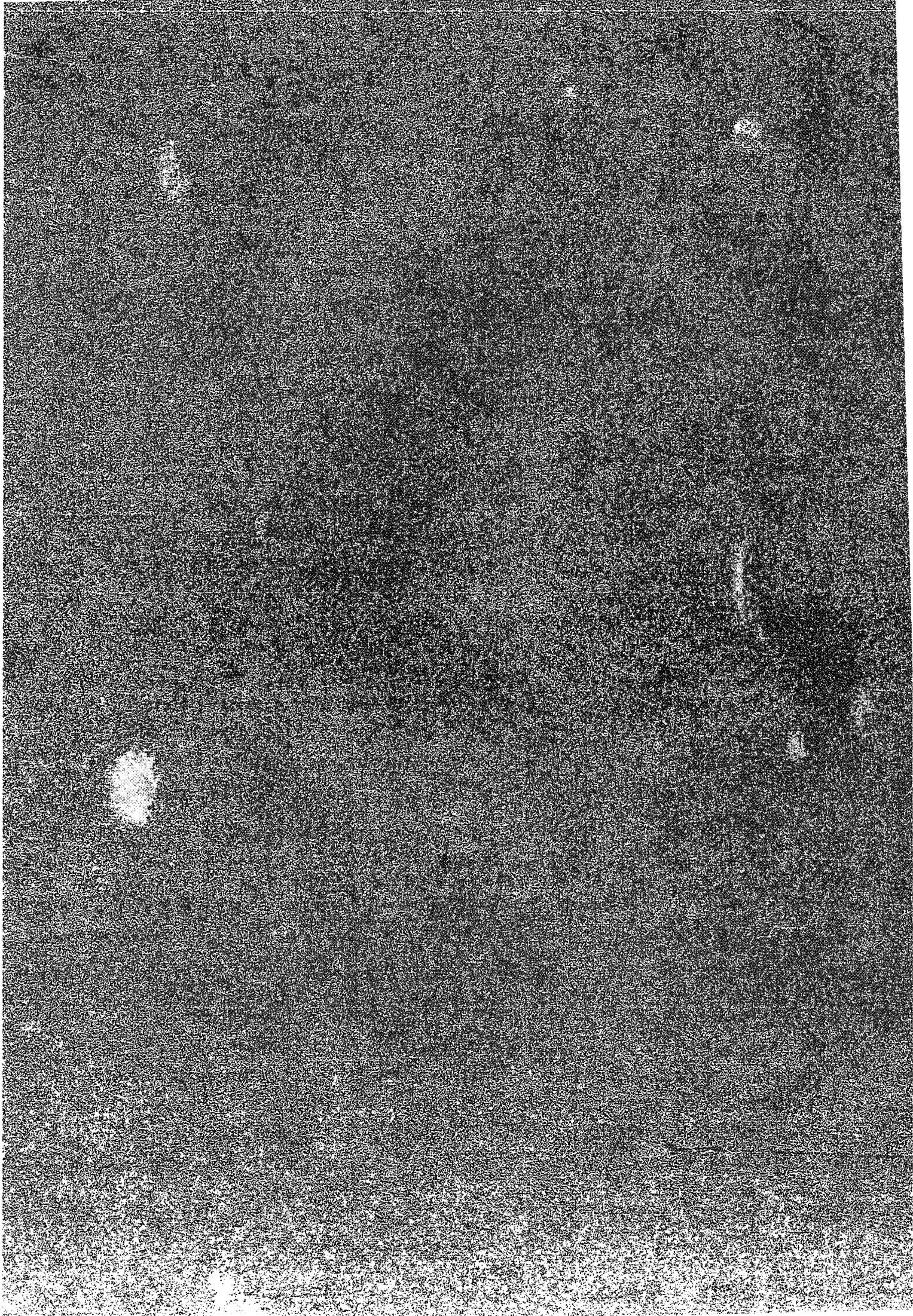
+ à Carnaíba :

g3 (à deux micas)-g3G (à grenat)-aplopegmatites.

- les intrusifs à grenat (granites à grenat et aplopegmatites) ont une mise en place tardive relativement aux granites à deux micas et présentent des signes de sursaturation en fluides.

- au stade postmagmatique, le développement des altérations telles que muscovitisation, microclinisation, tourmalinisation et silicification témoignent de la circulation de fluides hydrothermaux dans les granites.

Crabbe & Co. Ltd.
Geometric Tiles



Introduction :

La géologie et la pétrographie ont permis de distinguer différents faciès de granite : les granites à deux micas (g1, g1', g1'', g2 et g3), les granites à grenat (g1G, g1G', g2G, g3G) et les aplopegmatites.

Le but de ce chapitre est d'une part d'examiner l'évolution chimique de l'ensemble des faciès et de discuter s'ils sont comagmatiques, d'autre part de savoir si les évolutions chimiques sont représentatives de l'évolution des liquides silicatés. L'objectif métallogénique de l'étude est d'examiner si la source des minéralisations à Be, Mo et W (cf. partie II) peut être magmatique et quels sont les processus qui conduisent à la concentration de ces éléments dans l'environnement des granites.

Méthodes analytiques :

Les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie de fluorescence X au laboratoire de pétrologie de l'Université Paris VI (l'incertitude analytique relative est de 1%).

Les éléments traces ont été analysés à partir des mêmes poudres que pour les majeurs :

- par fluorescence X au laboratoire de géologie de l'école des mines de St Etienne (analyste : J.J Gruffat) pour U, Th, Zr, Hf, Nb, Ba, Sr, Cs, Rb, Ni, Cu, Zn, Pb, Y et Ga.

- par ICP au laboratoire de géologie de l'école des mines de St Etienne (analyste : J. Moutte) pour Cr, Co, Li et les terres rares, plus quelques éléments majeurs, Th, Zr, Ba, Sr et Be (en analyse simultanée).

- par ICP au laboratoire de l'ORSTOM à Bondy (analyste: M. Riandey) pour V, Sc et Be.

- par électrode spécifique au laboratoire de géologie appliquée à l'Université Paris VI (analyste : C. Richard) pour le fluor.

- par fluorescence X au laboratoire de géologie appliquée de l'Université Paris VI (analyste : L. Martin) pour W.

- par colorimétrie et absorption atomique pour Mo et Sn au CRPG à Nancy (analyste : M. Vernet).

Seuils de détection théorique de quelques éléments en traces : 1.5 ppm pour Sr, Y, Zr, Nb.; 2 ppm pour Ni, Cu, Zn, Ga, Rb; 3 ppm pour Hf, Pb, Th, V et 3.5 ppm pour Ba

Choix d'un indice de différenciation :

J'ai choisi la teneur en TiO₂ comme indice de différenciation. Cet élément présente en effet, un certain nombre d'avantages sur les autres éléments chimiques dosés, qui sont :

- sa gamme de variation étendue (la différenciation se marque par une décroissance de TiO₂ d'un facteur 10 dans les granites).

- son caractère parfaitement inerte dans les processus métasomatiques ou hydrothermaux.

- la précision du dosage

Le choix de TiO₂ est justifié, à posteriori, par son caractère discriminant.

III.1. REPRÉSENTATIVITÉ DE L'ÉVOLUTION CHIMIQUE DES GRANITES

J'ai reporté dans un diagramme TiO₂:MgO (Fig. III.1) les analyses de quelques échantillons de g2 et celles des biotites correspondantes : on constate que la succession des points représentatifs des roches et celle des points représentatifs des biotites correspondantes ne sont pas identiques : les biotites de 48A ont une plus forte teneur en titane que les biotites des autres échantillons (ce qui correspond à une cristallisation à plus haute température - cf. Chap. IV); la teneur en Mg est néanmoins comparable à celles de 10, 49 et 54A, ce qui signe un même stade d'évolution, peu avancé, du liquide (cf. Chap. IV). L'évolution de la teneur en Mg des roches diffère de celle des biotites puisqu'elle est assez régulièrement décroissante : ceci indique que ces échantillons ne représentent pas tous des liquides et comportent une composante cumulative.

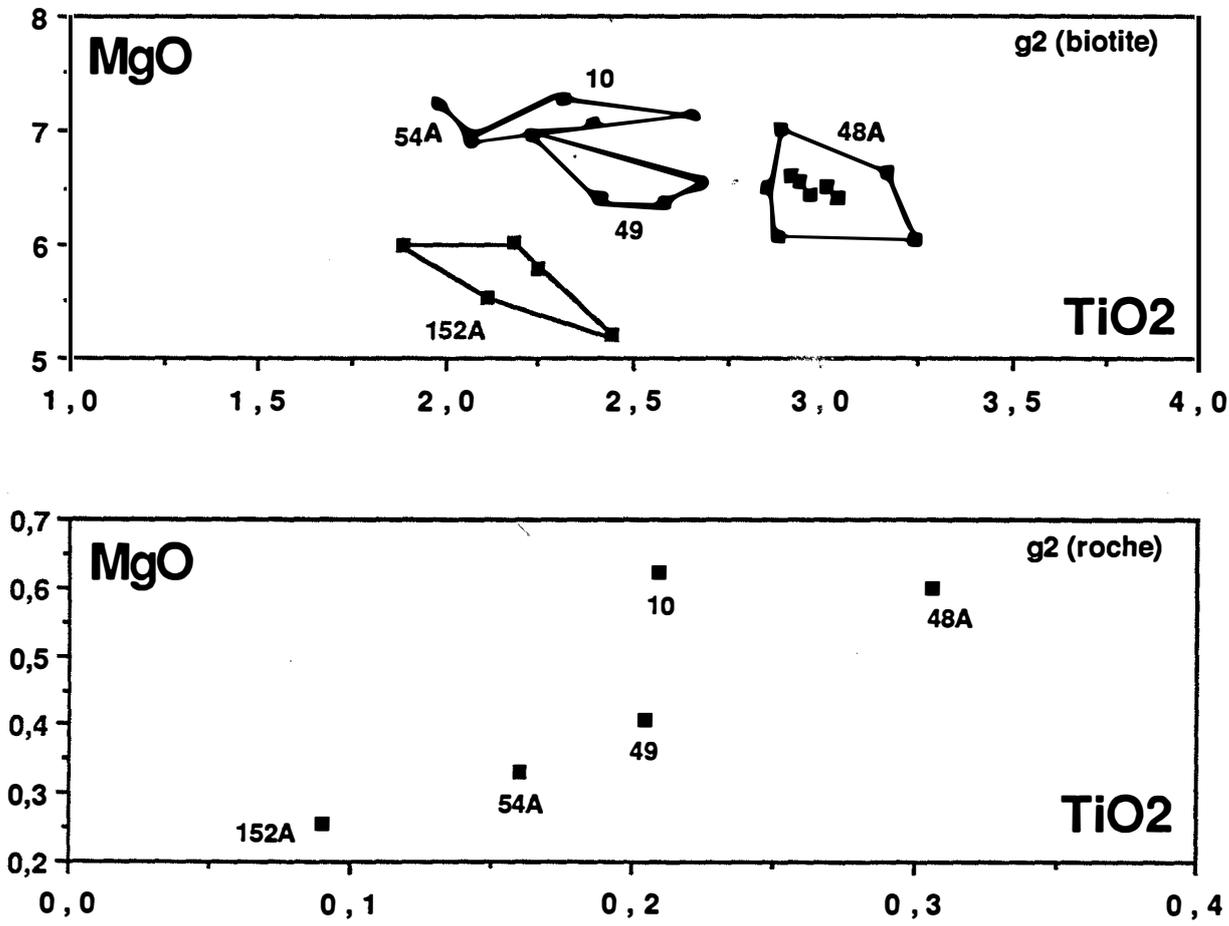


Figure III.1 : évolutions comparées de la composition des échantillons 10, 48A, 49, 54A et 152A de g2 et des biotites correspondantes.

Discussion sur les modèles d'évolution de la composition chimique des granitoïdes :

Dans la plupart des diagrammes binaires en fonction, par exemple de TiO₂, on observe un certain nombre de régularités, les points représentatifs des analyses se distribuant le plus souvent selon des domaines assimilables à des droites. Cette observation est tout à fait générale pour les granites et plusieurs modèles ont été proposés pour rendre compte de ces régularités :

- fusion partielle
- mélange liquide et résidus de fusion en proportion variables
- cristallisation fractionnée
- cristallisation fractionnée avec accumulation.

Nous pouvons écarter le modèle de fusion partielle qui ne permet pas d'expliquer les larges variations relatives d'éléments traces dont le D est nettement supérieur à 1 (Hanson, 1978), tels que Ba, Zr, Th. Nous pouvons écarter le modèle proposé par Chapell et White (1977) dans lequel les évolutions chimiques sont expliquées par mélange entre un liquide anatectique et un résidu non fondu : en effet, un tel modèle devrait conduire à l'obtention de droites dans des diagrammes en coordonnées normales, ce qui n'est pas le cas pour certains éléments majeurs (voir diagramme TiO₂:Na₂O et TiO₂:K₂O, Fig. III.3).

Le modèle de cristallisation fractionnée avec accumulation est compatible avec les évolutions observées. C'est ce qu'a développé Garcia (1988 - voir aussi Cocherie, 1978) dans un modèle simple qui montre que la composition des granitoïdes pourrait résulter de "...la combinaison d'une différenciation par cristallisation fractionnée et de mélanges en proportions variables des liquides ainsi produits et de leurs propres cumulats...".

Rappelons que l'évolution des liquides produits par cristallisation fractionnée est décrite par la loi de Rayleigh : $\log C_i / C_i^0 = (D_i - 1) \log F$, où C_i et C_i^0 représentent respectivement les concentrations de l'élément i dans le liquide instantané et dans le liquide initial (magma parent); D_i représente le coefficient global de répartition de i entre le solide et le liquide (Il est supposé constant tout au long de l'évolution) et F est la fraction de liquide restant.

Dans les diagrammes bilogarithmiques, opposant deux éléments chimiques à comportement contrasté (un élément compatible et un élément hygromagmaphile), les droites d'évolution des liquides et des solides sont distinctes et de pente p (Fig. III.2); ce sont des courbes dans un diagramme en coordonnées normales.

Les courbes de mélange entre les liquides et les solides sont représentées par les courbes en pointillés sur la figure III.2; elles ont toutes la même géométrie. On voit qu'un mélange contenant une proportion de solides modérée (inférieure à 30%) ne peut être distingué d'un vrai liquide puisque la courbe de mélange est tangente, à l'origine, à la droite d'évolution des liquides.

Dans le cas où l'on oppose deux éléments à comportement semblable (à coefficients de partage globaux très voisins), le domaine des compositions des mélanges entre les liquides et leurs cumulats ne peut être distingué d'une droite. Néanmoins et comme le fait remarquer Garcia (1988), "...ce type de projection est extrêmement utile car il superpose les effets de mélanges liquides-cumulats à ceux de la différenciation; il peut donc être utilisé pour distinguer plusieurs lignées les unes des autres...". C'est ce que nous avons pu faire en reportant les concentrations de divers éléments chimiques des granites, qui offrent en majorité un comportement compatible dans nos granites, en fonction de TiO_2 qui est également compatible. Notons que les cumulats ne peuvent être confondus avec la droite d'évolution des liquides dans ces diagrammes que s'il s'agit de *cumulats totaux*, ce qui n'est pas toujours le cas, nous le verrons.

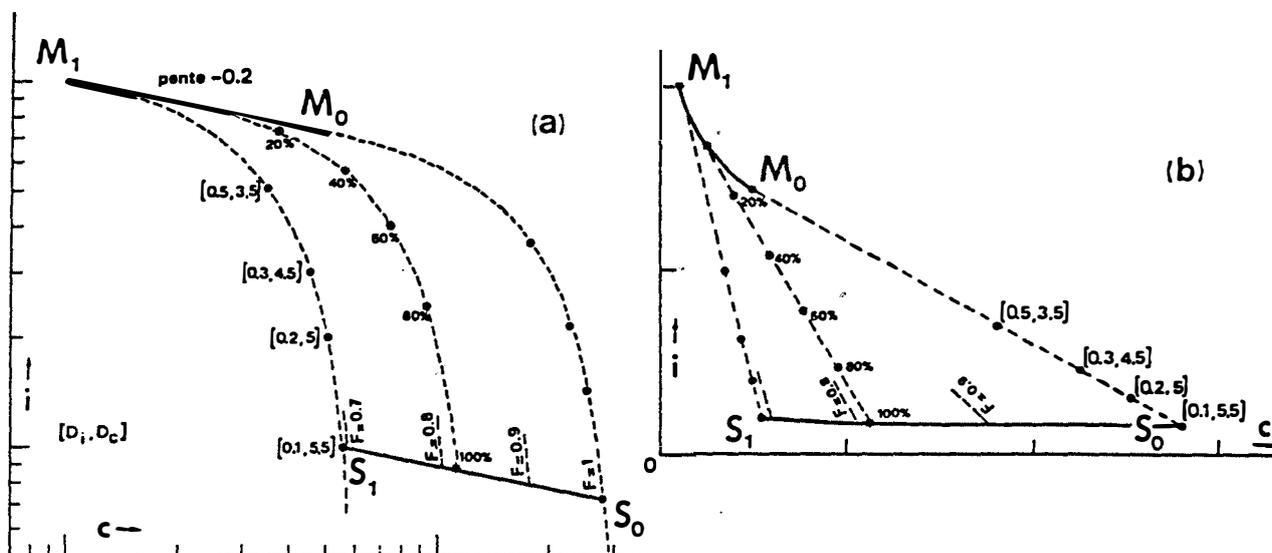


Figure III.2 : "...Domaine de composition chimique des mélanges entre liquides et cumulats produits par cristallisation fractionnée d'un parent commun M_0 . Le même domaine est représenté en coordonnées bilogarithmiques (a) et en coordonnées simples (b). M_0M_1 : évolution des liquides; S_0S_1 : composition instantanée de la fraction solide cumulée; $[D_i, D_c]$: valeurs des coefficients de répartition globaux compatibles avec l'évolution des liquides. Les courbes de mélange entre solides et liquides associés sont indiqués en traits tiretés et gradués en pourcentage de solide dans le mélange. In Garcia, 1988.

Dans nos granites, la différenciation peut être mise en évidence notamment par le fait que les granites les plus évolués, caractérisés par de forts enrichissements en éléments incompatibles et appauvrissements en éléments compatibles, possèdent des biotites dont la composition chimique est représentative de liquides granitiques évolués (cf. chap. IV) : c'est par exemple le cas des échantillons CF152A (g2), CF48B (g1G) et CA16 (g3) dont la teneur en TiO_2 sur roche totale est de 0.09, 0.08 et 0.13% respectivement.

Le fait que l'on observe des corrélations non linéaires dans les diagrammes en fonction du titane, en particulier des courbes d'évolution avec maxima ou minima (dans les diagrammes $TiO_2:K_2O$ et $TiO_2:Na_2O$, par exemple, Fig. III.3) implique que les évolutions résultent au moins en partie de la différenciation du liquide.

III.2. DICRIMINATION CHIMIQUE DES INTRUSIFS ET DÉTERMINATION DES SUITES ÉVOLUTIVES DE GRANITES

Le choix de TiO₂ comme indice de différenciation et le fait que les granites étudiés présentent les caractéristiques de granites évolués (TiO₂ ≤ 0.3%, MgO ≤ 0.6%, etc ...) impliquent que les "trends" d'évolution sont courts. Néanmoins, malgré les faibles variations relatives de la plupart des éléments majeurs et traces et des incertitudes analytiques, il est possible de distinguer chimiquement les différents faciès et de mettre en évidence l'existence de plusieurs séries évolutives.

Nous discuterons des éléments traces en premier, les différences chimiques entre les faciès de granites et les régularités observées dans leurs évolutions chimiques étant particulièrement discriminantes pour certains d'entre-eux (Nb, Rb et Th) et dans l'ensemble plus claires que pour les majeurs. Le cas de Nb, Rb et Th sera discuté d'emblée et permettra de différencier trois séries évolutives; leur évolution sera rediscutée dans le détail, ainsi que celles des autres traces. Les majeurs seront examinés ensuite.

Nous avons écarté de la discussion un certain nombre d'échantillons de g2 qui se distinguent par des différences chimiques en ce qui concerne les majeurs (cf. III.2.2) : il s'agit de 110, 128B et 131.

III.2.1. Éléments traces (Fig. III.3):

Les teneurs des différents granites en éléments traces ont été reportées sur des diagrammes binaires en fonction de TiO₂ (Fig. III.3)

Remarque préliminaire :

Les granites à grenat et les aplopegmatites se distinguent des granites à deux micas par une teneur en TiO₂ globalement inférieure ou égale à 0.08%. On peut remarquer d'abord que si les granites g1, g1', g1'' et g3 ont une gamme de teneurs en TiO₂ comparable, celle de g2 est plus large, ce qui signifie soit que g2 présente des termes moins évolués, soit que la fraction cumulée est relativement plus importante, soit les deux. Il ne peut s'agir d'un mélange avec un cumulat éclaté (biotite ou ilménite) car les mêmes granites sont les plus riches en FeO, MgO et CaO, les plus pauvres en SiO₂ et se situent sur les mêmes courbes évolutives que l'ensemble du groupe (cf. III.2.2).

Les compositions chimiques décrivent des évolutions simples et continues, dans le sens d'un appauvrissement de la plupart des éléments (Th, Zr, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Co, Ni, V, Cr, Ga,

Sr) dont le comportement peut être qualifié de compatible, y compris certains d'entre eux qui sont hygromagmaphiles dans des magmas moins évolués, tels que Th, Zr (et les terres légères, nous le verrons). Quelques uns sont hygromagmaphiles, tels que Nb et Rb.

En ce qui concerne Nb et Rb, les granites g1, g1' et g1'' ont des teneurs moyennes comparables, à TiO2 donné. Elles sont inférieures à celles de g2, à TiO2 donné, elles-mêmes inférieures à celles de g3, à TiO2 donné.

En ce qui concerne Th, les granites g1, g1' et g1'' ont des teneurs comparables en ces éléments à TiO2 donné. A TiO2 donné, elles sont inférieures à celles des granites g2 et g3.

En outre, les diagrammes binaires en fonction de TiO2 montrent qu'il n'existe pas une évolution unique pour les compositions des différents granites mais on distingue trois évolutions : les granites g1, g1' et g1'', g2, et g3 se distribuent régulièrement dans tous les diagrammes, sur trois droites d'évolution distinctes, caractérisées parfois par des pentes différentes.

Enfin, les points représentatifs des granites à grenat se situent dans le prolongement de ces droites et il apparaît clairement que g1G et g1G' se rattachent à l'évolution de g1-g1'-g1'', g2G à celle de g2 et g3G à celle de g3.

Ces observations mettent en évidence l'existence de trois suites évolutives non comagmatiques et suggèrent que les granites à grenat proviennent de l'évolution des granites à deux micas :

+ Deux suites à Campo Formoso :

L'une à mise en place précoce : g1-g1'-g1''-g1G-g1G' (série 1)

L'autre à mise en place tardive : g2-g2G (série 2)

+ Une suite à Carnaíba : g3-g3G (série 3)

Niobium et Rubidium :

Nb et Rb montrent un enrichissement avec la différenciation : tant que les points représentatifs des granites sont distribués sur des droites dans les diagrammes binaires en fonction de TiO2 comme c'est le cas de Nb (cf. Fig. III.3), il est raisonnable de considérer que l'enrichissement correspond à l'évolution chimique du magma en voie de différenciation, selon un modèle proche de la cristallisation fractionnée. Dès lors que les points sont éparpillés ou que les courbes sont en "dents de scie", il devient difficile de faire la part de l'évolution magmatique,

de l'interaction avec les fluides hydrothermaux et du piégeage dans certain minéraux de pegmatites (pour Rb et Be).

Le cas de Nb est particulièrement net, son comportement pouvant être considéré comme représentatif de l'évolution chimique du magma. Le bon pouvoir discriminant de cet élément relativement aux autres éléments hygromagmaphiles, pourrait être lié à la faible mobilité de cet élément dans les fluides hydrothermaux (Wang *et al.*, 1982). :

Les deux suites évolutives de Campo Formoso sont matérialisées par deux droites dont la pente est similaire et faible, ce qui indique que cet élément est faiblement hygromagmaphile. On observe en fin d'évolution de la série 1 un appauvrissement en Nb dans le granite à grenat g1G'. Les points représentatifs des granites de Carnaíba sont bien alignés le long d'une ligne droite, située au-dessus de celles de Campo Formoso et ayant une pente plus forte.

En ce qui concerne Rb, la même disposition relative des trois suites granitiques, est observée : contrairement à ce que l'on observe pour Nb, les points représentatifs des granites g1 et g3 sont assez fortement dispersés, ce qui n'est pas le cas de ceux du granite g2. La principale différence minéralogique entre ces granites réside dans l'abondance de muscovite dans g1; Dans la mesure où les observations pétrographiques ont montré que cette muscovite affecte principalement la biotite, qui concentre beaucoup plus fortement Rb que le feldspath potassique, on peut penser que la muscovitisation modifie les teneurs magmatiques et est responsable de l'éparpillement des points, ce qui démontrerait que la muscovite est secondaire. Ce point sera rediscuté au chapitre IV.

La richesse préférentielle des granites de Carnaíba en éléments hygromagmaphiles Rb et Nb (mais aussi Be, nous le verrons) peut être considérée comme une différence liée à la source des trois séries, comme le suggèrent les différences sur le rapport $87\text{Sr}/86\text{Sr}$; un enrichissement préférentiel par des solutions hydrothermales est à exclure car il ne pourrait induire un alignement représentatif des granites de Carnaíba dans le diagramme TiO_2 : Nb.

Le thorium :

Le thorium est réputé peu mobile dans les processus hydrothermaux. Cet élément a un comportement voisin de celui du titane et comme celui-ci un bon pouvoir discriminant. La séparation des trois suites évolutives est remarquable: l'évolution de la suite g2-g2G s'effectue en deux temps matérialisés par deux droites de pentes différentes; les granites à deux micas sont distribués le long d'une première demi-droite. Vers 0.08% TiO_2 et 17 p.p.m. Th, la droite d'évolution s'infléchit brusquement au niveau de la transition granite à deux micas g2-granite à grenat g2G. Dans la mesure où l'on observe pas de changement de pente sur un diagramme bilogarithmique Th:Zr, cette augmentation brutale de la pente dans la deuxième demi-droite, peut être interprétée en termes de variation du coefficient de répartition du titane D_T ; lors d'une

évolution compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée, dû au fait que le titane est fractionné par la biotite mais pas par le grenat. Ceci n'empêche pas néanmoins que DZr et DTh de varier au passage granite à deux micas-granites à grenat.

Le contraste entre les granites à deux micas g2 et g3 est souligné ici par une droite d'évolution de pente différente dans les deux ensembles; comme ce sera le cas pour de nombreux éléments traces.

Notons également la rupture de pente au niveau du granite à grenat g3G comme pour la suite évolutive g2-g2G mais celle-ci s'exerce dans le sens inverse de celle que l'on a observée précédemment, c'est à dire dans le sens d'une moindre décroissance des teneurs en Th.

On observe le même phénomène au niveau du passage au granite à grenat g1G' de la suite g1, avec une rupture de pente dans le même sens. Notons que dans ces deux suites, la pente des droites d'évolution des granites à grenat a été tracée arbitrairement puisque l'on ne dispose que d'un échantillon de granite à grenat dans chaque suite.

g1 se distingue des autres granites par des teneurs en Th nettement plus basses (à TiO₂ donné) et par une droite d'évolution dont la pente est différente de celle du granite g2. Les granites g1" se distribuent le long de la droite évolutive de g1 : cette disposition confirme que ces deux granites pourraient être comagmatiques.

Zirconium :

La distinction des trois suites de granites à deux micas g1-g1'-g1", g2 et g3 et leurs granites à grenat respectifs g1G-g1G', g2G et g3G - est nette dans le diagramme TiO₂ : Zr; elles se matérialisent par des droites de pentes différentes et par une rupture de pente au niveau des granites à grenat, analogues à celles que l'on a pu dessiner pour Th.

Zr est probablement resté inerte lors des transformations métasomatiques qu'ont subi les aplopegmatites, puisque leurs points représentatifs sont distribués le long de la droite d'évolution des granites à grenat : g2G pour celles de Campo Formoso et g3G pour celles de Carnaíba; le rattachement de toutes les aplopegmatites à la série g2-g2G reste discutable dans la mesure où les droites d'évolution des deux séries se croisent au niveau des aplopegmatites. Quoiqu'il en soit, cette observation suggère d'une part que les aplopegmatites représentent les liquides résiduels produits par différenciation des suites évolutives de granites au même titre que les granites à grenat, et d'autre part, indique que les roches qui constituent la partie centrale des colonnes métasomatiques minéralisées de Bode sont des aplopegmatites rattachées à la suite de Carnaíba. A cette dernière conclusion, on peut néanmoins émettre une objection en ce qui concerne l'échantillon BO15-7A dont le point se situe en dehors de la droite d'évolution de Zr, ce qui pourrait être lié à un effet de pépité.

Remarque sur la richesse en Zr du granite g2 :

La teneur en Zr de ce granite est relativement élevée pour un granite aussi évolué. Elle atteint environ 200 p.p.m. vers 0.25% TiO₂. De telles teneurs sont généralement rencontrées dans des granites riches en biotite, nettement plus riches en TiO₂.

Essayons d'expliquer cette richesse relative grâce aux résultats de Watson (1979) : il montre que le niveau de teneur en Zr correspondant à la saturation dans les magmas est d'autant plus basse que le magma est plus peralumineux et/ou que la température est faible; ainsi un magma fortement peralumineux atteint la saturation dès 50 p.p.m., ce qui lui permettra éventuellement de conserver des zircons hérités de la source. Aucun zircon de ce type n'a été identifié dans nos granites.

Compte tenu du fait que la température de ces granites n'est pas très élevée (chap. IV), on peut penser que les fortes teneurs en Zr du granite g2 résulte de fait que le magma n'était pas peralumineux dans les stades précoces de cristallisation, comme l'indique la faible teneur en alumine des biotites précoces (cf. chap. IV). Notons néanmoins que les granites calcoalcalins à même degré de différenciation ne sont pas aussi riches en Zr (Fonteilles, comm. pers.), ce qui suggère que d'autres facteurs gouvernent la richesse en Zr de ces granites.

L'examen du comportement de Hf, souvent concentré par le zircon, est intéressant : à la transition avec les granites à grenat des deux suites g1 et g3, Hf devient brusquement incompatible. On n'observe pas d'enrichissement relatif en Hf dans g2G, ce qui ne montre pas que Hf n'est pas incompatible : au contraire, les points de g2G se situent dans la continuité dans la droite d'évolution de g2 sans la rupture de pente observée pour Zr et Th, est en faveur de l'existence d'un comportement incompatible pour Hf dans g2G. Le comportement hygromagma-phile de Hf dans les aplopegmatites a déjà été noté par Rimbault (1984). Ce n'est cependant pas net dans nos aplopegmatites.

Les éléments de transitions :

Les éléments de transition - V, Cr, Ni et Co - présentent un comportement contrasté dans les trois séries : à TiO₂ donné, g1 et g1" se distinguent par des teneurs plus élevées que celles de g2 et g3. Cela est particulièrement clair pour g1, g1G et g1G' dont les points représentatifs ne s'alignent pas sur des domaines assimilables à des droites dans les diagrammes en fonction de TiO₂; cette caractéristique se retrouve pour le magnésium (cf. III.2.2) : la dispersion des analyses de cette suite peut être imputée à un processus de contamination (cf. chap. IV). Le fait que le granite g1" soit systématiquement moins riche en ces éléments que g1 indique probablement qu'il n'a pas été contaminé.

Notons que si les niveaux de teneurs moyennes en Ni permettent de séparer les différents granites de manière efficace, les ensembles de points sont très dispersés probablement parce que la majorité des analyses se situe autour de la limite de détection analytique théorique (2 p.p.m.).

La suite de Carnaíba se distingue de celles de Campo Formoso par ses teneurs en V, Co et Ni, moins élevées à TiO₂ donné, et par l'absence de rupture de pente significative au passage au granite à grenat g3G, comme c'est le cas pour ces éléments dans les autres suites. Cela peut indiquer un changement des coefficients de partages globaux pour les éléments de transition à ce stade, vraisemblablement lié au changement de minéralogie, avec l'apparition du grenat et la disparition de la biotite.

Le comportement de Sc est à cet égard particulièrement clair : alors que Sc ne décroît pas au cours de l'évolution des granites, g2, il amorce une brusque chute dès l'apparition du grenat, minéral qui concentre fortement le scandium (Irving et Frey, 1978). Il y a donc brusque variation du coefficient global de répartition de Sc dès que le grenat cristallise.

Sc peut avoir caractère hygromagmaphile plus ou moins net et se concentrer dans certaines pegmatites (Fontelles, comm. pers.). Il semble que ce soit le cas dans nos granites à deux micas.

	g1								g1'				g1''	
	CF1	CF13	CF14	CF22A	CF120	CF166	CF180A	CF180B	CF15	CF29	CF30	CF64	CF133	CF173
SiO2	73.72	73.08	72.75	72.98	72.92	72.94	72.63	73.23	73.27	74.00	74.20	74.16	71.96	75.37
TiO2	0.11	0.17	0.16	0.12	0.08	0.13	0.14	0.12	0.20	0.13	0.13	0.14	0.17	0.07
Al2O3	15.51	15.14	15.56	15.35	14.95	15.03	15.69	15.24	14.69	15.33	15.44	15.38	15.44	14.20
Fe2O3	0.54	0.47	0.11	0.66	0.41	0.49	0.52	0.54	0.61	0.34	0.30	0.53	0.62	0.40
FeO	0.66	0.99	1.30	0.62	0.45	0.67	0.58	0.53	0.71	0.66	0.70	0.51	0.67	0.37
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	0.48	0.60	0.52	0.49	0.15	0.36	0.31	0.25	0.32	0.33	0.11	0.11	0.40	0.18
CaO	0.83	1.02	0.91	0.75	0.72	0.85	0.74	0.77	0.72	0.79	0.76	0.68	0.74	0.61
Na2O	3.46	3.89	3.55	3.38	3.96	3.68	3.50	3.70	3.36	3.83	3.70	3.66	3.40	3.86
K2O	4.57	4.46	4.68	5.35	4.17	4.93	5.05	4.66	4.80	4.40	4.66	4.76	5.06	4.48
P2O5	0.18	0.15	0.17	0.18	0.15	0.11	0.11	0.15	0.15	0.09	0.15	0.14	0.22	0.07
H2O	0.85	0.85	0.99	0.84	0.70	0.82	0.90	0.94	0.97	0.78	0.70	0.82	0.91	0.52
TOTAL	100.94	100.84	100.72	100.75	98.70	100.04	100.19	100.16	99.83	100.70	100.86	100.91	99.61	100.15
U	2.30	10.80	5.40	4.60	9.50	3.90	5.00	11.80	4.50	3.00	5.50	11.70	3.30	1.90
Th	6.90	13.40	10.30	7.40	2.60	16.30	9.10	6.40	12.20	9.10	5.90	8.90	8.60	5.30
Zr	79	116	98	77	43	98	85	69	130	76	64	75	101	64
Hf	3.1	3.9	3.4	2.7	2.1	3.5	3.0	2.9	4.2	3.1	2.5	2.8	2.9	2.6
Nb	14.8	13.0	15.1	15.4	12.7	13.7	15.4	13.8	14.3	13.7	12.7	13.4	14.6	9.4
Ba	256	349	355	342	234	376	342	287	309	299	240	227	299	362
Sr	101	145	138	113	118	127	128	121	106	88	83	81	104	117
Rb	290.3	249.0	259.9	319.4	229.3	245.6	272.6	239.0	281.6	283.0	262.5	270.6	320.7	222.9
Co		2.6	2.3	2.0	1.5	1.5	1.3	1.4	1.8	1.3				
Ni	4.1	3.2	4.2	4.4	2.3	2.1	1.7	4.2	3.5	1.6	2.4	1.2	4.2	0.7
Sc		2.0	3.9	2.5	2.0	2.0	3.3	2.3	2.2	1.3				
Cr	14.4		10.5	12.4	7.8		6.8	7.5	7.4	7.6				
Ce	62.5		38.9	48.8	24.2		49.2	31.8	70.6	34.0				
Nd	35.1		22.6	25.4	14.4		25.5	17.1	37.5	17.0				
Sm	5.9		4.3	4.5	3.0		3.9	2.9	5.5	2.8				
Eu	1.20		1.00	1.16	0.76		0.84	0.76	1.00	0.68				
Gd	4.92		3.41	3.66	2.50		3.20	2.85	4.14	2.43				
Dy	2.71		1.75	2.00	2.40		1.73	2.16	2.13	0.95				
Yb	0.9		0.6	0.8	1.1		0.6	0.9	0.8	0.2				
Li	200.0		240.0	194.0	54.4		76.0	70.0	130.0	143.0				
Be	5.6	5.2	5.7	5.6	5.8	5.4	4.7	4.7	3.7	6.5				
V		13.2	20.3	16.7	8.5	10.2	12.0	12.7	17.0	9.2				

	g2												
	CF6	CF10	CF18	CF22B	CF26	CF48A	CF49	CF53	CF54A	CF54B	CF88	CF124	CF128A
SiO2	72.89	72.93	74.31	72.61	74.58	72.03	73.41	74.02	74.72	74.58	75.35	74.49	73.08
TiO2	0.24	0.23	0.16	0.27	0.17	0.29	0.17	0.14	0.13	0.15	0.13	0.15	0.16
Al2O3	14.70	15.01	14.23	14.97	14.14	15.49	15.24	14.79	14.59	14.67	14.22	14.56	14.47
Fe2O3	0.37	0.35	0.52	0.82	0.45	0.94	0.43	0.38	0.41	0.53	0.41	0.77	0.68
FeO	1.30	1.26	0.86	1.15	0.93	1.10	0.94	0.80	0.80	0.67	0.72	0.58	0.64
MnO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02
MgO	0.55	0.58	0.43	0.51	0.31	0.67	0.32	0.41	0.12	0.11	0.13	0.49	0.20
CaO	1.24	1.12	0.61	1.16	0.84	1.22	1.05	0.79	0.59	0.61	0.63	0.85	0.89
Na2O	3.70	3.63	3.06	3.96	3.47	3.92	3.44	3.40	3.58	3.52	3.54	3.29	3.40
K2O	5.02	4.94	5.41	3.79	4.84	4.26	4.90	5.11	5.04	5.12	4.86	4.89	5.02
P2O5	0.11	0.08	0.06	0.15	0.07	0.14	0.12	0.07	0.04	0.06	0.04	0.08	0.06
H2O	0.70	0.79	0.95	0.85	0.77	0.76	0.73	0.82	0.84	0.76	0.58	0.68	0.49
TOTAL	100.84	100.95	100.62	100.27	100.60	100.85	100.78	100.75	100.60	100.79	100.65	100.87	99.11
U	4.90	4.10	4.00	5.10	6.00	5.50	6.30	5.10	9.60	10.40	4.50	3.80	5.00
Th	31.40	29.30	21.30	31.50	22.10	33.00	26.60	8.60	18.50	18.10	20.30	25.60	23.50
Zr	193	185	132	222	136	231	145	127	115	111	106	143	138
Hf	5.3	5.0	3.9	6.1	3.4	5.8	4.3	4.0	3.6	3.5	3.2	4.5	3.9
Nb	15.6	18.3	17.3	17.5	17.1	14.5	15.7	18.9	18.1	18.5	18.6	18.2	17.5
Ba	512	418	329	622	373	707	416	333	307	240	231	343	339
Sr	166	136	90	182	106	206	127	110	92	79	104	117	115
Rb	232.5	267.9	296.4	279.2	294.3	243.2	282.4	302.8	263.8	267.2	288.2	283.6	280.9
Co	1.9		1.2		2.0	2.2			0.8		0.7		1.1
Ni	0.9	2.2	1.5	2.7	2.1	2.3	1.8	0.1	0.7	0.2	0.6	1.4	
Sc	1.9		2.5			2.2	2.4		2.6		2.2		1.7
Cr		7.1	10.7		6.3	7.9	6.0		4.0		4.2		4.4
Ce		113.0	130.0		122.0	168.0	131.0		104.0		75.0		124.0
Nd		51.5	60.8		58.2	78.0	65.2		50.3		37.0		59.3
Sm		6.4	7.9		7.6	8.3	8.4		6.9		5.4		7.2
Eu		0.92	1.04		1.04	1.40	1.16		0.96		0.76		1.00
Gd		4.41	5.26		5.01	5.69	4.89		4.17		3.55		4.48
Dy		2.75	3.10		3.07	2.17	2.89		3.90		2.60		3.07
Yb		1.3	0.9		1.2	0.7	0.8		1.6		1.2		1.0
Li		83.0	84.0		114.0	200.0	103.0		39.0		87.0		66.0
Be		5.0	3.6		3.8	5.4	5.6		2.8		4.6		2.6
V		18.8				21.0	12.2		9.7		7.9		10.9

Tableau III.1 : analyses chimiques des granites et des aplopegmatites.

	g2									22C	62A	g3			
	CF131	CF134	CF148	CF150	CF152A	CF155	CF110	CF1288	CF131	CF22C	CF62A	CA5	CA6	CA9	CA13C
SiO2	74.63	72.40	73.16	73.07	74.61	72.22	73.66	75.95	74.81	73.59	73.04	74.22	74.50	73.98	74.12
TiO2	0.15	0.23	0.18	0.23	0.09	0.19	0.17	0.11	0.17	0.13	0.21	0.17	0.17	0.17	0.10
Al2O3	14.63	14.38	14.74	14.98	14.45	15.06	14.34	13.53	13.96	14.45	15.26	14.61	14.03	14.66	14.43
Fe2O3	0.71	0.66	0.48	0.96	0.60	0.86	0.56	0.51	1.07	0.43	1.02	0.70	0.51	0.47	0.60
FeO	0.59	0.93	0.98	0.76	0.34	0.59	0.80	0.37	0.40	0.64	0.58	0.69	0.85	0.86	0.44
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04
MgO	0.21	0.54	0.54	0.63	0.23	0.37	0.58	0.15	0.42	0.27	0.55	0.13	0.25	0.09	0.11
CaO	0.75	0.94	0.81	0.80	0.68	0.76	1.22	0.51	0.06	0.88	0.71	0.70	0.81	0.87	0.41
Na2O	3.52	3.41	3.37	3.53	3.39	3.32	3.67	3.02	2.52	3.74	3.43	3.46	3.37	3.34	3.77
K2O	4.93	4.95	5.15	4.94	5.03	4.74	4.26	5.17	6.68	4.38	4.80	5.18	5.00	5.17	4.40
P2O5	0.04	0.15	0.08	0.09	0.07	0.13	0.05	0.05	0.04	0.10	0.22	0.08	0.08	0.11	0.10
H2O	0.54	0.85	0.92	0.96	0.66	0.92	0.62	0.61	0.71	0.66	1.04	0.69	0.59	0.57	0.79
TOTAL	100.68	99.47	100.44	100.98	100.17	99.19	99.96	100.00	100.85	99.30	100.91	100.65	100.19	100.33	99.31
U	7.50	5.90	5.20	5.40	5.20	18.50	2.10	1.40	1.70	12.60	10.80	7.00	3.40	7.40	8.90
Th	25.00	27.60	30.70	31.50	17.10	21.90	21.60	15.10	25.70	16.60	36.10	24.10	26.10	25.60	10.30
Zr	123	174	162	177	69	131	143	88	161	89	164	131	138	138	50
Hf	4.0	4.7	4.3	5.0	2.4	4.5	4.4	2.7	4.7	3.2	4.3	3.8	4.2	4.3	1.9
Nb	17.8	16.1	14.9	17.1	14.4	19.0	13.3	18.3	17.6	14.3	20.9	19.1	18.2	20.3	28.3
Ba	222	421	393	405	217	323	371	324	371	262	183	268	274	288	50
Sr	81	129	126	131	88	115	192	97	55	130	68	85	88	92	43
Rb	300.0	270.0	267.1	256.5	297.9	277.4	138.5	297.0	255.7	262.2	372.4	349.8	360.7	403.6	395.2
Co		1.6	1.1	1.9	0.8	1.3	1.4	1.0			1.6	1.1	1.2	1.0	0.5
Ni	1.2	2.3	1.3	2.2	0.9	1.4	0.9	0.4	0.9	2.1	1.9	0.2	0.7	0.9	0.3
Sc		2.5	1.8	2.3	2.7	3.4	2.0	3.1			2.4	2.1	2.3	1.8	2.6
Cr		7.4		7.7	3.9	6.9		3.1				5.6	5.0		3.9
Ce		134.0		136.0	46.2	101.0		66.6				105.0	98.8		51.1
Nd		65.8		62.2	23.5	50.4		33.5				49.9	47.9		25.0
Sm		8.4		7.5	4.2	6.5		4.8				6.6	6.9		5.1
Eu		1.28		1.16	0.72	1.08		0.80				0.84	0.85		0.55
Gd		5.12		4.95	3.00	4.50		3.21				4.40	4.24		3.18
Dy		2.59		2.16	1.98	2.54		3.72				2.40	2.30		2.86
Yb		0.8		0.6	0.8	0.8		2.4				0.9	0.8		1.4
Li		124.0		71.0	103.0	108.0		36.0				155.0	190.0		141.0
Be		5.4	4.8	5.2	6.6	4.1		3.8	2.7		4.8	5.8	5.9	7.9	9.8
V		17.4	10.8	16.2	5.1	16.6		10.7	8.1		19.8	8.0	8.1	9.5	4.3

	g3		g1G	g1G'	g2G		g3G	Aplöpegmatites						
	CA16	CA18	CF48B	CF48C	CF152B	CF202	CA13B	CF2	CF22D	CF191	CA10	B15-7A	B15-7D	B15-7E
SiO2	74.61	72.96	73.22	75.38	74.84	76.23	75.09	71.81	74.19	75.08	75.24	75.55	77.78	77.05
TiO2	0.13	0.16	0.08	0.02	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03
Al2O3	14.75	15.41	16.05	14.91	14.44	14.55	14.73	16.73	15.18	15.68	14.99	15.00	14.43	13.85
Fe2O3	0.56	0.14	0.73	0.12	0.28	0.08	0.65	0.58	0.39	0.01	0.11	0.27	0.32	0.21
FeO	0.51	1.08	0.36	0.31	0.31	0.53	0.21	0.50	0.21	0.58	0.34	0.29	0.29	0.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.06	0.16	0.16	0.01	0.17	0.23	0.01	0.01
MgO	0.11	0.38	0.19	0.07	0.06	0.28	0.14	0.10	0.08	0.22	-	0.45	0.18	0.57
CaO	0.70	0.70	0.44	0.43	0.31	0.51	0.34	0.53	0.27	0.38	0.35	0.22	0.65	2.02
Na2O	3.48	3.32	3.86	3.76	3.61	3.58	3.89	5.05	4.26	5.24	5.09	7.01	5.05	4.38
K2O	4.88	4.91	4.45	4.88	4.42	4.21	4.35	3.30	4.60	1.29	3.86	0.53	1.06	0.74
P2O5	0.12	0.08	0.11	0.09	0.07	0.06	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10	0.04	0.04	0.02
H2O	0.61	0.71	1.05	0.75	1.44	0.78	0.73	0.69	0.63	0.98	0.34	0.83	0.83	0.84
TOTAL	100.49	99.88	100.57	100.74	99.87	100.91	100.36	99.97	100.11	99.62	100.61	100.43	100.67	100.10
U	18.70	10.20	43.60	2.30	3.50	12.70	11.60	8.10	6.80	17.00	9.30	-	6.80	15.10
Th	17.40	24.50	4.90	1.71	3.90	11.40	9.50	3.50	2.15	6.24	2.41	-	-	5.50
Zr	94	130	46	23	30	64	43	45	34	25	39	13	33	30
Hf	3.5	3.5	5.9	2.1	1.7	2.2	2.3	2.8	1.9	2.1	2.0	8.0	5.2	7.9
Nb	22.0	19.5	16.5	12.8	19.7	18.7	31.7	19.9	22.2	83.9	37.6	20.3	40.2	22.3
Ba	162	249	114	1	26	16	24	11	90	1	1	28	37	100
Sr	64	82	33	30	29	45	31	47	32	82	18	18	28	101
Rb	460.3	350.1	325.5	291.1	411.8	275.6	451.8	315.2	499.1	380.2	398.1	83.7	127.8	71.8
Co	0.7	0.8	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.7	1.5	0.5	< 0.5	1.8	1.6	2.2
Ni	0.4	0.1	2.9	-	-	0.2	0.2	0.7	0.7	0.9	-	27.3	25.4	46.8
Sc	2.3	1.8	2.4	0.3	1.1	2.1	2.3	0.7	0.4	0.5	0.3	0.1	2.4	0.5
Cr	5.0	5.8	4.2	2.8	2.6		4.4		2.3	2.8	3.1	5.4	6.4	16.1
Ce	68.4	112.0	25.3	4.6	12.0		37.8		17.6	3.6	5.2	3.6	10.9	11.6
Nd	34.6	53.2	11.6	2.2	5.9		18.9		9.1	2.0	3.2	2.4	5.2	6.9
Sm	5.6	6.9	2.6	0.7	1.4		3.6		1.9	-	1.0	1.0	1.6	1.4
Eu	0.75	0.90	0.48	0.12	0.20		0.40		0.28	0.08	0.16	0.20	0.30	0.45
Gd	3.59	4.50	2.90	1.00	1.84		3.05		2.00	1.52	1.17	1.10	2.00	2.00
Dy	2.21	2.63	1.80	0.34	1.36		2.32		1.16	0.11	0.96	0.98	1.44	1.56
Yb	0.9	1.0	1.2	1.3	1.0		1.4		1.5	0.1	0.6	1.2	1.0	1.1
Li	298.0	171.0	146.0	58.0	77.0		88.0		68.0	49.0	49.0	127.0	166.0	85.0
Be	11.6	6.0	4.8	4.4	7.0	5.0	10.7	11.7	6.7	417.6	7.4	17.0	100.0	58.4
V	8.9	9.2	10.6	0.7	2.3	2.2	3.5	1.1	2.0	5.1	1.4	1.1	-	0.3

Tableau III.1 : analyses chimiques des granites et des aplöpegmatites (suite et fin).

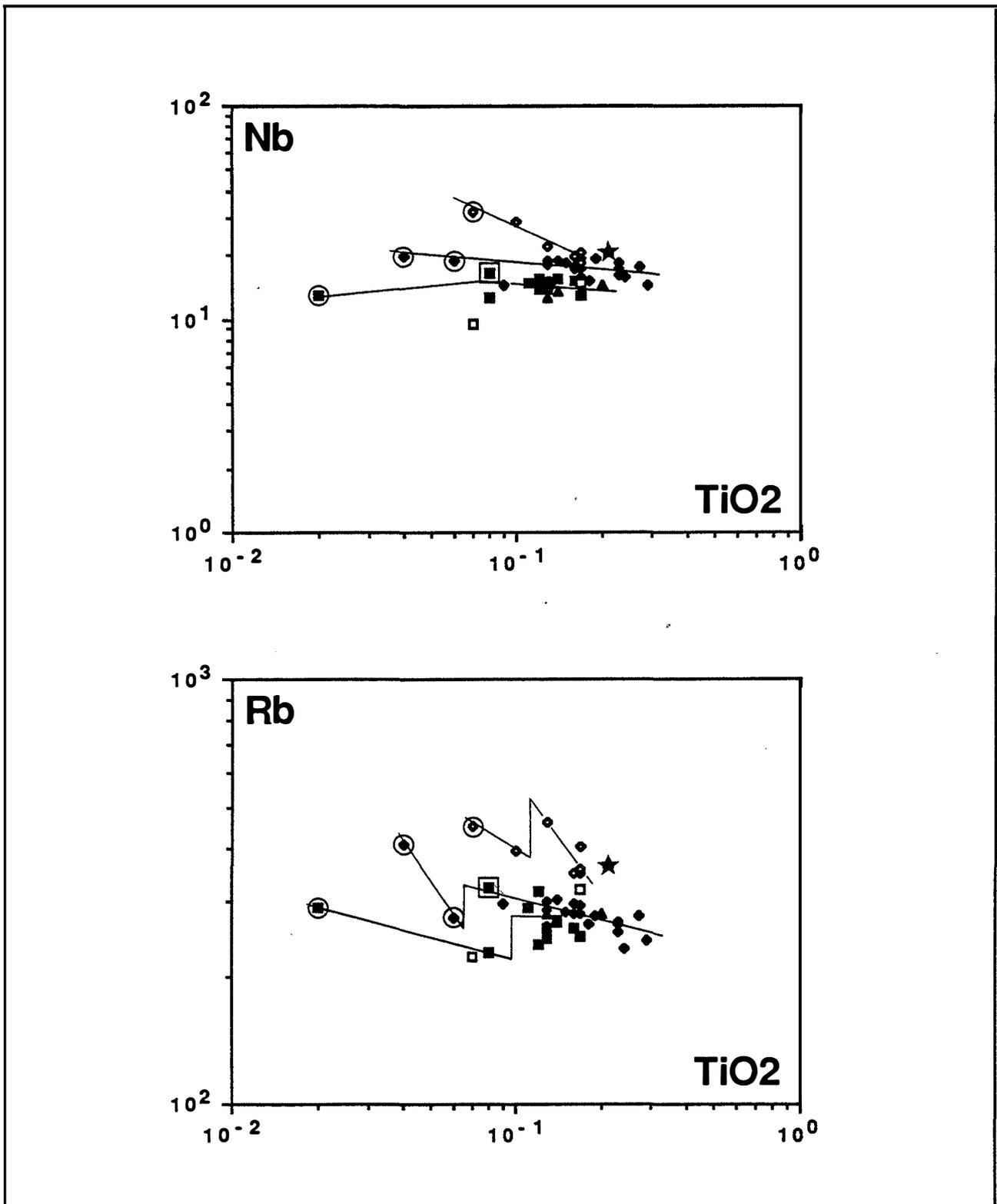


Figure III.3 : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclés=g2G, losanges vides cerclés=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés= aplopegmatites de Carnaíba.

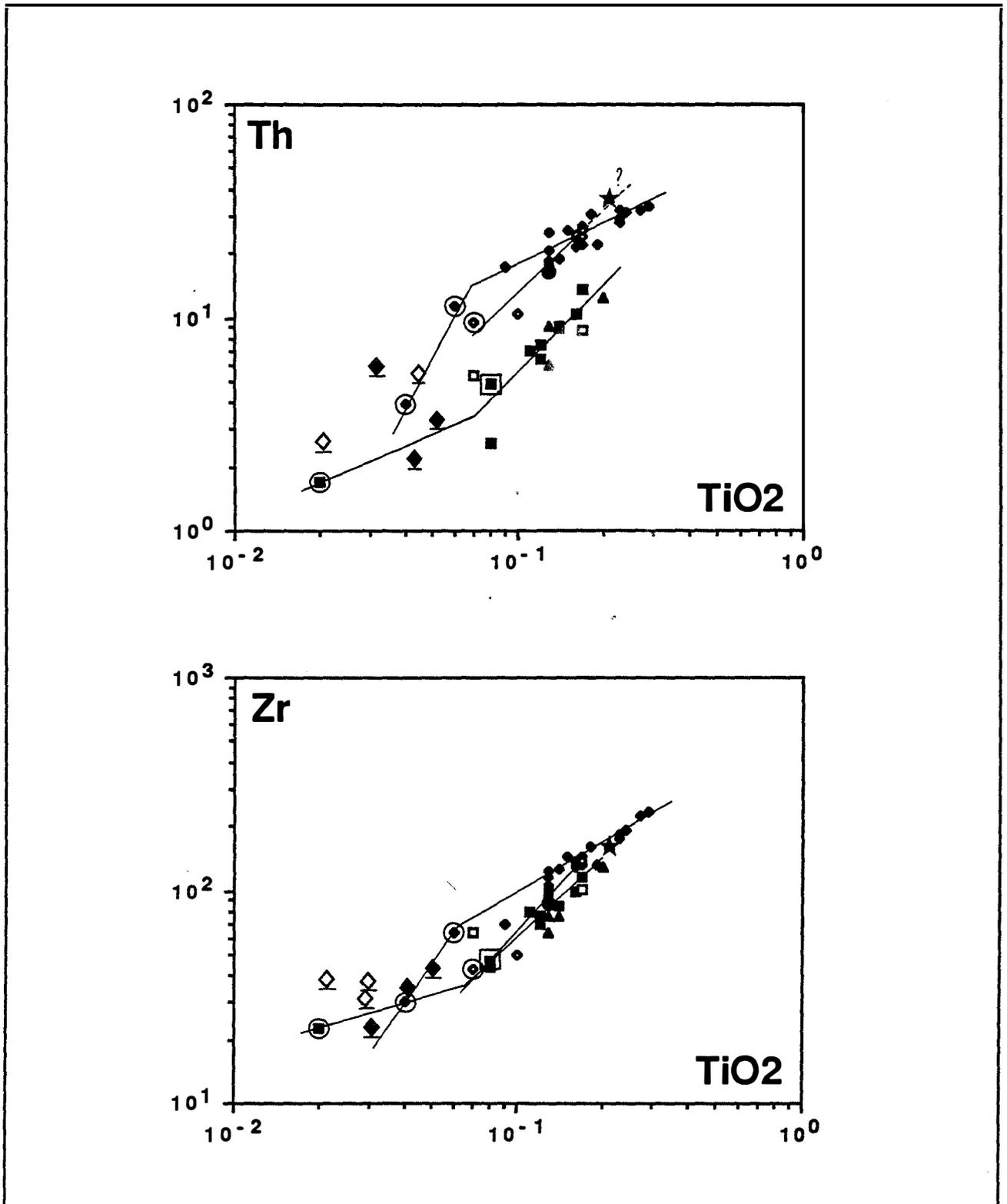


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO_2 . Symboles : Carrés pleins= g_1 , carrés vides= g_1' , triangles= g_1'' , cercle= $22C$, étoile= $62A$, losanges pleins= g_2 , losanges vides= g_3 , carré plein encadré= g_1G , carré noir cerclé= g_1G' , losanges pleins cerclé= g_2G , losanges vides cerclé= g_3G , losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

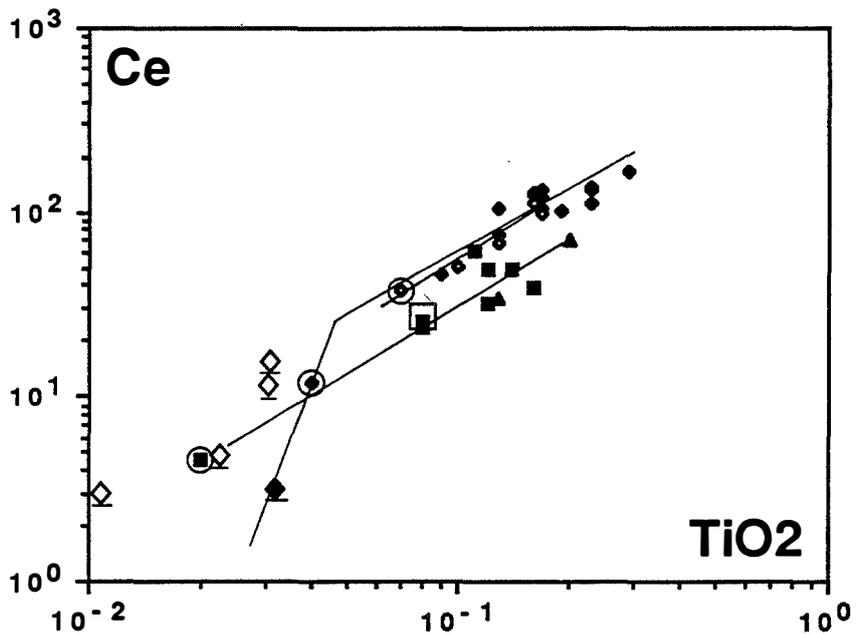
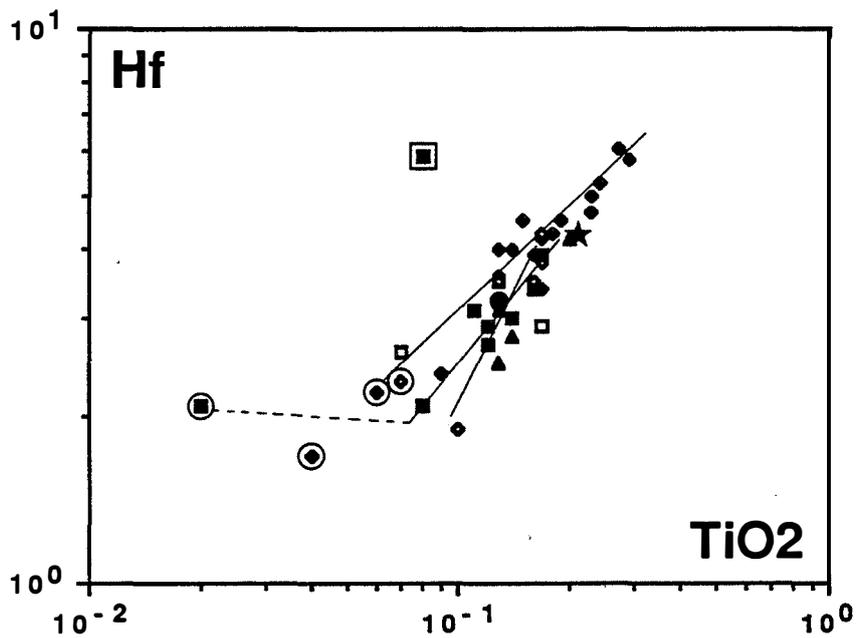


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

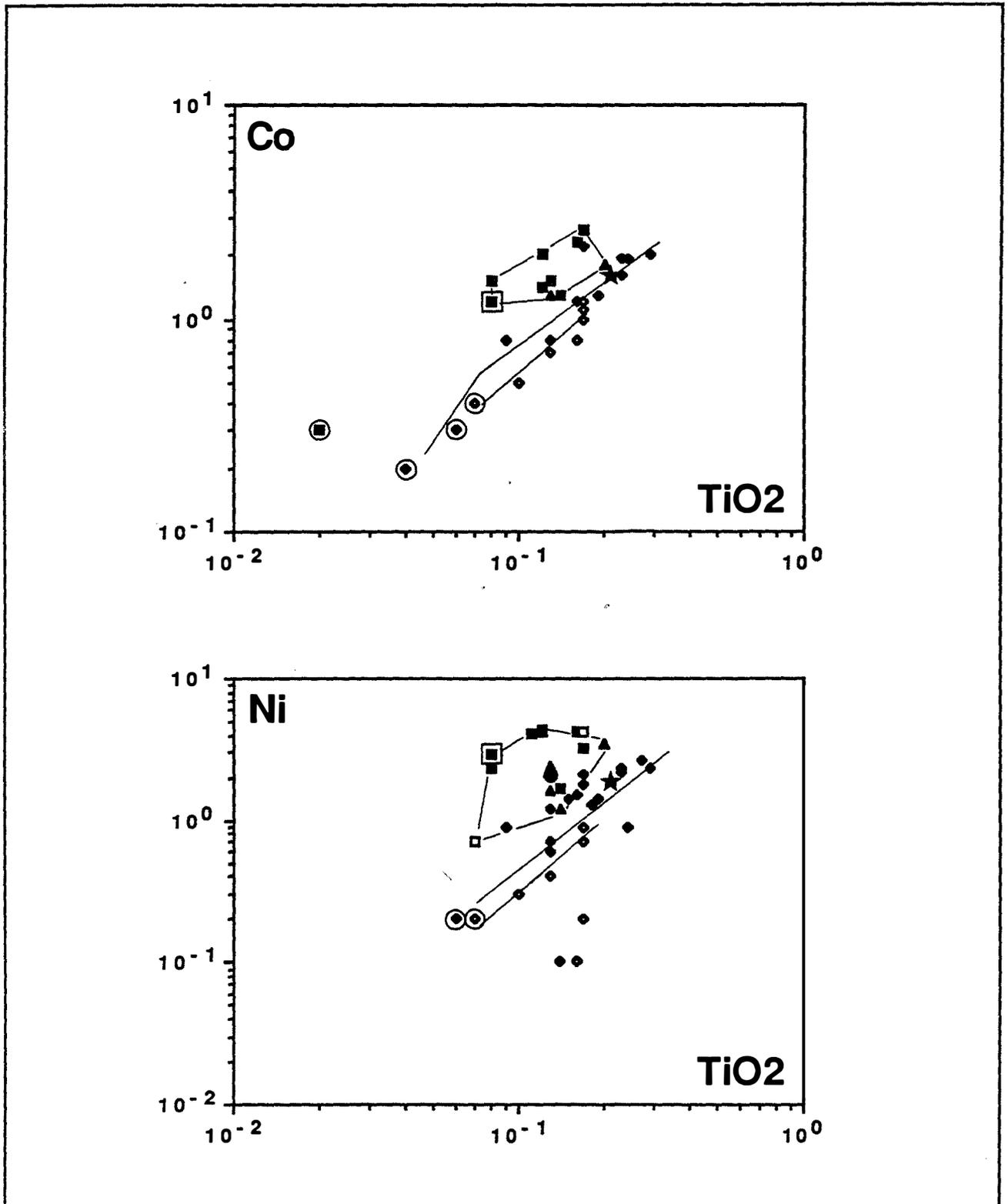


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclés=g2G, losanges vides cerclés=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

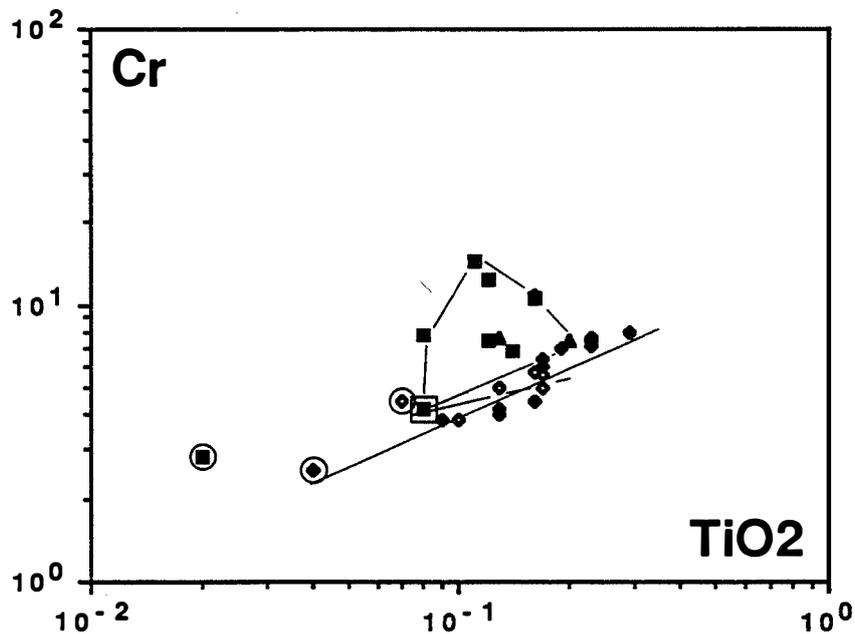
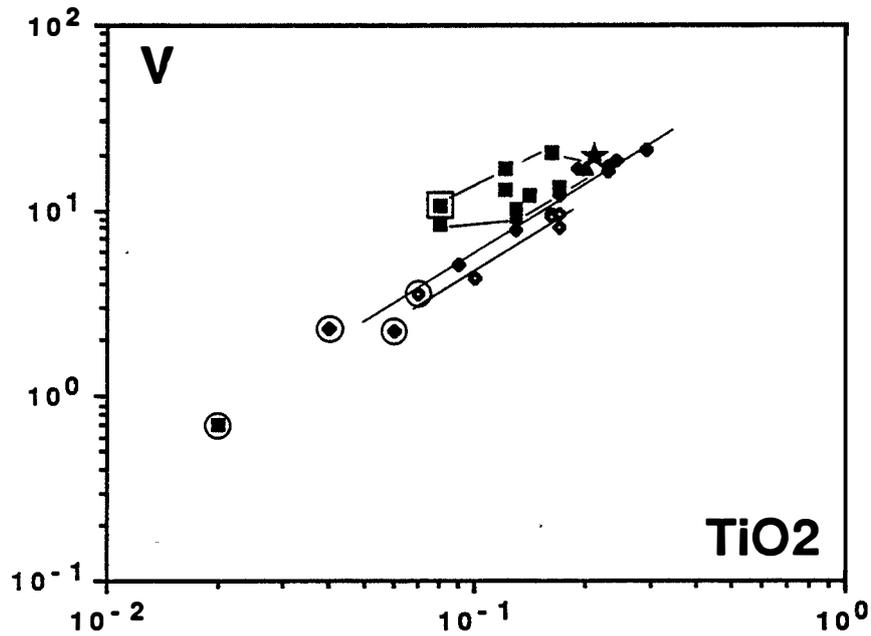


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO_2 . Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclés=g2G, losanges vides cerclés=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

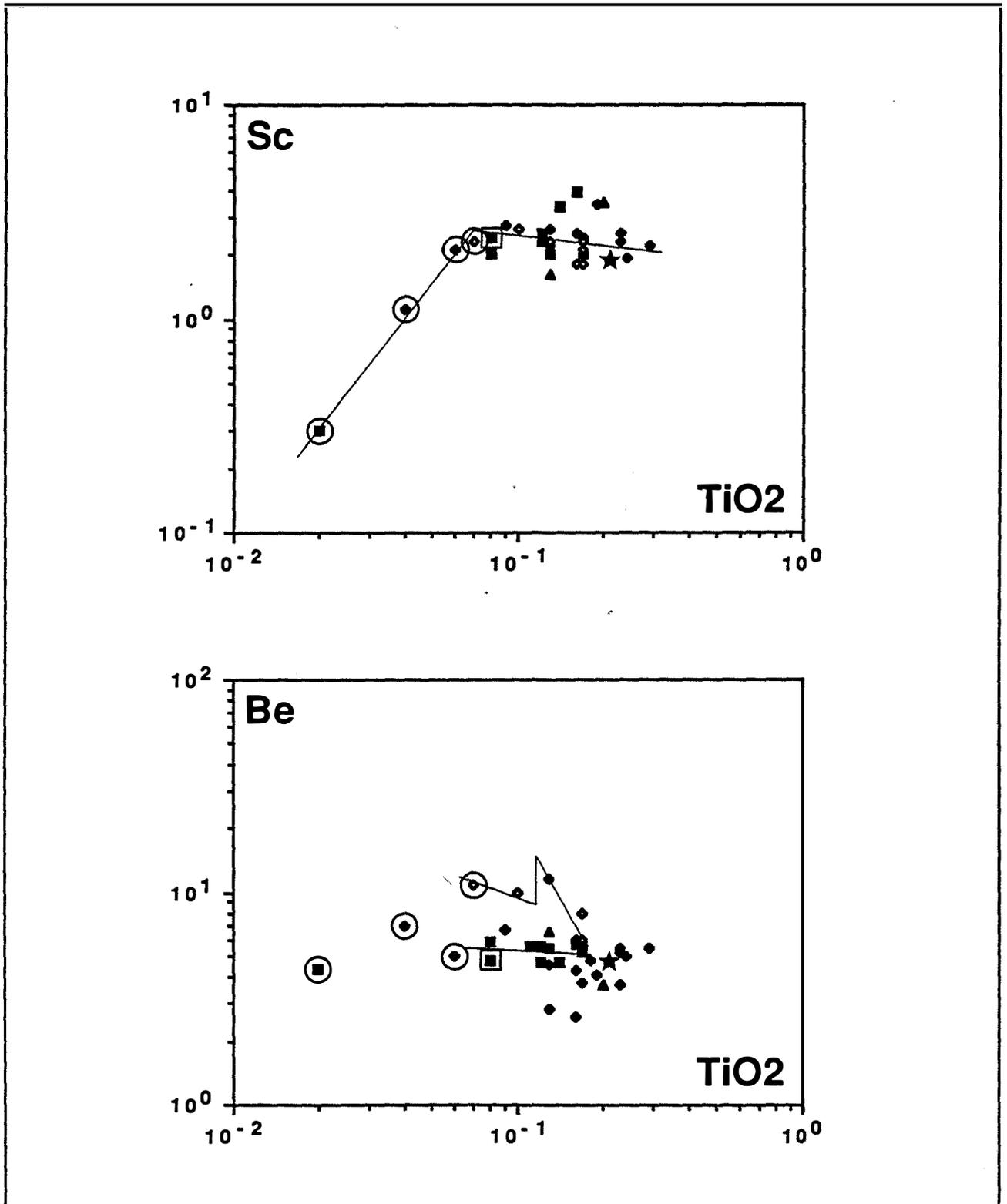


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclés=g2G, losanges vides cerclés=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

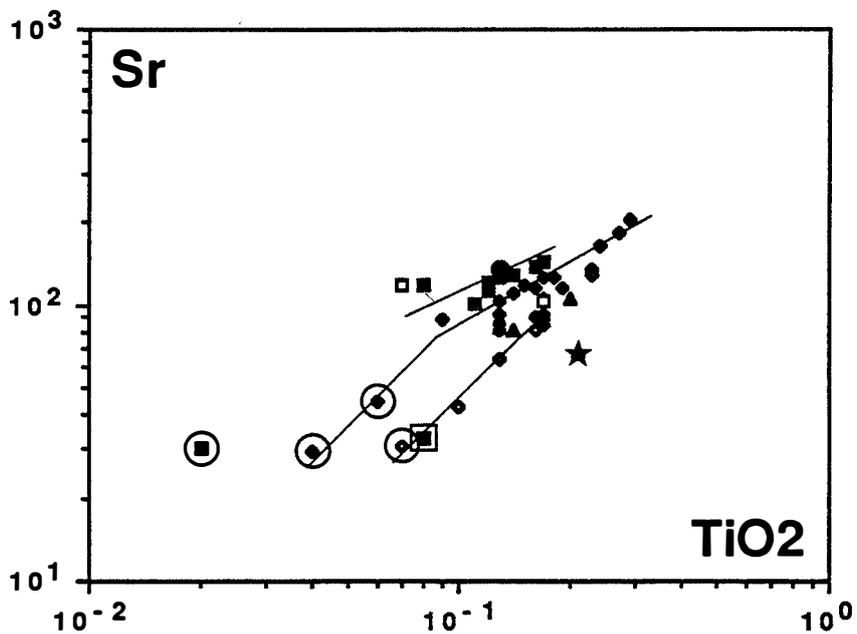
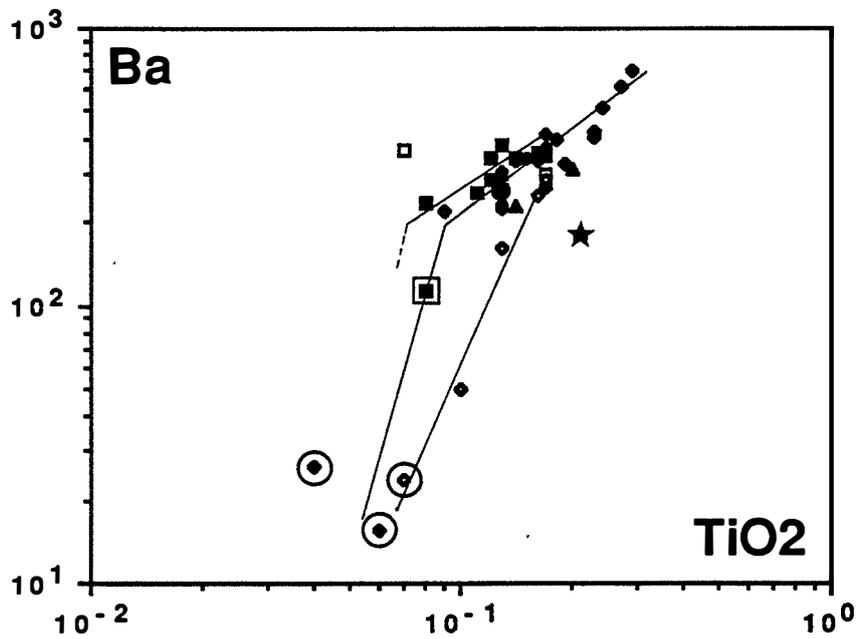


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclés=g2G, losanges vides cerclés=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

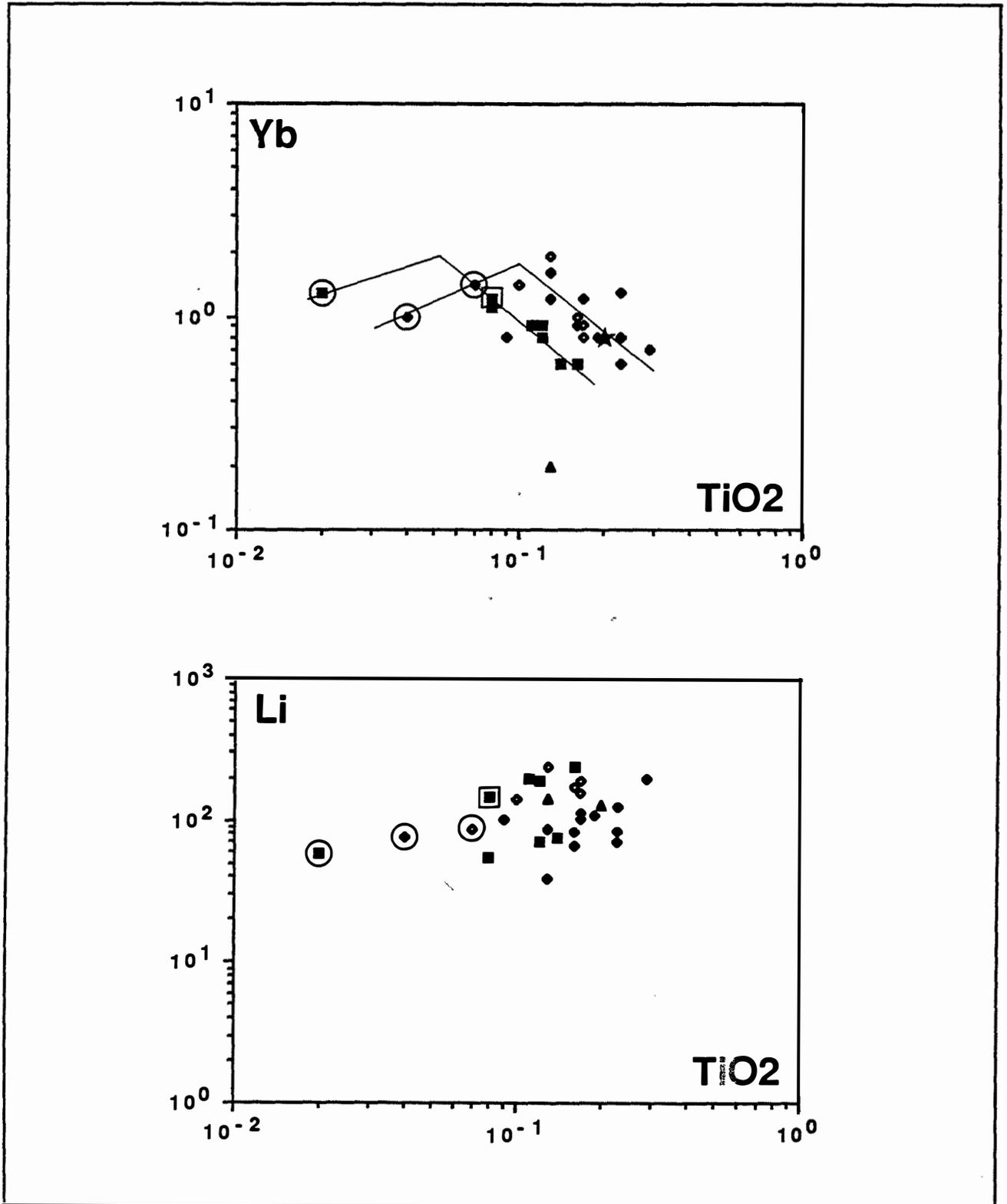


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, carrés vides=g1', triangles=g1'', cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

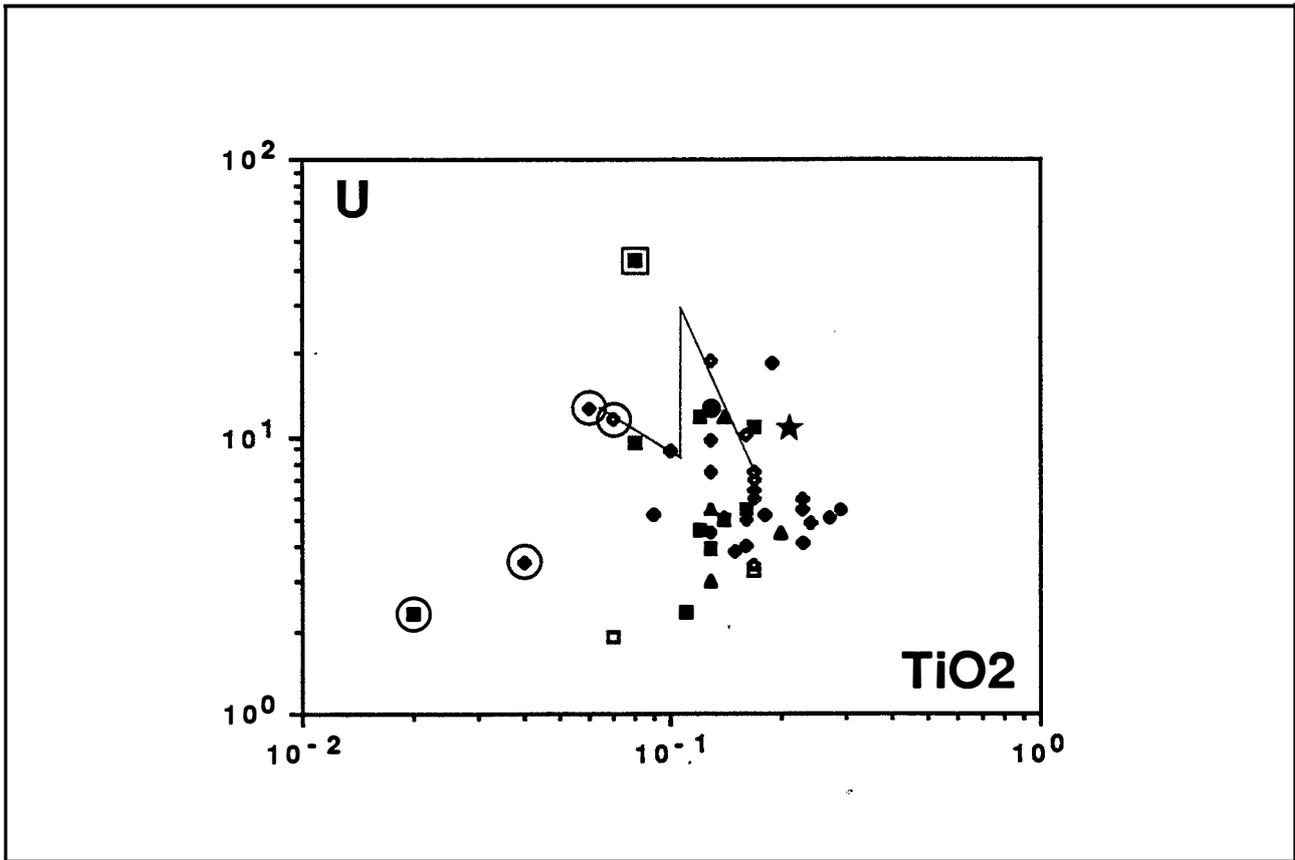


Figure III.3 (suite) : variations des concentrations en éléments traces des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO_2 . Symboles : Carrés pleins= g_1 , carrés vides= g_1' , triangles= g_1'' , cercle=22C, étoile=62A, losanges pleins= g_2 , losanges vides= g_3 , carré plein encadré= g_1G , carré noir cerclé= g_1G' , losanges pleins cerclés= g_2G , losanges vides cerclés= g_3G , losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba.

Baryum et strontium :

Ba et Sr sont assez bien corrélés avec TiO_2 , mais Sr discrimine plus nettement les trois suites évolutives; notons néanmoins que g_1'' est nettement plus pauvre en Sr et Ba, à TiO_2 donné que g_1 . Ce comportement peut être parallélisé à celui de Ca et Si (cf. Fig. III.6). L'appauvrissement en Ba, Sr et Ca corrélé à l'enrichissement en SiO_2 (et Rb) de g_1'' relativement à g_1 pourrait être lié à la greisenisation qui affecte ce granite.

Le granite g_1 se distingue des autres granites par de plus fortes teneurs en Ba et Sr, à TiO_2 donné. Le granite g_1G' a une teneur en Ba inférieure à la limite de détection.

En outre, notons que le granite g_1G est nettement en dehors des droites d'évolution de la suite g_1 - g_1G' auquel il se rattache, ce qui pourrait dû à un mélange avec un cumulat éclaté, que nous avons modélisé pour les majeurs (cf. III.2.2).

La série de Carnaíba est la moins riche en ces éléments à TiO_2 donné, et on ne distingue pas de rupture de pente nette au niveau du passage au granite à grenat g_3G .

Béryllium :

Comme pour Rb et Nb, la série de Carnaíba se distingue de celles de Campo Formoso par sa richesse en Be (à TiO₂ donné). Il faut remarquer en outre, que les évolutions de la teneur en Be dans les trois séries sont distinctes de celle de Rb sauf en ce qui concerne la série de Carnaíba : en effet les évolutions de Be et Rb sont strictement similaires à Carnaíba et se caractérise par une évolution globalement croissante avec la différenciation mais en deux temps, séparés par un brusque saut de teneur vers 0.12% TiO₂; celui-ci s'observe également dans les évolutions de K₂O et SiO₂ de cette série, nous le verrons : ceci conduit à reconsidérer l'hypothèse selon laquelle la dispersion des points est liée à la muscovitisation et à réfléchir sur l'origine de ce phénomène : l'hypothèse d'une altération hydrothermale ne semble pas pouvoir, à priori, expliquer la régularité des évolutions observées avec la présence d'un saut de teneur significative pour les quatre éléments. Dans l'hypothèse où la brusque chute des teneurs en Rb, Be, K₂O et SiO₂ a lieu au stade magmatique, seule la démixion d'une phase fluide permettant l'extraction des éléments du liquide silicaté et provoquant un brusque appauvrissement du liquide résiduel, peut expliquer un tel phénomène. Une telle interprétation déjà développée par Johan et Mc Millan (1980) à partir de moyennes sur plusieurs dizaines d'analyses de porphyres cuprifères se heurtent dans notre cas au manque d'analyses de granites de la série de Carnaíba. Elle n'est néanmoins pas invraisemblable vu le comportement particulièrement volatil de ces éléments. La destabilisation de la biotite dans les granites à grenat pourrait être issue d'une forte chute de la pression d'eau, provoquée par la démixion d'une phase fluide survenant en réponse à une saturation en eau du magma. Une telle démixion est à même de modifier les conditions physiques du magma résiduel, tel que la viscosité par exemple, et d'expliquer l'individualisation des granites à grenat généralement sous forme de filons tardifs, de faible puissance, parfois injectés après les aplopegmatites (Chap. II). Leur texture à grains fins rappelle celle des aplites, nous l'avons vu, qui peuvent comme eux être considérés comme des liquides résiduels desquels s'est séparée une phase fluide (pegmatite par exemple).

On peut se demander dans la même optique si les sauts de teneur en K₂O, SiO₂ et Rb au niveau des granites évolués des deux séries de Campo Formoso ne pourraient pas être expliqués par la démixion d'un fluide magmatique; les évolutions sont néanmoins moins régulières que celles des granites de Carnaíba :

- Rb et K₂O sont relativement dispersés pour g₁.
- Be ne présente pas de saut de teneur pour g₁ et g₂.
- Les points représentatifs de g₂ dans le diagramme TiO₂ : Be (Fig. III.3) sont très dispersés, ce qui n'est pas compatible avec une évolution magmatique.

Autres éléments :

Li et U sont assez fortement dispersés dans les diagrammes binaires en fonction de TiO₂, ce qui est vraisemblablement dû à une forte mobilité aux stades postmagmatiques. C'est également le cas du fluor dont les teneurs sont assez élevées (moyenne 941 p.p.m., n=18) et varie de 247 à 2663 p.p.m. sur l'ensemble des granites.

Les teneurs en W sont en majorité inférieures à 2 p.p.m. et atteignent exceptionnellement 4 p.p.m. (échantillon 202 de g2G). Les teneurs en Mo sont inférieures ou égales à 0.2 p.p.m. Il n'y a donc ni teneur significative, ni enrichissement magmatique en Mo et W dans les granites des deux massifs.

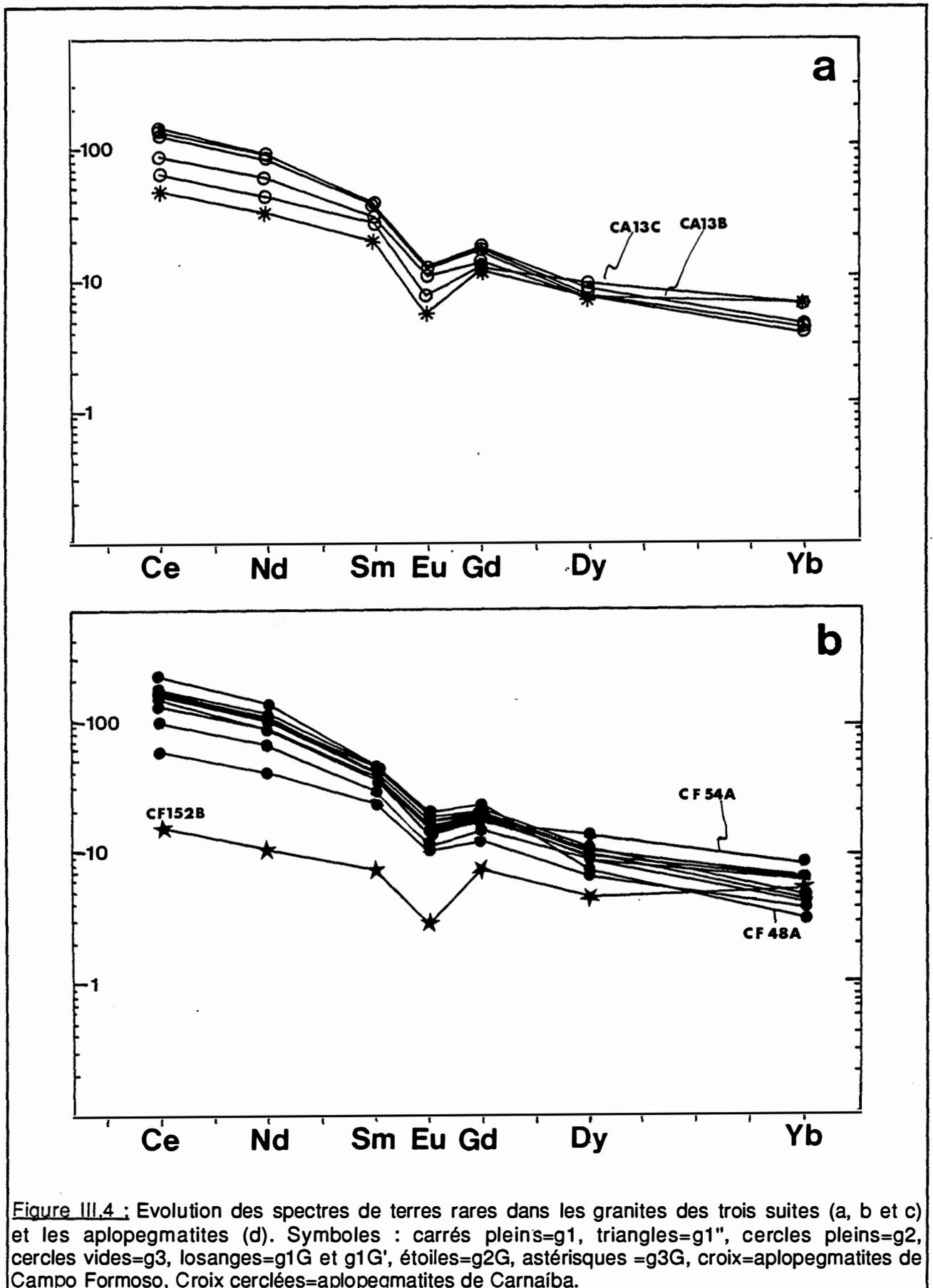
Les terres rares :

Remarque :

Le lanthane présente des variations relatives assez importantes liées semble-t-il à un dosage peu fiable (Moutte, comm. pers.). Il a donc été supprimé des spectres normalisés aux chondrites (normalisation Masuda).

Les granites g2 et g3 et les granites à grenat liés g2G et g3G:

Les diagrammes TiO₂ : Ce et TiO₂ : Yb (Fig. III.4) discriminent nettement les granites g2 et g3 des granites g1 et g1". Les granites à deux micas g2 et g3 ont des spectres tout à fait comparables, qui se caractérisent par un important fractionnement des terres lourdes (CeN/YbN ≈ 100, cf. Tableau III.2) et par une anomalie en Eu bien marquée (Eu/Eu* ≈ 0.45-0.55, cf. Tableau III.2 et Fig. III.4). Les granites à grenat g2G, g3G, les aplopegmatites et le granite g3 le plus différencié (échantillons CA13C) ont des spectres assez comparables avec cependant une anomalie négative en Eu plus marquée (Eu/Eu* ≈ 0.40 - cf. Tableau III.2) et un moindre fractionnement des terres lourdes (CeN/YbN=10 à 30, Tableau III.2).



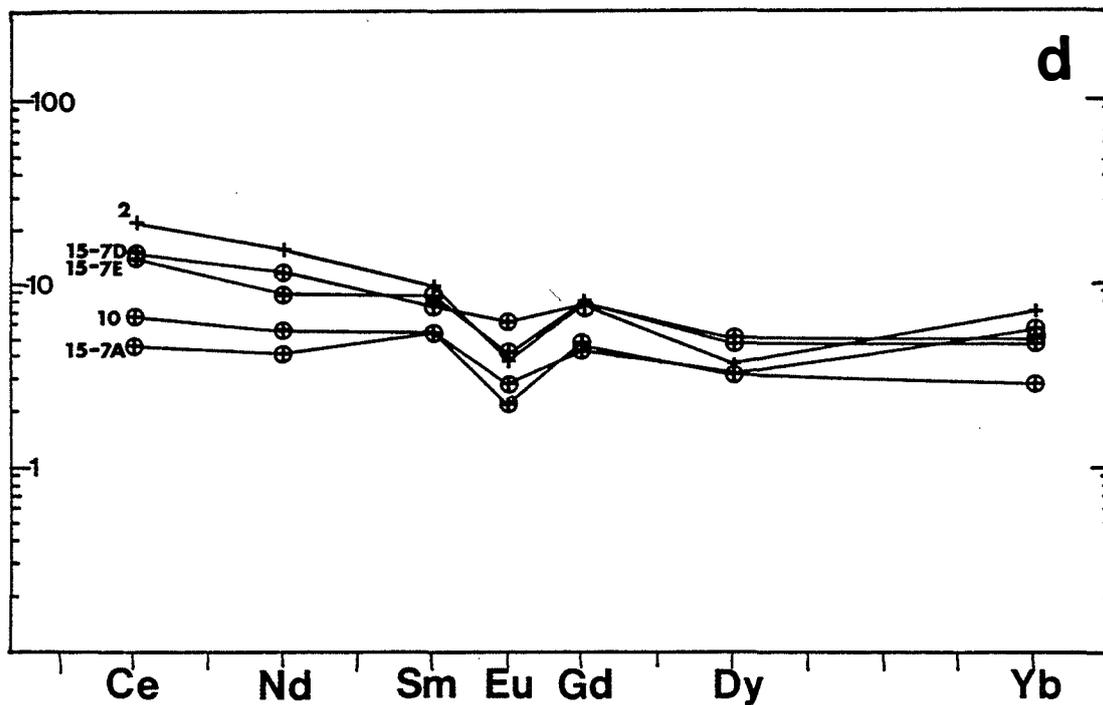
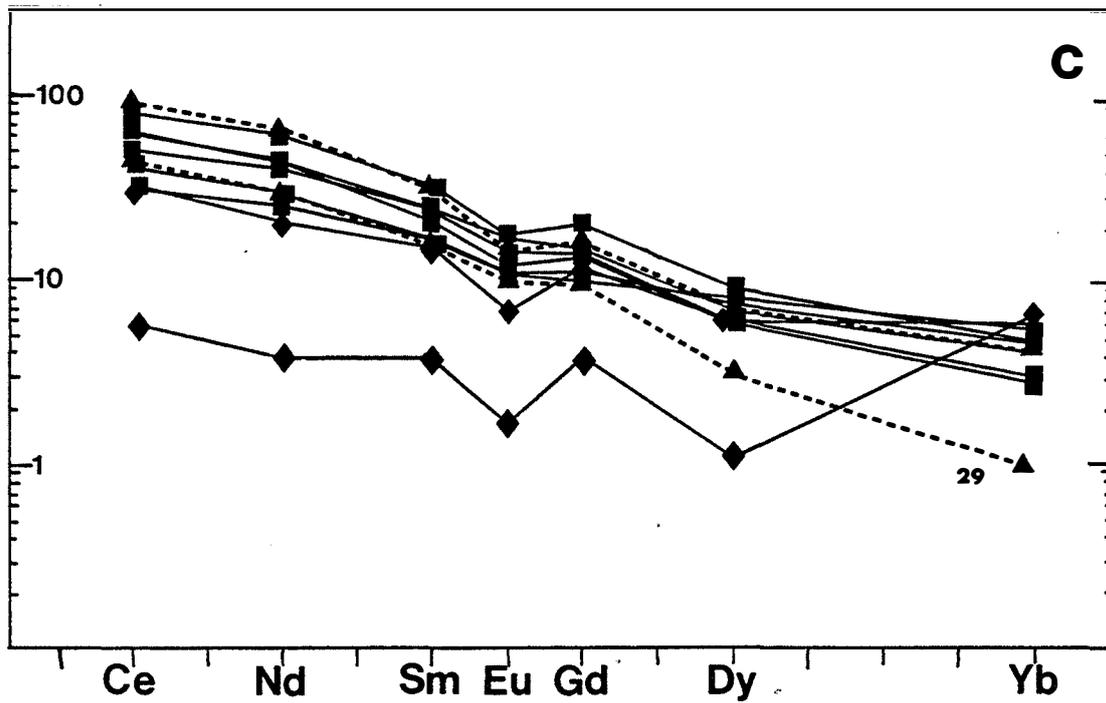


Figure III.4 (suite) : évolution des spectres de terres rares dans les granites des trois suites (a, b et c) et les aplopegmatites (d); mêmes figurés qu'à la page précédente.

Sur l'ensemble des analyses des granites des suites 2 et 3, il existe de plus fortes variations des terres légères que des terres moyennes et des terres lourdes (Fig. III.4).

L'évolution magmatique se traduit par un abaissement global des spectres au niveau des terres légères et moyennes avec un basculement plus fort pour les terres légères (Fig. III.4). Le comportement compatible des terres légères et moyennes est illustré par l'évolution décroissante du Ce en fonction de TiO₂ avec une pente voisine de 1 (Fig. III.3).

Pour g2 et g3, les terres lourdes se comportent comme des éléments incompatibles avec la différenciation comme l'illustre l'évolution de Yb en fonction de TiO₂ (Fig. III.3) et par une remontée des spectres au niveau des terres yttriques (Fig. III.4). La dispersion des points est forte probablement parce que le dosage de Yb est relativement moins fiable que celui de Ce, Nd ou Sm (Moutte, comm. pers.).

Dans les granites à grenat et les aplopegmatites, à l'exception des échantillons BO15-7A et CF22D, la tendance semble s'inverser puisque g2G présente des teneurs en Dy et Yb inférieures à celles des granites les plus évolués du groupe g2. La discussion est délicate en raison du faible nombre d'analyses de granite à grenat; néanmoins comme les spectres et l'évolution de leur forme avec la différenciation sont similaires dans les deux suites g2-g2G et g3-g3G, on peut penser que les mécanismes d'évolution des T. R. sont identiques dans les deux cas. On peut grouper tous ces spectres, en considérant qu'ils représentent des stades d'évolution d'une suite unique, ce qui donne une meilleure image de l'évolution des terres rares au passage des granites à deux micas- granites à grenat, en particulier en ce qui concerne les terres lourdes : comportement incompatible de Dy et Yb dans les granites à deux micas puis compatible dans les granites à grenat : cette inversion de comportement de terres lourdes au cours de l'évolution magmatique est matérialisé par une rupture de pente des droites d'évolution des deux suites dans les diagrammes TiO₂ : Yb.

Enfin, l'évolution magmatique ne se marque par aucun creusement de l'anomalie magmatique en Eu dans les granites à deux micas (sauf dans CA 13C). Un net creusement apparaît dans les granites à grenat.

Tableau III.2 : Rapports Ce/Yb et Eu/Eu* moyens des divers intrusifs :

	Ce/Yb (moy.)	Eu/Eu* (moy.)	nbre d'échantillons
<u>GRANITES :</u>			
g1-g1''	60.6	0.75	8
g1G	21.8	0.53	1
g1G'	14.4	0.43	1
g2	102.7	0.53	13
g2G	11.5	0.39	1
g3 (sauf CA13C)	117.9	0.46	4
g3G	27	0.40	1
CA13C	36.5	0.39	1
<u>APLOPEGMATITES :</u>			
toutes	10.7	0.48	5
sans BO15-7E		0.40	4

Les granites g1-g1'' et les granites à grenat liés g1G-g1G' :

Par rapport aux granites à deux micas précédents, les granites g1-g1'' montrent :

- des teneurs en terres légères globalement plus faibles à TiO₂ donné alors que les teneurs en terre lourde sont comparables. Ceci se traduit par des spectres moins fractionnés (CeN/YbN ≈ 60, cf. Tableau III.2).
- une anomalie négative en Eu nettement moins marquée (Eu/Eu* ≈ 0.75, cf. Tableau III.2).

Par contre, les granites à grenat g1G et g1G' ont des spectres comparables à ceux des granites g2G et g3G, avec cependant un fractionnement un peu supérieur des terres lourdes et une anomalie négative en Eu moins marquée (Tableau III.2).

La différenciation se traduit par des évolutions comparables à celles observées dans l'autre série :

- comportement compatible des terres légères et moyennes avec un fort fractionnement des terres légères (pente proche de 1 dans le diagramme TiO₂ : Ce, Fig. III.3)
- comportement hygromagmaphile des terres yttriques dans les granites à deux micas. Au niveau des granites à grenat et aplopegmatites, Yb a un comportement compatible vraisemblable (rupture de pente sur le diagramme TiO₂ : Yb, Fig. III.3).

- creusement de l'anomalie négative en Eu au niveau des granites à grenat et aplopegmatites.

Signification des évolutions - discussion :

Terres légères et moyennes :

Contrairement à ce qui est connu dans les séries basiques et intermédiaires (voir par exemple : Treuil *et al.*, 1979), les terres rares légères et le thorium ont un comportement compatible dans les granitoïdes évolués (Cocherie, 1978; Fourcade, 1981; Cuney *et al.*, 1982; Friedrich, 1983...).

Dans ces granitoïdes, les minéraux accessoires se partagent la majorité des terres rares et du thorium (voir Gromet et Silver, 1983; Fourcade et Allègre, 1981...). Leur rôle est donc essentiel à prendre en compte pour interpréter le comportement des terres rares au cours de l'évolution magmatique. A ce sujet, il semble que sphène, allanite et apatite sont les minéraux accessoires porteurs des terres légères dans les granitoïdes pas très évolués (Gromet et Silver, 1983) alors que les granites peralumineux présentent plus fréquemment la monazite : sa présence peut être interprétée comme résultant d'une solubilité limitée dans les liquides peralumineux (Friedrich, 1983) comme pour le zircon (Watson, 1979) ou l'apatite (Green et Watson, 1982).

La présence d'allanite d'une part et son association occasionnelle avec la monazite (échantillons CF48A et CA18) d'autre part, sont surprenantes dans des granites aussi évolués. L'allanite est primaire et reste quoiqu'il en soit le minéral accessoire qui concentre les terres légères le plus souvent observé dans nos granites à deux micas. Elle n'a pas été observée dans les granites à grenat et les aplopegmatites.

Le fait que ce minéral soit capable de concentrer fortement les terres légères et moins fortement les terres moyennes (Henderson, 1984; Gromet, 1979; Mahood et Hildreth, 1983) nous permet de croire que son rôle est prépondérant dans l'évolution de nos granites. Un fractionnement d'allanite au cours de l'évolution des granites à deux micas et à grenat permet d'expliquer le basculement des spectres au niveau des terres légères et moyennes. Il n'est pas impossible que l'apatite puisse influencer sur l'évolution des T.R. dans nos granites, puisqu'elle concentre assez fortement les terres rares (Henderson, 1984); la forme de la courbe des coefficients de partage des T.R. apatite/liquide est beaucoup plus plate que l'allanite, qui est très fractionnée en terres lourdes (Henderson, 1984). Son influence sur les évolutions pourrait donc consister à provoquer l'abaissement des spectres que l'on observe avec l'évolution magmatique, particulièrement au niveau des intrusifs à grenat. En outre, les données sur les coefficients de partage des T.R. grenat/liquide dans les magmas acides (Irving & Frey, 1978) indiquent que si le grenat

concentre les T.R, son influence est prépondérante sur les terres lourdes, ce qui ne permet pas d'expliquer le fractionnement relativement plus fort des terres légères dans les granites à grenat et les aplopegmatites.

Anomalie négative en Eu :

En ce qui concerne l'anomalie négative en Eu, deux points méritent d'être discutés :

- 1) l'anomalie négative dans g2 et g3 par rapport à g1-g1"
- 2) le creusement de l'anomalie au niveau des granites à grenat dans toutes les suites.

Les données actuelles permettent de dire que l'anomalie positive en Eu dépend de plusieurs facteurs :

- lorsque la fugacité d'oxygène baisse, à chimisme et température du magma constant, Eu_{2+}/Eu_{3+} et le coefficient de partage de l'Eu entre le plagioclase et le magma augmente (Drake, 1975).

- ces paramètres augmentent également avec la teneur en albite des plagioclases à pression, température et fugacité d'oxygène constants (Morris et Haskins, 1974).

L'existence d'une plus forte anomalie négative en Eu dans les granites g2 et g3 relativement aux granites g1 et g1" est marquée dès les termes les moins évolués : elle provient donc d'une histoire différente des magmas à des stades antérieurs (non visibles) et/ou à une différence de source et peut correspondre à l'existence d'une plus forte fugacité d'oxygène dans les magmas des deux premiers granites, comme l'illustre la présence de magnétite dans ceux-ci.

Le second point ne peut être expliqué par un fractionnement de plagioclase : en effet, le plagioclase cristallise dans les granites à deux micas et dans les granites à grenat et il n'y a pas de creusement de l'anomalie dans les premiers (ceci indique que $DEu \approx 1$, dans les granites à deux micas).

L'augmentation de la teneurs en albite du plagioclase des granites à grenat aurait selon Morris et Haskins (1974) un effet inverse sur l'anomalie en Eu.

Une augmentation de la fugacité d'oxygène dans le magma des granites à grenat ne peut être écarté à priori.

La brusque diminution de Eu/Eu^* au niveau de CA13C, des granites à grenat, comme et des aplopegmatites pourrait liées à un autre phénomène : dans l'hypothèse ou ces intrusifs correspondent à des magmas résiduels résultant de la démixion d'une phase fluide à saturation, la perte de Eu pourrait être interprétée comme un fractionnement de cet élément par la phase fluide.

Les expériences sur le partage des terres rares entre un magma silicaté et une solution chlorurée (Flynn et Burnham, 1978) montre qu'à 4 Kb et 800°C et fO₂ constante le partage de Eu entre un magma silicaté saturé en silice et en eau et une phase fluide chlorurée, est beaucoup plus favorable au fluide chloruré que pour les autres terres rares et le coefficient de partage augmente avec la molalité de Cl dans le fluide (Fig. III.5).

En outre, des expériences à même température et plus basse pression montrent que le comportement des terres rares s'inverse puisque si le fluide fractionne plus les T.R. que précédemment Eu est relativement moins fractionné (Fig. III.5). Ces résultats expérimentaux ne peuvent cependant pas être appliqués tels quels à notre système granitique qui se situe dans un domaine de température et de pression plus basse que celui de ces expériences.

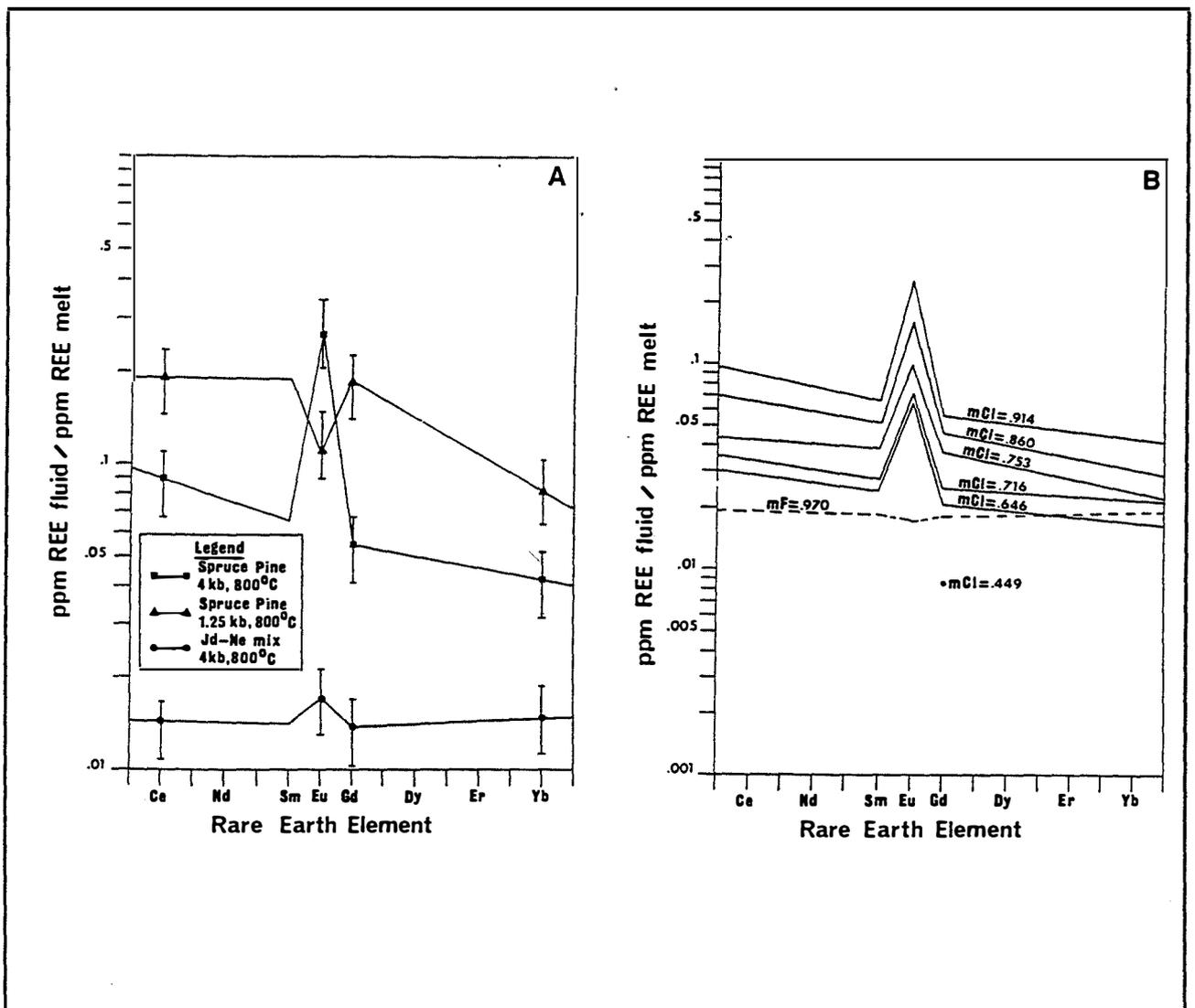


Figure III.5 : partage des terres rares entre un liquide silicaté et une phase fluide chlorurée à haute température et pression. A) somme des résultats expérimentaux montrant les effets de la pression totale et de la composition du liquide silicaté (tamponnage QFM). B) somme des résultats expérimentaux sur la composition de Spruce Pine pegmatite conduite à 4 Kb et 800° C. (d'après Flynn et Burnham, 1978).

Les terres lourdes :

Le comportement hygromagmaphile des terres lourdes dans les granites à deux micas soulignent l'absence d'influence apparente du zircon qui peut concentrer fortement les terres yttriques (Nagasawa, 1970). Le changement de comportement des terres lourdes au passage aux granites à grenat (et les aplopegmatites, infra) peut résulter de la cristallisation de grenat qui fractionne fortement les terres lourdes dans les magmas acides (Irving & Frey, 1978). Notons néanmoins que Yb ne décroît pas dans le granite à grenat g1G' et dans les aplopegmatites B015-7A et 22D, ce qui peut être dû à une accumulation de grenat pour B015-7A et 22D, comme le suggère leurs teneurs en MnO (respectivement 0.23 et 0.16%).

Cas des échantillons 22C et 62A :

Quoique que nous ne disposions que d'une analyse de chaque, il est intéressant d'examiner comment ils se placent dans les évolutions des éléments traces des trois suites non comagmatiques et s'ils peuvent y être rattachés.

Malgré une teneur en Th de 22C supérieure à la teneur-moyenne de g1-g1'-g1" à TiO2 donné (Fig. III.3), notons que ce point est confondu avec un des points de g1 (échantillon 166). Par contre, pour Zr, Sr, Ni et Nb, le point de 22C tombe dans le domaine d'évolution de g1-g1'-g1" ce qui suggère que ces granites pourraient être comagmatiques.

Le cas de 62A est nettement à part : s'il est analogue aux échantillons de g2 à même teneur en TiO2 pour Zr, Th, Hf, Co, Ni et V, il se distingue des granites des deux suites de Campo Formoso par de plus faibles teneurs en Ba et Sr et de plus fortes teneurs en Nb et Rb, à TiO2 donné; il est en ceci comparable aux granites du massif de Carnaíba de même que par sa richesse relative en MnO et P2O5, nous le verrons. Ces observations suggère que 62A n'appartient pas aux suites évolutives de Campo Formoso.

III.2.2. Eléments majeurs (Figure III.6) :

Comme pour les éléments traces, les granites des trois séries se distinguent par des différences de composition en éléments majeurs. Nous examinerons d'abord ces différences; les régularités observées dans les évolutions chimiques seront ensuite discutées dans le détail.

Remarque concernant les aplopegmatites :

Les composition chimiques des aplopegmatites ont été profondément modifiées par les altérations post-magmatiques en particulier en ce qui concerne les éléments mobiles, facilement lessivés ou apportés, tels que la silice, les alcalins ou la chaux. Néanmoins et comme pour Zr et

les terres rares, l'examen de leurs teneurs en TiO_2 et MgO , traditionnellement considérés comme inertes, permet de déterminer la place qu'elles occupent dans les évolutions des trois suites non comagmatiques. Sur les diagrammes binaires en fonction de TiO_2 , les analyses d'aplopegmatites n'ont été reportées que pour ces éléments inertes.

III.2.2.1. Campo Formoso :

Les granites des deux séries de Campo Formoso (g1-g1'-g1''-g1G-g1'G et g2-g2G) se distinguent clairement par leurs teneurs en Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO et SiO_2 et dans une moindre mesure en CaO et en alcalins :

Les granites de la série 1 sont dans l'ensemble plus riche en Al_2O_3 et en P_2O_5 , à TiO_2 donné, que les granites de la série 2, ce qui correspond à une plus grande richesse en muscovite (et accessoirement en tourmaline) et en apatite de ces granites.

Pour MgO et SiO_2 , g1 seul se distingue de g1'' et g2 : il est nettement plus riche en MgO (cf. $TiO_2:MgO(ICP)$) et plus pauvre en SiO_2 , à même teneur en TiO_2 , que g2. g1'' a une teneur en SiO_2 intermédiaire entre les deux granites et comparable à g2 en MgO .

Les différences sont plus discrètes en ce qui concerne CaO dont les teneurs sont légèrement plus élevées dans g1 que dans g1'' et g2, à TiO_2 donné. g1'' ne se distingue pas de g2 en ce qui concerne CaO .

g1 et g1'' présentent des teneurs en alcalins comparables, globalement plus élevées pour Na_2O et plus faibles pour K_2O que dans g2, à TiO_2 donné. A l'exception de g2G, les teneurs en MnO des granites des deux suites Campo Formoso sont comparables.

Le granite 62A ne se distingue pour sa part des autres granites à deux micas que par une forte teneur en MnO et P_2O_5 à TiO_2 fixé, ce qui le rend comparable au granite g3 de Carnaíba.

La gamme des teneurs en TiO_2 et MgO des aplopegmatites de Campo Formoso varie de 0.03 à 0.05% et de 0.08 à 0.22 % respectivement, ce qui caractérise un fort degré de différenciation, comparable à celui atteint par les granites à grenat les plus évolués (CF202 de g2G et g1G').

III.2.2.2. Carnaíba :

Les granites de Carnaíba (g3-g3G) se distinguent des granites de Campo Formoso particulièrement par leurs teneurs en MnO , nettement plus élevées à même teneur en TiO_2 .

Le domaine dessiné par les compositions en MgO de ces granites est légèrement sécant sur celui du granite g2, mais les teneurs sont comparables à TiO₂ donné : les mêmes observations peuvent être faites sur le diagramme TiO₂ : FeO_t (Fig. III.6).

Les teneurs en CaO sont légèrement inférieures à même teneur en TiO₂ à celles des granites de Campo Formoso.

Les points représentatifs de g3 dans les diagrammes TiO₂ : Al₂O₃ et TiO₂ : SiO₂ (Fig. III.6) sont confondus avec ceux de g2 sauf un point (échantillon CA18) comparable à g1 par sa faible teneur en SiO₂ et sa forte teneur en Al₂O₃ relativement aux autres échantillons du groupe, ce qui peut être dû à la muscovitisation qui affecte ce granite.

En ce qui concerne les alcalins, on observe le même phénomène que pour le fer et le magnésium, c'est à dire que le domaine des points représentatifs est sécant sur celui des points de g2 : autrement dit, les teneurs sont comparables pour les granites les moins évolués du groupe g3 (à TiO₂ = 0.17%) et différent à plus faible teneur en TiO₂, domaine dans lequel les teneurs en alcalins sont comparables avec celles des granites g1 et g1".

Dans les diagrammes binaires en fonction de TiO₂, les points représentatifs des différents faciès définissent un certain nombre de régularités, schématisées par des courbes évolutives. Dans les trois séries, la différenciation se marque (à TiO₂ décroissant) par une décroissance de FeO_t, MgO, CaO et P₂O₅ et une croissance de SiO₂. L'évolution des autres éléments varie selon les suites évolutives de granites :

TiO₂ : FeO_t (Fig. III.6) :

Pour le fer, les points représentatifs des différents faciès sont distribués le long d'un domaine étroit, à l'intérieur duquel les points de chaque faciès s'alignent sur des droites à peu près parallèles sauf pour g3, dont la droite d'évolution recoupe toutes les autres. On peut effectuer la même observation dans le diagramme TiO₂ : MgO. Signalons que pour g1", l'évolution de FeO_t mais aussi des autres éléments majeurs n'est pas forcément significative puisque 3 échantillons sur 4 (CF29, CF30, CF64) présentent à peu près la même composition, leurs points représentatifs étant donc souvent presque confondus.

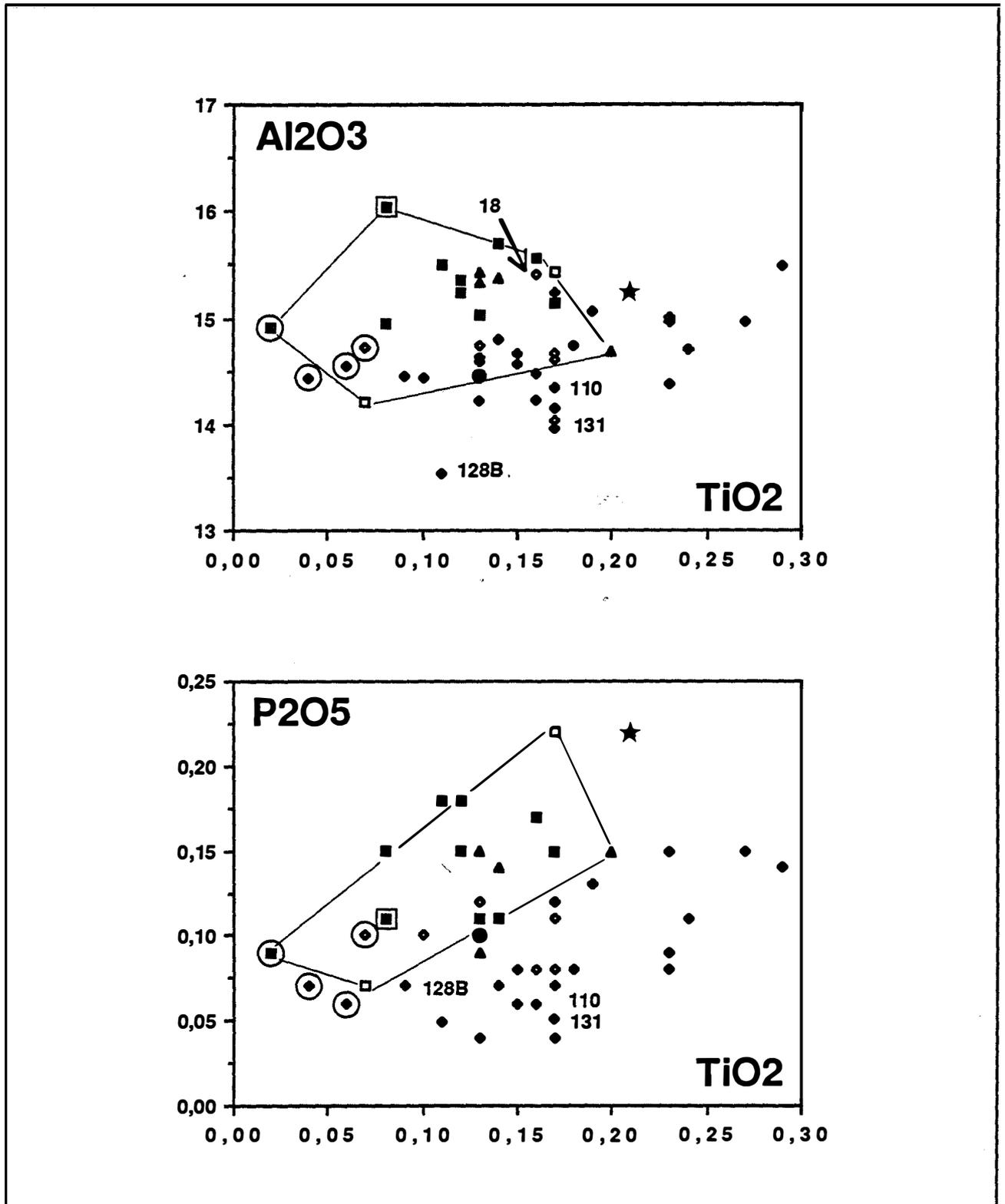


Figure III.6 : variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, triangles=g1', carrés vides=g1', losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba, cercle plein=22C, étoile=62A.

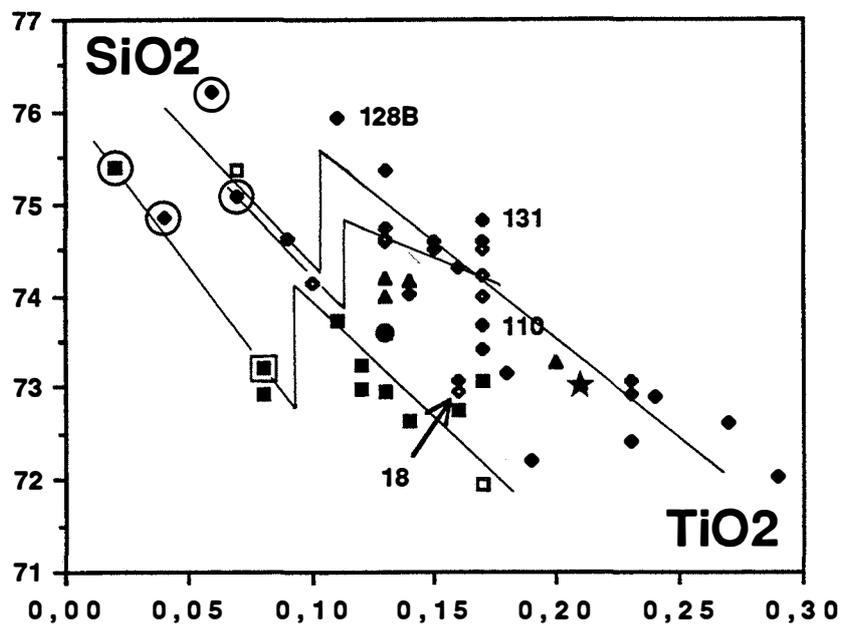
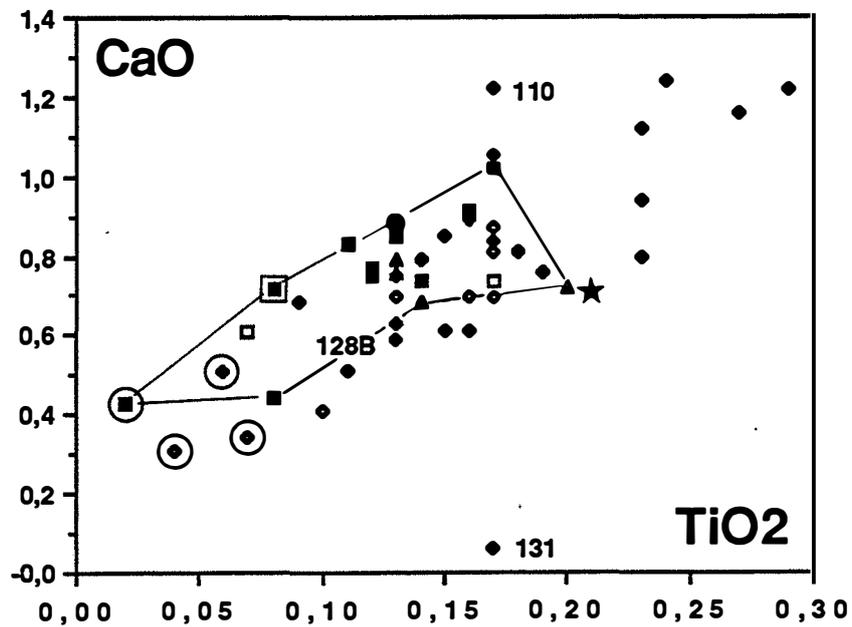


Figure III.6 (suite): variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO_2 . Symboles : Carrés pleins=g1, triangles=g1", carrés vides=g1', losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba, cercle plein=22C, étoile=62A.

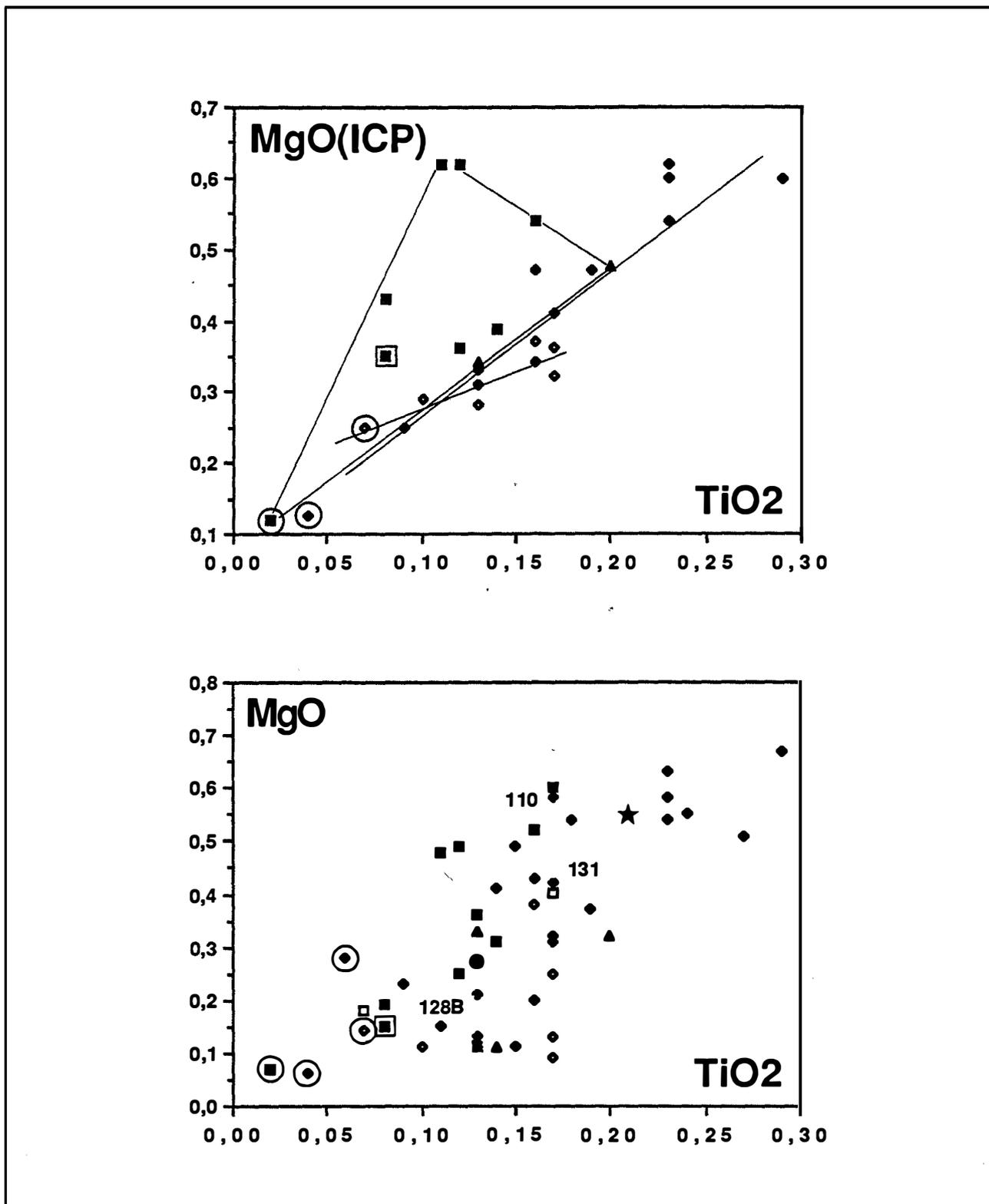


Figure III.6 (suite): variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, triangles=g1'', carrés vides=g1', losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba, cercle plein=22C, étoile=62A.

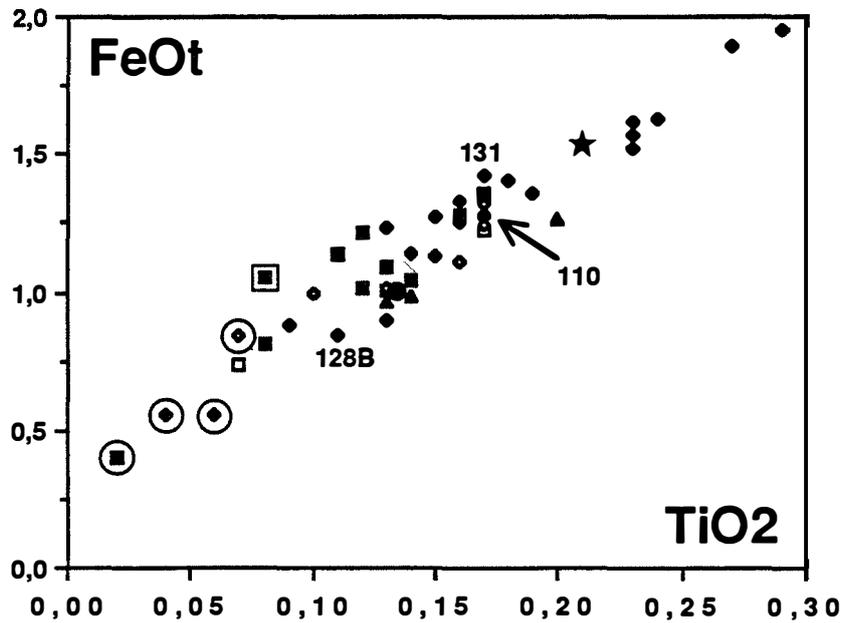
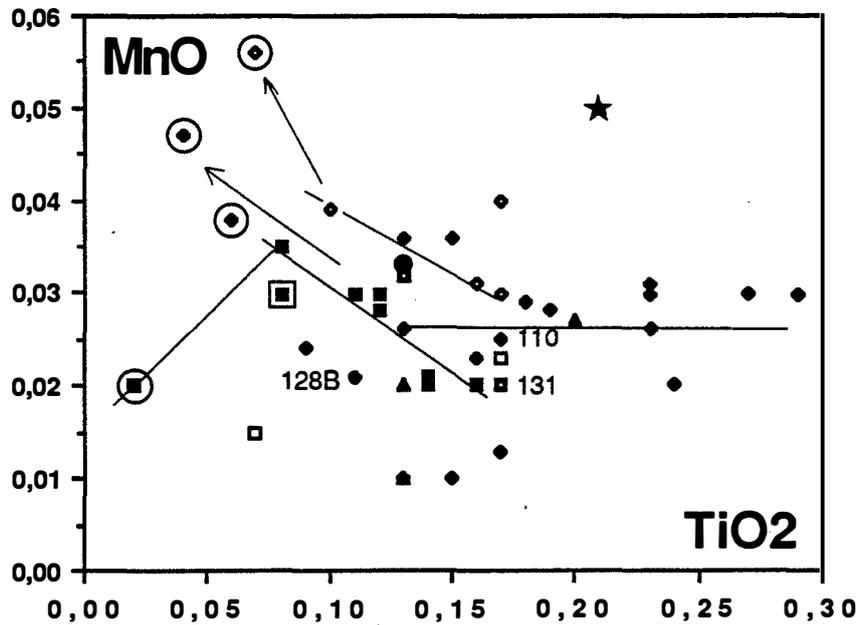


Figure III.6 (suite): variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, triangles=g1", carrés vides=g1', losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1 G, carré noir cerclé=g1 G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba, cercle plein=22C, étoile=62A.

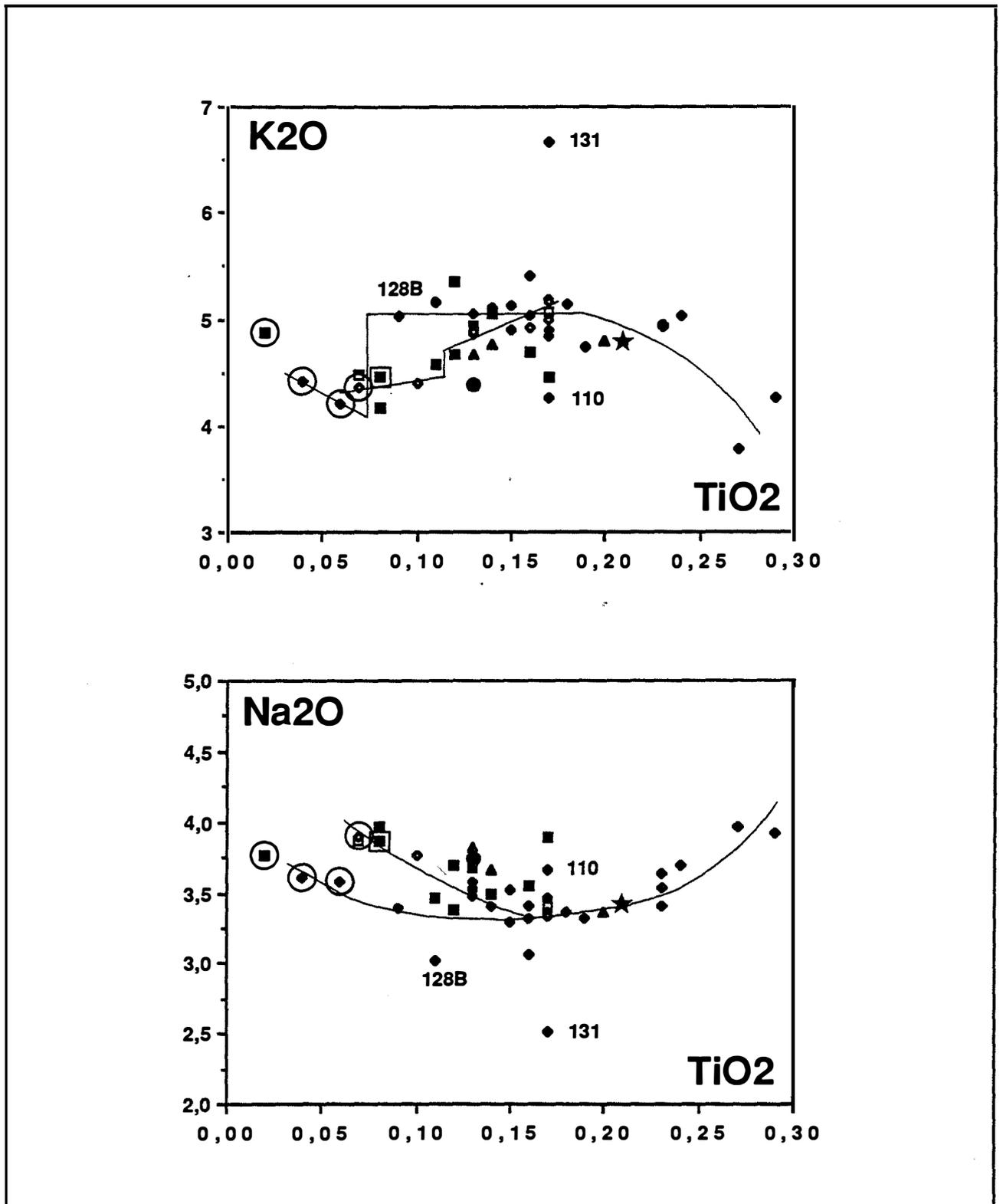


Figure III.6 (suite): variations des concentrations en éléments majeurs des différents intrusifs dans des diagrammes binaires en fonction de TiO₂. Symboles : Carrés pleins=g1, triangles=g1", carrés vides=g1', losanges pleins=g2, losanges vides=g3, carré plein encadré=g1G, carré noir cerclé=g1G', losanges pleins cerclé=g2G, losanges vides cerclé=g3G, losanges pleins soulignés=aplopegmatites de Campo Formoso, losanges vides soulignés=aplopegmatites de Carnaíba, cercle plein=22C, étoile=62A.

TiO₂ : MgO (Fig. III.6) :

Il est couramment admis que MgO est mieux dosé par ICP que par fluorescence X à ce niveau de teneur. Les analyses de MgO par les deux méthodes ont été reportées Fig 27 : le fait que les ensembles de granites soient mieux discriminés dans le diagramme avec le magnésium dosé par ICP rend sans doute compte à posteriori de la meilleure qualité du dosage par cette méthode.

Les granites g1" (deux points seulement avec MgO dosé par ICP) ne se distinguent pas de g2 comme c'est le cas de g1 dont les points sont distribués sur un large domaine qui ne décrit pas une évolution claire. Si la teneur en MgO de g1 semble globalement décroissante à TiO₂ décroissant, les points ne sont pas distribués sur une droite : ceci peut être le résultat d'une contamination à divers degrés, comme nous l'avons vu pour Ni, Co, V et Cr et comme le montre l'étude de la composition chimique des biotites (cf. Chap. IV).

En ce qui concerne les teneurs en MgO des aplopegmatites de Carnaíba, les points représentatifs des aplopegmatites se situent dans le prolongement des courbes évolutives des suites g3-g3G, sauf deux échantillons particulièrement enrichis en magnésium (Fig. III.6); ces deux échantillons représentent des aplopegmatites qui constituent la partie centrale des colonnes métasomatiques phlogopitiques du garimpo de Bode (cf. deuxième partie) : cet enrichissement peut être attribué à la circulation de fluides métasomatiques le long du contact aplopegmatites-serpentinites qui permet le développement de phlogopitisation de la partie centrale des colonnes (cf. Chap. VI). Ce processus est également responsable de l'enrichissement en Ca, Ni, Co et Cr de ces deux échantillons relativement aux autres aplopegmatites dont les teneurs en ces éléments sont comparables par ailleurs à celle des granites à grenat. Ce point sera rediscuté au chapitre VI.

TiO₂ : CaO (Fig. III.6) :

Par la chaux, la dispersion des points représentatifs des granites de chaque série est assez forte.

Les domaines dans lesquels se distribuent les points représentatifs des granites g1 et g2 sont assimilables à deux droites parallèles. g1" est appauvri en chaux relativement à g1, ce qui peut être mis en parallèle avec les différences de teneurs en Sr, Rb et SiO₂ qui distinguent ces granites : ces différences pourraient résulter de la forte séricitisation du plagioclase de g1". Le domaine sur lequel se distribue les points représentatifs de g3 est grossièrement assimilable à une droite.

Ces évolutions globalement décroissante de CaO peut être attribuée à une évolution décroissante de la teneur moyenne en anorthite du plagioclase avec la différenciation.

Notons en outre que g1G est appauvri en CaO relativement aux échantillons de g1 à même teneur en TiO₂ (CF120); nous tenterons de voir si ce granite à structure de layering ne pourrait pas être cumulatif.

TiO₂ : P₂O₅ (Fig. III.6) :

Si l'on suppose que l'incertitude analytique est supérieure à 1%, on peut admettre que les points représentatifs de g2 et g2G se distribuent le long d'un domaine allongé au sein duquel on peut tracer une courbe d'évolution décroissante. Les points représentatifs des granites de la série 1 sont relativement plus dispersés mais décroissent vers les granites à grenat. A Carnaíba, les teneurs en P₂O₅ de la série 3 sont peu différentes, grossièrement constantes (P₂O₅ ≈ 0.10%) et intermédiaires entre les teneurs des séries de Campo Formoso.

Notons que dans l'ensemble, la forte dispersion des points dans le diagramme TiO₂ : P₂O₅ peut être due en partie à une cumulation possible d'apatite ou à des effets de vésiculation (poches pegmatitiques - Fonteilles, comm. pers.).

Les aplopegmatites de Campo Formoso ont des teneurs en phosphore (>0.10%) supérieures à celles des granites les plus évolués de la suite g2-g2G à laquelle elles peuvent être rattachées : ceci pourrait correspondre en partie à un apport de phosphore par les fluides comme le suggère l'aspect de l'apatite en grandes plages poecilites dans l'aplite CF191 (Fig. II.9). Par ailleurs, les échantillons de Bode sont nettement appauvris en phosphore (0.02-0.04%) relativement à l'aplite CA10 (0.10%) mais aussi à l'ensemble des intrusifs : nous montrerons au chapitre VI que les solutions métasomatiques ont lessivé partiellement le phosphore de ces roches et que cet élément a été redistribué dans les phlogopites, particulièrement enrichies en apatites (cf. Chap. V).

TiO₂ : SiO₂ (Fig. III.6) :

L'évolution de la teneur en SiO₂ de g1 s'effectue en deux temps : croissance de SiO₂ à TiO₂ décroissant puis après une brusque chute de teneurs en SiO₂, nouvelle croissance de SiO₂. Si l'on écarte l'échantillon CA18, appauvri en SiO₂ relativement aux granites de g3, l'évolution de ce groupe est tout à fait comparable, les droites d'évolution des deux ensembles étant parallèles de part et d'autre de la zone de rupture. Le saut de teneurs s'effectue à une teneur d'environ 0.11% TiO₂ pour g3 et environ 0,10 pour g1. L'amplitude de la chute de teneur est supérieure ou égale à 0.5% ce qui n'est pas forcément significatif puisque cette valeur s'inscrit dans l'incertitude analytique relative, à cette teneur en silice. En outre, la silice étant très mobile lors des altérations postmagmatiques, une telle variation peut être due à un lessivage.

Les points de g1" sont distribués le long d'une droite parallèle aux droites d'évolution des autres granites, mais il faut noter que g1" n'atteint pas la teneur approximative de 0.11% TiO₂, où se produirait la chute de teneur des autres granites.

La géométrie du domaine de répartition des points de g2 permet, compte tenu de l'incertitude, de considérer qu'il s'agit d'une droite : la différenciation s'effectue à SiO₂ croissant et on peut dessiner un saut de teneur vers 0.11% TiO₂.

La variation de la teneur en SiO₂ des aplopegmatites est large, comprise entre 71.81 et 77.78% (moyenne 75.2%, n = 7 - cf. tableau 1), ce qui indique de fortes perturbations de teneurs magmatiques originelles.

TiO₂ ; Al₂O₃ (Fig. 27) :

Compte tenu de l'incertitude analytique, la forme de la courbe évolutive de la teneur en Al₂O₃ des granites de la série 2 est analogue à celle de P2O₅, c'est à dire décroissant jusqu'à environ 0.17% puis constante. Pour g₃, échantillon CA18 excepté, la différenciation se fait à Al₂O₃ constant.

L'évolution semble s'effectuer à Al₂O₃ croissant dans les granites à deux micas de la série 1 puis décroissant dans les granites les plus évolués. g₁G est particulièrement enrichi en Al₂O₃.

Dans les aplopegmatites, les teneurs en alumine sont irrégulières et globalement supérieures à 15%, si l'on excepte les échantillons de Bode, ce qui est nettement supérieur aux valeurs moyennes des intrusifs des suites g₂-g₂G et g₃-g₃G en fin d'évolution : cela peut résulter en partie d'une cumulation de grenat : cela est particulièrement clair pour l'aplite CF2, qui présente une teneur de 16.73% et corrélativement des teneurs en FeO et MnO de 1.02 et 0.51%, incompatibles avec les teneurs normales en ces éléments à ce stade d'évolution. Une telle hypothèse est également applicable aux échantillons CF22D et CA10 dont les teneurs en MnO respectives sont de 0.16 et 0.17%. Une accumulation d'albite est envisageable pour CF191 (cf. Fig. II.9).

Les alcalins : TiO₂ ; Na₂O et TiO₂ ; K₂O (Fig. III.6) :

Les évolutions des teneurs en soude et en potasse sont en partie complémentaires. C'est le cas pour le début de l'évolution de g₂ : jusqu'à 0.15% TiO₂, on observe une décroissance de Na₂O et une croissance de K₂O : les concavités des courbes sont inverses, tournée vers le haut pour Na₂O, vers le bas pour K₂O : de 0.15 à 0.19% TiO₂, on passe par un minimum pour Na₂O et K₂O atteint une teneur maximum à peu près constante (environ 5%). Au-delà, les comportements des deux éléments sont très différents : on assiste à une brusque chute de teneur pour K₂O. Pour Na₂O, on amorce une remontée des teneurs qui se prolonge avec aplopegmatites.

La chute des teneurs en K₂O a une amplitude de 1%, ce qui dépasse largement la marge de l'incertitude analytique; au-delà, on assiste (2 points seulement) à une évolution croissante de K₂O. On constate également une chute des teneurs en K₂O significative au cours de l'évolution des granites de Carnaíba; elle a lieu à 0,11% TiO₂ environ comme pour la silice. La première partie de la courbe est parallèle à celle de g₂ et correspond au palier des teneurs maximum en K₂O, l'amplitude du "saut de teneurs" est analogue à celui observé pour g₂; au-delà, la teneur en K₂O est constante et comparable à celle des échantillons de g₂ à même teneur en TiO₂ (environ 4,25% K₂O). La courbe de l'évolution de la teneur en Na₂O des granites de Carnaíba est croissante avec la différenciation. Les points représen-

tatifs de g3 dans le diagramme $TiO_2 : Na_2O$ sont bien alignés et l'évolution présente le plus fort taux d'enrichissement avec la différenciation de tous les granites.

Le cas de g1 est moins clair : les points représentatifs sont nettement plus dispersés dans le diagramme $TiO_2 : K_2O$ ce qui pourrait être dû à la muscovitisation. On note cependant que les deux échantillons à 0.08% TiO_2 présentent les teneurs en K_2O les plus basses du groupe, ce qui constitue donc une chute de teneurs relativement à la moyenne de celles échantillons de granite à deux micas.

L'évolution des teneurs en Na_2O de ce groupe est comparable à celle de g3 malgré une plus forte dispersion des points. En fin d'évolution, on assiste à une légère chute des teneurs dans l'échantillon g1G'.

L'évolution des alcalins de g1" semble analogue au début de celle de g3.

Les variations des teneurs en potasse des aplopegmatites (cf. tableau 1) soulignent la mobilité de cet élément : il est très appauvri dans les échantillons albitisés, dépourvus de microcline (échantillons de Bode : $K_2O < 1.29\%$). La teneur en Sr est corrélativement élevée dans ces échantillons (18 à 101 p.p.m., moyenne 57 p.p.m.).

Les teneurs en K_2O des 4 autres échantillons CF2, CF22D, CF191 et CA10 comprises entre 1.29 et 4.6% sont inférieures à celles des granites à grenat sauf celles de la pegmatite CF22D dont la teneur (4.6%) est comparable à celles des granites à grenat, ce qui suggère que la potasse pourrait être fractionnée par le fluide. On peut penser que la chute des teneurs en potasse dans les aplites peut résulter, outre l'action de l'albitisation, de la démixion d'un fluide potassique qui a pour effet d'appauvrir le liquide résiduel que représente les aplites : celles-ci sont en cela comparables avec les granites à grenat. Si l'on sépare les échantillons albitisés de Bode, on peut penser que le fort enrichissement en soude des aplopegmatites (4.26 à 5.24%) relativement aux granites à grenat (3.58 à 3.89%) pourrait en partie résulter de l'évolution magmatique du liquide résiduel après démixion de cette phase fluide potassique : ceci permettrait d'expliquer le fait que certaines aplites ne présentent que l'albite comme unique feldspath et montrent une texture magmatique caractéristique (exemple de l'échantillon CF191, Fig.II.12).

$TiO_2 : MnO$ (Fig. III.6) :

L'augmentation de la concentration en manganèse dans les liquides granitiques conduit d'une manière générale à la précipitation du grenat almandin-spessartine; ceci est corroboré par l'évolution croissante de la teneur en Mn des biotites, jusqu'à des teneurs élevées ($\approx 1\%$ MnO) dans la biotite de g1G, en équilibre avec grenat (cf. III.1). Au delà, il faut s'attendre à une chute des teneurs en Mn dans le liquide. L'évolution de la concentration en MnO de la série 1 semble à ce titre exemplaire, mais il faut considérer les analyses avec prudence, car encore une fois, elles peuvent être représentatives d'un liquide mélangé avec une fraction cumulative à grenat en diverses proportions : ceci est plus particulièrement vrai quand on discute des variations de la concentration en MnO des granites puisque, comme leur teneur en MnO est faible (autour de 0.02-0.03%) et que le grenat est riche en Mn ($\approx 20\%$ MnO), il

suffit d'une faible proportion de grenat dans le mélange pour faire varier cette teneur de manière sensible; considérons par exemple un liquide dont la concentration en MnO est de 0,03%; un mélange de 0,1% de grenat à une teneur moyenne de 18% MnO, soit 0,02% MnO donne 0,05% MnO pour le mélange, soit une augmentation relative de 67%. Dans le même temps, la teneur en FeO n'augmente que de 0,02% (pour un grenat à 23% FeO en moyenne), ce qui ne peut provoquer aucune déviation visible du point représentatif du mélange hors de la droite d'évolution. L'augmentation de la teneur en MnO de ces granites à grenat g2G et g3G peut donc résulter d'un cumul de grenat sans que leur teneur en fer apparente soit modifiée pour autant. L'évolution de la teneur en MnO de ces granites contrairement à g1-g1G-g1G' n'est donc pas forcément issue de la différenciation des liquides.

Le fait que le granite g1G se situe à l'extrémité du domaine étroit, assimilable à une droite, dessiné par les échantillons représentatifs du granite g1 confirme d'une part que g1G et g1 sont comagmatiques et d'autre part que le changement de minéralogie est dû à l'augmentation de l'activité et de la concentration en Mn dans le liquide qui stabilise le grenat. Au-delà, l'évolution décroissante de g1G à g1G' peut répondre à un fractionnement de grenat.

En somme, si l'évolution des teneurs en manganèse du groupe g1-g1G-g1G' est compatible avec une augmentation de MnO dans le liquide suivie, après cristallisation du grenat, d'une chute de MnO dans le liquide, ce n'est pas le cas des évolutions des groupes g2-g2G et g3-g3G, qui résultent sans doute d'un cumul de grenat dans les granites g2G et g3G.

TABLEAU III.3 : CALCUL DE LA COMPOSITION MODELISEE DU CUMULAT ECLATE (CE) MELANGE AVEC UN LIQUIDE DE COMPOSITION g1G' EN PROPORTIONS 0.17-0.83 POUR EXPLIQUER LA COMPOSITION DE g1G.

A) Proportions minéralogiques du cumulat et composition des phases choisies (g1G) :

	BIOTITE	PLAGIOCLASE	MICROCLINE	QUARTZ	APATITE
Proportions minérales dans le cumulat CE					
	19%	68%	7%	5.5%	0.5%
Composition chimique des phases(%)					
SiO2	35.3	64.9	63.9	100	-
TiO2	1.65	-	-	-	-
Al2O3	18.6	21.3	18.4	-	-
FeO	20.8	-	-	-	-
MnO	0.7	-	-	-	-
MgO	7	-	-	-	-
CaO	-	2.6	-	-	56
Na2O	-	10.5	0.3	-	-
P2O5	-	-	-	-	44
H2O, F	4	-	-	-	-
Total	98.05	99.8	99.8	100	100

B) Composition de g1G'. CE (calc.) et comparaison composition de g1G- composition modélisée de g1G (calc.):

	CE (calc.)	g1G'	g1G (calc.)	g1G
Proportions du mélange :				
	17 %	83%		
Compositions chimiques :				
SiO2	61.1	74.75	72.43	72.55
TiO2	0.31	0.02	0.07	0.08
Al2O3	19.62	14.79	15.61	15.9
FeO	3.96	0.42	1.02	1.01
MnO	0.13	0.02	0.04	0.03
MgO	1.34	0.12	0.33	0.43
CaO	1.99	0.48	0.74	0.54
Na2O	7.18	3.73	4.32	3.79
K2O	3.37	4.84	4.59	4.41
P2O5	0.22	0.09	0.11	0.11
H2O	0.76	0.74	0.74	1.04
Total	100	100	100	100

III.2.2.3. Cas particulier du granite à layering g1G :

g1G se situe hors des courbes évolutives de la série 1 pour plusieurs éléments en particulier, FeO, CaO, Al₂O₃ et Sr. L'existence dans ce granite de lits à biotite-muscovite et rare grenat indique indiscutablement un caractère cumulatif. Comme g1G a une composition de granite évolué, somme toute comparable à celle des autres granites à grenat, on peut supposer qu'il représente un mélange entre un liquide évolué et un cumulat. Comme les cumulats totaux se situent sur les droites d'évolution des liquides dans les diagrammes binaires en fonction de TiO₂, il faut supposer que le mélange s'effectue avec un cumulat éclaté riche en Al et dans une moindre mesure en Fe et Ti. En suivant ce modèle, j'ai calculé la composition du cumulat éclaté et des proportions de mélange avec un liquide dont la composition choisie est celle du granite g1G' : les résultats ont été reportés sur le tableau III.3, dans lequel je donne les compositions des phases minérales choisies pour le calcul (composition de la biotite, du grenat et du plagioclase de g1G). La modélisation n'a pas été effectuée pour les traces, en particulier Sr, en l'absence d'analyses des traces dans les minéraux.

Le calcul conduit à une composition comparable à celle de g1G sauf en ce qui concerne la teneur en Na₂O, légèrement supérieure dans la composition calculée.

Notons que la teneur en MnO de la biotite est suffisante pour ne pas faire appel à une faible proportion de grenat dans le cumulat, ce qui est cohérent avec les observations pétrographiques.

III.2.3. Considérations métallogéniques

Les minéralisations en Be, Mo et accessoirement W, en relation avec ces granites sont nettement plus abondantes autour de la petite coupole granitique de Carnaíba (cf. Fig. I.2 et chap. V). Autour du massif de Campo Formoso qui représente une intrusion de dimension beaucoup plus large, un seul gîte minéralisé a été découvert jusqu'à maintenant (Socotó) et se situe dans l'encaissant gneissique immédiat du granite au nord du massif.

Du point de vue géochimique, de très nombreux exemples illustrent la liaison qui existe entre des granites spécialement enrichis en éléments hygromagmaphiles et des minéralisations associées généralement de dépôts acides, à Sn, W, Ta, Nb, Be, Li etc... c'est l'exemple de la coupole granitique de Beauvoir (Massif Central français) particulièrement bien étudié à l'heure actuelle, gisement potentiel de Li, Be, Ta, Sn, qui présente un très fort enrichissement magmatique en Rb, Nb, Ta, Be, mais aussi F, Li et P₂O₅ (Cuney *et al.*, 1986).

D'une manière générale, il semble que la forte teneur en Rb d'une suite évolutive de granite soit un indice du potentiel métallogénique de tels intrusifs (Fontailles, comm. pers.). La coupole granitique de Carnaíba semble à cet égard intéressante du point de vue métallogénique puisque les granites de cette petite apophyse présente des teneurs comprises entre 300 et 460 p.p.m. Rb, ce qui est nettement plus élevé que celles de Campo Formoso, comprise entre 200 et 300, à l'exception du granite 62A à 372 p.p.m.

Cette caractéristique des granites de Carnaíba, de même que sa richesse de Nb et Be sont peuvent être parallélisées avec la quantité de minéralisations béryllifères associées à ce massif. Si l'on se base sur de tels critères, l'origine des minéralisations à Be de Socotó pourrait être à chercher dans une intrusion cachée, dont 62A serait un représentant plutôt que dans les intrusifs des deux suites évolutives mises en évidence à Campo Formoso.

Grâce à l'étude géochimique du comportement de W, Nb, Ta, U et Sn, de granites associés à des gisements en ces éléments dans le Massif Central français, Raimbault (1987b) précise les qualités géochimiques nécessaires au développement de minéralisations de ce type : il note que la probabilité d'avoir un gisement est d'autant plus forte que les taux d'évolution des magmas sont forts, jusqu'à une certaine limite qui dépend de la valeur du coefficient de partage global solide/liquide D de ces éléments au cours de l'évolution magmatique : les magmas devant présenter un degré d'évolution d'autant plus fort que l'élément considéré aura un comportement plus hygromagmaphile (cas de Ta dans les granites de Beauvoir).

A titre de confirmation qualitative du modèle proposé, l'auteur fait remarquer que les gisements de tantale (qui présente un comportement très hygromagmaphile avec $D_{Ta} \ll 1$) s'associent à des granites plus évolués (cas du granite de Beauvoir) que les gisements de tungstène (à D_W plus proche de 1) associés eux à des granites moins évolués (exemple du granite de Neuf jours).

En suivant ce modèle, il semble que le comportement de Be à Carnaíba soit plus proche de celui de W dans le granite de Neuf jours puisque les minéralisations à Be de Carnaíba s'associe à un granite, somme toute, peu évolué relativement au granite de Beauvoir, comparable à celui de Neuf jours (voir tableau III.4) : les teneurs moyennes en béryllium des granites de Campo Formoso (4.7 p.p.m. tous faciès confondus, $n = 28$) sont du même ordre que celles des granites à biotite du Massif Central français (4.66 p.p.m., Burnol 1974) et légèrement supérieures à celles des granites à biotite d'U.R.S.S. (4 p.p.m., $n=130$, Beus 1966). Celles des granites de Carnaíba (7,8 p.p.m., $n= 6$) sont inférieures à celle des granites à deux micas du Massif Central français (10.5 p.p.m., Burnol, 1974) et à celle des granites à deux micas et des granites à muscovite d'U.R.S.S. (9 p.p.m., $n = 40$, Beus 1966).

Les granites de Carnaíba ont donc des teneurs moyennes en Be intermédiaires entre celles des granites à biotite et celles des granites à deux micas.

L'existence de concentrations de béryl liées au granite de Carnaíba dont la teneur moyenne en Be n'est, somme toute, pas très élevée, est en désaccord avec une idée souvent admise selon laquelle les minéralisations béryllifères sont associées à des granites dits "spécialisés", à teneurs anormales en béryllium.

En somme, même si l'origine du Be peut être considérée comme magmatique, le granite de Carnaíba n'est pas particulièrement préenrichi en Be et l'enrichissement par différenciation magmatique n'est pas très efficace. Le développement des minéralisations en émeraudes des gra-

nites serait donc plutôt lié à l'efficacité du "piège métasomatique" (dont nous décrivons les caractéristiques en deuxième partie), tant pour expliquer la quantité de béryl que la qualité des gemmes.

TABLEAU III.4 : COMPARAISON DES TENEURS DE QUELQUES ELEMENTS (en p.p.m.) DES GRANITES DE NEUF JOURS, CARNAIBA ET BEAUVOIR :

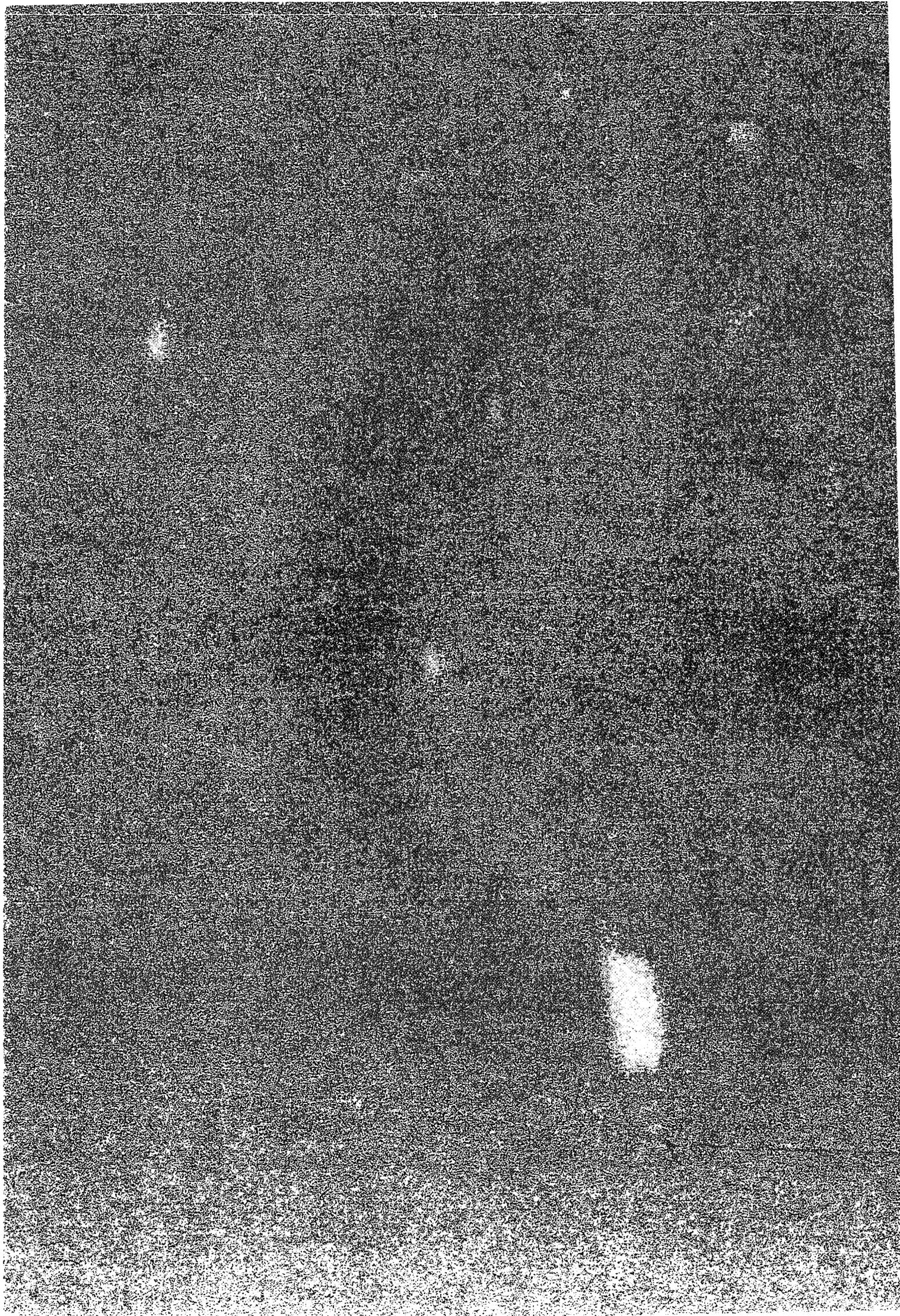
	Neuf Jours*	Carnaiba	Beauvoir*
Nb	20.1-44.1	18.2-31.7	39-100
Rb	489-600	350-460	1500-3660
Li	120-153	67-223	1540-5810
Sn	60-195	3-4.5	350-1330
W	7.8-18.1	0.4-1.4	24-45
U	11-18.6	3.4-18.7	12-18
F	1480-2200	590-1300	
Be	13-17	5.8-11.6	
TiO ₂	0.06-0.12%	0.07-0.17%	

* in Raimbault et Azencott (1987), Raimbault *et al.* (1987b) et Raimbault (1984).

Le cas du molybdène et du tungstène, exprimé sous forme de minéralisation à molybdénite et scheelite (rare), contemporains de l'émeraude (cf. chap. V), est problématique : en effet, les granites des deux massifs ne présentent pas de teneurs significatives en ces éléments.

Le molybdène est généralement associé à des intrusifs peu évolués tel que ceux des porphyres molybdifères, comme peut l'être également W. L'origine de Mo et W est donc difficile à discuter; notons néanmoins que l'éventualité d'un "piège métasomatique" particulièrement efficace est compatible avec des teneurs peu élevées dans les solutions hydrothermales (cf. chap. V).

Chapitre IV : Géochimie des minéraux des
granités



Introduction :

Les minéraux ont été analysés à la microsonde CAMEBAX à l'Université Paris VI et au Muséum d'histoire naturelle. Le calcul de la formule structurale est basée sur 22 oxygènes pour les micas en supposant que tout le fer est sous forme FeO (cf. tableau IV.2 et 3).

Après avoir distingué par la pétrographie et la géochimie trois séries évolutives de granites, nous allons examiner et discuter les compositions chimiques des minéraux (biotites, muscovites et grenat) des intrusifs de ces trois suites.

Campo Formoso

g1 :14, 22A, 120, 180A (dont 180-1 et-2) et 180B (b,m).

g1" :15, 64 (b) et 29 (b,m).

g1G : 48B (b,m,g).

g1G' : 48C (m,g).

g2 :10, 48A, 49, 54A et 152A (b,m).

g3G : 152B (m,g).

aplopegmatites : 2, 191 (m,g)

Carnaíba

g3 : 5, 9, 16 (b,m) et 18 (b).

g3G : 13B (m,g)

aplopegmatites : 11, 15-7A et 15-7F (m,g).

Tableau IV.1 : échantillons dont les minéraux ont été analysés à la microsonde. b=biotite, m=muscovite, q=grenat.

IV.1. BIOTITES

J'ai pris soin d'analyser les biotites de divers échantillons de granite dans chaque série, correspondant à des degrés de différenciation différents (tableau IV.1).

D'emblée, on pourra constater que les compositions des biotites sont différentes pour les granites g1, g1", g2, g3 et g1G (tableau IV.2, Fig. IV.1 et IV.3). On peut en outre noter des évolutions de composition divergentes. Je caractériserai d'abord le chimisme et l'évolution de la composition des biotites de chaque granite séparément, ce qui permettra ensuite de les comparer.

IV.1.1. La biotite de g3 (Carnaíba) :

Ce sont MgO, Al₂O₃, MnO et TiO₂ qui montrent les variations les plus nettes au cours de la différenciation.

EVOLUTION DES TENEURS EN TiO₂ (Fig. IV.1) :

Les teneurs en TiO₂ sont décroissantes de l'échantillon CA9 à l'échantillon CA16, avec des teneurs moyennes allant de 2,9% pour 9 (n=4), 2,7% pour 18 (n = 4)) et 2,45% pour 16 (n = 4), ce qui, je pense, indique une baisse de température. L'introduction de TiO₂ dans la biotite dépend en effet de la température s'il existe un tampon vis à vis de TiO₂. Ce point a été montré pour l'étude de la biotite des roches métamorphiques (Guidotti *et al.*, 1977) et de roches ignées (Le Bel, 1979); de plus, cela semble au moins qualitativement en accord avec les résultats expérimentaux de Robert (1976). Ces auteurs ont pu montrer qu'à plus haute température, la solubilité de Ti dans la biotite est plus forte qu'à basse température. L'évolution de la teneur en TiO₂ de la biotite constitue donc un excellent témoin de l'évolution de la température, à pression constante et à saturation en Ti du magma.

La question de la saturation en TiO₂ de ce granite est problématique : seuls deux échantillons montrent des minéraux de titane : ilménite dans CA6, ce qui indique une saturation en TiO₂. Je pense malgré tout, que c'est le cas pour l'ensemble de nos granites : le meilleur argument est la décroissance des teneurs en Ti des roches (cf. Chap. III) et des biotites correspondantes : tant qu'aucune phase titanée exprimant la saturation ne cristallise, Ti est plus ou moins hygromagmaphile et généralement croissant au cours de la cristallisation fractionnée (cas des magmas beaucoup moins évolués que ces granites); ensuite cristallise une phase titanée plus ou moins abondante, et la saturation se maintient au delà de ce stade, même si l'abondance effective d'une telle phase est très faible.

En outre, la moyenne des teneurs en Ti de ces biotites (0.32 a/f.u²) est comparable à celle des biotites de roches ignées dans lesquelles il existe un minéral exprimant la saturation en Ti : 0.30 Ti a/f.u pour les biotites des granodiorites et quartzmonzonites du batholithe de la Sierra Nevada (Dodge *et al.*, 1969), 0.35 a/f.u pour les biotites de diverses granodiorites étudiées par Czamanske and Wones (1973), environ 0.28 a/f.u pour les biotites des granites à deux micas du Portugal (Garcia *et al.*, 1985) etc... Les températures de cristallisation indiquées pour les teneurs en Ti des biotites ont été estimées à environ 770°C pour les roches granitiques (et environ 900°C pour les monzonites qui montrent des biotites à 0.5 Ti a/f.u) par Robert (1976). En somme, même si l'ilménite n'a pas été observée systématiquement dans ces granites, il est raisonnable de penser que la saturation en titane est acquise.

2 : a / f.u' : nombre d'atomes par formule unitaire (calculée sur la base de 22 oxygènes); nous garderons cette notation jusqu'à la fin du mémoire.

	g1								g1'		
	CF14 M15	CF22A 8	CF180A M2	CF180A M3	CF180A M4	CF180B M4	CF180B M10	CF180B M14	CF15 M8	CF29 M7	CF64 M1'
S102	34.63	36.14	35.36	35.25	35.66	35.49	35.36	35.25	36.00	35.30	35.88
T102	2.36	1.86	2.56	2.38	2.21	3.09	2.42	2.74	3.29	2.09	2.20
A1203	17.75	17.66	17.55	17.13	17.34	16.60	15.69	17.84	16.92	18.28	18.36
FeO	21.57	21.86	21.39	23.55	21.71	22.09	26.48	22.70	22.33	22.40	21.83
MnO	0.35	0.59	0.53	0.38	0.33	0.35	0.57	0.53	0.61	0.49	0.40
MgO	7.62	7.23	7.83	7.73	7.19	6.92	6.24	6.67	6.83	7.18	6.28
Na2O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.08	0.14	0.09	0.01	0.06	0.05
K2O	10.14	9.33	9.86	10.18	10.27	10.05	9.06	10.28	9.97	9.79	10.32
F	0.30	1.97	0.38	0.58	0.46	0.37	0.32	0.41	0.30	0.29	0.22
H2O*	3.68	2.93	3.68	3.60	3.62	3.65	3.66	3.68	3.74	3.74	3.77
XX	0.12	0.12	0.14	0.14	0.14	0.12	0.00	0.12	0.19	0.13	0.12
2F=O	-0.13	-0.83	-0.16	-0.24	-0.19	-0.16	0.00	-0.17	-0.13	-0.12	-0.09
TOTAL	98.27	98.77	98.98	100.54	98.60	98.54	99.94	100.02	99.88	99.49	99.21
S1	5.43	5.61	5.48	5.45	5.56	5.56	5.56	5.45	5.55	5.46	5.55
Al IV	2.57	2.39	2.52	2.55	2.44	2.44	2.44	2.55	2.45	2.54	2.45
Al VI	0.71	0.83	0.69	0.57	0.75	0.62	0.47	0.71	0.63	0.79	0.90
T1	0.28	0.22	0.30	0.28	0.26	0.36	0.29	0.32	0.38	0.24	0.26
Fe2+	2.83	2.84	2.77	3.04	2.83	2.89	3.48	2.94	2.88	2.90	2.83
Mn	0.05	0.08	0.07	0.05	0.04	0.05	0.08	0.07	0.08	0.06	0.05
Mg	1.78	1.67	1.81	1.78	1.67	1.61	1.46	1.54	1.57	1.66	1.45
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02
K	2.03	1.85	1.95	2.01	2.04	2.01	1.82	2.03	1.96	1.93	2.04
F*	0.15	0.97	0.19	0.28	0.23	0.18	0.16	0.20	0.15	0.14	0.11
OH	3.85	3.03	3.81	3.72	3.77	3.82	3.84	3.80	3.85	3.86	3.89
O*	20.99	21.07	21.02	21.00	20.98	20.98	21.07	20.97	21.02	21.03	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.65	4.58	4.65	4.87	4.55	4.55	5.02	4.55	4.53	4.62	4.33
R3	0.99	1.05	0.99	0.84	1.01	0.98	0.75	1.03	1.01	1.04	1.16
XII	2.03	1.86	1.95	2.01	2.04	2.03	1.86	2.06	1.97	1.95	2.05
F/F+H	61.36	62.91	60.52	63.09	62.88	64.17	70.42	65.63	64.72	63.64	66.11

	g1G	g2				g3				C8C M2C	C8C M7C
	CF48B M5	CF10 5	CF48A M9	CF49 34	CF152A 31	CA5 M16	CA9 94C	CA18 M10	CA16 M24C		
S102	35.37	36.36	34.98	35.93	36.70	36.83	35.63	35.34	35.50	36.30	36.79
T102	1.74	2.66	3.17	2.68	1.89	2.64	2.75	3.02	2.66	2.96	2.83
A1203	18.60	16.79	17.04	16.62	18.59	17.42	17.20	17.68	18.29	17.75	19.03
FeO	21.61	22.83	23.01	23.74	22.47	23.82	22.62	22.93	22.79	23.61	21.74
MnO	0.74	0.33	0.23	0.50	0.64	0.50	0.25	0.55	0.82	0.40	0.60
MgO	7.25	7.17	6.65	6.57	5.99	4.78	6.21	4.43	4.03	4.82	4.90
Na2O	0.05	0.02	0.05	0.00	0.06	0.03	0.05	0.11	0.03	0.15	0.11
K2O	10.22	9.67	10.08	9.89	9.26	10.13	9.95	10.26	10.27	10.14	10.20
F	0.65	0.74	0.40	0.44	0.90	0.43	1.13	0.27	1.07	0.60	0.30
H2O*	3.57	3.53	3.64	3.65	3.48	3.67	3.29	3.67	3.30	3.59	3.78
XX	0.08	0.16	0.29	0.19	0.09	0.17	0.17	0.16	0.13	0.17	0.17
2F=O	-0.27	-0.31	-0.17	-0.19	-0.38	-0.18	-0.48	-0.11	-0.45	-0.25	0.00
TOTAL	99.52	99.79	99.08	99.83	99.60	100.07	98.61	98.14	98.31	100.07	100.28
S1	5.47	5.61	5.47	5.58	5.63	5.69	5.58	5.58	5.59	5.61	5.62
Al IV	2.53	2.39	2.53	2.42	2.37	2.31	2.42	2.42	2.41	2.39	2.38
Al VI	0.86	0.66	0.61	0.62	1.00	0.86	0.75	0.87	0.99	0.85	1.04
T1	0.20	0.31	0.37	0.31	0.22	0.31	0.32	0.36	0.32	0.34	0.32
Fe2+	2.79	2.94	3.01	3.08	2.88	3.08	2.96	3.03	3.00	3.05	2.78
Mn	0.10	0.04	0.03	0.07	0.08	0.07	0.03	0.07	0.11	0.05	0.08
Mg	1.67	1.65	1.55	1.52	1.37	1.10	1.45	1.04	0.95	1.11	1.12
Na	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03
K	2.02	1.90	2.01	1.96	1.81	2.00	1.99	2.07	2.06	2.00	1.99
F*	0.32	0.36	0.20	0.22	0.44	0.21	0.56	0.13	0.53	0.29	0.14
OH	3.68	3.64	3.80	3.78	3.56	3.79	3.44	3.87	3.47	3.71	3.86
O*	20.98	21.05	20.99	21.02	21.08	21.00	21.00	20.95	20.96	20.98	20.99
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.56	4.64	4.59	4.67	4.34	4.24	4.44	4.14	4.06	4.22	3.97
R3	1.06	0.97	0.98	0.94	1.21	1.17	1.07	1.23	1.30	1.19	1.37
XII	2.03	1.91	2.03	1.96	1.83	2.01	2.00	2.10	2.07	2.04	2.02
F/F+H	62.58	64.11	66.00	66.97	67.79	73.66	67.15	74.39	76.04	73.32	71.34

Tableau IV.2 : analyses ponctuelles de biotite représentatives des échantillons des différents granites. L'ensemble des analyses est donné en annexe.

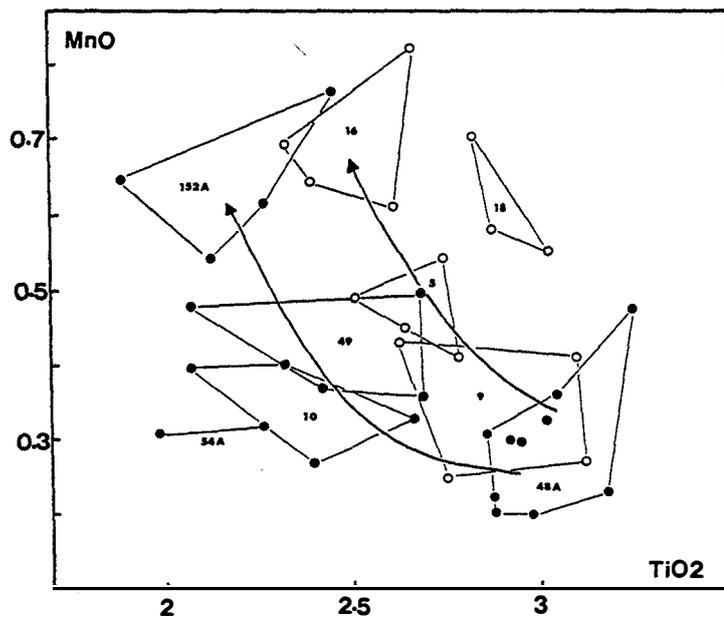
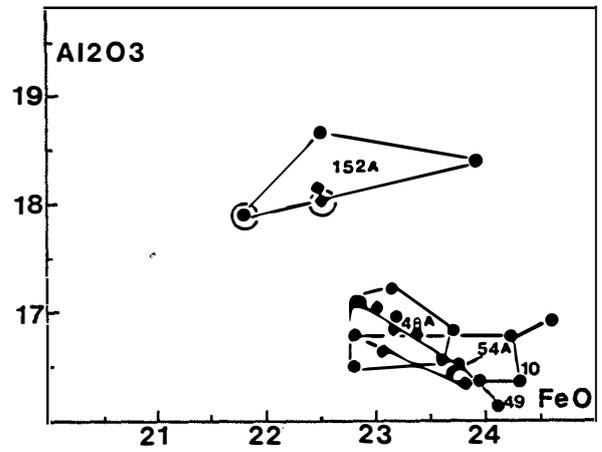
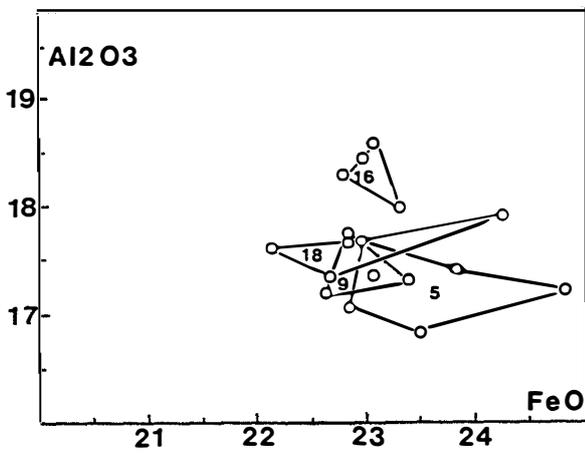
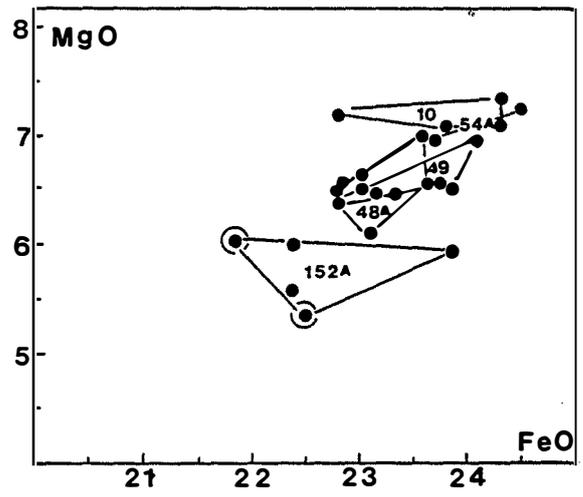
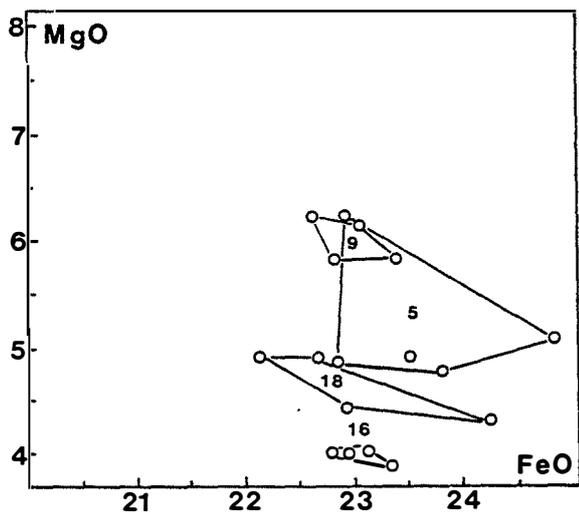


Figure IV.1 : évolution de composition des biotites des granites g2 et g3 dans les diagrammes : $TiO_2:MnO$, $FeO:Al_2O_3$ et $FeO:MgO$. Cercles vides : g3 (Carnaíba), cercles pleins : g2 (Campo Formoso), cercles pleins cerclés : biotites incluse dans la muscovite.

Parallèlement à l'évolution des teneurs en TiO₂, les teneurs en MgO dans la biotite décroissent de l'échantillon 9 à l'échantillon 16 :

	MgO	MgO (moyenne)	nombre de points
échantillon (CA) 9	5.8-6.2%	6%	n=4
échantillon (CA) 5	4.8-6.2%	5.2%	n=5
échantillon (CA) 18	4.4-4.9%	4.6%	n=4
échantillon (CA) 16	3.9-4%	4%	n=4

On peut observer sur le diagramme FeO : MgO (Fig. IV.1) que la décroissance progressive de la teneur en MgO ne s'accompagne pas d'une augmentation en FeO : la teneur moyenne par échantillon est remarquablement constante :

	FeO	FeO moy.	
échantillon (CA) 9	22.6-23.4%	23 %	n=4
échantillon (CA) 5	22.8-24.8%	23.6 %	n=5
échantillon (CA) 18	22.1-23.8%	23 %	n=4
échantillon (CA) 16	22.8-23.3%	23 %	n=4

Le fer est, semble-t-il, tamponné par la magnétite dans ce granite. En somme, à MgO décroissant et FeO constant, le rapport Fe/Fe+Mg croît. Depuis les travaux de Bowen (1928), c'est un fait connu que le rapport Fe/Fe+Mg est généralement plus élevé dans le liquide silicaté que dans les silicates en équilibre. A température décroissante, la croissance de Fe/Fe+Mg dans les biotites reflète donc l'évolution de la composition chimique du liquide en voie de cristallisation (plus ou moins fractionnée).

Nockolds (1947) a étudié l'évolution de la teneur en alumine des biotites cristallisant avec diverses associations minérales de roches ignées. Il trouve que la teneur moyenne en Al dans la formule structurale de la biotite correspond à 3.5 a/f.u. pour les granites à deux micas et 2.9 a/f.u. pour les granites à biotite seule. La saturation (relative) se produit donc vers 18% Al₂O₃ (et plus) pour ce granite; cette teneur n'est atteinte que dans la biotite de CA16, pour le reste, la biotite de g3 a une teneur en Al₂O₃ qui correspond à celle d'un granite à biotite seule. On peut donc penser que la muscovite n'a pas cristallisé au stade magmatique dans ce granite et que l'équilibre n'a pas été réalisé dans des conditions subsolidus entre les deux micas du point de vue de Al/Si.

	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ moy.	
échantillon (CA) 9	17.2-17.8%	17.4 %	n=4
échantillon (CA) 5	17-17.7%	17.25 %	n=5
échantillon (CA) 18	16.3-17.7%	17.6 %	n=4
échantillon (CA) 16	18-18.6%	18.4 %	n=4

Cette montée des teneurs en alumine indique que la biotite a cristallisé en l'absence de minéral tampon pour l'alumine, tel que la muscovite, le grenat, la cordiérite ou un silicate d'alumine et démontre que le magma parent n'est pas peralumineux, mais que l'activité de Al₂O₃ croît dans celui-ci de CA9 à CA16. Cela se traduit par une augmentation de la teneur en alumine du liquide granitique avec l'évolution magmatique : en fait, l'aluminium étant réparti entre différentes phases dans le magma qui cristallise (plagioclase, feldspath potassique et biotite) on peut penser que le rapport Al/Na+K+2Ca (aluminium feldspathisable) est un peu plus élevé dans le liquide que dans l'ensemble des phases solides qui précipitent : les feldspaths ayant un rapport constamment égal à 1, seule la cristallisation fractionnée de biotite, à rapport variable, peut permettre une augmentation de la teneur en Al du liquide. Une contamination en alumine du magma a été envisagée par de nombreux auteurs et sera discutée.

On peut, enfin, remarquer que l'évolution des teneurs en MnO en fonction de TiO₂ (Fig. IV.1) montre l'augmentation relative la plus importante :

	MnO	MnO moy.	
échantillon (CA) 9	0.25-0.4%	0.34 %	n=4
échantillon (CA) 5	0.4-0.5%	0.48 %	n=5
échantillon (CA) 18	0.55-0.7%	0.62 %	n=4
échantillon (CA) 16	0.6-0.8%	0.73 %	n=5

Cette évolution peut être interprétée comme répondant à l'augmentation de l'activité et de la concentration de MnO dans le liquide magmatique de 9 à 16 : il s'agit, je le rappelle, d'un phénomène général de la fin de l'évolution granitique (Albuquerque, 1973; Garcia *et al.*, 1985), lié au fait que les biotites sont pauvres en MnO relativement au liquide (plus précisément les biotites ont un rapport Mn/Mn+Fe+Mg plus faible que celui du liquide).

L'augmentation de l'activité de Mn dans le magma conduit à la précipitation de grenat almandin-spessartine (saturation en MnO relative) dans les granites de fin de différenciation tels que g1G, g2G ou g3G. Au-delà, dans les roches plus différenciées telles que les aplopegmatites, la concentration en MnO décroît dans le liquide en réponse à une précipitation de grenat (cf. chap. III).

MODE D'ÉVOLUTION DE LA BIOTITE DE g3 :

Les plus fortes teneurs en Ti correspondent aux plus fortes teneurs en Al^{IV} dans 9 (points 95B et 97B) et 18 (point M10, voir tableaux d'analyses en annexe); la fixation de Ti dans la structure de la phlogopite suit le mécanisme de substitution $Ti + 2Al^{IV} = 2Si + M^{2+}$ (1) (Robert, 1976). Cela permet d'expliquer qu'à température décroissante (Ti diminuant), Al^{IV} décroît de 9 à 5 (Fig. IV.2) (et l'augmentation corrélative de Mn).

Néanmoins, il reste que Ti continue à décroître de 5 à 16 (Fig. IV.1), ce qui indique que la température continue à baisser, sans que Al^{IV} ne baisse (Fig. 1C): il faut donc faire appel à un autre mécanisme de substitution indépendante impliquant Ti, tel que $Ti + Mg = 2Al^{VI}$ (2).

A température décroissante il y a augmentation de l'activité de Al_2O_3 dans le liquide granitique, on l'a vu, ce qui influe sur le site VI et le site IV de la biotite; il y a donc compétition entre cette tendance et celle liée à la substitution (1) d'où passage par un minimum de teneur en Al^{IV} , à Al^{VI} croissant (Fig. IV.2).

Les mécanismes de substitution complémentaires sont :

$3Mg = 2Al^{VI} + \square^{VI}$ (3) (Fe est tamponné) pour l'évolution 9 ---> 18 ---> 5 et $Al^{IV} + Al^{VI} = Mg + Si$ (4) pour l'évolution 5 ---> 16 (Fig. IV.2).

IV.1.2. La biotite de g2 (Campo Formoso) :

Les biotites des divers échantillons de ce groupe de Campo Formoso ne montrent pas d'évolution de composition aussi claire que dans le cas de Carnaíba.

D'emblée, il faut remarquer que parmi les biotites de g2, il existe un groupe constitué par les biotites de 10, 48A, 49 et 54A dont les composition sont assez comparables et évoluent peu, et un groupe constitué par les biotites de 152A, dont les composition sont à part, fort différentes des premières (Fig. IV.1); nous les étudierons donc séparément. Néanmoins, l'évolution de la teneur en TiO_2 décroissante du premier groupe à 152A indique vraisemblablement, comme à Carnaíba une baisse de la température de cristallisation de :

échantillons	TiO2	TiO2 moy.	
(CF) 10,48A, 49 et 54A	2-3.2%	2.67%	n=30
(CF) 152A	1.89-2.44%	2.15%	n=7

Pour la question de la saturation en titane, l'ilménite n'ayant été observée que dans deux échantillons (CF 48A et CF128B), les mêmes arguments peuvent être avancés que dans le cas du granite g3 (cf. supra).

Biotites de CF10, CF48A, CF49 et CF54A :

Toutes les biotites de ce groupe ont des teneurs en FeO et MgO comparables (Fig. IV.1), légèrement plus faibles globalement dans 48A. Les teneurs en MgO sont dans l'ensemble supérieures à 6% et donc plus élevées que celles des biotites de Carnaíba. Par contre, les teneurs en

FeO sont similaires (entre 22.75 et 24.50%) et constantes sur l'ensemble de ce groupe : comme pour g3, la magnétite est responsable du caractère tamponné du fer dans le magma.

Les teneurs en Al₂O₃ de ces biotites sont constantes et très faibles pour des biotites de granite à deux micas (Fig. IV.1); elles correspondent à des compositions de biotites de granite à biotite seule (Nockolds, 1947). La muscovite n'est donc pas magmatique au moins dans les stades précoces et l'équilibre avec la biotite n'est pas réalisé dans des conditions subsolidus.

Les teneurs en MnO de ces biotites évoluent peu et restent faibles, ce qui caractérise un liquide magmatique peu différencié. En résumé, les compositions des biotites de ce groupe sont comparables et varient peu, seul 48A montre de plus fortes teneurs en TiO₂, comparables à celles de CA9, ce qui peut correspondre à une cristallisation à un stade plus profond, à température plus élevée. Ainsi, toutes les biotites du premier groupe pourraient correspondre à peu près au même stade d'évolution du magma.

Notons que les échantillons 10, 48A, 49 et 54A qui semblent correspondre à des stades d'évolution différents sur les diagramme de majeurs (cf. chap. III), ont des biotites de compositions analogues : ceci semble une bonne indication de cumulation.

Biotite de CF152A :

Relativement au précédent groupe, ces biotites sont plus pauvres en FeO et MgO (Fig. IV.1), mais leur rapport Fe/Fe+Mg a globalement augmenté, ce qui compatible avec une cristallisation à partir d'un liquide granitique plus évolué.

Les teneurs en Al₂O₃ ont fortement augmenté relativement au précédent groupe et correspondent à la saturation (environ 18% : Fig. IV.1), ce qui montre que comme dans le cas de g3, le magma g2 n'est pas peralumineux au départ mais s'enrichit en alumine à mesure qu'il cristallise.

Les teneurs en MnO ont également fortement augmenté et sont caractéristiques de biotites en équilibre avec un liquide granitique en fin de différenciation.

MODE D'ÉVOLUTION DE LA BIOTITE DE g2. ANALOGIE D'ÉVOLUTION AVEC g3 :

Si l'on s'accorde à considérer globalement le premier groupe de biotites de g2, l'évolution vers 152A est essentiellement liée à la chute de Mg et Fe par la substitution (3) : $3M^{2+} = 2Al^{VI} + □^{VI}$. Cela indique, comme à Carnaíba, que l'évolution de la composition du liquide, à température décroissante, s'effectue dans le sens d'un enrichissement en Al et en Mn et d'un appauvrissement en Mg. Néanmoins, si les évolutions sont parallèles, elles ne sont pas identiques car les compositions diffèrent : choisissons par exemple les biotites de g2 et g3 les plus riches en Ti, cristallisées à plus forte température en profondeur, et dont la composition caractérise

un stade d'évolution magmatique précoce : j'ai pris les échantillons 9 (g3) et 48A (g2) et effectué les moyennes sur les différentes analyses :

Si_{5.56} Al_{2.44} Al_{0.74} Ti_{0.34} Fe₃ Mn_{0.04} Mg_{1.39} pour 9 (n=4) et

Si_{5.50} Al_{2.50} Al_{0.62} Ti_{0.35} Fe_{3.05} Mn_{0.04} Mg_{1.53} pour 48A (n=10).

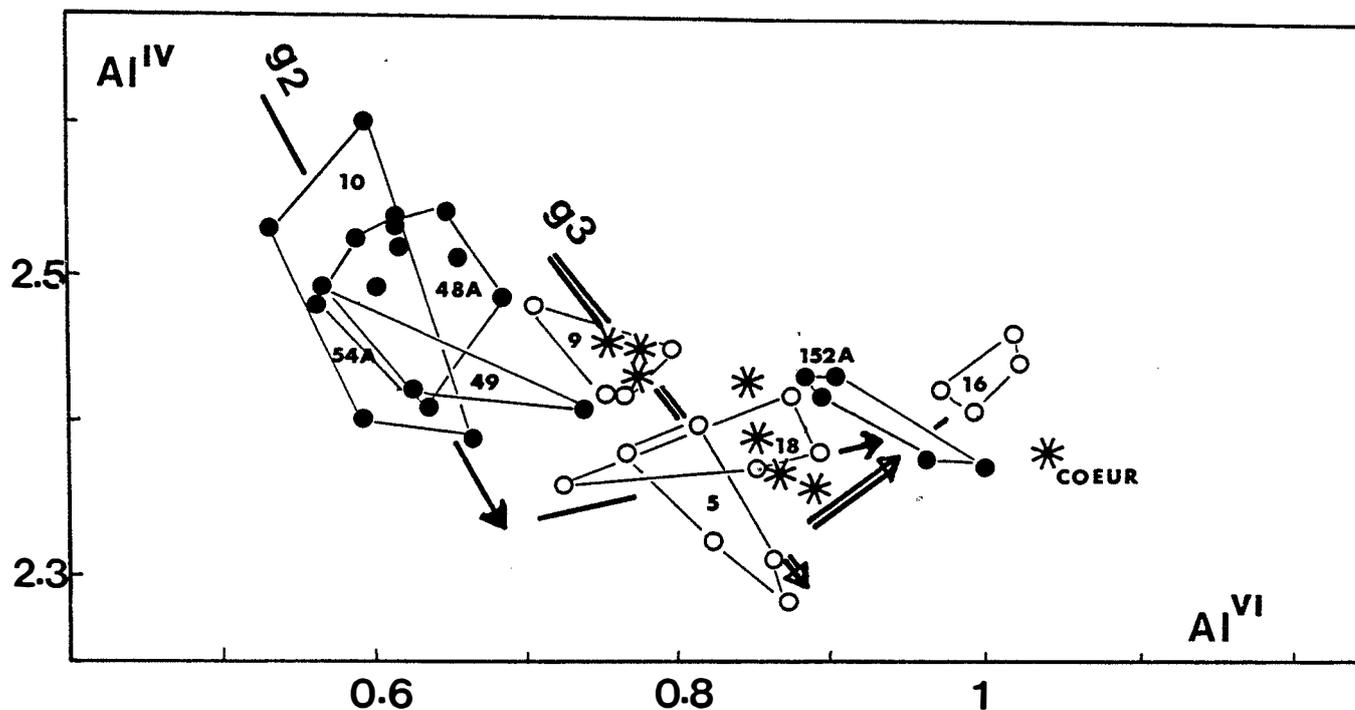


Figure IV.2 : évolution de la composition chimique des biotites de g2 et g3 dans le diagramme $Al^{VI}:Al^{IV}$. Mêmes symboles que Fig. IV.1. Astérisques : biotites d'une enclave surmicacée du granite g3 (échantillon CA8C).

On observe que les analyses moyennes sont assez semblables en ce qui concerne Si, Al^{IV} , Ti, Fe et Mn et diffèrent essentiellement sur Al^{VI} et Mg, ce qui permet de voir que la translation qui permet de passer d'une analyse à l'autre est la substitution (3) : $3Mg = 2Al^{VI} + \square^{VI}$. Ceci est confirmé par l'existence systématique de plus fortes teneurs en Al^{VI} des biotites de g3 relativement à celles de g2, à même stade d'évolution (Fig. IV.2).

En outre, notons qu'à TiO_2 donné, les biotites de g3 sont plus riches en Mn que celles de g2 (Fig. IV.1), ce qui est cohérent avec les différences de teneurs en Mn en roche totale.

Comme l'ont souligné la géochimie des roches et les données isotopiques, les différences de composition de la biotite des granites des deux séries suggèrent qu'ils proviennent de la fusion de matériel chimiquement légèrement différent à la source. Les compositions évoluent néanmoins parallèlement, en particulier en ce qui concerne l'enrichissement de la teneur en alumine, qui indique que le liquide s'enrichit en Al. Nous avons vu que la cristallisation fractionnée de biotite

sous-saturée en alumine à un stade de cristallisation précoce pourrait expliquer cet enrichissement.

Examinons maintenant l'hypothèse d'une contamination par assimilation de matériel alumineux au stade magmatique.

Hypothèse d'une contamination au stade magmatique :

Les enclaves surmicacées sont assez fréquentes dans ces granites, il est intéressant de comparer la composition de leur biotites à celle des granites encaissants : j'ai examiné la composition de la biotite d'une de ces enclaves, échantillonnée à proximité de CA9 : CA8C. Les teneurs en TiO_2 sont élevées (2.83-3.22%) et comparables à celles de CA9, ce qui est compatible avec une cristallisation en profondeur, à température élevée. Un point frappant est la variabilité de la teneur en Al_2O_3 : 16.98 à 19.03%. L'existence d'un point à forte teneur (19.03 %) situé au coeur d'un grain qui suggère qu'il peut s'agir d'une composition de biotite de métasédiment alumineux. La baisse de la teneur en Al sur le bord des grains montre qu'il y a eu réaction avec le magma : la gamme des teneurs en FeO des bords est analogue à celle de la biotite de g3 et témoigne d'une cristallisation tamponnée par la magnétite. Les variations de composition sont très rapides (à l'échelle du cristal).

Bowen (1928) discute de l'action du magma granitique sur les sédiments : il montre que les quartzites et les shales, contrairement aux roches basiques par exemple, ne présentent pas de problèmes d'assimilation : "They are readily transformed into phases with which the granite is saturated ... the conversion of inclusions of such rocks by granitic magma into masses of quartz, feldspars and micas, in varying proportions, should therefore be the result. A certain amount of desintegration might cause the strewing about of these products in such a way as to make them an integral part of the mass but there should be no solution". Néanmoins, Bowen n'a pas discuté de la question de la saturation en alumine de la biotite. Or, dans l'hypothèse où il y a assimilation de sédiments de type shale, il est probable que la biotite du granite va s'enrichir en Al tant que la saturation n'est pas atteinte, ce qui représente une certaine quantité d'alumine incorporée par le magma.

En conclusion, on peut penser que les granites des deux suites proviennent de magmas différents à la source, probablement parce que la fusion se situe dans des environnements anatectiques légèrement différents, ce qui est fortement suggéré par les différences de composition en éléments hygromagmaphiles (Nb, Rb et Be) de ces granites et les différences de composition isotopique.

L'évolution parallèle de la composition des biotites de g2 et g3 est compatible avec une cristallisation dans une gamme de températures comparables, à partir de liquides granitiques qui évoluent parallèlement, c'est à dire que les granites ont des compositions suffisamment

proches pour qu'il y ait la cristallisation des mêmes phases minérales mais suffisamment contrastées pour que la différence de composition s'exprime au niveau de ces phases. Enfin, il faut souligner que ... "le caractère peralumineux n'est pas un caractère intrinsèque du magma, mais qu'il a été acquis au cours de son histoire..." (Raimbault, 1984), ce qui rejoint les conclusions de nombreux auteurs pour ce type de granites (Autran *et al.*, 1970; Raimbault *et al.*, 1987a, ...). Afin d'expliquer cet enrichissement en alumine, deux hypothèses sont envisagées et non incompatibles : cristallisation fractionnée de biotite relativement pauvre en alumine ou contamination par des sédiments alumineux de type shale.

IV.1.3. La biotite de g1 (Campo Formoso) :

Ces biotites présentent des habitus pétrographiques plus variés que les biotites des autres granites; elles apparaissent :

- en lamelles idiomorphes dans les cristaux de quartz comme dans g2
- en grand cristaux le plus souvent xénomorphes dans la trame du granite
- en plus en petits cristaux inclus dans les mégacristaux de muscovite (cf. chap. II et Fig.

1.9).

Les teneurs en TiO₂ sont décroissantes de 180B et 180A à 14 et 22A et MnO n'augmente pas corrélativement :

	MnO	MnO moy.	TiO ₂	TiO ₂ moy.	
éch. (CF) 180B	0.3-0.7%	0.48 %	2.4-3.1%	2.73 %	n=12
éch. (CF) 180A	0.3-0.7%	0.47 %	2.2-3%	2.57 %	n=14
éch. (CF) 180-1	0.3-0.7%	0.51 %	2.5-3%	2.8 %	n=6
éch. (CF) 120	0.4-0.6%	0.50 %	2.2-2.4%	2.30 %	n=2
éch. (CF) 14	0.2-0.6%	0.43 %	2.2-2.6%	2.31 %	n=7
éch. (CF) 22A	0.2-0.6%	0.49 %	1.9-2.5%	2.13 %	n=6

L'évolution de la teneur en titane (Fig. IV.4) est une indication de la baisse de la température de 180A et 180B à 14-22A.

Il existe de fortes variations de la composition chimique des biotites de g1, en particulier au sein des biotites de 180A, mais également à l'échelle du cristal (zonation coeur-bord) : nous avons indiqué sur les diagrammes FeO:MgO et FeO:Al₂O₃ (Fig. IV.3) les informations relatives à l'habitus minéralogique et à la localisation du point d'analyse.

Les petites biotites incluses dans les quartz, précoces dans la chronologie de cristallisation des phases du granite sont rapidement "blindés", c'est à dire isolées du reste du magma qui cristallise, donc susceptibles de ne pas être rééquilibrées avec le magma et sont isolées de l'altération deutérique, notamment de la chloritisation. Elles montrent souvent des compositions

originales caractéristiques des stades précoces de cristallisation du magma (Garcia *et al.*, 1985).

Un cristal de ce type dans l'échantillon 180B (points M10, 13 et 14) possède un coeur matérialisé par une zone verdâtre au sein de la biotite plus brune. Le coeur de ce cristal montre des teneurs en Al_2O_3 inférieures à 16% et les plus fortes teneurs en fer parmi les biotites étudiées (25.2 à 26.5%). Il existe une forte différence de composition entre le coeur de ce cristal et le reste des biotites de 180B. Il est clair qu'une biotite de cette composition n'a pas cristallisé en équilibre avec une muscovite mais dans un magma non saturé en Al, dans lequel la muscovite n'était pas stable (Nockolds, 1947). En outre, ces coeurs riches en Fe et pauvres en Al sont vraisemblablement une preuve de cumulation de biotite. Mais, on constate que la teneur en titane de ces coeurs est inférieure à celle du reste des biotites de 180B.

La bordure de ce cristal est beaucoup plus pauvre en fer (22.5% point M9) et montre grossièrement la même composition (sauf pour TiO_2) que la biotite en grands cristaux de la trame (Fig. IV.3), dans laquelle les coeurs et les bords ont la même composition, ce qui suggère une cristallisation au même stade. Les compositions sont comparables pour FeO et Al_2O_3 à celles des coeurs des grandes biotites xénomorphes et des lamelles dans les quartz de 180A (Fig. IV.3). A leur tour, les bords des biotites xénomorphes de 180A (un point seulement) sont moins riches en Fer et plus riches en Al que les coeurs et ont des compositions comparables avec les biotites incluses dans les muscovites du même échantillon.

Dans le diagramme FeO: Al_2O_3 (Fig. IV.3), l'on se situe à présent dans la gamme de composition de toutes les biotites (les trois habitus) de 14 et 22A, dans laquelle on voit des teneurs en fer qui décroissent encore jusqu'à environ 20% FeO, à Al_2O_3 constant et élevé (entre 17 et 18%) dans les bords des cristaux de ces échantillons. Cela caractérise la fin de l'évolution des biotites en FeO: Al_2O_3 : cette évolution reflète l'enrichissement du magma en alumine, à mesure qu'il cristallise jusqu'à saturation qui est atteint tardivement dans la cristallisation de 14, 22A et 180A. Comme la teneur en Al_2O_3 atteinte en fin d'évolution est proche de 18% (voisine de 17.5%) et constante, et que les biotites sont légèrement plus magnésienne à même degré d'évolution que celles des granites g2 et g3, on peut penser que cette teneur en Al_2O_3 correspond au niveau de saturation.

La variabilité des teneurs en fer témoigne de l'absence de tampon; ce point est corroboré par l'absence de magnétite. Vues les teneurs en FeO des biotites initiales de CF180B, il est probable que le milieu était réducteur puisque la magnétite ne cristallise pas dans ce granite.

Contrairement à ce que l'on observe en général (en particulier dans les évolutions des biotites de g2 et g3) le rapport Fe/Fe+Mg n'augmente pas dans le même temps (cf. tableau IV.4), car à FeO décroissant, MgO ne diminue pas. Une évolution de ce type implique presque nécessairement une assimilation. Pour les raisons invoquées par Bowen (1928), le Mg ne peut provenir de roches basiques qui ne peuvent être fondues par le granite, mais probablement de

matériaux sédimentaires, ce qui permettrait d'expliquer l'augmentation corrélative de l'alumine dans la biotite. Il est important de noter que l'augmentation de la teneur en MgO et Al₂O₃ des biotites ^{nz} ~~de~~ reflète pas nécessairement l'évolution chimique du liquide mais peut être liée à divers degrés de contamination. La géochimie en roche totale (Chap. III) a également mis en évidence une contamination en éléments de transition (Ni, Co, Cr et V).

Remarquons que l'évolution 180B-->180A-->14-->22A qui se caractérise par une augmentation des teneurs en alumine et du rapport Mg/Mg+Fe de la biotite s'effectue à TiO₂ décroissant et donc à température décroissante.

Si la teneur moyenne en TiO₂ des biotites de 180A est de 2.6%, la gamme des teneurs est analogue à celle des biotites de 180B. En réalité, la moyenne est augmentée par la présence de six analyses de biotites incluses dans la muscovite (échantillon 180-1) des "couloirs à muscovite" (cf. chap. II) où s'accumulent les mégacristaux de muscovite. Le champ de leurs compositions est encadré en pointillé dans les diagrammes de la Fig. IV.3. Elles se distinguent par des teneurs plus faibles en MgO et plus fortes en TiO₂ et Al₂O₃ que les autres biotites de 180A.

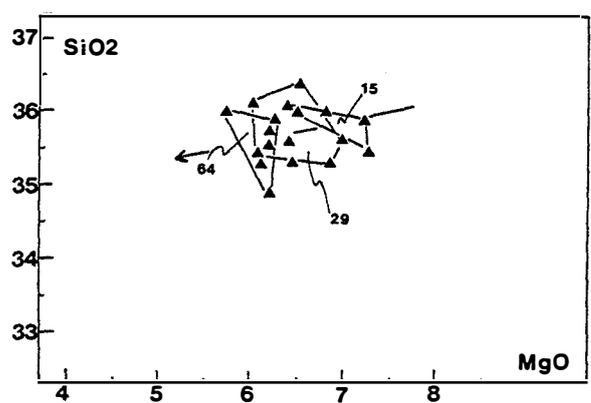
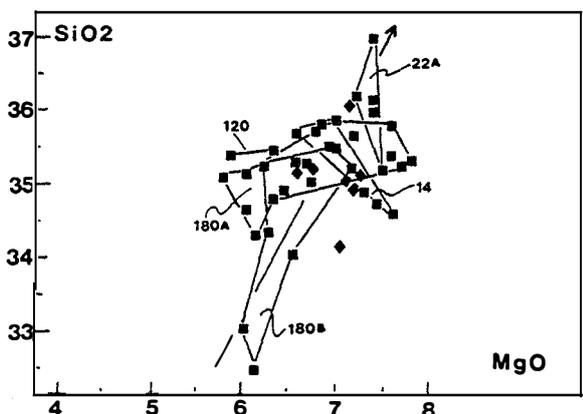
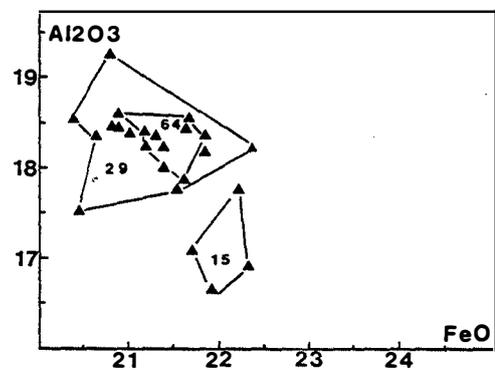
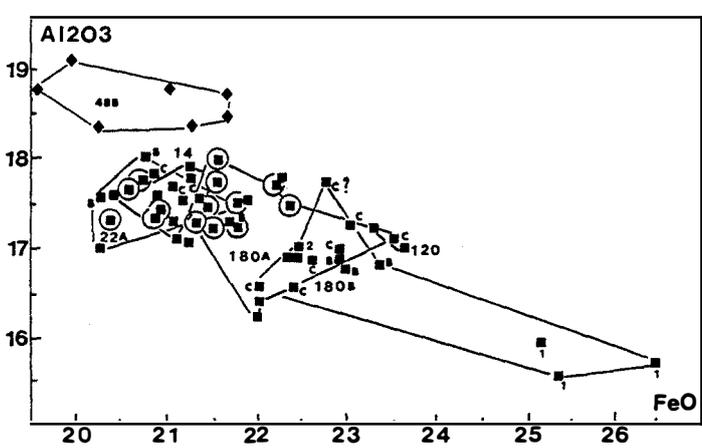
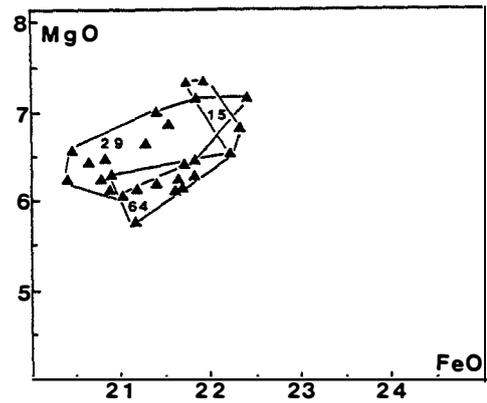
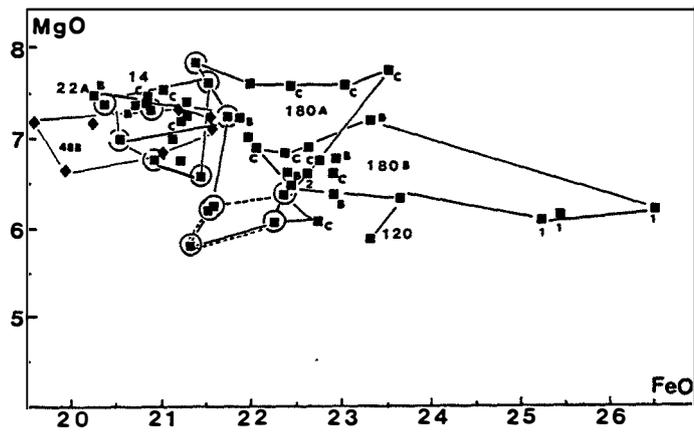


Figure IV.3 : évolution de la composition des biotites de g1, g1" et g1G dans les diagrammes MgO:SiO₂, FeO:Al₂O₃ et FeO:MgO. Carrés : g1 (carré seul : biotites idiomorphes dans le quartz, avec 1 : coeur, avec 2 : bord. Carré avec C ou B : grandes biotites xénomorphes; C : coeur, B : bord. Carré cerclé : petites lamelles de biotite incluses dans les mégacristsaux de muscovite). Triangles : g1". Losanges : g1G.

Ces biotites constituent une exception parmi les biotites riches en Ti (i.e cristallisées à haute température) puisque généralement, les biotites cristallisées précocement ne montrent pas de saturation relative en alumine : ces biotites présentent des compositions comparables à celle des biotites de matériel pélitique, cristallisées en équilibre avec une sillimanite (Fontelles, comm. pers.). Cela permet de penser que les "couloirs à muscovite" sont en réalité des xénolithes de schistes alumineux et indique, en outre, que le magma de g1 provient de la fusion de roches situées à une profondeur minimale qui est celle de l'isograde de la sillimanite.

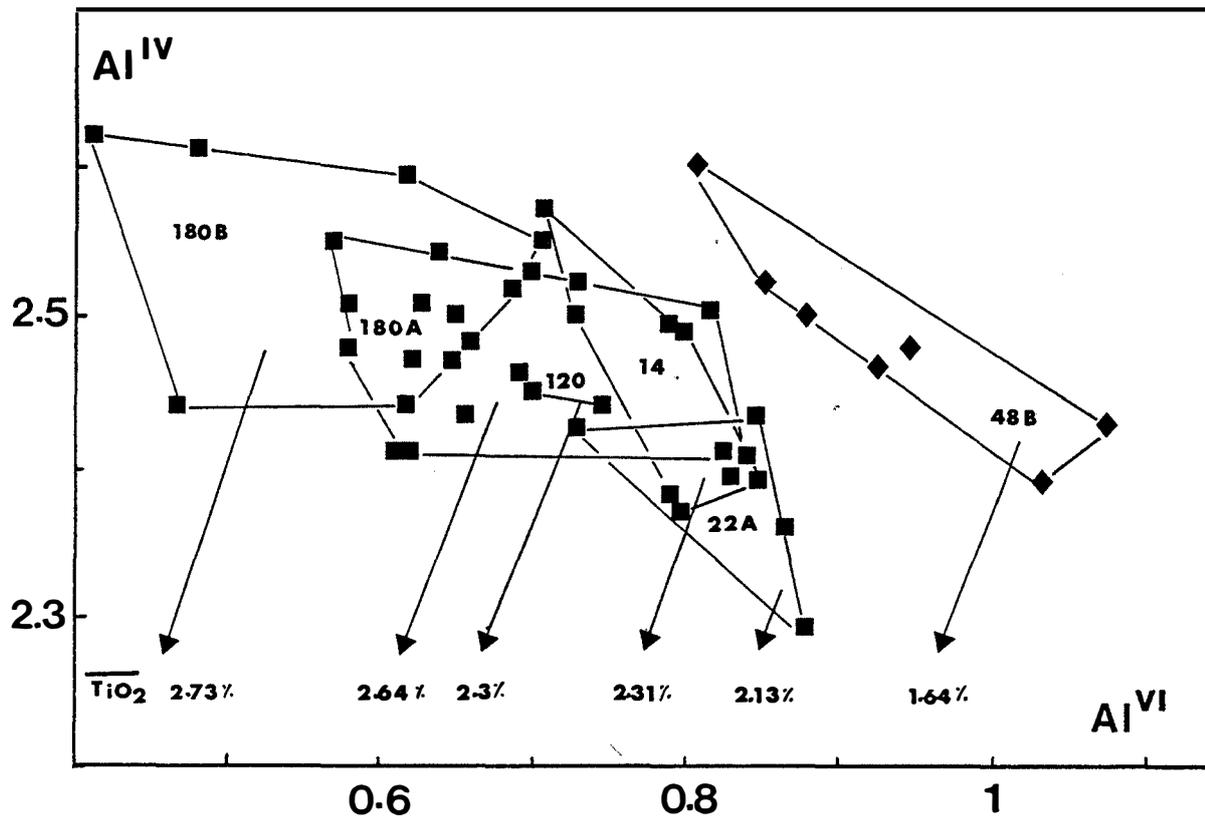


Figure IV.4 : évolution de la composition des biotites de g1 et g1G dans le diagramme AIV : AIV. La teneur moyenne en titane correspondante des biotite a été annexée. Mêmes symboles que Fig. IV.3.

MODE D'ÉVOLUTION DE LA BIOTITE DE g1 :

Pour illustrer le mode d'évolution de la composition de la biotite, on peut calculer les mécanismes de substitutions régissant cette évolution : M15B (22A) et M4 (180B) sont suffisamment différentes pour que la substitution permettent de passer de l'une à l'autre puisse être calculée avec précision. Le calcul est fait sur la base de 42 valences pour les atomes en site 4 et 6. Les formules, après rééquilibrage des charges, s'écrivent :

Si_{5.56} Al_{2.44} Al_{0.62} Ti_{0.36} Fe_{2.91} Mn_{0.05} Mg_{1.61} point M4 de CF180B

Si_{5.72} Al_{2.28} Al_{0.88} Ti_{0.21} Fe_{2.63} Mn_{0.07} Mg_{1.70} point M15B de CF22A

ce qui donne la substitution brute calculée :

$15\text{Ti} + 16\text{Al}^{\text{IV}} + 28\text{Fe} = 2\text{Mn} + 9\text{Mg} + 26\text{Al}^{\text{VI}} + 16\text{Si} + 6\Box$ qui est une combinaison linéaire de quatre substitutions indépendantes, courantes dans la biotite :

$$15 * (\text{Ti} + \text{M2} = 2\text{Al}^{\text{VI}}) \quad (2)$$

$$16 * (\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} = \text{M2} + \text{Si}) \quad (4)$$

$$6 * (3\text{Fe} = 2\text{Al}^{\text{VI}} + \Box^{\text{VI}}) \quad (3)$$

On voit que les substitutions 2 et 4 jouent en sens inverse pour Al^{IV} , ce qui permet d'expliquer son évolution dans le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}}:\text{Al}^{\text{VI}}$ avec passage par un minima dans 22A (Fig. IV.4). Comme pour les biotites de g2 et g3, l'augmentation de Al^{VI} introduit des sites vacants en VI (Rutherford, 1973). La croissance de la teneur en Al de la biotite traduit un enrichissement en Al du liquide à température décroissante et on observe que cette évolution s'accompagne d'une forte baisse de Fe et d'un accroissement relatif de Mg.

IV.1.4. La biotite de g1" (Campo Formoso) :

La gamme des teneurs en MgO de ces biotites est de 5.8 à 8% avec une teneur moyenne légèrement décroissante de l'échantillon 15 à 64 (Fig. IV.3) :

	MgO	MgO moy.	
échantillon (CF) 15	6.5-7.2%	7 %	n=4
échantillon (CF) 29	6-7.2%	6.5 %	n=12
échantillon (CF) 64	5.8-6.3%	6.1 %	n=4

Corrélativement, les teneurs en fer sont comparables à celles des biotites de 14 et 22A de g1 et montrent peu d'évolution (Fig. IV.3); néanmoins, le rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ croît de 15 à 64, ce qui reflète une évolution de type standard du liquide.

Parallèlement, la teneur en Al_2O_3 croît jusqu'à des teneurs supérieures à la saturation relative (Fig. IV.3) et cet enrichissement correspond à une augmentation de Al_2O_3 dans le liquide, qui n'était pas peralumineux au départ comme le montre la biotite de 15 qui a la composition d'une biotite de granite à biotite seule (Nockolds, 1947). Il est intéressant de noter que cette augmentation en Al_2O_3 est la plus forte observée jusqu'ici (16.5 à plus de 19%) pour une très faible variation de Fe et Mg : ceci pourrait indiquer un processus de contamination.

L'évolution des teneurs en TiO_2 , comme précédemment, indique une chute de la température de cristallisation :

	TiO2	TiO2 moy.	
échantillon (CF) 15	2.4-3.3%	2.7 %	n=4
échantillon (CF) 29	2.1-2.7%	2.4 %	n=12
échantillon (CF) 64	2-2.4%	2.1 %	n=4

MnO n'augmente pas régulièrement, comme on peut le voir; cette caractéristique rejoint l'observation déjà faite pour la biotite de g1.

Si la composition de la biotite de g1" est comparable à celle de g1 (14 et 22A), par la teneur en MgO, qui reste assez élevée, la teneur en FeO, inférieure à celle de la biotite de g2 et g3 et l'irrégularité dans l'évolution de MnO, le mode d'évolution de la biotite de g1" est différent comme le souligne la relative constance des teneurs en SiO2 et l'évolution de Fe et Mg (Fig. IV.3).

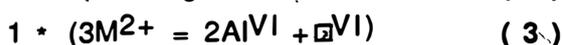
MODE D'ÉVOLUTION DE LA BIOTITE DE g1" :

Calculons la substitution brute qui permet de passer de :

Si_{5.55} Al_{2.45} Al_{0.63} Ti_{0.38} Fe_{2.87} Mn_{0.08} Mg_{1.57} de CF 15 (point M8) à

Si_{5.53} Al_{2.47} Al_{0.95} Ti_{0.24} Fe_{2.84} Mn_{0.06} Mg_{1.43} de CF 64 (point M13)

on obtient : $14\text{Ti} + 14\text{Mg} + 2\text{Si} + 3\text{Fe} + 2\text{Mn} \rightarrow 32\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Al}^{\text{IV}} + \square$ qui est une combinaison linéaire de substitutions indépendantes classiques :



Fe=Mg...

L'évolution de la composition de la biotite de g1" est essentiellement contrôlée par le jeu de la substitution (2). Comme précédemment, Al^{VI} augmente fortement. L'évolution de Ti est contrôlée par la substitution (2) comme dans biotite de g1.

En résumé, la croissance de la teneur en Al dans la biotite de g1" est essentiellement liée à une forte augmentation de Al dans le magma, à température décroissante. Corrélativement, le fait que la teneur en Mg de la biotite reste constante et assez élevée pour des granites (29 et 64) aussi évolués que CF152A et CA16 (cf. chap. III) indique, je pense, que g1" a subi un processus de contamination analogue à g1. L'étude géochimique sur roche totale (Chap. III) a montré que g1 et g1" sont comagmatiques et qu'ils ont pu être contaminés à divers degrés.

IV.1.5. La biotite de g1G (Campo Formoso) :

Les biotites de ce granite, qui cristallisent localement en association avec du grenat almandin-spessartine, présente des caractéristiques chimiques sensiblement différentes de celles des biotites des granites à deux micas.

La teneur en alumine est tamponnée, comprise entre 18.2 et 19.1% (Fig. IV.3) et la teneur en MnO supérieure à celle de la biotite des granites à deux micas, ce qui est compatible avec une cristallisation à partir d'un liquide plus différencié, tamponné par le grenat. Les teneurs en titane sont plus faibles que celles des granites étudiés précédemment (1.4 -1.8% TiO₂), ce qui pourrait indiquer, malgré l'absence d'ilménite d'une cristallisation à relativement basse température.

Paradoxalement, la gamme des teneurs en MgO est relativement élevée pour un granite si différencié et analogue à celle de la biotite de CF14 et CF22A de g1; il en est de même pour le fer et la silice (Fig. IV.3). Comme les granites g1 et g1G sont comagmatiques (cf. chap. III), on peut penser la richesse en Mg de la biotite de g1G provient de la cristallisation à partir d'un liquide ayant subi le contrecoup du même processus de contamination que g1.

IV.1.6. La biotite des granites à grenat (g1G', g2G et g3G) :

J'ai tenté d'analyser les biotites conservées dans les quartz de ces granites; malheureusement, toutes les analyses effectuées montrent de basses teneurs en K₂O et de plus fortes teneurs en MgO, FeO et Al₂O₃ que dans une biotite, qui indiquent un début de chloritisation. Les teneurs en titane qui restent parfois élevée (environ 1.5%) attestent qu'il s'agissait bien originellement d'une biotite.

Conclusions de l'étude des biotites :

Les biotites des différents granites montrent des évolutions de composition divergentes; le point commun entre ces évolutions semble être l'augmentation globale de Al_2O_3 avec la différenciation.

Les évolutions parallèles de la composition des biotites de g2 et g3 plaident en faveur de l'existence de deux séries évolutives de granites distinctes, provenant vraisemblablement de zones anatectiques différentes ou de conditions physiques différentes pendant l'anatexie, ce qui rejoint les conclusions de la géochimie en roche totale. Dans les deux cas, le liquide n'est pas peralumineux au départ, mais au fur et à mesure que la différenciation progresse à température décroissante, il s'enrichit en alumine vraisemblablement parce que l'ensemble des phases qui constituent le solide fractionnent relativement moins l'alumine que le liquide et/ou par assimilation de matériel sédimentaire.

Le cas des biotites de la série 1 (g1-g1"-g1G) est différent puisque si les magmas ne sont pas non plus peralumineux dans les stades les plus précoces de différenciation, il apparaît que la constance de la teneur en Mg des biotites à différenciation croissante est liée à un phénomène de contamination, vraisemblablement par assimilation de matériaux sédimentaires; ceci pourrait expliquer également l'enrichissement en Al du magma mais n'empêche pas que cet enrichissement résulte d'une cristallisation fractionnée de biotite relativement pauvre en Al.

L'augmentation de MnO dans les liquides granitiques évolués, due à la cristallisation de minéraux relativement pauvres en Mn tels que la biotite, provoque l'augmentation de la teneur en MnO dans la biotite et conduit finalement à la précipitation de grenat manganésifère en équilibre avec la biotite dans le granite g1G et seul dans g2G et g3G (cf. infra).

Enfin, certaines biotites de g1 incluses dans les mégacristaux de muscovite des "couloirs à muscovite", riches en Al et Ti sont interprétées comme des xénocristaux de roches pélitiques probablement à sillimanite, remontés par le magma, ce qui indique que la source des granites est au moins aussi profonde que l'isograde de la sillimanite.

IV.2. GRENATS

La concentration en Mn augmente dans les liquides magmatiques évolués jusqu'à ce que le grenat manganésifère cristallise à saturation, ce qui est compatible avec les données de Hsu (1968) et Miller et Stoddard (1981).

Les grenats des granites à grenat et des aplopegmatites des deux massifs ont une composition d'almandin-spessartine avec de faibles teneurs en composé pyrope et grossulaire (Fig. IV.5 et IV.6). Les grenats des intrusifs des trois séries définies précédemment ont des compositions qui se distinguent nettement dans le diagramme triangulaire pyrope-almandin-spessartine (Fig. IV.5) et dans le diagramme MgO:CaO (Fig IV.6).

Deux ensembles se distinguent dans le diagramme pyrope-almandin-spessartine (Fig. IV.5) :

- un ensemble regroupant les grenats de la série 1 (g1G, g1G'), auxquels se rattachent les grenats de l'aplite 2; les grenats de cet ensemble présentent les plus fortes teneurs en pyrope parmi tous les grenats étudiés.

- un ensemble regroupant les grenats de la série 2 de Campo Formoso (g2G et l'aplite CF191) et ceux de la série 3 de Carnaíba (g3G et les aplopegmatites de Carnaíba).

Dans chaque ensemble, les compositions chimiques des grenats décrivent une évolution simple et continue des granites à grenat aux aplopegmatites, dans le sens d'un appauvrissement des composants almandin et pyrope et d'un enrichissement en composant spessartine. Cette évolution peut être interprétée comme représentative de l'évolution chimique du liquide. La présence de grenat à rapports FeO/MnO et MgO/MnO de plus en plus faibles (vers la spessartine) à mesure que l'on passe des granites à grenat aux aplopegmatites suggère que les liquides résiduels voient leur activité en MnO augmenter, vraisemblablement en réponse à un fractionnement de grenat relativement plus ferrifère et magnésien. L'augmentation du rapport MnO/FeO dans le grenat peut donc être considérée comme un marqueur du degré de différenciation de ces liquides résiduels. La présence des zonations, avec des bords de grain à MnO/FeO et MnO/MgO plus élevés, en particulier en ce qui concerne g1G, en témoigne.

On peut noter que, si les domaines de composition des grenats des séries g2 de Campo Formoso et g3 de Carnaíba sont superposées et les évolutions analogues, elles ne sont pas confondues (comme c'était le cas pour les biotites), les compositions des grenats de Carnaíba étant décalées vers de plus fortes teneurs en composant spessartine.

	g1G			g1G'			g2G			g3G		
	CF488 20C	CF488 220B	CF488 23B	CF48C 15C	CF48C 16CB	CF48C 18B	CF152B M14	CF152B M15	CF152B M16	CA13B M8CB	CA13B M9B	CA13B M7C
SiO2	37.52	37.57	37.14	37.09	37.12	37.42	36.58	36.72	36.71	36.86	36.75	36.41
TiO2	-	0.06	0.03	0.08	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	0.03
Al2O3	21.38	21.78	21.92	21.31	21.38	21.26	21.25	20.74	21.13	20.74	21.27	21.05
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-
FeO	26.93	21.89	21.63	23.01	22.57	23.36	21.73	24.17	24.28	22.08	22.10	21.35
FeO*	26.93	21.89	21.63	23.01	22.57	23.36	21.73	24.17	24.28	22.08	22.10	21.35
MnO	13.36	16.18	16.85	18.14	18.16	17.80	18.10	18.04	17.54	20.47	20.18	20.70
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.07	-
MgO	1.75	0.97	0.93	0.68	0.80	0.82	0.55	0.56	0.52	0.51	0.37	0.47
CaO	0.37	-	0.63	0.55	0.72	0.53	0.40	0.39	0.35	0.56	0.85	0.46
Na2O	0.01	-	0.02	0.03	-	-	-	-	0.01	-	0.03	0.01
K2O	0.04	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.02
F	0.32	-	0.75	0.21	-	-	0.16	-	-	-	-	-
H2O*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	101.68	98.46	99.90	101.10	100.76	101.19	98.78	100.68	100.56	101.22	101.63	100.50
Si	6.09	6.35	6.23	6.10	6.12	6.15	6.16	6.04	6.03	6.04	6.00	5.98
OH*/4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.02
Ti	-	0.01	0.00	0.01	0.00	-	0.00	-	-	-	0.00	0.00
Al	4.09	4.34	4.33	4.13	4.15	4.11	4.22	4.02	4.09	4.01	4.09	4.07
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe2+	3.65	3.09	3.03	3.17	3.11	3.21	3.06	3.32	3.34	3.03	3.02	2.93
Mn	1.84	2.32	2.39	2.53	2.54	2.48	2.58	2.51	2.44	2.84	2.79	2.88
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.01	-
Mg	0.42	0.24	0.23	0.17	0.20	0.20	0.14	0.14	0.13	0.12	0.09	0.11
Ca	0.06	-	0.11	0.10	0.13	0.09	0.07	0.07	0.06	0.10	0.15	0.08
Na	0.00	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.00	-	0.01	0.00
K	0.01	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00
F*	0.16	-	0.40	0.11	-	-	0.09	-	-	-	-	-
OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O*	24.22	24.88	24.63	24.28	24.32	24.35	24.43	24.09	24.11	24.09	24.05	23.99
O	24.29	24.88	24.75	24.38	24.45	24.44	24.50	24.16	24.18	24.19	24.20	24.08

	Aplopegmatites				C.F.				Carn.		
	CF2 M1	CF2 M2	CF2 M3	CF2 M4	CF191 M1	CF191 M2	CF191 M15	CF191 M16	B015-7A M16	B015-7A M17	B015-7A M19
SiO2	36.22	36.03	36.58	36.95	37.13	37.56	36.59	37.23	35.82	35.65	36.16
TiO2	0.06	-	0.05	-	0.09	-	0.01	-	-	0.08	-
Al2O3	20.98	20.76	20.98	21.31	20.86	21.06	21.32	20.98	20.69	20.93	20.69
Cr2O3	-	0.03	-	-	0.04	0.02	-	0.06	-	-	-
FeO	21.40	22.44	23.04	21.42	18.23	17.92	17.66	18.22	15.81	14.98	14.58
FeO*	21.40	22.44	23.04	21.42	18.23	17.92	17.66	18.22	15.81	14.98	14.58
MnO	19.87	19.15	18.84	20.12	23.20	23.99	23.31	22.90	26.82	28.09	28.29
NiO	-	0.08	-	0.03	-	-	-	-	0.03	0.05	-
MgO	1.08	1.10	0.97	0.74	0.12	0.10	0.15	0.23	0.03	0.04	0.01
CaO	0.41	0.35	0.54	0.41	0.19	0.12	0.18	0.05	0.27	0.34	0.26
Na2O	0.04	0.01	-	0.01	0.04	0.02	0.06	-	-	-	-
K2O	0.01	0.04	-	-	-	0.04	-	0.01	0.03	-	-
F	0.11	0.03	0.03	0.15	0.07	0.06	0.04	0.12	0.08	0.09	-
H2O*	-	0.39	-	-	-	-	-	-	-	0.58	-
TOTAL	100.18	100.41	101.03	101.14	99.97	100.89	99.32	99.80	99.58	100.83	99.99
Si	5.93	5.89	5.95	6.04	6.21	6.23	6.11	6.23	5.93	5.83	5.97
OH*/4	0.07	0.11	0.05	-	-	-	-	-	0.07	0.17	0.03
Ti	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.00	-	-	0.01	-
Al	4.05	4.00	4.02	4.10	4.11	4.12	4.20	4.14	4.04	4.03	4.03
Cr	-	0.00	-	-	0.01	0.00	-	0.01	-	-	-
Fe2+	2.93	3.07	3.14	2.93	2.55	2.49	2.47	2.55	2.19	2.05	2.01
Mn	2.75	2.65	2.60	2.78	3.29	3.37	3.30	3.25	3.76	3.89	3.96
Ni	-	0.01	-	0.00	-	-	-	-	0.00	0.01	-
Mg	0.26	0.27	0.24	0.18	0.03	0.02	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00
Ca	0.07	0.06	0.09	0.07	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.06	0.05
Na	0.01	0.00	-	0.00	0.01	0.01	0.02	-	-	-	-
K	0.00	0.01	-	-	-	0.01	-	0.00	0.01	-	-
F*	0.06	0.02	0.02	0.08	0.04	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	-
OH	-	0.43	-	-	-	-	-	-	-	0.63	-
O*	23.88	23.78	23.93	24.13	24.50	24.52	24.32	24.53	23.88	23.69	23.96
O	23.96	23.85	24.02	24.20	24.54	24.55	24.36	24.54	23.93	23.75	24.00

Tableau IV.3 : analyses ponctuelles de grenat des échantillons des différents granites.

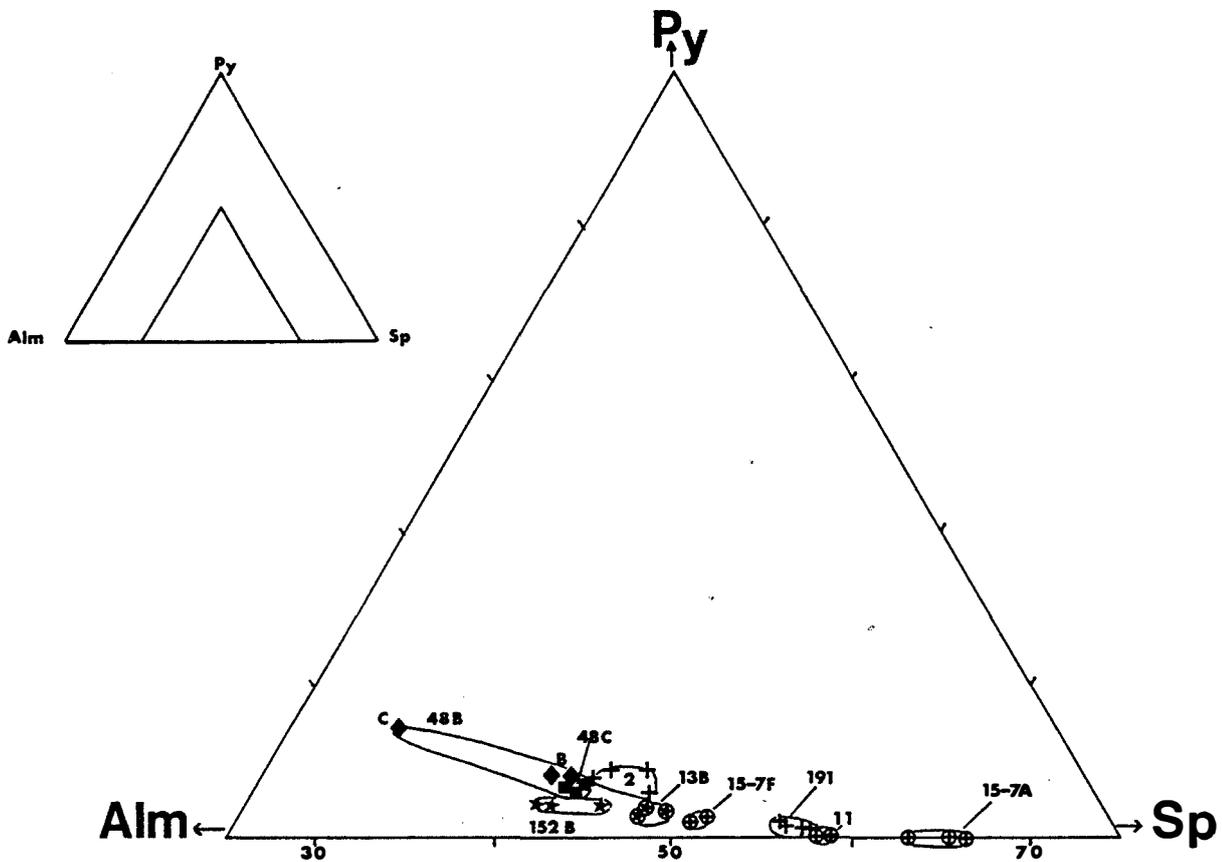


Figure IV.5 : évolution de la composition des grenats dans le diagramme triangulaire pyrope-almandin-spessartine. Losanges : g1 G, carrés : g1 G', étoiles : g2G, étoiles cerclées : g3G, croix: aprites de Campo Formoso, croix cerclées : aplopegmatites de Carnaiba.

Les évolutions de composition des grenats de ces deux séries se distinguent également dans le diagramme MgO:CaO. Elles sont parallèles et dans le sens d'un appauvrissement de CaO et de MgO des granites à grenat aux aplopegmatites. Les grenats des trois échantillons d'aplopegmatites (CA11, CF191, et BO15-7A) présentent des teneurs en CaO comparables et faibles (<0.4% CaO). Ceci peut correspondre au fait que les grenats de ces aplopegmatites cristallisent en équilibre avec un plagioclase très peu calcique, contrairement à ceux des granites à grenat : la comparaison des compositions des plagioclases associés aux grenats des aplopegmatites et des

granites à grenat témoigne en faveur de cette hypothèse : il apparaît que les plagioclases associés aux grenats les plus calciques, sont toujours légèrement calciques (An12-An5) alors que les plagioclases associés aux grenats les plus pauvres en chaux ont une composition d'albite presque pure (An1 à An3).

Notons enfin que les grenats de g1G sont les plus riches en Mg parmi les grenats de la série g1, ce qui est compatible avec une cristallisation en équilibre avec la biotite.

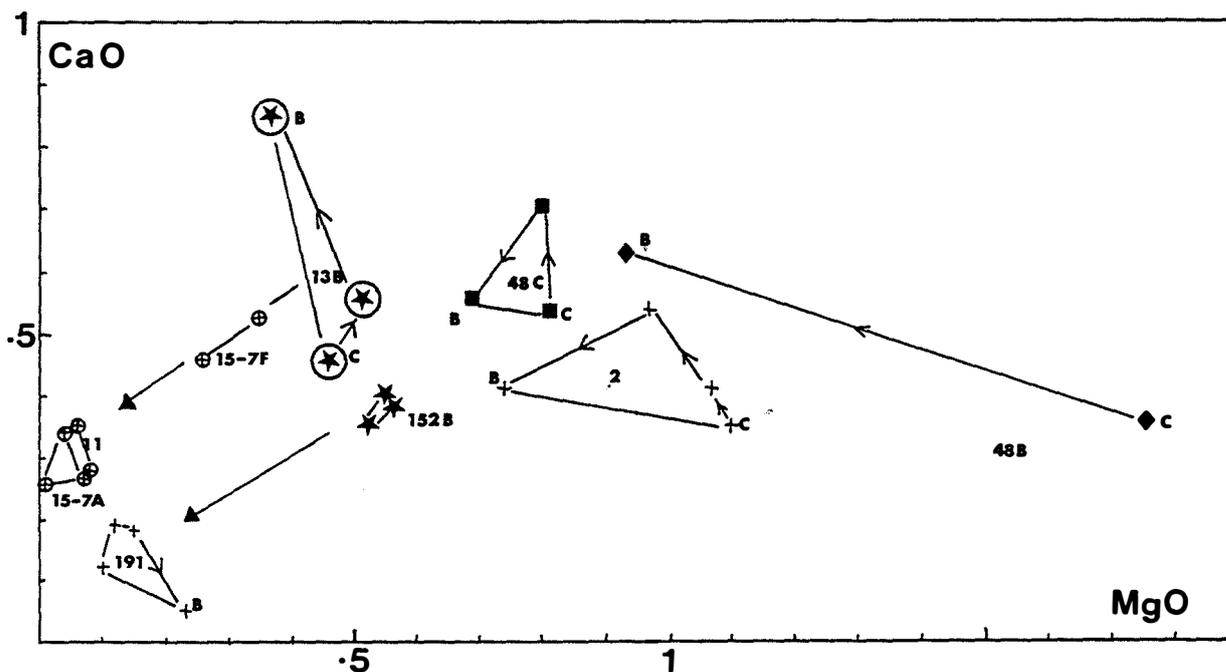


Figure IV.6 : évolution de la composition en CaO et MgO des grenats. Mêmes symboles que Fig. IV.5. C=coeurs des grains. B=bords.

En conclusion, il apparaît que l'examen de la composition des grenats et de leur évolution permet de discriminer clairement les séries évolutives. Il est raisonnable de penser que la composition des grenats des aplopegmatites peut être considérée comme magmatique, en particulier dans le cas de la pegmatite BO15-7A, malgré d'importantes transformations métasomatiques (développement de cleavelandite). En outre, l'aplite CF2 peut être rattachée à la série 1. Il semble donc possible de rattacher une aplopegmatite à une série magmatique grâce à l'étude de la composition des grenats, ce qui n'est pas toujours possible en géochimie sur roche totale, la composition des aplopegmatites étant souvent fortement modifiée, en particulier par des phénomènes d'accumulation de grenat par exemple ou d'altération hydrothermale, nous l'avons vu.

IV.3. MUSCOVITES

IV.3.1. Muscovite primaire - muscovite secondaire : généralités :

Le problème du caractère magmatique de la muscovite, qualifiée de "primaire" (muscovite I) dans ce cas, par opposition aux muscovites secondaires (muscovite II) développées par cristallisation à partir d'une solution hydrothermale à un stade postmagmatique, a fait l'objet de nombreux débats parmi les pétrologues. Récemment, divers auteurs ont suggéré l'existence de muscovite magmatique par des critères pétrographiques et géochimiques (voir notamment : Miller *et al.*, 1981; Monier, 1985; Centanni, 1985) :

- du point de vue de la texture, les auteurs ont affirmé que la muscovite primaire se présente généralement en grands cristaux à tendance automorphe et peut inclure des minéraux tels que quartz et biotite dans leur partie centrale.

-du point de vue chimique, la composition chimique "type" de la muscovite primaire est controversée.

Les micas blancs sont décrits comme des solutions solides entre le pôle muscovite $K(Al_2\Box)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$, le pôle céladonite $K(AlM^{2+\Box})(Si_4O_{10})(OH)_2$, dont fait également partie la série phengitique et le pôle phlogopite (biotite) $K(M^{2+}_3)(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ (où \Box est un site octaédrique vacant et $M^{2+} = Mg, Fe, Mn...$) (Fig. 20).

Le mécanisme de substitution qui permet de décrire la série phengitique peut s'écrire : $Al^{IV} + Al^{VI} = M^{2++} Si$ (4) (Fig. IV.7). Cette substitution conserve le caractère purement dioctaédrique du mica. La principale conclusion des études menées sur cette série (Crowley et Roy, 1964; Velde, 1965 et 1980; Green, 1981) concerne le rôle favorable de la pression d'eau sur l'étendue de la solution solide (selon la substitution (4)).

La plupart des muscovites naturelles (Massone, 1981; Monier, 1985) sont des combinaisons de la substitution (4) et de la substitution (3) : $3M^{2+} = 2Al^{VI} + \Box^{VI}$ qui conduit du pôle Muscovite vers les micas trioctaédriques, au pôle Phlogopite (Annite).

Les études expérimentales effectuées par Monier (1985) ont mis en évidence l'étendue des solutions solides de la muscovite selon les substitutions (3) et (4) dans le système $K_2O, M^{2+}O, Al_2O_3, SiO_2, H_2O$ (où M^{2+} est tantôt Fe tantôt Mg) pour des températures comprises entre 300 et 700° C à $P_{H_2O} = 2$ Kbar. Ces études ont montré que l'étendue des solutions solides de la muscovite au dessus de 600° C est limitée à des compositions proches du pôle muscovite et qui jalonnent le joint muscovite-biotite (Fig. IV.7), la muscovite ayant donc une structure de leur couche tétraédrique en Si_3Al considérée comme plus stable pour des raisons cristallographiques (Robert, 1981).

Après l'étude expérimentale, Monier (1985) étudie des muscovites naturelles de massifs granitiques à deux micas du massif central français (massifs de Goules, St Julien aux bois...) et

confirme que la muscovite primaire présente des compositions proche du pôle muscovite, qui se répartissent le long du joint muscovite-biotite (Fig. IV.7). Il ajoute que " la présence non négligeable de cations divalents en coordinance octaédrique dans des muscovites plutoniques d'aspect primaire a été considérée comme difficilement compatible avec une origine de haute température et de relativement basse pression (voir discussion par Miller *et al.*, 1981) parce que la substitution phengitique qui était considérée comme le seul mécanisme possible pour la fixation de Fe et Mg dans la muscovite est pratiquement inexistant au dessus de 650°C, pour une pression de 2 à 5 Kbar (Velde, 1965, 1967)...Nos résultats expérimentaux dans le plan (x,y) montrant la dissymétrie du domaine de composition stable à haute température permettent de surmonter cette contradiction..."

En outre, et après les premières études montrant l'augmentation de la teneur en Ti dans la muscovite avec le degré métamorphique (i.e. la température) (Guidotti, 1970; Guidotti, 1973; Guidotti *et al.*, 1977), celle ci est utilisée pour distinguer les muscovites I des muscovites II (Miller *et al.*, 1981; Monier, 1985). Les muscovites I sont considérées comme plus riches en TiO₂ que les muscovites II, la teneur des premières pouvant dépasser 1%. Dans la muscovite I, Monier montre en outre l'existence d'un zonage de composition très marqué avec une teneur en TiO₂ beaucoup plus élevée au coeur qu'à la périphérie. Notons néanmoins qu'il semble que parmi toutes les muscovites analysées par Monier (1985), l'existence de ce zonage ne soit pas un caractère régulier. L'auteur explique la présence de ce zonage comme l'expression cristallogénétique de la chute de la température de cristallisation du coeur au bord du mica, limitée à quelques dizaines de degrés et à "... l'épuisement rapide du stock du titane disponible, durant la cristallisation de la muscovite...". Cette décroissance est régie par la substitution $2Al^{VI} = Ti + M^{2+VI}$. Les températures estimées pour la cristallisation des coeurs des muscovites I sont d'au moins 650°C.

Les résultats de Centanni (1985) sont en partie en contradiction avec ceux de Monier : ils montre en effet que les micas blancs d'aspect primaire de plutons d'Arizona ont une composition fortement céladonitique (10 à 20% mole céladonite). Afin d'étudier l'influence de la composition céladonitique sur la stabilité de la muscovite, l'auteur a synthétisé un mica approchant la composition typique: $K(Fe^{3+}_{0.25} Ti_{0.03} Al_{1.6})(Al_{0.88} Si_{3.12})O_{10}(OH)_2$ à partir d'un verre silicaté à 571°C et 2 Kbar. Des expériences réversibles montrent que l'assemblage de quartz et de cette muscovite se destabilise entre 644 et 686°C à 2 Kbar et entre 631 et 651°C à 1 Kbar. Notons que Centanni (1985) fait l'hypothèse que Fe³⁺ pourrait être responsable de la stabilisation de la muscovite dans le magma. La proportion de Fe³⁺ de 0.25 a/f.u dans ce mica synthétique de Centanni (1985) est supérieure à ce que prévoit Monier (1985) comme limite supérieure de Fe³⁺ dans les micas dioctaédriques à environ 0.2 a/f.u.

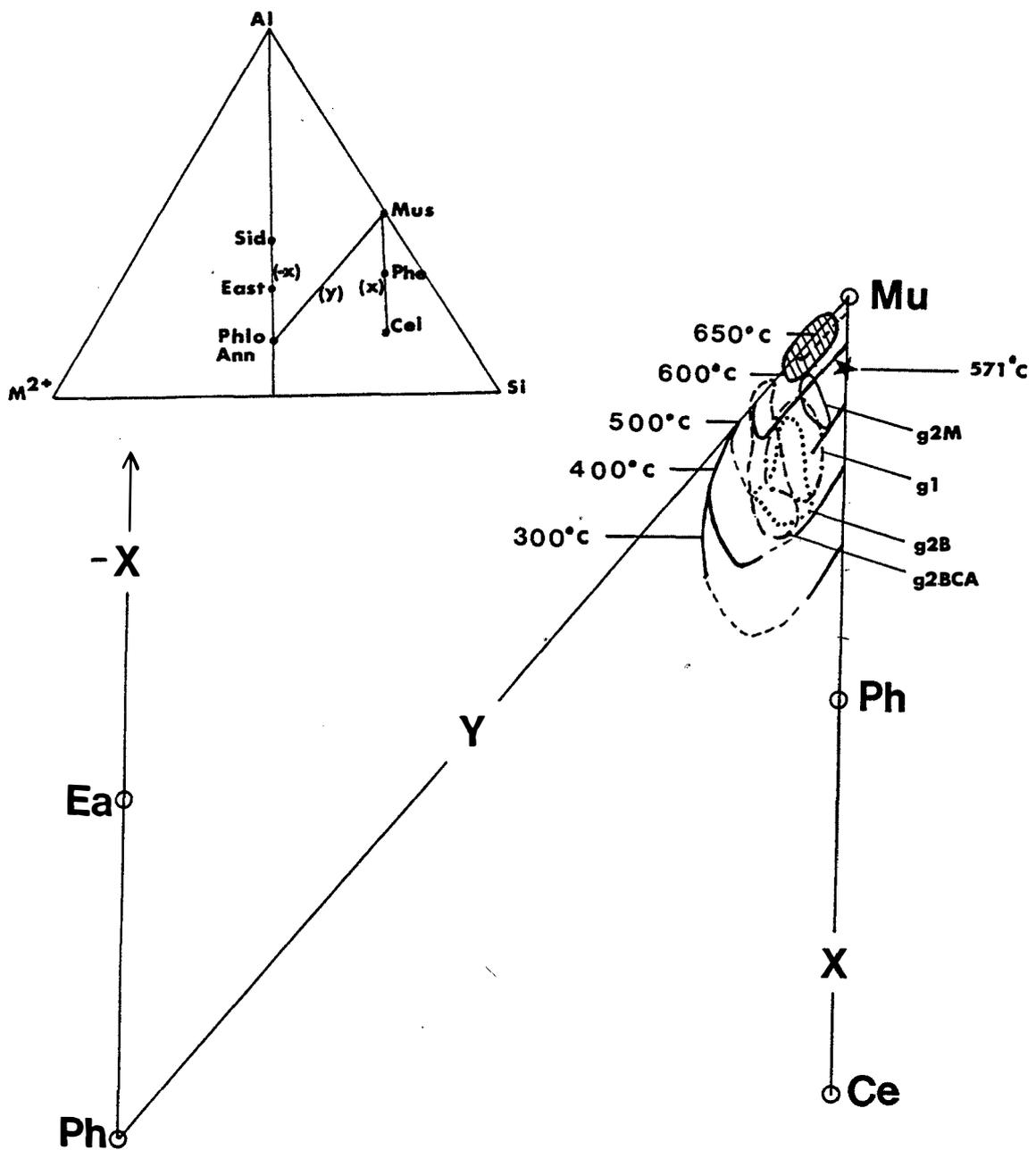


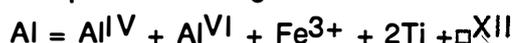
Figure IV.7 : composition des muscovites de g1, g1", g2 et g3 dans le diagramme triangulaire Al-M2+-Si (in Monier, 1985). Pôles : Muscovite (Mu) pour $x=y=0$; phengite (Phe) pour $x=0.5, y=0$; phlogopite (Ph) pour $x=0, y=3$, Ce=céladonite, Ea=eastonite. Report de la synthèse des résultats expérimentaux obtenus sur les micas dioctahédriques dans le système magnésien à 2 Kbars (Monier, 1985). Report d'une composition synthétique de muscovite obtenue à $571^{\circ}C$ (Centanni, 1985). Champs hachuré : muscovites I des granites de Goulles, St Julien et St Sylvestre (Monier, 1985).

Sur le diagramme triangulaire Al-M²⁺-Si de la figure IV.7, j'ai reporté les courbes des domaines de stabilité de la muscovite obtenus par Monier dans le système magnésien à 2 kbar et différentes températures. Notons à ce propos que Monier (1985) précise que "...la géométrie des domaines de solutions solides et la nature des assemblages de phases dans le système ferreux sont qualitativement identiques à celles dans le système magnésien, mais l'étendue du domaine de composition stable de la muscovite est beaucoup plus restreint dans le système ferreux, pour une même température...". J'ai également reporté le mica synthétisé par Centanni (1985) à 571°C, qui tombe à proximité du champ des 600°C de Monier, mais sur le joint Muscovite-Phengite, c'est à dire hors du domaine des compositions de Muscovite I défini par Monier. Les résultats expérimentaux sont donc en partie en contradiction, ce qui les rend difficilement utilisables.

Comparaison avec les muscovites naturelles :

Afin de comparer la composition des muscovites naturelles avec les compositions "calées" en température dans le système expérimental, Monier (1985) a choisi de reporter les compositions de différentes muscovites plutoniques dans le diagramme triangulaire Al-M²⁺-Si (Fig. IV.7). Dans ce but, comme la composition des muscovites naturelles est beaucoup plus complexe que dans le système expérimental, avec introduction de Ti, éventuellement de Fe³⁺, existence de lacunes en site interfoliaire (à coordinance XII) etc..., il a considéré qu'il était nécessaire de retirer les substitutions supplémentaires par rapport à (3) et (4), du type : Al = Fe³⁺, 2Al^{VI} = Ti^{VI}, K^{XII} + Al^{IV} = X^{XII} + Si^{IV} etc.

Les pôles du triangle Al-M²⁺-Si ont donc été recalculés et deviennent :



(où \square^{XII} est un site interfoliaire vacant)

Je pense que ce calcul n'est pas sans inconvénient : d'une part, il préjuge du type de substitution, par exemple pour le potassium. D'autre part, comme la potasse est un élément au dosage délicat, spécialement à la microsonde, un sous-dosage va provoquer une translation des points analytiques vers le pôle muscovite, d'où une composition et une gamme de température plus élevée apparentes et inversement dans le cas d'un surdosage. La comparaison, sur ce type de diagramme, de muscovites de diverses origines analytiques est donc dangereuse et les indications de température de cristallisation sans doute trompeuses.

Il existe un autre critère chimique susceptible selon Miller *et al.* (1981) de discriminer une muscovite primaire : il s'agit de sa teneur en soude. Celle-ci est probablement représentative de la température de formation dans la mesure où la milieu est tamponné par l'association albite-microcline dans le granite : Pascal (1984) montre, que pour les micas du système muscovite-paragonite (en l'absence de fer), XNa ou fraction paragonitique augmente avec la température et ne dépend pas de la pression dans l'intervalle 1-2 Kbar, ce qui est un intervalle raisonnable pour ce type de granite. Miller *et al.* (1981) fixent la limite de 0.50% Na₂O pour la composition de la muscovite, au dessus de laquelle ils considèrent que la muscovite est magmatique. Il subsiste que l'introduction de Fe, Mn, Mg et Li en site VI pourrait être en grande partie responsable de la chute de XNa dans les muscovites plutoniques d'après Monier (1985). Néanmoins, l'étendue des solutions de la muscovite vers des compositions riches en fer et magnésium semblant être accrue à basse température, ces phénomènes (diminution de XNa, augmentation de Fe et Mg) pourraient donc être liés, quoiqu'il en soit, à l'abaissement de la température.

IV.3.2. Examen de la composition des muscovites des divers intrusifs :

Remarque préliminaire :

Les baguettes de séricite développées en altération du plagioclase (Ser II) des différents granites n'ont pas été analysées; nous ne disposons que de deux points d'analyse de celle-ci dans l'échantillon CF49 de g2. Les muscovites analysées sont les mégacristsaux de g1, les muscovites xénomorphes le plus souvent associées "lamelle à lamelle" avec la biotite dans g2 et g3 et la muscovite xénomorphe des intrusifs à grenat.

Nous avons reporté les analyses des muscovites de nos différents granites à deux micas dans le diagramme triangulaire de la figure non pas dans le but de donner une température de cristallisation mais de les comparer et d'observer le type de substitution qui régit les variations chimiques au sein de chaque groupe.

Notons que certaines analyses des muscovites de nos granites présentent des teneurs en K₂O régulièrement supérieures à 11% et atteignent localement 12% K₂O (dans les muscovites analysées à la microsonde du Muséum d'histoire naturelle de Paris, cf. analyses en annexe), ce qui est supérieur aux données de la littérature; ceci peut être dû à un problème d'étalonnage à la microsonde du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (voir aussi chap. V). Ce surdosage a pour effet une translation des points vers le pôle phengite sur le diagramme triangulaire de la figure.

Cela étant dit, on peut faire deux observations :

1) Les domaines de composition de nos muscovites sont tous étirés verticalement, ce qui indique que la substitution (4) (phengitique) est la substitution principale dont dépendent les variations de composition de ces muscovites. Cette observation est valable, notons-le, pour tous les échantillons de granite, indépendamment à l'intérieur de chaque domaine, et matérialise l'évolution de la composition chimique du coeur au bord des grains de muscovite, le pourcentage de phengite augmentant régulièrement vers les bords.

2) Les domaines de composition de nos muscovites ne sont pas superposés mais décalés vers les y croissants (i.e. à M^{2+} croissant et Al^{VI} décroissant) en suivant la succession : muscovites de g_1 , de g_2 puis de g_3 . Cet arrangement est la conséquence des différences de teneurs en fer, nous le verrons.

IV.3.2.1. La muscovite de g_1 :

La teneur en soude de la muscovite est comparable dans les différents échantillons de granite g_1 et comprise entre 0.12 et 0.59%. Les plus fortes teneurs se situent autour de 0.40% au coeur des grains et les plus faibles autour de 0.20% sur les bords. La relative régularité de la zonation, la teneur en soude décroissant du coeur au bord (Fig. IV.8), répond vraisemblablement à un abaissement de la température; néanmoins, les teneurs sont globalement inférieures à la limite de 0.50% Na_2O , qui permet de discriminer une muscovite cristallisée au stade magmatique. En outre, les teneurs en MnO de la muscovite de g_1 sont irrégulières et proches de zéro et ne suivent pas l'évolution croissante enregistrée dans la biotite associée.

On peut donc penser que la muscovite a principalement cristallisé au stade post-magmatique, sauf peut être le coeur des grains dont la teneur en soude est ponctuellement supérieure à 0.50%.

	g1									g1G	g1G ²
	CF14 M13	CF14 19	CF22A 5	CF22A M6	CF180-1 M19	CF180-1 44	CF180A M9	CF180A 11	CF180-2 M9	CF48B 28	CF48B 18
S102	46.80	45.51	45.65	45.70	44.76	44.30	46.54	44.43	46.13	46.73	45.99
T102	0.37	0.71	0.54	0.46	1.01	0.96	0.62	0.85	0.57	0.30	0.12
Al203	30.67	32.47	32.19	31.00	31.76	31.75	31.74	32.08	31.91	32.39	33.61
Cr203	0.13	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.70	3.47	3.59	4.63	4.08	3.74	4.56	3.92	4.09	2.71	3.29
MnO	0.04	0.02	0.00	0.08	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
NiO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.24	1.03	0.97	1.45	0.84	0.84	1.07	0.85	1.02	1.05	0.79
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.18	0.42	0.43	0.12	0.30	0.59	0.23	0.51	0.30	0.32	0.35
K2O	11.32	10.85	10.79	11.15	11.15	10.51	11.72	10.63	11.64	11.23	11.06
F	0.00	0.12	0.80	0.00	0.28	0.36	0.27	0.29	0.12	0.48	0.05
H2O#	4.38	4.34	4.00	4.37	4.21	4.13	4.32	4.18	4.36	4.20	4.41
2F=O	0.00	-0.05	-0.34	0.00	-0.12	-0.15	-0.11	-0.12	-0.05	-0.20	-0.02
TOTAL	98.87	98.88	98.62	99.02	98.34	97.08	100.95	97.65	100.09	99.24	99.66
Si	6.40	6.21	6.25	6.27	6.18	6.17	6.27	6.16	6.25	6.33	6.21
Al IV	1.60	1.79	1.75	1.73	1.82	1.83	1.73	1.84	1.74	1.67	1.79
Al VI	3.34	3.43	3.44	3.29	3.35	3.39	3.31	3.40	3.36	3.49	3.56
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.07	0.06	0.05	0.10	0.10	0.06	0.09	0.06	0.03	0.01
Fe2+	0.42	0.40	0.41	0.53	0.47	0.44	0.51	0.45	0.46	0.31	0.37
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.21	0.20	0.30	0.17	0.17	0.21	0.18	0.21	0.21	0.16
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.11	0.11	0.03	0.08	0.16	0.06	0.14	0.08	0.08	0.09
K	1.97	1.89	1.88	1.95	1.96	1.87	2.02	1.88	2.01	1.94	1.91
F#	0.00	0.05	0.35	0.00	0.12	0.16	0.12	0.13	0.05	0.21	0.02
OH	4.00	3.95	3.65	4.00	3.88	3.84	3.88	3.87	3.95	3.79	3.98
O#	20.99	21.00	21.00	21.01	20.98	20.99	20.96	20.99	20.95	20.99	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.68	0.61	0.61	0.84	0.64	0.62	0.73	0.63	0.67	0.52	0.53
R3	3.39	3.50	3.49	3.34	3.46	3.49	3.38	3.49	3.42	3.53	3.57
XII	2.02	2.00	2.00	1.98	2.04	2.03	2.08	2.02	2.09	2.02	2.00
F/F+H	62.61	66.40	67.50	64.18	73.09	71.41	70.51	72.13	69.23	59.15	70.03

	g2		g2G		g3		g3G	Apllopegmatites	
	CF48A 37	CF49 43	CF152A 62	CF152B M11	CA16 M34B	CA18 M3	CA13B M20	CF2 M5	B15-7A M2
S102	45.66	45.71	45.30	47.00	46.75	45.68	45.46	47.09	45.60
T102	0.70	1.12	0.51	0.23	0.76	0.81	0.36	0.14	0.07
Al203	29.61	31.83	32.33	32.58	29.98	31.86	33.38	33.27	34.70
Cr203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.59	4.46	4.04	4.72	5.28	5.20	4.89	3.83	3.81
MnO	0.07	0.00	0.05	0.10	0.08	0.06	0.13	0.08	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	1.34	0.77	0.94	1.02	1.64	1.09	0.92	1.07	0.27
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.30	0.45	0.40	0.15	0.05	0.17	0.19	0.34	0.32
K2O	11.21	10.42	11.18	11.44	11.31	11.27	11.15	11.28	11.49
F	0.10	0.18	0.07	0.55	0.84	0.39	0.00	0.19	0.32
H2O#	4.28	4.31	4.35	4.23	4.01	4.24	4.45	4.42	4.31
2F=O	0.00	0.00	0.00	-0.23	0.00	0.00	0.00	-0.08	-0.13
TOTAL	98.86	99.25	99.17	101.79	100.85	100.80	100.93	101.63	100.79
Si	6.32	6.23	6.20	6.27	6.35	6.19	6.12	6.26	6.12
Al IV	1.68	1.77	1.80	1.73	1.86	1.81	1.88	1.74	1.88
Al VI	3.15	3.35	3.41	3.39	3.15	3.28	3.42	3.47	3.61
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.07	0.11	0.05	0.02	0.08	0.08	0.04	0.01	0.01
Fe2+	0.66	0.51	0.46	0.53	0.60	0.59	0.55	0.43	0.43
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.16	0.19	0.20	0.33	0.22	0.18	0.21	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.12	0.11	0.04	0.01	0.04	0.05	0.09	0.08
K	1.98	1.81	1.95	1.95	1.96	1.95	1.92	1.91	1.97
F#	0.04	0.08	0.03	0.23	0.36	0.17	0.00	0.08	0.14
OH	3.96	3.92	3.97	3.77	3.64	3.83	4.00	3.92	3.86
O#	20.97	21.03	20.97	21.01	21.01	21.00	21.02	21.00	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.93	0.67	0.66	0.74	0.94	0.82	0.75	0.66	0.49
R3	3.23	3.46	3.46	3.41	3.23	3.36	3.46	3.48	3.62
XII	2.06	1.93	2.06	1.99	1.97	1.99	1.97	2.00	2.05
F/F+H	70.07	76.47	70.69	72.19	64.37	72.80	74.89	66.76	88.79

Tableau IV.4 : analyses ponctuelles de muscovite représentatives des échantillons des différents granites. L'ensemble des analyses est donné en annexe.



Figure IV.8 : Répartition des teneurs en Na₂O des mégacristsaux de muscovite de g1.

Zonations :

Les mégacristsaux de muscovite de g1 présentent une zonation de composition en fer, magnésium et alumine. Les coeurs des grains sont régulièrement plus alumineux et moins ferromagnésiens; Al diminue vers le bord et Fe et Mg augmentent dans le même temps, comme nous pouvons le voir sur ce tableau suivant:

EXEMPLES DE ZONAGE DES MEGACRISTAUX DE MUSCOVITE DE g1 :

	Al ₂ O ₃ %	FeO%	MgO%
éch. 180A	32-->31.7	3.7-->4.6	0.8-->1.1
éch. 180-1	32-->30.02	4.03-->3.81	0.9-->0.95
éch. 180-2	32.4-->31.43	4.31-->4.48	0.8-->1.40
éch. 14	32.9-->29.7	3.3-->3.93	0.69-->1.3
éch. 22A	32.2-->31	3.4-->4.63	1-->1.45

Sur le tableau précédent, on peut noter que les muscovites des différents échantillons de g1 n'ont pas les mêmes gammes de teneur en Fe alors que les gammes de teneur en Mg sont comparables. L'évolution de composition du coeur au bord est régie par la substitution (4) (Fig. IV.7).

Relation chimique biotite-muscovite :

L'étude du rapport FeO/MgO dans les micas (biotite et muscovite) des granites de la région de Villa Real a conduit Garcia *et al.* (1985) (voir également Garcia et Fontelles, 1985) à montrer que les assemblages biotite-muscovite sont globalement hors d'équilibre puisque la composition chimique des muscovites y est variable. La constance du rapport FeO/MgO dans la muscovite et la relation étroite avec un même rapport dans la biotite les ont amené à suggérer qu'il s'établit entre les deux minéraux un équilibre d'échange, dans lequel le magnésium est inerte et le fer est parfaitement mobile. Dans l'hypothèse où la muscovite se développe au dépens d'une partie de la biotite dans des conditions postmagmatiques, sous un contrôle étroit du rapport FeO/MgO, les auteurs déduisent qu'il s'effectue une redistribution de Fe, Mg et Ti entre biotite, muscovite, ilménite et solution, et comme les rapports Mg/Ti de la muscovite et de la biotite sont comparables, au contraire de Fe/Mg supérieur dans la biotite, que la transformation biotite-muscovite s'accompagne d'un transfert de fer dans la solution. On peut tirer les mêmes conclusions de l'étude des couples biotite-muscovite des granites g1 :

j'ai reporté dans le diagramme Mg/Mg+Fe:TiO₂ (Fig. IV.9) les analyses des mégacristsaux de muscovite des divers échantillons de g1 et de leurs inclusions de biotite; j'ai tracé les joints ("tie lines") associant une analyse de muscovite et celle de la biotite directement adjacente : on observe que les "tie-lines" se croisent, ce qui implique que les assemblages biotite-muscovite sont globalement hors d'équilibre puisque la composition de la muscovite varie plus que celle de la biotite. Ce point, associé au fait que l'évolution de la composition de la muscovite s'effectue en "dents de scie" impliquent que l'évolution de composition ne n'est pas représentative du liquide silicaté. Les évolutions de la composition de la biotite et de la muscovite sont néanmoins parallèles avec des rapports Mg/Mg+Fe comparables pour la biotite et la muscovite d'un même échantillon. Si ce rapport est conditionné dans la muscovite par celui de la biotite, il reste qu'on a pu noter une tendance à un zonage en fer et magnésium (mais également de Si, Al et Na) des muscovites qu'il faut interpréter comme le résultat des contraintes cristalochimiques, vraisemblablement d'une chute de la température.

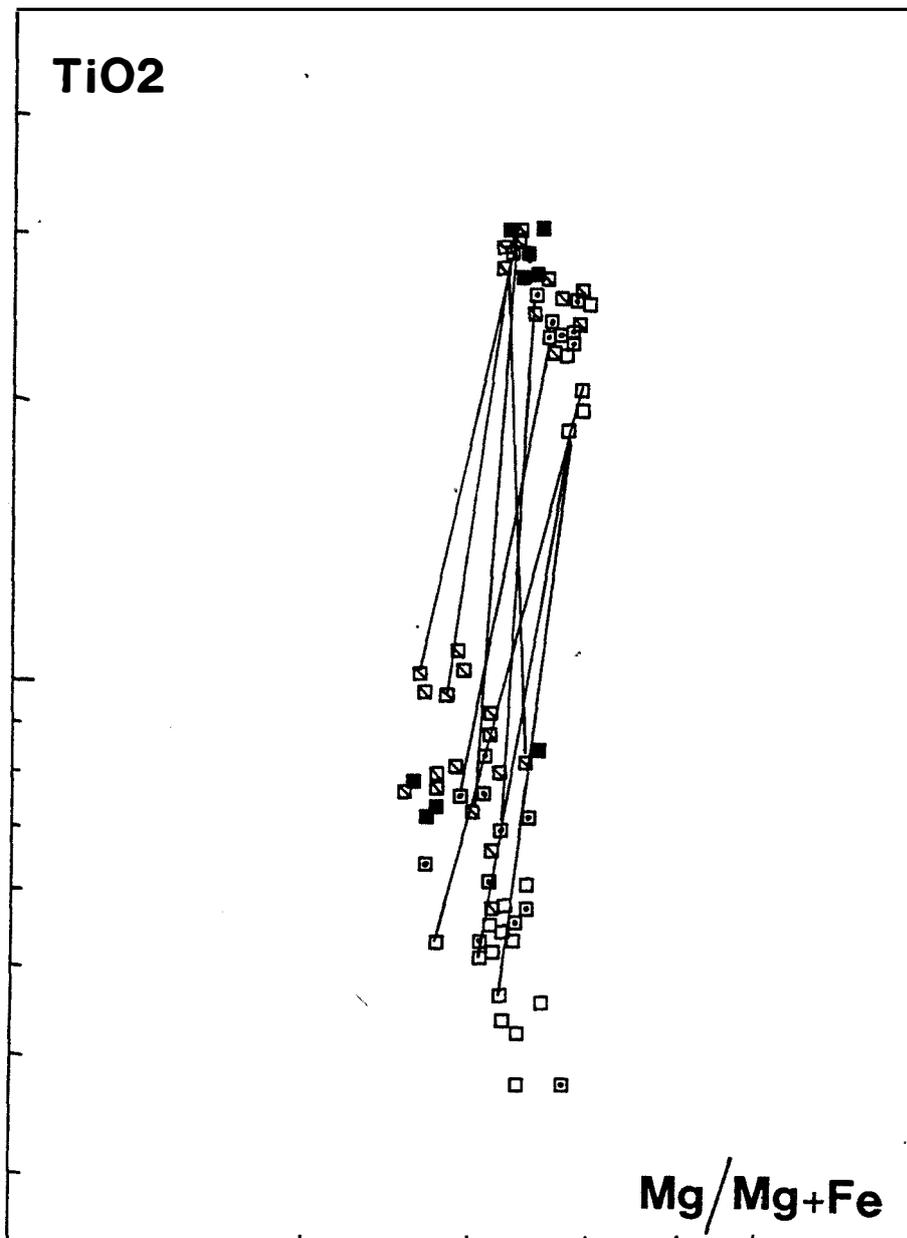


Figure IV.9 : assemblages biotite-muscovite de divers échantillons du granite g1 dans le diagramme $Mg/Mg+Fe:TiO_2$. Les joints ont été tracés entre une analyse ponctuelle de muscovite et une analyse d'une inclusion de biotite adjacente. Carrés pointés : 14, carrés vides : 22A, carrés barrés : 180A, carrés pleins : 180B.

On peut observer sur le diagramme Mg/Mg+Fe:TiO₂ que la décroissance de la teneur en TiO₂ de la muscovite de 180A à celle de 14 puis 22A est globalement liée à la variation de teneur dans la biotite. Examinons la répartition de la teneur en titane dans les muscovites (Fig. IV.10) : la teneur en TiO₂ a tendance à décroître vers le bord des grains, mais ponctuellement, sur le bord de la muscovite de 180-1 par exemple, la teneur augmente dessus de 1% TiO₂. Il existe de petites inclusions de biotite dans les mégacristsaux de muscovite de 180-1, riches à la fois en TiO₂ et Al₂O₃ dont l'origine est attribuée à une cristallisation en équilibre avec la sillimanite dans des roches pélitiques ayant subi un métamorphisme de haute température (croûte profonde) (cf. paragraphe 1c). Ces observations indiquent que le titane est vraisemblablement parfaitement inerte, sa distribution dans la muscovite étant liée à des contraintes cristallographiques, en d'autres termes que la muscovite peut être plus riche en Ti localement à proximité d'une biotite présentant initialement la même caractéristique.

En conclusion, il n'est pas exclu que les zones de la muscovite à plus fortes teneur en Na₂O et en TiO₂ (en particulier 180-1) aient pu cristalliser à un stade magmatique; mais l'observation de couples biotite-muscovite globalement hors d'équilibre, la composition de la muscovite étant contrôlée par celle de la biotite préexistante et l'augmentation de la teneur en Fe et Mg vers les bords des grains de muscovite de g₁, indiquent une cristallisation à un stade post-magmatique à température décroissante vers les bords des grains. Cela n'empêche pas que la muscovite a pu cristalliser en continuité, sans interruption entre le stade magmatique et post-magmatique comme l'ont suggéré Monier (1985) et Garcia et Fontelles (1985).

IV.3.2.2. La muscovite de g₂ et g₃ :

Ces muscovites diffèrent de celles du granite g₁ par leur habitus pétrographique (cf. chap. II) mais aussi par leur chimisme :

- la teneur en Na₂O est systématiquement inférieure à 0.40%, ce qui est trop bas pour une muscovite magmatique, selon les critères définis précédemment.

- la gamme des teneurs en fer et en alumine sépare la muscovite des différents granites, plus riche en fer et moins riche en alumine dans g₂ et g₃ que dans g₁ (cf. tableau IV.5). Les gammes de teneurs en titane et magnésium sont par contre, assez voisines. Notons en outre que les muscovites de g₃ sont plus riches en fer que celles de g₂ : ceci constitue une particularité des muscovites des intrusifs de Carnaíba (cf. infra).

Teneur en TiO₂ des
biotites incluses: 2,55-2,98

2,56

1,86-2,03

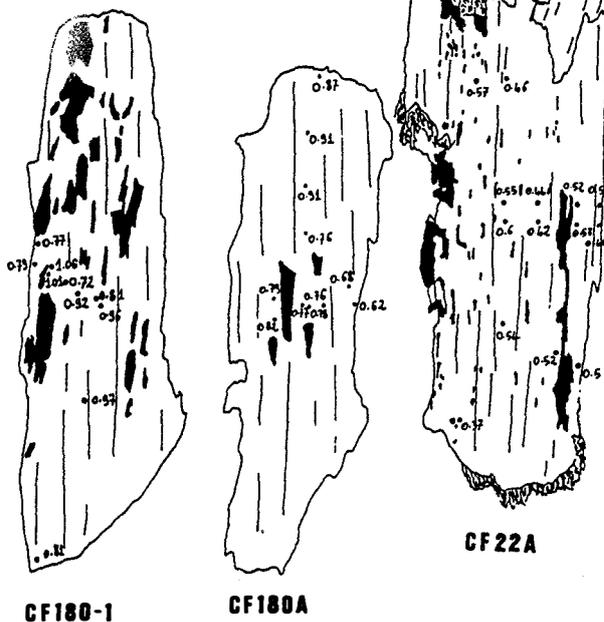


Figure IV.10 : Répartition des teneurs en TiO₂ des mégacristaux de muscovite de g1.

Tableau IV.5 : TABLEAU DE COMPARAISON DES ANALYSES DE MUSCOVITES

	FeO%	MgO%	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	
g1	2.76-4.74	0.69-1.39	0.37-1.06	29.7-34	
g1''	2.18-2.52	0.94-1.08	0.4-0.96	33.17-34.19	granites
g2	3.9-5.59	0.77-1.79	0.38-1.26	29.4-31.8	à deux
g3	4.7-6.27	1.09-1.72	0.58-1.01	29.8-31.9	micas
g1G	2.64-3.21	0.84-1.15	0.21-0.30	32.39-33.91	
g1G'	3.29-3.58	0.75-0.94	0.04-0.12	33.06-33.83	granites
g2G	4.63-4.72	0.78-1.02	0.18-0.32	32.37-34.2	à grenat
g3G	4.89-5.18	0.92-1.06	0.36-0.45	32.58-33.38	

Les teneurs en titane sont comparables pour les muscovites des trois granites. Les muscovites de g2 et g3 sont zonées, comme dans g1, c'est à dire plus alumineuses au coeur et ferromagnésiennes au bord. Il n'apparaît pas de zonation régulière pour Ti. On note que les plus

faibles teneurs en alumine (bords des grains) sont comparables pour les muscovites des trois granites, ce qui n'est pas le cas des plus fortes teneurs (coeurs): elles sont analogues dans g2 et g3 et nettement plus élevées dans g1.

La zonation de composition résulte d'un mécanisme de substitution (4) phengitique, comme l'indique la forme des domaines de composition de ces muscovites sur le diagramme triangulaire Al-Si-M2+ (Fig. IV.7) : ils sont allongés parallèlement à x, les coeurs situés à une extrémité du domaine, proches de l'axe des y, les bords à l'autre extrémité, proche du pôle phengitique. En outre on note le décalage entre les différents domaines de composition, vers des valeurs de y plus élevées pour g2 et g3, que pour g1. Ceci est dû à de plus fortes teneurs en Fe et à de plus faibles teneurs en Al que dans les muscovites de g1 (mécanisme de substitution (3)).

Comme dans g1, ceci est lié à la composition des biotites associées, plus riches en fer et moins riches en alumine dans g2 et g3 que dans g1. Les plus fortes teneurs en fer des muscovites et des biotites de g2 et g3 est lié à la présence d'une saturation en fer (tampon magnétite). En ce qui concerne le titane, il apparaît comme précédemment qu'il est contrôlé par la teneur de la biotite associée.

L'existence de "ties lines" parallèles pour les différents assemblages biotite-muscovite d'un même granite dans les diagrammes FeO:MgO (Fig. IV.11) et FeO:TiO2 (Fig. IV.12), suggère comme pour g1 qu'il s'établit un équilibre d'échange entre les deux micas, dans des conditions postmagmatiques.

Garcia et Fontelles (1985) indiquent que comme la muscovite est beaucoup plus pauvre en fer que la biotite, la croissance de la muscovite dans des conditions postmagmatiques s'accompagne nécessairement d'une redistribution de Fe, Mg et Ti entre biotite-muscovite, il-ménite et solution se fait en faveur de la solution. Il apparaît que c'est le fer qui est le plus mobile et emporté par la solution, contrairement à Mg et Ti. Ceci permet de prévoir non seulement que les solutions hydrothermales transportent le fer, ce qui est confirmé par l'étude des roches métasomatiques (voir chap. VI) mais aussi que les solutions circulant dans les granites à magnétite g2 et g3 sont plus riches en fer que les solutions circulant dans g1.

IV.3.2.3. La muscovite de g1'' :

Nous ne disposons que de quatre analyses : les teneurs en Ti et Mg sont comparables à celles des muscovites des autres granites (cf. tableau de comparaison). Par contre, elles en diffèrent par de plus faibles teneurs en fer et des teneurs en alumine nettement plus élevées, ce qui semble également lié à la composition de la biotite aux dépens de laquelle elle cristallise (voir diagrammes FeO:MgO, Fig. IV.7 et FeO:TiO2, Fig. IV.12).

IV.3.2.4. La muscovite des granites à grenat (g1G, g1G', g2G et g3G) :

Ces muscovites ont des compositions très voisines mais se distinguent de celles des granites à deux micas par des teneurs en alumine toujours supérieures à 32% et de nettement plus faibles teneurs en TiO₂ (cf. tableau de comparaison). Les teneurs en Na₂O sont inférieures à 0.41%. Les teneurs en magnésium sont comparables à celle des muscovites des granites à deux micas, ce qui indique que les fluides en équilibre avec les muscovites des granites à grenat sont tamponnés par la biotite. Le fait que les grenats montrent une gamme de composition en MgO plus large que les muscovites associées dans chaque série, comme par exemple g1G et g1G' (diagramme FeO:MgO, Fig. IV.7), suggère que les deux minéraux ne sont en partie en déséquilibre, ce qui serait un argument indirect pour le caractère magmatique du grenat.

Les teneurs en fer (cf. diagramme FeO:MgO, Fig. IV.11) distinguent assez nettement les muscovites des trois suites non comagmatiques : g1-g1G-g1G', g2-g2G et g3-g3G. Les muscovites des intrusifs de la série de Carnaíba sont les plus riches en fer.

Le fait que Mg soit à peu près constant dans la muscovite de ces granites indique que les fluides sont saturés en biotite et donc ne proviennent pas des granites à grenat, mais probablement des granites à deux micas, ce qui est analogue à ce que conclut Fontelles après l'étude des muscovites des granites de Dajishan (in Rimbault *et al.*, 1987a).

En outre, la relative constance des teneurs en fer dans les muscovites de g2-g2G et g3-g3G permet de conclure que les fluides sont saturés en magnétite, ce qui confirme qu'ils sont vraisemblablement en "équilibre" avec l'assemblage minéralogique des granites à deux micas.

Comme les granites g2 et g3 sont à magnétite et que leurs biotites ont des teneurs en fer analogues, la différence de composition en fer de leurs muscovites pourrait être liée à l'existence de conditions physicochimiques différentes dans les fluides.

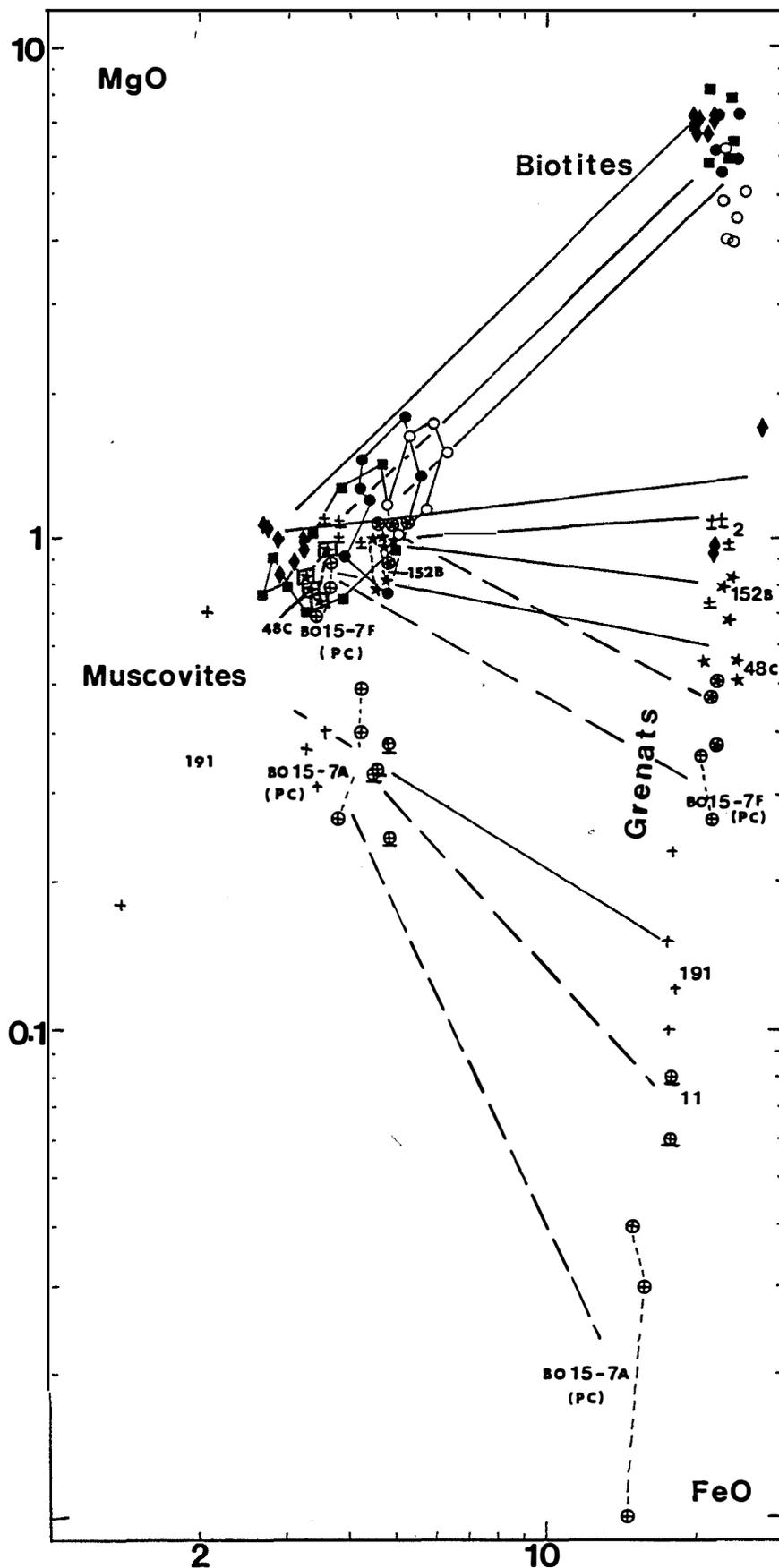


Figure IV.11: diagramme FeO : MgO pour biotites, muscovites et grenats des divers intrusifs. Carrés pleins : g1, cercles pleins : g2, cercles vides : g3, Losanges : g1G, étoiles : g2G, étoiles cerclées : g3G, croix: aprites de Campo Formoso, croix cerclées : aplopegmatites de Carnaiba. (p c) : partie centrale des colonnes métasomatiques (cf. deuxième partie). *Étoiles encadrées : g1G*

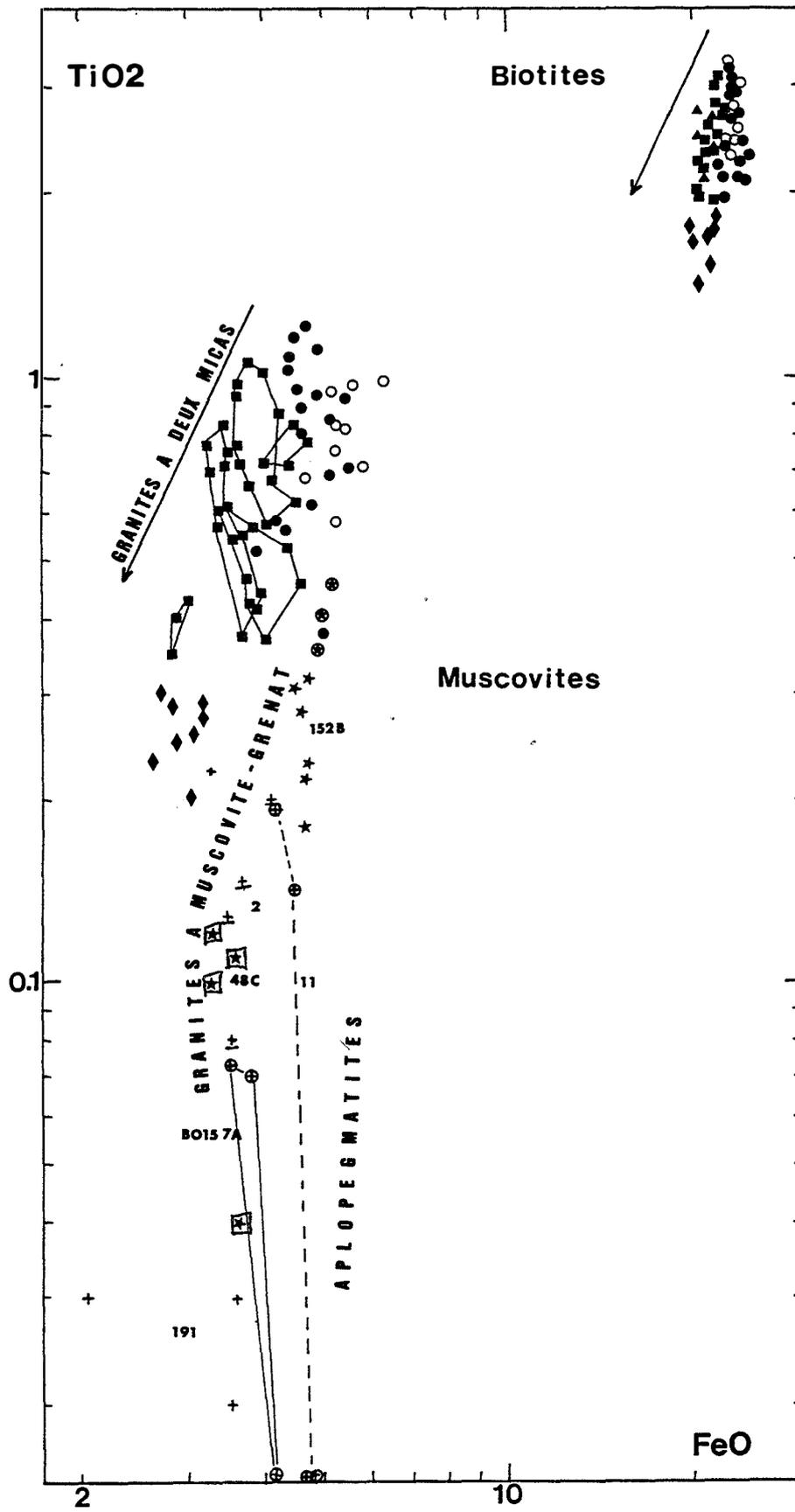


Figure IV.12 : diagramme FeO : TiO₂ pour biotites et muscovites des divers intrusifs. Mêmes symboles que Fig. IV.11.

IV.3.2.5. La muscovite des aplopegmatites :

J'ai analysé les muscovites de deux aplopegmatites blanches de Campo Formoso (CF2 et CF191), d'une aplopegmatite blanche de Carnaíba (CA11) et de la partie centrale de la colonne métasomatique de Bode, qui représentent des aplopegmatites albitisées (BO15-7A et BO15-7F, voir deuxième partie) : on laissera de côté l'échantillon BO15-7F, dont la muscovite est associée à de la phlogopite, qui résulte de la circulation des fluides le long du contact entre les phlogopites et l'aplopegmatite (voir deuxième partie).

Les muscovites de ces diverses aplopegmatites présentent des caractères chimiques communs, en particulier :

- des teneurs en Na₂O inférieures à 0.38%, à l'exception de l'échantillon CF191, dépourvu de microcline.
- des teneurs en alumine supérieures à 32% comme dans les granites à grenat.
- des teneurs en TiO₂ inférieures à 0.2% et globalement inférieures à celles des granites à grenat (diagramme FeO:TiO₂, Fig. IV.12).

En ce qui concerne les teneurs en fer et en magnésium, les compositions des différentes aplopegmatites sont variables : comme pour les muscovites des granites à deux micas et à grenat, la gamme des teneurs en fer distingue les muscovites des aplopegmatites de Carnaíba qui sont plus riches que celles de Campo Formoso, ce qui suggère que le fer est tamponné (diagramme FeO:MgO, Fig. IV.11 et FeO:TiO₂, Fig. IV.12). Les teneurs en Mg diffèrent suivant l'échantillon :

La muscovite de CF2 présente des teneurs en Mg comparables à celles des muscovites des granites (diagramme FeO:MgO, Fig. IV.11), ce qui indique qu'elle pourrait avoir cristallisé aux dépens d'une biotite, comme le suggère également la composition en Mg du grenat associé (voir supra).

Les muscovites de CF191, CA11 et BO15-7A ont des teneurs en MgO entre 0.25 et 0.50 % (diagramme FeO:MgO, Fig. IV.11), nettement inférieures à celles des autres muscovites (MgO > 0.7%). De plus, on observe que les "ties lines" qui joignent muscovite et grenat sur le diagramme FeO:MgO (Fig. IV.11) ne sont pas parallèles, car la muscovite a une composition beaucoup moins variable que le grenat. Ceci est sans doute lié au fait que le grenat cristallise au stade magmatique et la muscovite au stade postmagmatique.

L'interprétation la plus simple consisterait à supposer que les fluides en équilibre avec ces muscovites ne sont plus tamponnés par la biotite. Néanmoins le fait que les teneurs en Fe des muscovites continuent à distinguer les muscovites des aplopegmatites de Carnaíba de celles de Campo Formoso suggère que la composition des muscovites est contrôlée par l'assemblage biotite-magnétite des granites à deux micas.

Le fait que ces muscovites ont des teneurs en Mg somme toute peu différentes de celles des muscovites des granites mais en même temps plus fortes que celles des grenats associés, serait alors lié à la plus faible mobilité de Mg que de Fe dans les solutions.

De même, le fait que la teneur en titane des muscovites diminue des granites à deux micas aux granites à grenat et aplopegmatites est lié à la diminution de la teneur en titane de la roche et au caractère parfaitement inerte de cet élément lors des circulations postmagmatiques. Comme la teneur en titane de la roche est un bon paramètre de différenciation, l'évolution de la teneur en titane de la muscovite dans les différents intrusifs reflète la différenciation du magma.

Conclusions de l'étude des granites

Les granites ont été datés par la méthode Rb/Sr; les âges sont de 1961 ± 37 M.A pour le granite de Campo Formoso et de 1883 ± 87 M.A pour le granite de Carnaíba. Il est connu que si l'on rapporte des systèmes actuels légèrement différents à un âge de deux milliards d'années, les points peuvent s'aligner sur une isochrone unique. L'obtention d'une isochrone pour le granite de Campo Formoso n'indique donc pas forcément que les différents granites sont comagmatiques.

Néanmoins, le fait que les âges et les rapports initiaux ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) soient différents pour les granites de Campo Formoso et Carnaíba indique qu'ils ne sont pas comagmatiques.

Les données géologiques, pétrographiques et géochimiques permettent de mettre en évidence que les massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba sont des intrusions granitiques polyphasées constituées de trois séries évolutives non comagmatiques des granites à deux micas aux granites à grenat et aux aplopegmatites. Dans chaque suite, les granites à grenat et les aplopegmatites ont une mise en place tardive par rapport aux granites à deux micas.

Le massif de Campo Formoso est formé de deux suites :

+ la suite 1 précoce: g1-g1'-g1'' (granites à deux micas) - g1G-g1G' (granites à grenat) et aplopegmatites. Ces intrusifs se mettent en place précocement et occupent les parties périphériques du massif.

+ la suite 2 tardive : g2 (granite à deux micas) - g2G (granite à grenat) et aplopegmatites. Ces intrusifs occupent la masse centrale principale du massif.

Le massif de Carnaíba est formé d'une suite :

+ la suite 3 : g3 (granite à deux micas) - g3G (granite à grenat) et aplopegmatites.

La formation des massifs granitiques se termine par des manifestations hydrothermales (greisenisation, feldspathisation, tourmalinisation et silicification).

Les compositions chimiques des granites sont celles de granites évolués ($\text{TiO}_2 < 0.3\%$, $\text{MgO} < 0.6\%$, $\text{FeO} < 2\%$, $\text{SiO}_2 > 71\%$, etc...). Les granites de la suite 1 se distinguent des granites des deux autres suites principalement par de plus faibles teneurs en T.R., Th, Zr, Hf, Nb et SiO_2 et de plus fortes teneurs en éléments de transition et MgO , Al_2O_3 et P_2O_5 , à TiO_2 donné. Les granites des deux autres suites ont des compositions comparables, mais les granites de Carnaíba sont plus riches en MnO, Nb, Rb et Be et plus pauvres en Ba et Sr, à TiO_2 donné que les granites de la suite 2 de Campo Formoso.

Les granites ne sont pas assimilables à des liquides, mais à des mélanges liquide-solide en diverses proportions. Le mélange peut s'effectuer avec le cumulat total ou avec un cumulat partiel (cumul de grenat dans les granites à g2G et g3G). Néanmoins, le fait que l'on observe des corrélations non linéaires en fonction du titane, en particulier des courbes d'évolution avec maxima ou minima (cas de Na_2O et K_2O) implique que les évolutions résultent au moins en partie de la différenciation du liquide.

Dans les diagrammes binaires en fonction de TiO_2 , choisi comme indice de différenciation, les compositions évoluent dans le sens d'un appauvrissement de la majorité des éléments chimiques, y compris certains éléments qui montrent un comportement hygromagmaphile dans des magmas moins évolués, tels que Th, Zr ou les terres légères. Quelques éléments se comportent comme des hygro-magmaphiles tout le long de l'évolution des trois suites : Nb et Rb dans les deux suites de Campo Formoso; Nb, Rb et Be à Carnaíba. Les évolutions sont simples et continues sauf pour certains éléments dont l'évolution est discontinue au passage granites à deux micas-granites à grenat. Cette évolution discontinue se marque :

- par des ruptures de pente des droites d'évolution de Mn, Sc, Yb, au comportement hygromagmaphile dans les granites à deux micas et compatible dans les granites à grenat et les aplopegmatites. Ce changement de comportement peut être interprété comme la cristallisation du grenat.
- par des sauts de teneurs pour K_2O , SiO_2 , Rb et Be, ce qui suggérerait la démixion d'une phase fluide permettant l'extraction de ces éléments du liquide silicaté.

Du point de vue métallogénique, la coupole granitique de Carnaíba s'avère plus intéressante par sa richesse en éléments hygromagmaphiles Nb, Rb et Be relativement aux granites de Campo Formoso. Néanmoins, le granite de Carnaíba n'est pas particulièrement préenrichi en Be puisque sa teneur moyenne reste peu élevée relativement aux granites dits "spécialisés". Ceci suggère que la présence de minéralisations en émeraudes développées dans l'encaissant est plutôt liée à l'efficacité du piège métasomatique, tant pour expliquer la quantité, somme toute pu élevée, de

béryl que la qualité des gemmes. La même hypothèse peut être faite pour Mo et W, en concentrations négligeables dans les granites.

L'étude du chimisme des biotites confirme l'existence des trois séries évolutives non co-magmatiques et suggère que les granites de Campo Formoso et de Carnaíba proviennent de la fusion de sources de compositions différentes.

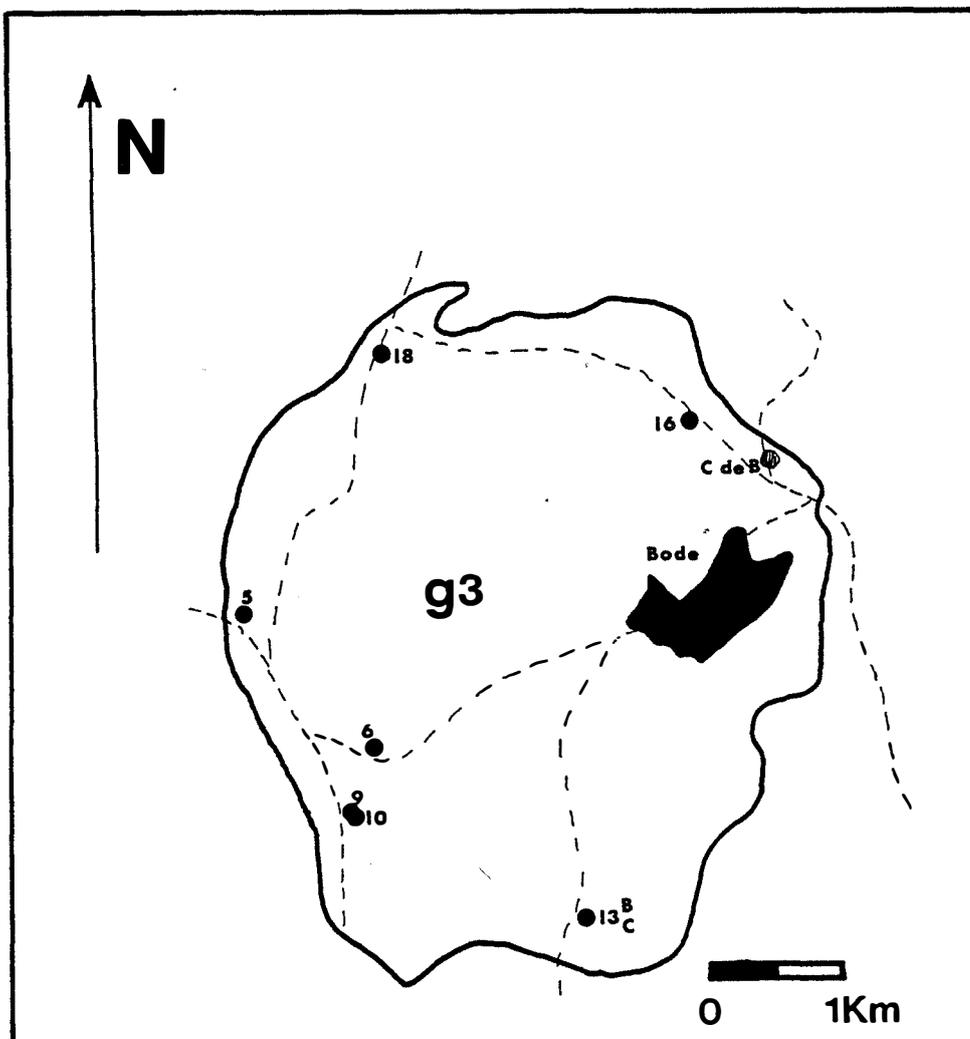
Dans les suites 2 et 3, l'évolution chimique de la biotite est parallèle pour certains éléments, ce qui permet de préciser certains points concernant l'évolution de la composition chimique des magmas : à température décroissante, les magmas s'enrichissent en alumine et en manganèse, ce qui permet d'expliquer la cristallisation du grenat almandin-spessartine dans les intrusifs les plus évolués (granites à grenats et aplopegmatites). Les magmas ne sont pas per-alumineux au départ, mais le deviennent par cristallisation fractionnée de biotite pauvre en alumine et/ou par assimilation de sédiments alumineux.

Dans la suite 1, l'évolution de la composition de la biotite est compatible avec une contamination par des sédiments alumineux, ce qui est cohérent avec le comportement de Mg et des éléments de transitions en roche totale.

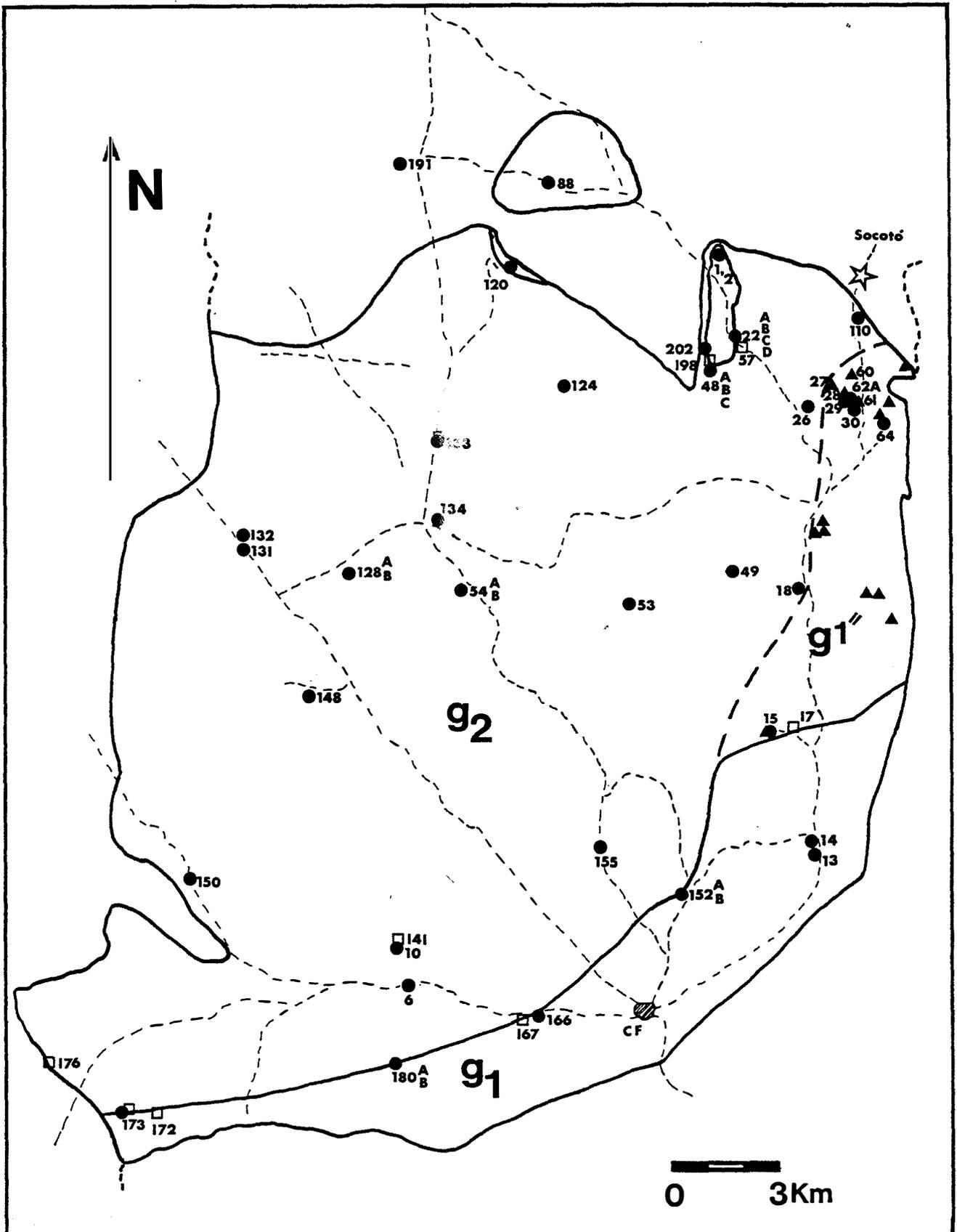
L'étude de la composition des grenats confirme également l'existence des trois séries. L'évolution de la composition des grenats avec la différenciation se caractérise par une baisse de leur teneur en pyrope et almandin et une augmentation de leur teneur en spessartine.

En ce qui concerne la muscovite, nous avons montré qu'elle n'a pas cristallisé en équilibre avec la biotite à un stade magmatique précoce. Une origine en partie magmatique n'est pas exclue pour les mégacristaux de muscovite de g1; néanmoins, l'observation de relations de déséquilibre avec la biotite associée et le fait que la composition de la muscovite soit contrôlée par celle de la biotite dans les granites à deux micas suggèrent qu'il s'établit un équilibre d'échange entre les deux micas au stade post-magmatique. L'étude de la composition des muscovites des granites à grenat et des aplopegmatites montre que les fluides ont circulé dans les granites à deux micas.

Annexe 1
Liste et emplacement des échantillons analysés



Carte d'échantillonnage des granites du massif de Carnaíba : cercles pleins = échantillons de granite analysés, tiretés = routes et pistes, zone noir = "roof pendant" de serpentinites : garimpos de Bode, Lagarto et Gaviaõ.



Carte d'échantillonnage des granites du massif de Campo Formoso : cercles pleins = échantillons analysés, triangles = affleurement de g1', carrés vides = affleurements de g1', tiretés = routes et pistes.

DEUXIEME PARTIE : LES ROCHES METASOMATIQUES

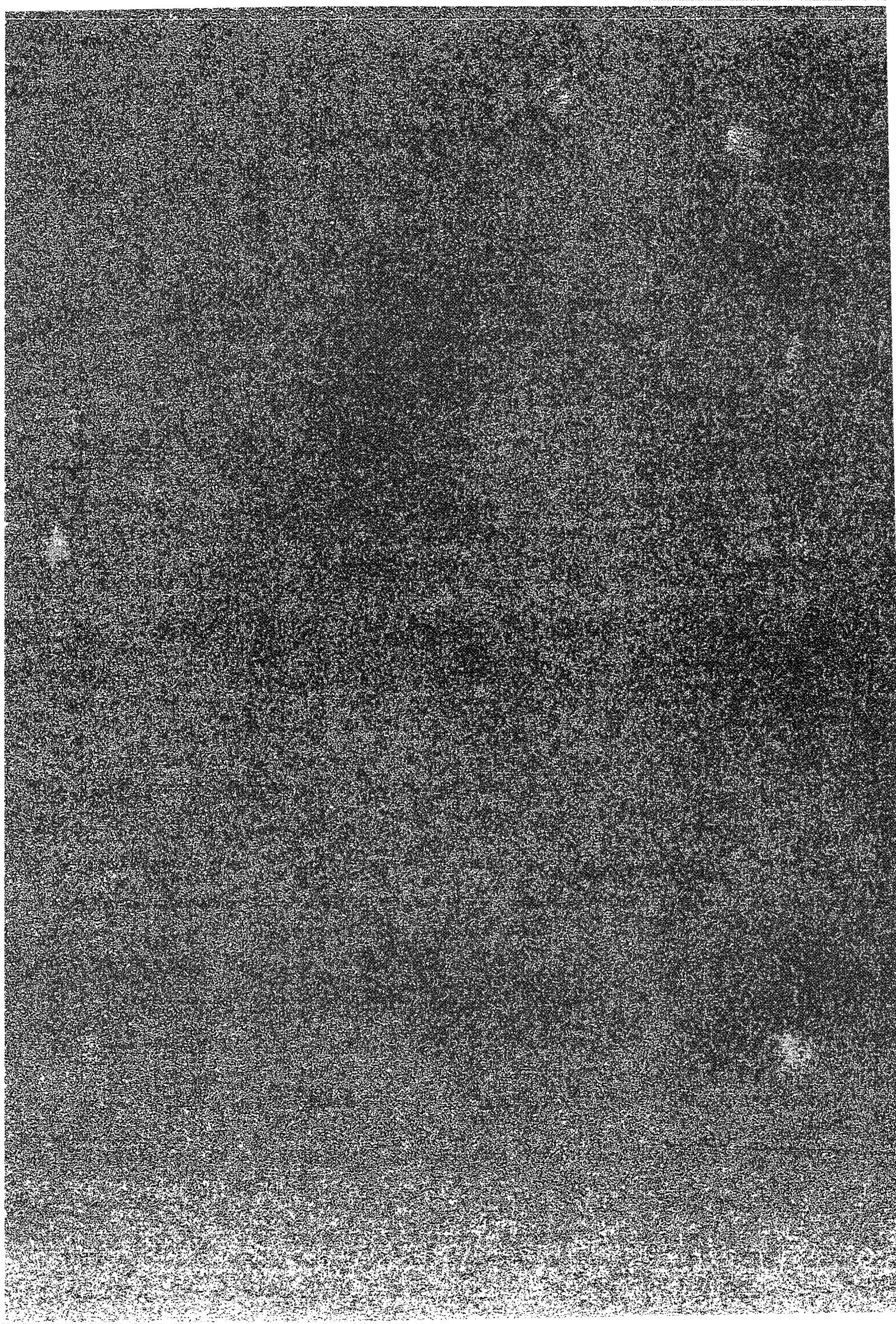
GÉOLOGIE, PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES METASOMATIQUES MINERALISEES DE CAMPO FORMOSO ET CARNAIBA

... Le mineur nous fait presque une obligation de contempler le monde au loin. Le mineur, on dirait qu'il y a un feu souterrain qui le pousse toujours plus loin. Une montagne l'expédie à une autre. Jamais il n'en aura fini de voir, ce qu'il y a au bout, et tout au long de son existence il lui reste à apprendre sur la prodigieuse architecture qui a si singulièrement fondé et étage les profondeurs du sol sur lequel nous avons les pieds. C'est un artisan âgé que le mineur et qui s'est repandu très loin. Il peut fort bien tout comme notre race elle-même avoir cheminé avec le soleil de l'Orient à l'Occident et du centre vers les extrémités. Il a eu partout à se colteler avec des difficultés nouvelles et différentes, et comme de tout temps l'obstacle et le besoin ont poussé l'esprit humain aux inventions expertes, le mineur peut donc partout augmenter son bagage de savoir et d'habileté efficace, et ainsi enrichir sa patrie de pratiques avantageuses.

NOVALIS (Herrn d'olferdingen)



Chapitre V : géologie, pétrographie, minéralogie et
géochimie des roches métasomatiques



V.1. GEOMETRIE ET PETROGRAPHIE DES ROCHES METASOMATIQUES

Cette partie de l'étude effectuée sur les gîtes d'émeraudes de Carnaíba et Socotó ne présente qu'une approche pétrologique et géochimique. Les problèmes géométriques et structuraux des corps minéralisés par rapport à leur environnement géologique n'ont été abordés que partiellement et restent à préciser dans un objectif économique.

V.1.1. Géométrie des roches métasomatiques :

Dans les serpentinites encaissantes des massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba, il est possible d'observer des phlogopitites, minéralisées en émeraude, molybdénite et plus rarement scheelite, phénacite, alexandrite (chrysobéryl chromifère).

Les phlogopitites se présentent en filons faisant partie d'un système de zones complexe, dans lequel un certain nombre de zones métasomatiques à minéralogie variée se situent en position intermédiaire entre les phlogopitites (zones internes 4A et 4B) et les serpentinites (zone externe 1) (cf. infra) : un tel ensemble de zones est généralement désigné sous le nom de *colonne métasomatique* (Korzhinskii, 1965, 1970). Les zones phlogopitiques se développent soit en veines dans les serpentinites (souvent en liaison avec une fracture ou une schistosité pré-existantes) soit aux contacts quartzite-serpentinite ou granite-serpentinite. La colonne métasomatique est le plus souvent organisée autour d'une veine aplopegmatitique métasomatisée (cf. infra).

V.1.1.1. Garimpos de Carnaíba :

Après la découverte de Carnaíba et les données préliminaires structurales et génétiques (Griffon, 1967), une meilleure connaissance géologique est acquise grâce aux travaux de Santana *et al.* (1980 et 1981), Moreira et Santana (1982), Couto et Almeida (1982), Rudowski *et al.* (1987) et Giuliani et Couto (1988).

Les garimpos de Carnaíba sont divisés en deux districts (Fig. V.1) :

- *Carnaíba de Cima*, situé à une altitude moyenne de 1000 m, regroupe les garimpos de *Trecho Velho*, *Trecho Novo*, *Bica* et *Cabra* qui dominent le granite situé dans la vallée.

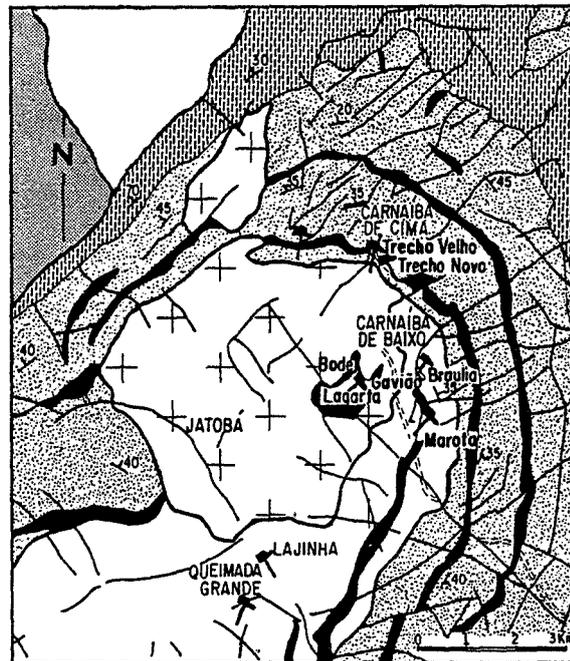
- *Carnaíba de Baixo* regroupe les garimpos de *Bode*, *Gavião*, *Lagarta*, *Formigua*, *Maróta* et *Braúlia*.

Les zones métasomatiques phlogopitiques développées aux dépens des serpentinites se situent dans différents contextes géologiques, par rapport au granite (Fig. V.1 et V.2) :

1) dans les serpentinites en "roof pendant" au sein du granite (garimpos de Bode, Lagarto et Gavião).

2) dans les serpentinites au contact du socle gneissique (garimpos de Braúlia, Maróta et Formigua).

3) dans les serpentinites intercalées avec les quartzites du groupe Jacobina, dans l'encaissant du granite (garimpos de Trecho Velho et Trecho Novo).



Modifié de Moreira et Santana (1982)

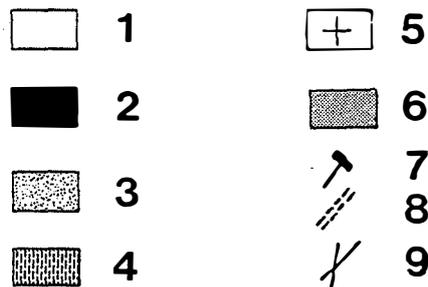


Figure V.1. : carte géologique de la région de Carnaíba. 1 : gneiss et migmatites archéens; 2 : serpentinites; 3 et 4 : couverture métasédimentaire de la serra de Jacobina; 5 : granite de Carnaíba; 6 : sédiments détritiques de la surface Velhas (tertiaire); 7 : garimpos; 8 : piste d'accès à Carnaíba; 9 : failles.

Moreira et Santana (1982) et Couto et Almeida (1982) différencient du point de vue géométrique les veines de phlogopitites de contact (quartzite-serpentinite, auxquelles j'ai rattaché les veines de contact granite-serpentinite) et les veines de fracture, respectivement appelées *veios de esteira* et *frinchas* par les garimpeiros.

V.1.1.1.1. District de Carnaíba de Baixo :

+ Garimpo de Braúlia :

Il s'agit de la seule exploitation en carrière de la région : on y observe une unité supérieure constituée de quartzites et de micaschistes, chevauchant une unité inférieure constituée de serpentinites (Fig. V.2b). La partie supérieure de l'unité de serpentinites en contact avec les

quartzites est de couleur vert-pistache, très schistosée, présente des microplissements disharmoniques au contact de l'unité chevauchante et inclut des boudins métriques de serpentinite grise d'aspect massif. Les serpentinites vertes schistosées surmontent des serpentinites grise d'aspect massif de même nature que celle qu'on peut observer dans les boudins; le contact est souligné par un niveau discontinu et le plus souvent lenticulaire de talc blanc : cette structuration suggère que la serpentinite schistosée et le talc constituent une semelle de décollement à la faveur de laquelle l'unité de quartzites-micaschistes chevauche les serpentinites.

Une veine riche en tourmaline, verticale et de direction N120, de part et d'autre de laquelle se distribue symétriquement un ensemble de zones phlogopitiques emboîtées, recoupe l'ensemble de la serpentinite et de la semelle de décollement sus-jacente (Fig. V.2b) : l'observation de cette colonne métasomatique à l'affleurement m'a permis de caractériser le système de zones primaires (cf. V.1.2), zonation qui a été confirmée dans d'autres cas.

En outre, un filon de phlogopitites se situe le long du contact de chevauchement (Fig. V.2b).

+ Garimpo de Bode :

Il est implanté dans les serpentinites en "roof pendant" dans la partie est du massif granitique (Fig. V.1).

Les colonnes métasomatiques se développent dans la serpentinite, localement articulées autour d'une veine aplopegmatitique (Fig. V.3) et localement au contact granite-serpentinite (Fig. V.3).

V.1.1.1.2. District de Carnaíba de Cima :

L'originalité des phlogopitites de Trecho Novo réside dans le fait qu'il s'agit essentiellement de veines de contact, développés à l'interface quartzite-serpentinite (Fig. V.2a). Si les serpentinites sont transformées en zones métasomatiques à phlogopite, je n'ai observé dans les quartzites qu'un développement occasionnel de veinules à béryl vert pâle.

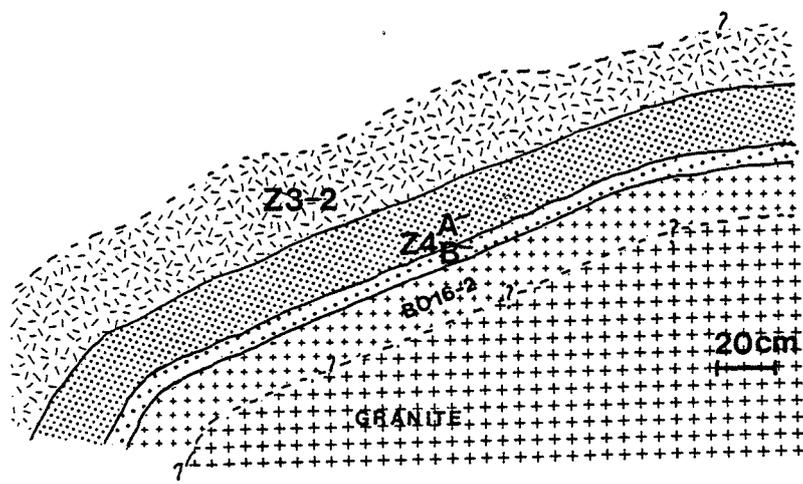
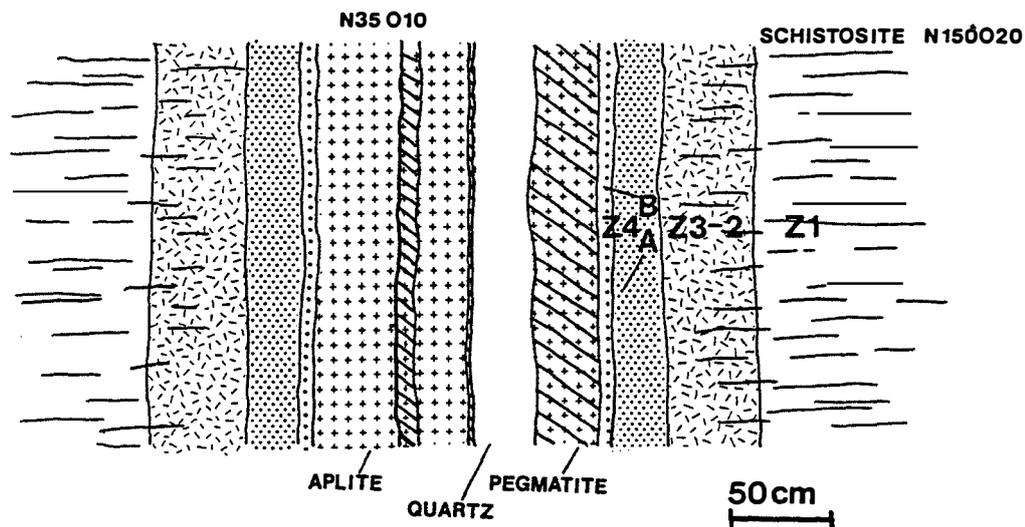


Figure V.3 : garimpo de Bode; A : colonne métasomatique organisée sur une partie centrale aplo-pegmatitique à l'affleurement. B : colonne métasomatique au contact avec le granite.

Les veines phlogopitiques sont schistosées, ont une épaisseur inférieure à deux mètres et présentent fréquemment vers le coeur des boudins argileux (plagioclase kaolinisé) généralement décimétriques et de quartz dont l'épaisseur peut être supérieur au mètre. Si les boudins feldspathiques sont toujours au contact de la phlogopitite, il semble que le quartz est indépendant, parfois inclus dans la phlogopitite (Fig. V.4), parfois recoupant la serpentinite et parfois au contact entre la phlogopitite et la quartzite ou la serpentinite (cf. Fig. V.4B et D). Les observations de terrain suggèrent que le quartz est tardif par rapport aux boudins feldspathiques et la phlogopitite. Les phlogopitites sont dans l'ensemble très schistosées, boudinées : l'épaisseur de filons de phlogopitites est ainsi très variable de 0 à 2 m.

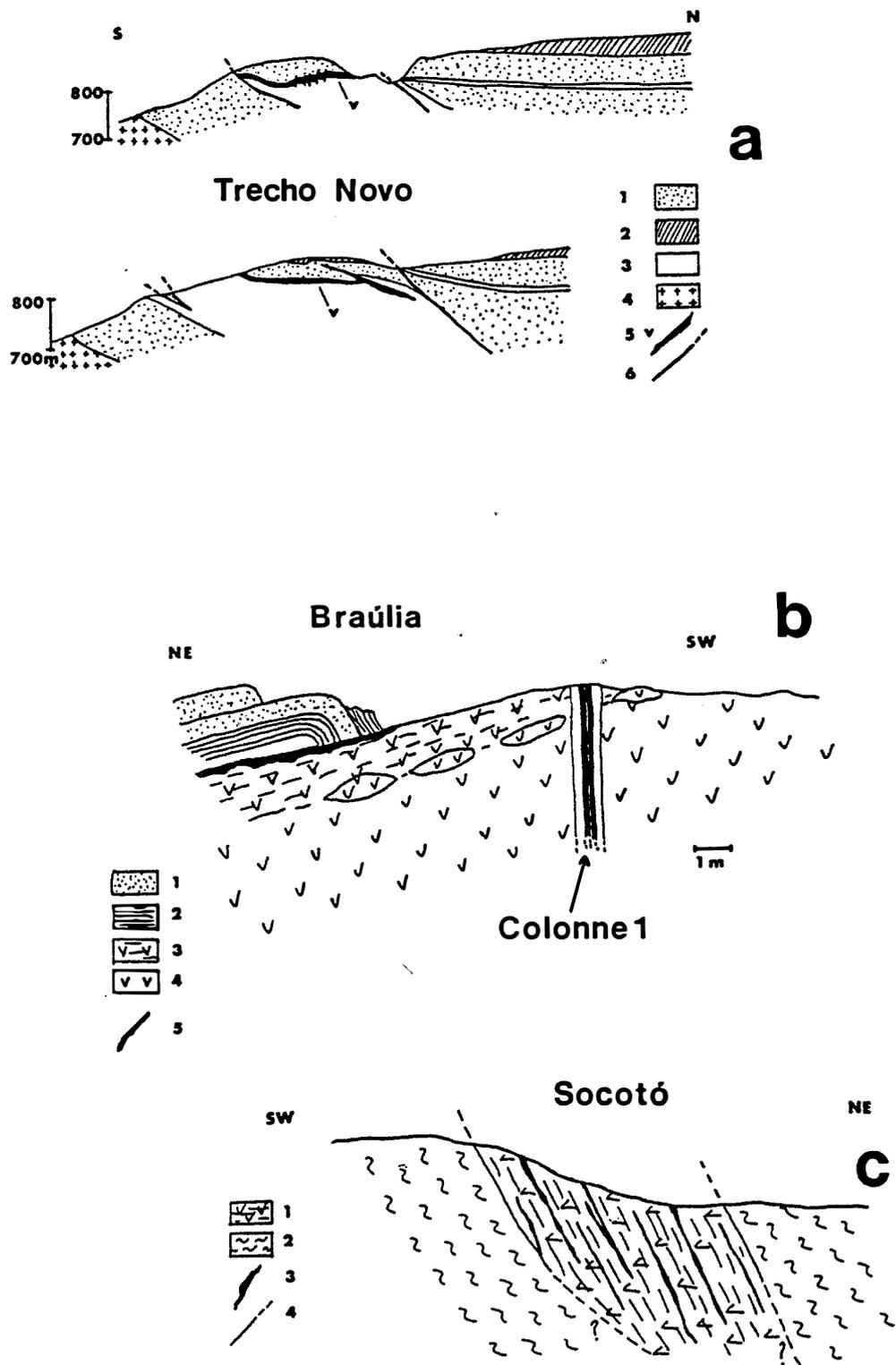


Figure V.2 : coupes schématiques à travers les garimpos de Trecho Novo, Braúlia et Socotó. a) Trecho Novo : 1 : quartzites, 2 : roches basiques, 3 : serpentinites, 4 : granite de Carnaíba, 5 : veines phlogopitiques (échelle exagérée), 6 : chevauchements. b) Braúlia : 1 : quartzites, 2 : micaschistes, 3 : serpentinite verte foliée, 4 : serpentinite grise d'aspect massif, 5 : veine phlogopitique et colonne métasomatique 1. c) Socotó : 1 : serpentinites, 2 : gneiss, 3 : filons de phlogopitites, 4 : contacts de l'écaille.

Moreira et Santana (1982) montrent qu'à Trecho Novo, les directions des fractures mesurées dans les quartzites en surface : N45NW50, N70NW55, N90N35 et N60SE60 sont en partie analogues à celles des filons de phlogopitites: N52NW53, N75NW60, N85NE40 et N75SE62. La différence (environ 5 à 15° vers l'Est) est interprétée par les auteurs comme une réfraction des mêmes fractures dans des matériaux de compétence différente.

A Trecho Velho, il s'agit principalement de veines de fracture (Moreira et Santana, 1981) subverticales et d'une épaisseur moyenne de 50 cm (Fig. V.4A).

V.1.1.2. Garimpo de Socotó :

Le garimpo de Socotó se situe au nord de Campo Formoso (Fig. I.2), dans une lentille de serpentinite orientée N150 N180 à pendage 50-80°W (Fig. V.2c).

La cartographie du massif granitique de Campo Formoso, effectuée en collaboration avec G. Giuliani en 1986 (Rudowski *et al.*, 1987a et b) a permis de mettre en évidence que cette lentille de serpentinite n'est pas un "roof pendant" du granite se situe au sein de l'encaissant gneissique. Le fait que la schistosité des serpentinites (N160 à N175) soit concordante avec celle des gneiss (N165 à N180) de même que l'observation de gneiss mylonitisés au contact de la lentille amène à supposer qu'il s'agit d'une écaille de serpentinites dans les gneiss.

Les directions les plus fréquentes des filons de phlogopitites sont N170 (qui correspond à la schistosité dans la serpentinite). Le pendage des filons est le plus souvent subvertical, vers l'Est sur la bordure est de la lentille (40 à 80°E) et vers l'Ouest sur la bordure ouest (60 à 85°W). Certains filons ont une direction N40 et N65.

Les phlogopitites sont généralement très déformées, ce qui se marque par l'existence de plis serrés, de boudinage et de crénulations. Quelques axes de plis ont été mesurés : ils plongent de 10° au N350 et de 20° au N200.

L'observation de veines phlogopitiques de très faible épaisseur (*frisos*) permet d'observer localement que la phlogopite se développe sur une fracture préexistante dans la serpentinite.

En première approximation, on peut conclure qu'un développement aussi massif de phlogopite en zones monominérales dont l'épaisseur peut atteindre quelques mètres dans une roche ultrabasique, la forte différence de composition chimique avec l'encaissement et le fait que certains éléments chimiques (comme la potasse, le fluor, le béryllium, le phosphore etc...) soient presque totalement absents des roches ultrabasiques, ne permettent pas d'envisager une concentration par ségrégation à partir de l'encaissant.

Ces roches sont donc d'origine métasomatique par apport de potasse, de silice et d'alumine essentiellement (cf. infra). L'extension du phénomène sur plusieurs centaines de mètres dans l'encaissant des granites avec un développement de zones d'épaisseur plurimétrique permet d'envisager que ces roches sont générées par métasomatose de percolation (Korzhinskii, 1970; Fonteilles, 1978) et non par métasomatose de diffusion, qui ne développe généralement que des zones tout au plus décimétriques (Burt, 1972; Fonteilles, 1978).

En outre, la géométrie des zones métasomatiques à phlogopite dépend des structures qui ont joué un rôle de drain pour les solutions métasomatiques, ce sont :

- les fractures et schistosité des serpentinites.
- les contacts serpentinite-quartzite et serpentinite-granite.
- les filons d'aplopegmatites intrusifs dans les serpentinites.

Cette situation est analogue à ce que l'on observe dans d'autres gisements métasomatiques, tels que les skarns (Soler, 1977; Guy, 1979).

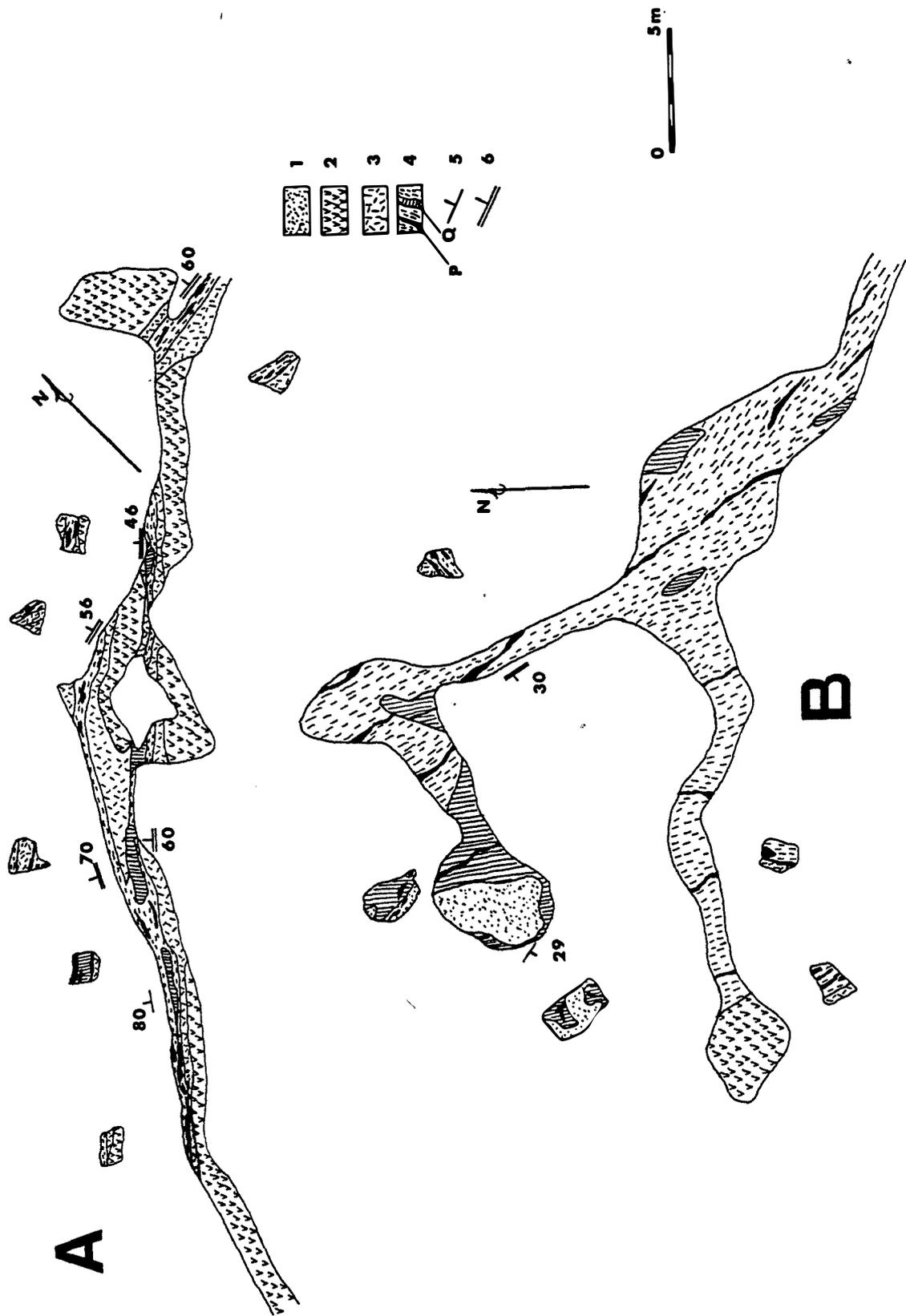
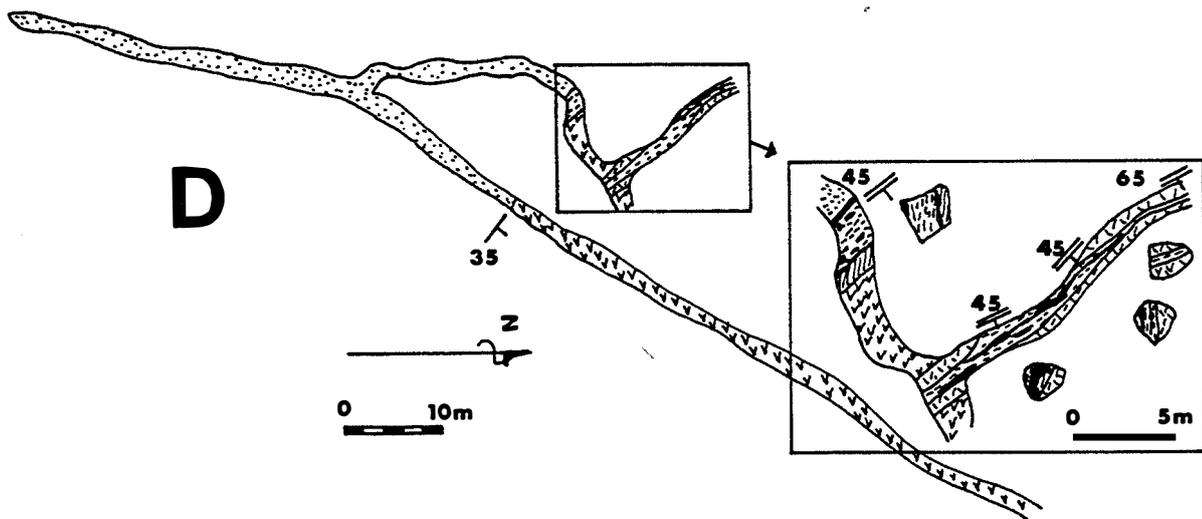
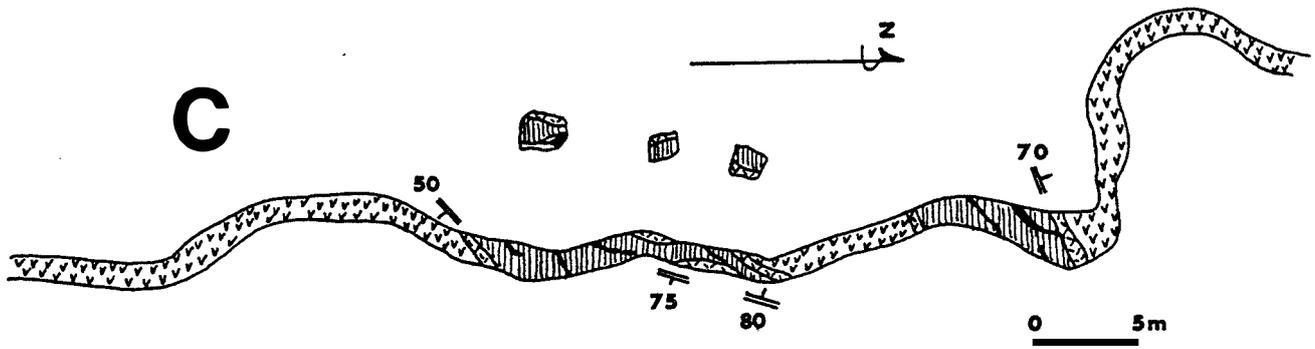


Figure V.4 : levers de galeries des garimpos de Trecho Velho et Trecho Novo (in Moreira et Santana, 1982). A : veine de fracture ou frincha (Trecho Velho), B : veine de contact ou esteira (veio do barro, Trecho Novo) avec les quartzites au toit, C : veine de contact (Trecho Velho), D : veine de contact (Trecho Novo). 1 : quartzites, 2 : serpentinites, 3 : zone 4A, 4 : zone 4B avec boudins feldspathiques kaolinisés (P) et de quartz (Q), 5 : schistosité dans la serpentinite, 6 : schistosité des phlogopites.



V.1.2. Le système de zones primaires :

Le système de zones primaires ou colonne métasomatique proprement dite présente les phlogopitites en zones internes et la serpentinite en zone externe. Les zones sont séparées par des limites tranchées et rectilignes ou *fronts métasomatiques* (cf. photo II.1 à II.5 et Chap. VI).

Bien que les zones externes des colonnes ne soient pas souvent visibles en mine, l'observation de quelques colonnes complètes à l'affleurement et la reconstitution de certaines autres à partir d'échantillons prélevés sur les déblais des garimpos, ont permis de montrer l'existence d'un système primaire à cinq zones. Depuis la serpentinite en zone externe (en aval de la colonne) vers les phlogopitites en zone interne (ou amont de la colonne), ce sont :

- la zone 1 (la plus externe = serpentinite encaissante) à serpentine-chlorite-talc et spinelle, plus selon le cas amphibole (trémolite-actinote ou hornblende trémolitique) ou dolomite.
- la zone 2 à phlogopite-amphibole (trémolite-actinote)-talc-spinelle.
- la zone 3 toujours la moins épaisse de la colonne, à phlogopite-amphibole (trémolite-actinote)-spinelle.
- deux zones phlogopitites en position interne :
- + la zone 4A externe, à grains inframillimétriques, à phlogopite et spinelle, localement apatite et sans spinelle au contact avec la zone 4B.
- + la zone 4B interne, à gros grains, à phlogopite et apatite. La zone 4B est toujours moins épaisse que 4A.

Il existe une relation d'épaisseur plus ou moins constante entre ces différentes zones.

Il existe en outre une partie centrale de la colonne autour de laquelle s'organise le système de zones (voir par exemple Fig. V.3 et photo III.4 et III.5), mais qui n'est pas toujours présente (on observe alors la zone 4B en position centrale dans les filons). Cette partie centrale est constituée dans la majorité des cas par une roche monominérale à plagioclase (albite à andésine). Localement on y observe des "reliques" d'aplopegmatites à muscovite-grenat, parfois albitisées. Accessoirement, le quartz et la muscovite s'y développent tardivement. Il n'existe pas de relation d'épaisseur entre cette partie centrale et les zones 1 à 4B. Nous verrons que la partie centrale et la colonne métasomatique proprement dite (zones 1 à 4B) résultent de la transformation de deux roches de départ différentes (aplopegmatite dans le premier cas, serpentinite dans le second) : nous traiterons du problème de la partie centrale à part (cf. V.1.3.).

Remarque sur le système de zones observé à Trecho Novo et Trecho Velho

Seule une partie du système de zones primaires a pu être observée en mine: on observe fréquemment les zones 4A et 4B; Moreira et Santana, (1982) ont effectué les relevés des galeries des garimpos de Trecho Velho et Trecho Novo; ils ne décrivent que ces deux zones phlogopitiques (Fig. V.4) : une zone qu'il nomment biotite-schiste incluant des poches de feldspath kaolinisé et de quartz (zone 4B) bordée par une zone de biotite à grain fin (zone 4A). Le passage à la serpentinite (zones 3, 2 et 1) n'est pas décrit.

V.1.2.1. Colonne 1 (Garimpo de Braúlia) :

L'émeraude n'a pas été rencontrée dans cette colonne.

Zone 1 :

Cette zone est constituée par la serpentinite gris sombre d'aspect massif et à cristaux inframillimétriques.

Au microscope, on peut mettre en évidence une association minéralogique à serpentinite, talc, chlorite, dolomite et opaques. Occasionnellement, des mouches de molybdénite peuvent y être observées.

La proportion relative des minéraux varie en fonction de l'endroit de la zone dans lequel l'on se situe; en outre, les relations texturales entre ces minéraux montrent qu'il y a eu réaction entre ces phases :

A proximité immédiate du front séparant les zones 1 et 2 (front 1-2), au niveau duquel disparaît la phlogopite (échantillon BAF9), la roche est riche en serpentine (serp 1) et dolomite. Elle est formée d'un enchevêtrement de cristaux de serpentine à structure maillée et biréfringence basse (gris-noir) et de microcristaux de talc (talc 1) sur lequel se distinguent des amas de dolomite. Un talc de deuxième génération (talc 2), en cristaux trapus à biréfringence généralement plus élevée que le talc 1, se développe de façon sécante sur la serpentine 1 et le talc 1.

Une serpentine aciculaire à biréfringence gris clair (serp. 2) cristallise aux dépens de plages de dolomite dans laquelle on observe des cristaux de talc 2 très corrodés (Fig. V.5). Celui-ci est consommé durant la réaction de décarbonatation qui préside à la formation de la serpentine 2.

La réaction peut être écrite :



Des cristaux de chlorite xénomorphe à biréfringence brune, peu abondants sont corrodés par la serpentine qui cristallise en épitaxie de façon aciculaire sur les restes de chlorite. Le talc semble consommé pendant la réaction car il apparaît sous forme de petits cristaux xénomorphes corrodés sur les bords et associé "lamelle à lamelle" avec la chlorite.

Les opaques sont de deux types : de la magnétite chromifère en cristaux xénomorphes, et de la pyrite (en quantité subordonnée).

A 50 cm du front 1-2, vers la serpentinite (échantillon BAF 10), la roche présente toujours un fond de petits cristaux de talc 1 et de serpentine 1 enchevêtrés. Les plages de dolomite montrent toujours les aiguilles de serpentine 2 entrelacées. La différence avec BAF9 réside dans la plus grande quantité de talc 2 développé aux dépens des amas de dolomite, lui-même corrodé par la serpentine 2 : le fait que la quantité de talc 2 soit plus forte et que la serpentine 2 soit

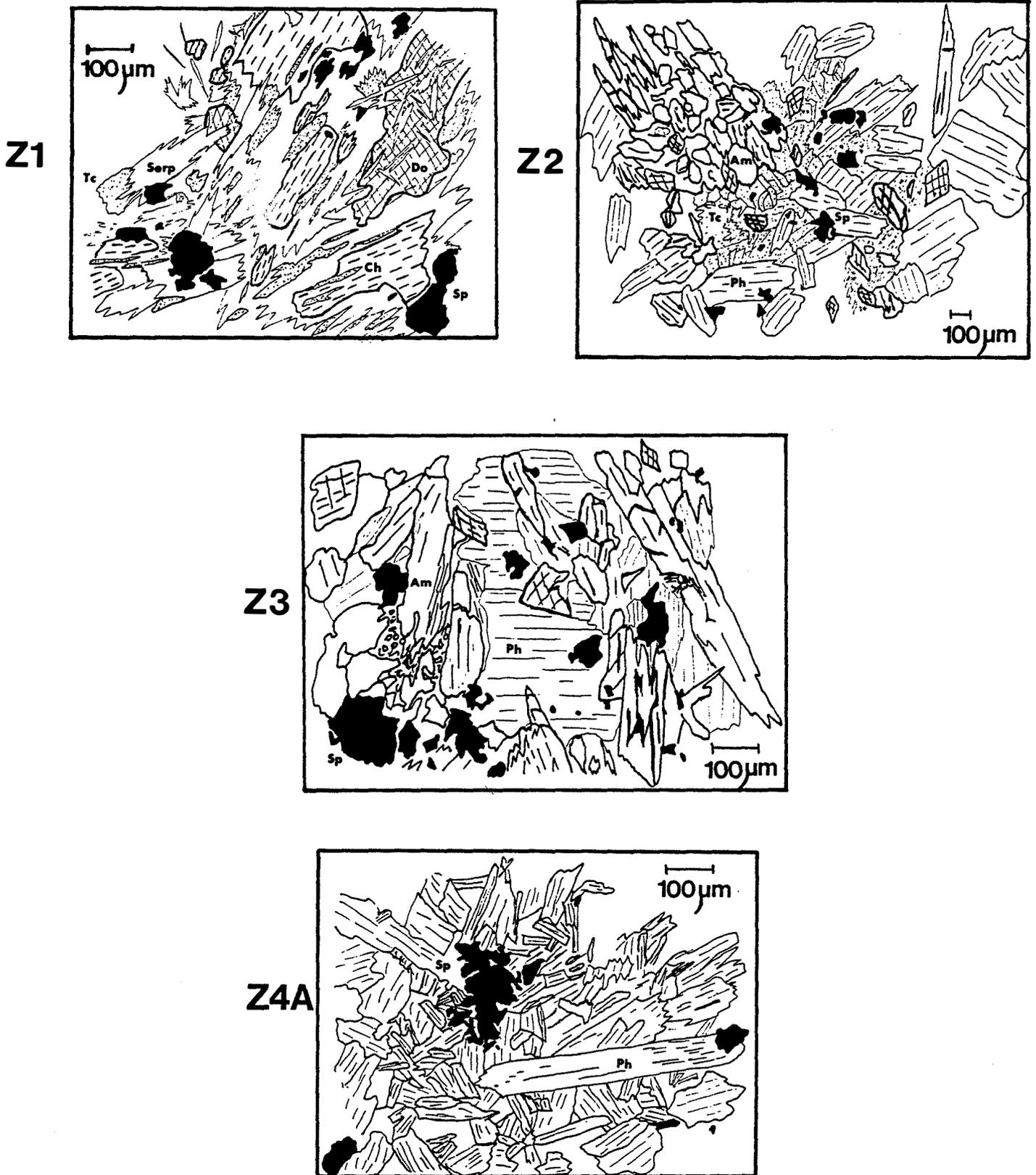


Figure V.5 : caractères minéralogiques et texturaux des zones métasomatiques 1 à 4A de la colonne 1 (Braúlia). Serp=serpentine, Tc=talc, Do=dolomite, Am=amphibole, Sp=spinnelle, Ph=phlogopite. moins abondante que précédemment suggère que la réaction de décarbonatation est moins complète que précédemment.

La proportion de chlorite ne semble pas avoir changé, ni ses relations texturales avec talc et serpentine.

A 1,2 mètres du front, vers l'extérieur de la zone 1 (échantillon BAF11) la quantité de talc 2 a encore augmenté et la quantité de dolomite est très faible : elle apparaît en ensembles de cristaux carriés dont les contours figurent les anciennes plages, mais l'on observe plus à leur place que quelques rares aiguilles de serpentine 2 et des amas de talc 2 en cristaux trapus.

La chlorite présente les mêmes relations avec talc et serpentine et semble aussi abondante que dans l'échantillon BAF10.

En résumé, à mesure que l'on s'éloigne du front 1-2, la réaction de décarbonatation (1) est de moins en moins complète et la quantité de talc 2 augmente donc relativement.

ZONE 2 :

La zone 2, de 40 cm d'épaisseur (la plus épaisse de la colonne, à l'exception de la zone 1 dont la limite externe n'est pas reconnue) est constituée par une roche à fond microcristallin gris argenté au toucher onctueux et rayable à l'ongle, maculée de taches (1 à 3 mm) à phlogopite.

Au microscope, on observe une association minéralogique à phlogopite-amphibole-talc et opaques (Fig. V.5). Chlorite, serpentine et dolomite ont donc disparu, la phlogopite et l'amphibole sont apparues.

Le fond microcristallin est constitué par un enchevêtrement de talc en lamelles microcristallines, en éventail ou parfois en amas de cristaux trapus. L'amphibole se présente en plus grands cristaux généralement allongés et trapus; souvent aciculaire, elle se développe à l'emporte pièce sur le talc que l'on peut observer en inclusions et parfois en enduit le long des clivages de l'amphibole.

La phlogopite est faiblement pléochroïque, brun jaune à incolore, ce qui constitue une généralité dans les zones externes : sa composition est très magnésienne, à l'inverse de la phlogopite des zones internes, généralement brune à verte, plus fortement pléochroïque. Ses lamelles courtes ne présentent pas d'orientation préférentielle.

La phlogopite pousse en amas (d'une dizaine d'individus environ) de cristaux plus ou moins poecilittiques, aux dépens du talc que l'on observe fréquemment en inclusions carriées dans l'amphibole.

Au microscope, on observe que les derniers cristaux de talc au front 2-3 sont des reliques xénomorphes incluses dans l'amphibole.

Les opaques ont une composition de magnétite chromifère (cf. V.2.3.) : celle-ci se présente en gros cristaux, arrondis, à contours souvent irréguliers.

ZONE 3 :

La zone 3 mesure 3 cm d'épaisseur et quoique légèrement plus verdâtre, est difficile à distinguer macroscopiquement de la zone 2; Le talc n'est plus présent.

L'amphibole est aciculaire et forme de petits amas de plusieurs dizaines d'individus entre lesquels la phlogopite se présente en grands cristaux trapus et péculitiques à inclusions d'aiguilles d'amphibole (Fig. V.5). Les deux minéraux paraissent contemporains.

Une phlogopite en petites lamelles enchevêtrées dont l'aspect rappelle celui du talc de la zone précédente peut être observée : il pourrait s'agir d'une pseudomorphose de ce talc.

La chromite se présente en grands cristaux xénomorphes à contours amiboïdes, englobant parfois des lattes de phlogopite, texture qui suggère une syncristallisation des deux minéraux.

La quantité d'amphibole augmente toujours brusquement au front 3-4 et les derniers cristaux à apparaître avant la zone 4A monominérale, au front 3-4, sont pseudomorphosés par la phlogopite; plus loin vers l'aval de la zone 3 la proportion d'amphibole semble diminuer.

ZONE 4A :

La différence avec la zone précédente est l'absence d'amphibole dans la zone 4A; d'une épaisseur de 23 cm, elle est essentiellement constituée d'une phlogopitite en cristaux inframilimétriques. Au microscope, la phlogopite brune et pléochroïque se présente en petites lamelles allongées sans orientation préférentielle. Elle est associée à la chromite, en cristaux disséminés moins abondants que dans les zones précédentes (Fig. V.5).

Comme dans la zone 3, la chromite se présente en gros cristaux xénomorphes dont les contours présentent des faces rentrantes qui enchasse des lamelles de phlogopite (Fig. V.5), ce qui suggère une coprécipitation.

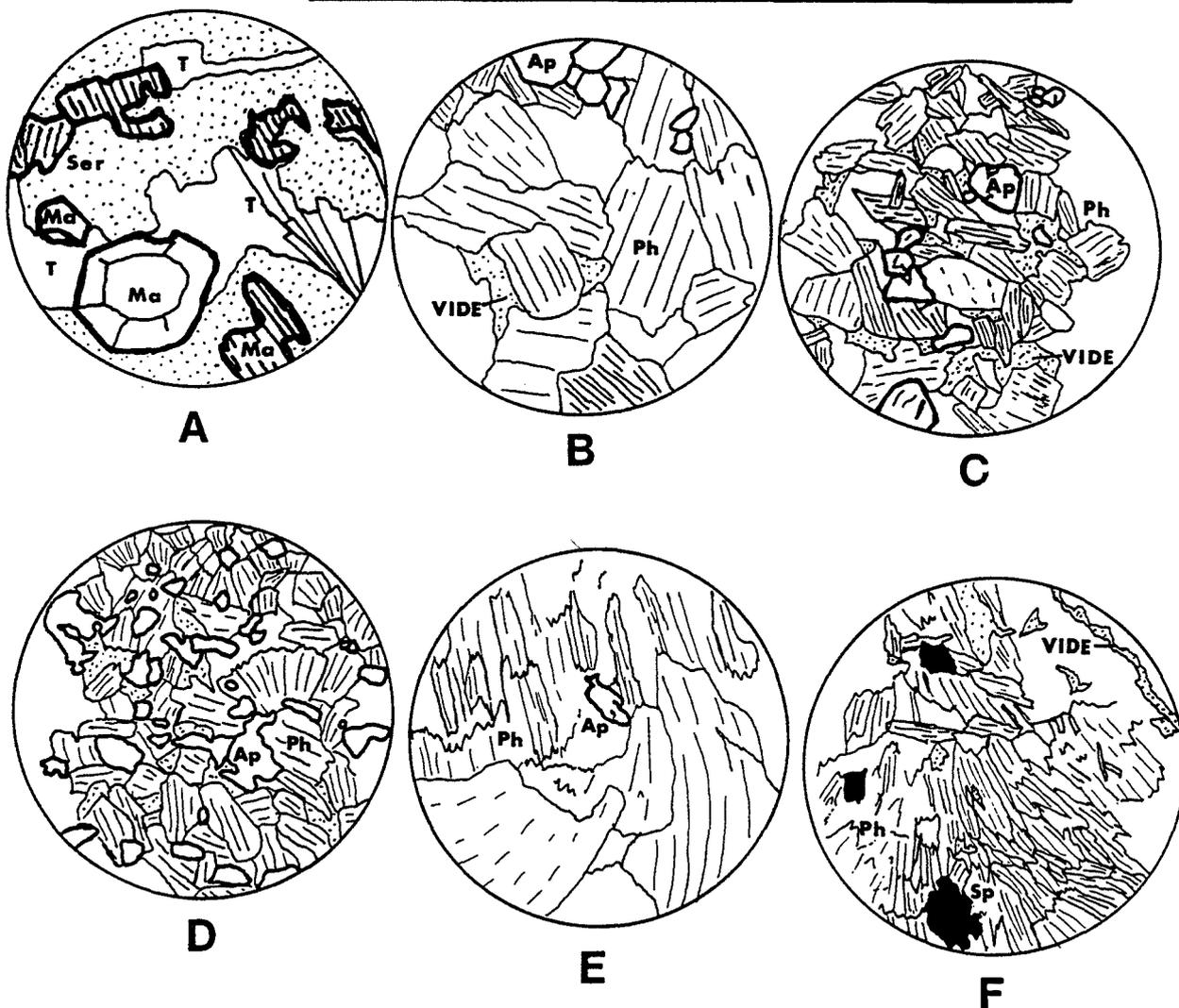
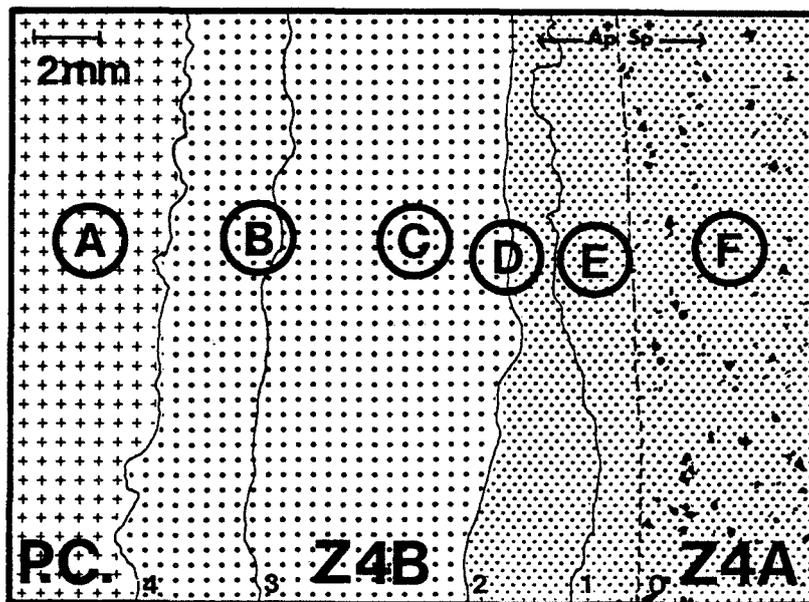


Figure V.6 : caractères minéralogiques et texturaux du passage de la partie centrale aux zones 4B puis 4A de la colonne 1 (Braúlia). La zone 4B est composée d'une succession de microzones parallèles numérotées de 1 à 4. Ap=apatite, Sp=spinelle, Ph=phlogopite, T=tourmaline, Ma=margarite et Ser=séricite.

ZONE 4B :

La chromite disparaît dans cette zone. D'épaisseur très réduite dans la colonne métasomatique de Braúlia (environ 1,5 cm), elle est constituée essentiellement de phlogopite, et d'apatite.

Par rapport à la zone 4A, on y note une augmentation de la porosité matérialisée par l'existence de vides et de petites veinules.

Cette zone est localement schistosée et présente des crénulations. La granulométrie de ces parties déformées est uniforme (1 à 3 mm). L'apatite forme dans ce cas des plages interstitielles étirées dans la schistosité.

Dans les parties non déformées de la phlogopite, on peut observer au passage de la zone 4A à la zone 4B une succession de micro-zones séparées par des limites franches, dans chacune la desquelles phlogopite présente un habitus pétrographique différent (Fig. V.6) :

Le passage à la microzone 0 à la microzone 1 (cercle E) est marqué par un front rectiligne de disparition de la chromite. J'y ai observé un cristal d'ilménite. L'apatite apparaît simultanément à ce front, elle forme des cristaux xénomorphes et globuleux. La phlogopite (microzone 1, cercle E) se présente en gerbes à extinction ondulante, poussant perpendiculairement au front d'apparition de la chromite, vers l'intérieur de la zone. Quelques gros cristaux d'apatite y sont associés. La microzone 2 est constituée par un enchevêtrement de microcristaux de phlogopite en éventail associé à de nombreux cristaux d'apatite (cercle D). La microzone 3 est formée de phlogopite en petites lamelles courtes et d'apatite (cercle C).

Au front microzone 2-microzone 3, la phlogopite change brusquement de composition (cf. V.2.) : il s'agit du front 4A-4B.

Dans la dernière microzone (4), la plus interne de la zone 4B, en contact avec la veine centrale, la phlogopite se présente en grands cristaux trapus associés à une apatite en grands cristaux peu abondants (cercle B). La limite avec la partie centrale est marquée par un petit niveau discontinu de chlorite d'altération secondaire de la phlogopite (cf. V.1.4.). Un cristal xénomorphe de corindon apparaît, à la limite entre le liseré de chlorite et la zone 4B. La teneur en alumine de la phlogopite associée atteint 16.6% (cf. V.2.), ce qui, compte tenu du fait que ces micas sont très magnésien, peut être voisin de la teneur correspondant à la saturation. Le corindon pourrait donc être contemporain de la phlogopite et donc primaire.

Selon la microzone observée, l'apatite est plus ou moins abondante : dans certaines micro-zones, comme la numéro 2, elle est abondante et semble se distribuer en zone, parallèlement aux fronts. De plus, la disparition brutale de l'apatite au front 4A-4B correspond à l'apparition de la chromite, ce qui suggère que comme cette dernière, l'apatite pourrait participer aux réactions

aux fronts. En réalité, je pense qu'il n'en n'est rien : en effet, l'apatite a été observée associée à la phlogopite et la chromite dans la zone 4A de la colonne 2 (cf. ci-dessous) et, dans les autres colonnes métasomatiques, cette distribution de l'apatite (en zones) n'a pas été retrouvée.

Notons enfin, et il s'agit d'une remarque générale pour les différentes colonnes, qu'au contact avec la partie centrale, la phlogopite de la zone 4B se caractérise souvent par la présence de halos pléochroïques beaucoup plus abondants que dans les autres zones à phlogopite, dans lesquelles on ne les observe qu'occasionnellement. Ils sont centrés sur de petits minéraux métamictes parmi lesquels, de l'allanite, de la monazite et du zircon ont été identifiés.

V.1.2.2. Colonne 2 (Garimpo de Bode) :

Une autre colonne métasomatique complète a été observée à l'affleurement à Bode, mais n'a pu être échantillonnée en raison de son état d'altération : la partie centrale y est composée d'une alternance d'aprites et de pegmatites à muscovite-grenat et d'une veine quartzeuse : l'ensemble a une épaisseur totale d'environ 1,5 m (Fig. V.3). Le caractère zoné de ce filon rappelle les filons aplopegmatitiques encaissés dans les granites.

Les zones phlogopitiques sont de faible épaisseur (10 cm et 25 cm respectivement pour 4B et 4A), comparable à celles de la colonne 1, mais la partie centrale est ici beaucoup plus épaisse, ce qui indique qu'il ne s'agit pas d'une zone métasomatique mais bien d'une veine intrusive, qui a pu canaliser les solutions. Notons en outre, la présence de béryl vert et de molybdénite en zone 4 et dans la partie centrale.

A partir de divers échantillons récoltés sur les déblais d'un garimpo actuellement noyé, j'ai pu reconstituer une colonne comparable à celle observée à l'affleurement par l'épaisseur de la partie centrale (qui peut atteindre deux mètres d'après les garimpeiros) mais en différant par l'épaisseur de la zone 4B : sur un bloc, la zone 4B a une épaisseur minimale de 22 cm).

Cette colonne a fait l'objet d'une exploitation mais l'émeraude et la molybdénite n'ont pas été observés sur les échantillons prélevés sur les déblais.

La serpentinite présente ici une texture à taches ou "peau de panthère" qui est conservée dans les zones 2, 3 et 4A que l'on peut observer sur un même échantillon (photo II.5).

Dans la zone 4B, observée sur divers autres blocs, soit seule, soit en contact avec la zone 4A ou la partie centrale, la texture "peau de panthère" n'a pas été observée.

ZONE 1 :

Elle ne diffère de celle de la colonne 1 que par le fait que le minéral calcique est ici l'amphibole. L'assemblage minéralogique est donc : serpentine, talc, chlorite, amphibole et magnétite chromifère.

La roche a une couleur vert clair et est parsemée de taches de forme ovoïde (d'environ 1/0.5 cm) de couleur vert sombre.

Au microscope, les taches sont composées essentiellement de serpentine à biréfringence grise à jaune et de cristaux disséminés de chlorite (Fig. V.7) à biréfringence brune.

Le fond microcristallin est formé d'un enchevêtrement de lamelles de talc de chlorite et de serpentine et de rares baguettes d'amphibole. la magnétite chromifère se présente en cristaux globuleux disséminés dans l'ensemble de la roche.

ZONE 2 :

La roche a une couleur gris-souris et une épaisseur (minimale puisque la zone est incomplète) de 15 cm sur le bloc échantillonné (photo II.5). La phlogopite associée à l'amphibole ont complètement remplacé la chlorite et la serpentine des taches (Fig. V.7).

Le fond de la roche est formé d'un enchevêtrement de microcristaux mais ici, il s'agit de phlogopite de talc et d'amphibole. Localement, de grands cristaux trapus d'amphibole se distinguent du fond : ils sont caractérisés par un aspect sali dû à la présence d'auréoles de petits opaques (Fig. V.7); au M.E.B., on peut mettre en évidence que ces parties sont constituées de microbandes irrégulières de Mg-cummingtonite dans la trémolite. La texture suggère un remplacement de la cummingtonite plutôt qu'une exsolution d'amphibole magnésienne dans l'amphibole calcique; la cummingtonite pourrait être héritée d'un stade de plus haute température.

ZONE 3 :

La zone 3 n'est pas séparée de la zone précédente par un front net mais par l'apparition progressive des taches, essentiellement constituées de phlogopite brune (photo II.5).

La zone mesure 9 cm et est séparée de la zone 4A par un front tranché.

Le fond est microcristallin au toucher onctueux et de couleur vert-clair. Les taches phlogopitiques, comme dans les zones 2 et 4A sont similaires par la forme et la taille à celles de la serpentinite de zone 1.

L'association minéralogique est : phlogopite-amphibole-chromite. Les taches sont occupées par de grands cristaux de phlogopite entrelacés avec de l'amphibole aciculaire, en moindre quantité. La quantité relative d'amphibole en microcristaux est plus importante dans le fond où l'amphibole est plus abondante que la phlogopite que dans les taches (Fig. V.7). Phlogopite et amphibole paraissent avoir cristallisé à l'équilibre.

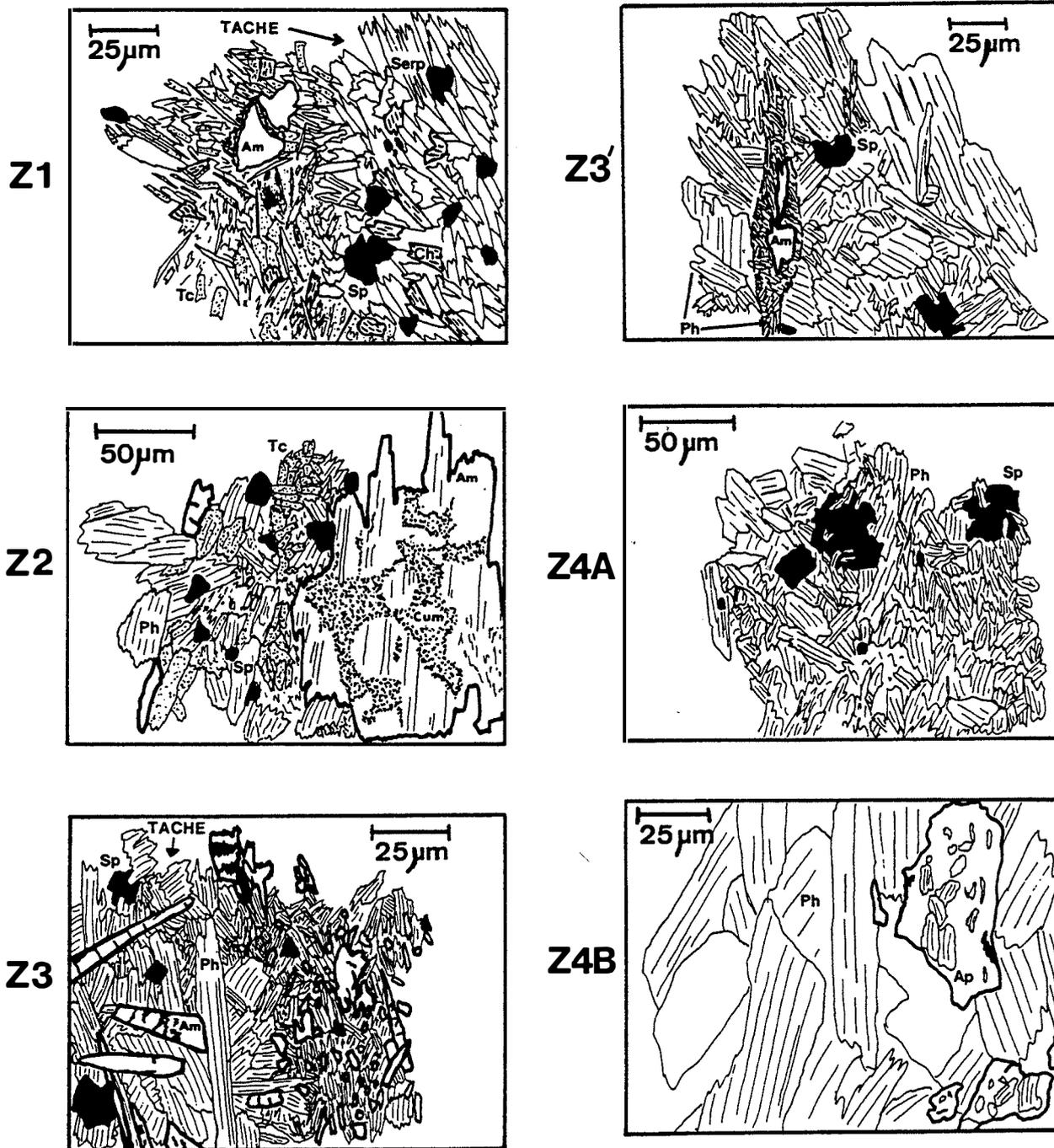


Figure V.7 : caractères minéralogiques et texturaux des zones métasomatiques 1 à 4A de la colonne 2 (Bode). Serp=serpentine, Tc=talc, Am=amphibole, Cum=Mg-cummingtonite, Sp=spinel, Ph=phlogopite. Z3' : front 3-4A.

Comme à Braúlia, l'amphibole est très abondante au front 3-4A et apparaît en paquets de plusieurs dizaines d'individus. Les derniers cristaux d'amphibole avant la zone 4A sont pseudomorphosés par la phlogopite (Fig. V.7).

ZONE 4A :

Dans cette zone, les taches ont des contours moins nets que dans la zone 3 et sont occupés par une phlogopite en lattes trapues. Entre les taches, la phlogopite se présente en lamelles entrelacées de plus petite taille (Fig. V.7).

Les grains de chromite sont le plus souvent xénomorphes, parfois à section carrée; ils enchassent localement la phlogopite, présentant dans ce cas l'aspect caractéristique déjà décrit.

Sur un échantillon dans lequel sont associés les deux zone 4A et 4B, l'apatite a été observée, associée à la chromite en 4A.

ZONE 4B :

Cette zone à phlogopite et apatite poecilitique peu abondante (Fig. V7) montre localement des cristaux de taille exceptionnelle (photo III.1); ceci est un caractère fréquent dans les roches métasomatiques, particulièrement dans les zones de circulation préférentielle des solutions (voir par exemple Korzhinskii, 1947). Des halos pléochroïques centrés sur des minéraux métamictes peuvent être observés dans la phlogopite, le plus souvent au contact avec la zone centrale plagioclasique.

V.1.2.3. Garimpo de Socotó (colonne 3) :

A Socotó, on ne peut observer en mine le plus souvent que la partie phlogopitique; l'épaisseur des phlogopitites est très variable et peut atteindre 3 mètres (ce qui pourrait être dû à la coalescence de plusieurs colonnes). Néanmoins, on peut mettre en évidence localement que la zonation primaire est identique à celle déjà décrite à Carnaíba. Les émeraudes, le plus souvent extraites de la zone 4B, sont de bonne qualité quoique souvent fortement fracturées lors des déformations. Elles peuvent également être associées à l'amphibole en zone 3, que l'on peut observer en inclusion, ou à la partie centrale des colonnes.

La partie centrale des colonnes n'est pas toujours présente : elle est essentiellement composée par du plagioclase albite à oligoclase (aucune aplopegmatite ou veine à cleavelandite n'a été observée), discontinue et d'épaisseur variable en raison du boudinage. Des boudins de quartz avec tourmaline peuvent être observés au sein de la phlogopite en zone 4B.

La colonne 3 se caractérise par l'apparition de la chlorite associée à la phlogopite en zone 4A et 4B. L'épaisseur des zones est réduite, ce qui permet d'observer presque la totalité de la co-

lonne métasomatique (il manque le contact zone 4B-partie centrale plagioclasique) sur un échantillon décimétrique (photo II.4).

ZONE 1 :

Elle est constituée de l'assemblage chlorite 1-talc-serpentine-amphibole et magnétite chromifère .

La chlorite 1 se présente en amas fusiforme de petits cristaux en éventail à biréfringence brune caractéristique; elle est semblable à la chlorite observée dans la zone 1 des colonnes 1 (Braúlia) et 2 (Bode).

Les amas de chlorite 1 ont des contours très irréguliers, squelettiques, envahis et remplacés par la masse de talc environnante, qui occupe environ 50% de la roche.

La serpentine se présente en très faible quantité, en petits cristaux aciculaires à la limite entre talc et chlorite.

L'amphibole forme des bouquets de très fines aiguilles, disposées sans orientation préférentielle sur le talc. Localement ces cristaux recoupent la chlorite 1; à cet endroit l'amphibole est pseudomorphosée par le talc.

ZONE 2 :

La zone a 3 cm d'épaisseur. La chlorite 1 et la serpentine disparaissent au front 1-2 en même temps qu'apparaît une nouvelle chlorite : cette chlorite a une biréfringence caractéristique gris-bleu à jaune orangé. Sa composition chimique, est très différente de celle de la chlorite 1 (cf. V.2.), puisque celle-ci contient une quantité variable de K₂O, ce qui indique qu'il ne s'agit pas d'une vraie chlorite mais d'une phlogopite altérée en chlorite : en somme, cette zone a la même composition minéralogique que la zone 2 des deux autres colonnes.

Vers l'extérieur de la zone, le talc est associé "lamelle à lamelle" avec la phlogopite chloritisée et est plus abondant que plus en amont.

Au centre de la zone, le fond de la roche est constitué de lamelles de talc en microcristaux imbriqués sur lesquelles se développe la chlorite 1 en grands cristaux trapus sans orientation préférentielle, l'amphibole et la chromite. L'amphibole a légèrement changé d'aspect relativement à la zone précédente : elle se présente en cristaux aciculaires plus trapus, similaires à ceux des colonnes 1 et 2.

A proximité du front 2-3, le talc devient de moins en moins abondant. Le talc disparaît au front 2-3 : des reliques de talc xénomorphes sont incluses dans la phlogopite chloritisée et l'amphibole, ce qui indique que le front 2-3 progresse vers l'aval.

ZONE 3 :

Le talc disparaît au front 2-3 : des reliques de talc xénomorphes sont incluses dans la phlogopite chloritisée et l'amphibole, ce qui indique que le front 2-3 progresse vers l'aval.

A l'extérieur de la zone, la roche est constituée d'amphibole aciculaire et de chromite, disséminées dans un enchevêtrement de phlogopite chloritisée en grandes lattes trapues.

Brusquement, vers le milieu de la zone, les grandes lattes de phlogopite chloritisée associées à l'amphibole laissent la place à une phlogopite brune et pléochroïque associée à l'amphibole qui n'a pas changé d'aspect. La phlogopite présente occasionnellement des lamelles de chlorite entre les clivages. L'amphibole forme des amas de cristaux aciculaires entre lesquels la phlogopite se présente en cristaux trapus enchevêtrés.

Les derniers cristaux d'amphibole à ne pas disparaître, au front 3-4A, se présentent sous forme d'aiguilles en partie pseudomorphosées ou en reliques dans la phlogopite.

ZONE 4A :

La zone a une épaisseur totale de 6,5 cm. L'extérieur de la zone 4A est composé de phlogopite en lamelles sans orientations préférentielles et de chromite. Des halos pléochroïques peuvent être observés dans cette zone ainsi que dans la zone suivante mais ils sont rares et isolés.

L'intérieur de la zone 4A, où apparaît la chromite, est formée, comme dans la colonne 1, d'une séquence de microzones parallèles dans chacune desquelles, comme précédemment, l'habitus pétrographique des minéraux change. Localement, on observe des cristaux isolés de chlorite : cette chlorite 2 a une biréfringence grise et présente dans chaque microzone, le même aspect que la phlogopite associée, mais il ne s'agit pas d'une texture de remplacement. La chlorite n'apparaît qu'en quantité très subordonnée (et variable) par rapport à la phlogopite.

ZONE 4B :

Elle a 1,2 cm d'épaisseur mais est peut être incomplète puisqu'on n'a pas observé le contact avec la partie centrale.

La zone 4B est également constituée d'un ensemble de microzones parallèles de phlogopite à habitus pétrographiques différents. Le front de disparition de la chromite et d'apparition simultanée de l'apatite se situe juste en aval d'une microzone à grandes lattes de phlogopite et de chlorite (< 1mm) en contact, en amont, avec une microzone à phlogopite en fins cristaux parfois en éventail (10-20 μ m), ce qui est comparable à la transition entre les zones 4A et 4B de la colonne 1. Cette limite pourrait correspondre au front 4A-4B.

La chlorite n'apparaît plus vers l'intérieur de la zone 4B, dès la microzone à microcristaux : comme dans la zone 4A, les cristaux de chlorite sont indépendants des cristaux de phlogopite et leurs relations texturales suggèrent qu'ils poussent à l'équilibre.

La zone 4B présente de l'apatite et, dans la phlogopite quelques halos pléochroïques caractéristiques de la désintégration de minéraux métamictes (monazite). La phlogopite est brun vert alors que la couleur est franchement brune en zone 4A. Les textures de remplacement indiquent clairement que les fronts se déplacent vers l'aval de la séquence : en effet, la phlogopite d'une

microzone est souvent observée en relique ou corrodée par la phlogopite de la microzone précédente.

V.1.2.4. Récapitulatif :

En résumé de la description des colonnes métasomatiques, on peut noter qu'en dehors de la dolomite qui "remplace" l'amphibole (à hornblende trémolitique dans le cas de Bode) en zone 1 de Braúlia, la zonation primaire est identique dans les colonnes 1 et 2. La troisième colonne se distingue des deux autres par l'association chlorite-phlogopite en zone 4A et 4B. Les zonations métasomatiques sont récapitulées dans le tableau ci-dessous :

Tableau V.1 : TABLEAU RECAPITULATIF DES ZONATIONS METASOMATIQUES PRIMAIRES :

	ZONE 4B	ZONE 4A	ZONE 3	ZONE 2	ZONE 1
BRAULIA	Phlogopite	Phlogopite ± Spinelle Amphibole	Phlogopite Spinelle Amphibole	Phlogopite Spinelle <u>Dolomite</u> Talc	Serpentine Spinelle Talc Chlorite
BODE	Phlogopite	Phlogopite Spinelle Amphibole	Phlogopite Spinelle Amphibole	Phlogopite Spinelle Amphibole Talc	Serpentine Spinelle Talc Chlorite
SCOOTO	Phlogopite <u>Chlorite</u>	Phlogopite ± Spinelle <u>Chlorite</u>	Phlogopite Spinelle Amphibole Talc Chlorite	Phlogopite Spinelle Amphibole Talc	Serpentine Spinelle Amphibole

Les zones sont séparées par des fronts; la colonne métasomatique se caractérise par une zone interne à nombre de minéraux réduit avec apparition d'un nouveau minéral à chaque front vers l'aval de la séquence.

En outre, les textures de remplacement au niveau des fronts amphibole par phlogopite au front 3-4 (Fig. V.7), talc par amphibole et phlogopite au front 2-3, serpentine + chlorite par phlogopite + amphibole au front 1-2 (Bode) sont similaires dans les trois colonnes et indiquent que les zones internes progressent sur les zones externes.

Ces caractéristiques, analogues à celles que l'on peut mettre en évidence dans d'autres gisements métasomatiques (skarns, albitites, etc...) sont bien celles d'un système de zones métasomatiques de percolation (voir discussion Chapitre VI).

V.1.2.5. Autres colonnes :

Colonnes à tourmaline :

A Socotó, la tourmaline est beaucoup plus abondante qu'à Carnaíba : elle apparaît occasionnellement dans les colonnes, généralement dans les zones 4B et la partie centrale, parfois dans les zones 2 et 3.

En zone interne ou dans la partie centrale, elle est automorphe et zonée : le cœur a une couleur bleutée et le bord une couleur verte. Elle apparaît incluse dans le feldspath, parfois en zone (Fig. V.8) et parfois dans la phlogopitite, le long de la partie centrale (photo IV.2 et V.4). Le quartz y est souvent associé, en position interstitielle par rapport aux cristaux de tourmaline. Elle peut être recoupée par des veinules de phlogopitite verte souvent chloritisée (voir V.1.3.2). En zone 3, elle peut inclure de nombreuses aiguilles d'amphibole et quelques cristaux de phlogopite.

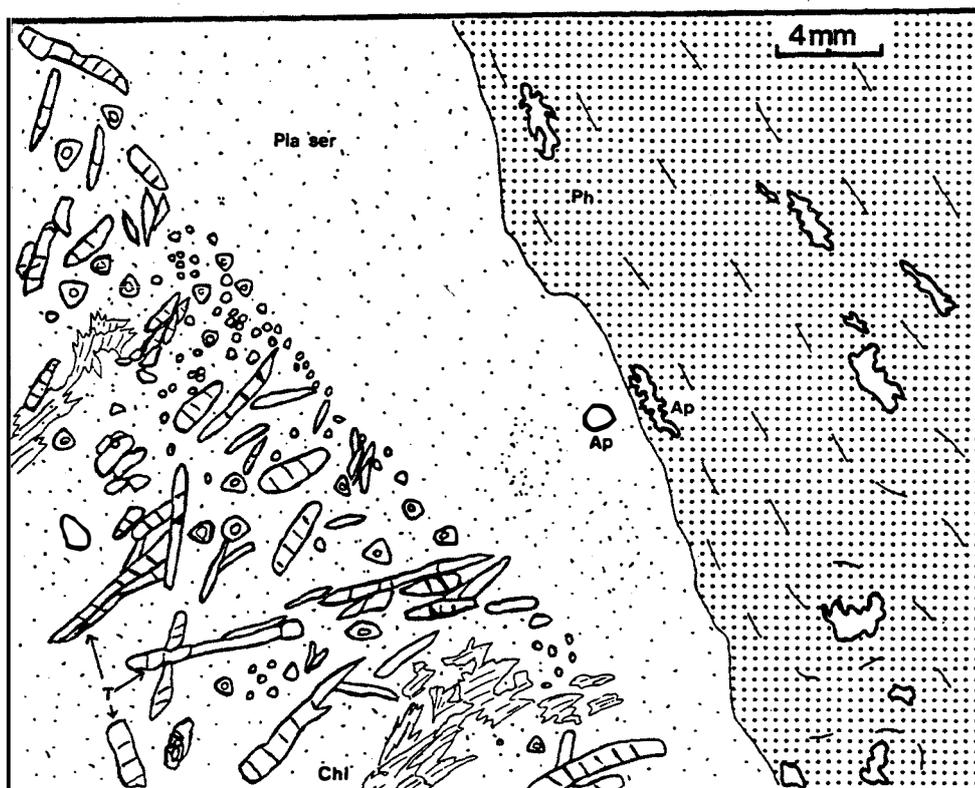


Figure V.8 : tourmaline en zone dans la plagioclase de partie centrale, en contact avec la phlogopitite de zone 4B. L'apatite montre des formes amiboïdes dans la phlogopitite schistosée; dans la partie centrale, elle n'est pas déformée. Pla ser=plagioclase séricitisé, Ap=apatite, T=tourmaline, Chi=chlorite d'altération secondaire, Ph=phlogopitite (Z4B).

Une colonne métasomatique originale dans laquelle la tourmaline n'apparaît que dans la zone 2 et forme de grandes baguettes automorphes sur une fond talcqueux, a pu être observée (Fig. V.9): la partie centrale de la colonne est occupée par la zone 3. La tourmaline n'apparaît que vers l'aval de la zone 2 et se présente en zone : on observe un front d'apparition de la tourmaline en aval du front d'apparition du talc. Elle se présente en grands cristaux (0,5 à 5 cm) à tendance automorphe, de couleur brune au coeur et verte au bord. On observe de nombreuses inclusions d'amphibole et talc (Fig. V.9). Le fond de la roche est constitué de lamelles de talc et de phlogopite et de grains d'amphibole (actinote) et de chromite. La tourmaline est recoupée par des veinules à phlogopite-talc-chromite et quartz.

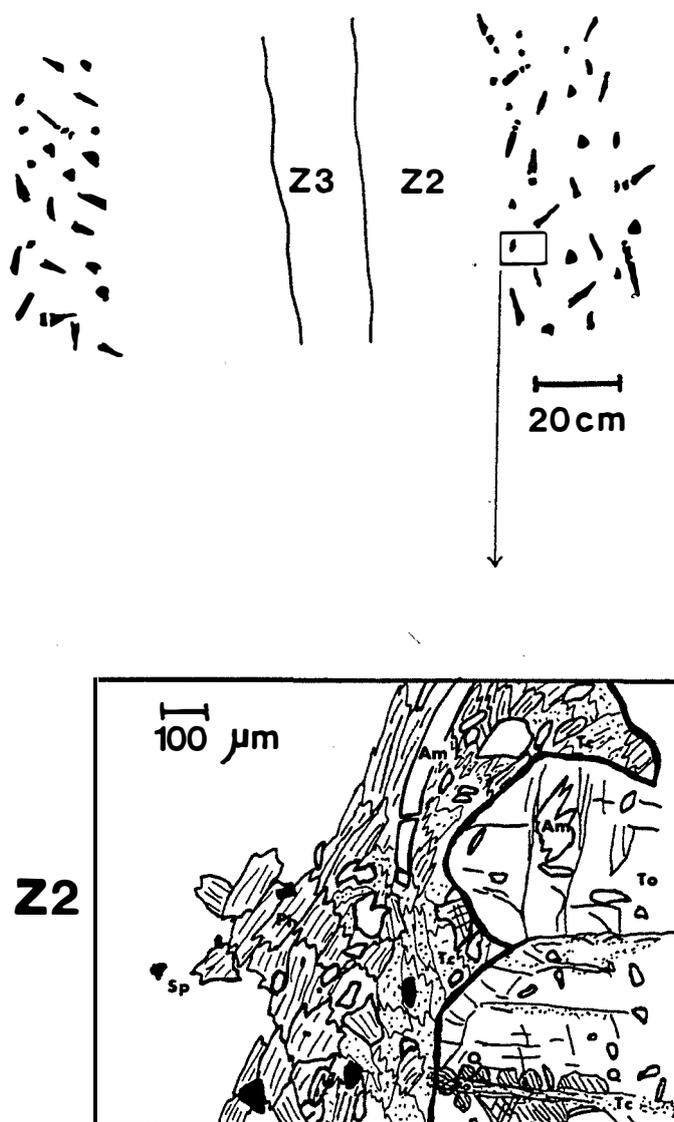


Figure V.9 : colonne métasomatique à tourmaline en zone 2 (Socotó). Am=amphibole, Ph=phlogopite, Tc=talc, Sp=spinelle, To=tourmaline.

Exceptionnellement et il s'agit plutôt d'une curiosité, on peut observer des roches à talc-phlogopite : la phlogopite se développe en gros cristaux sur du talc massif. Elle se présente en grandes lamelles trapues associées à du talc en petites lamelles, parfois en éventail. Ce type de roche pourrait être issue de la transformation métasomatique d'une roche de départ essentiellement constituée de talc.

Il est moins rare d'observer un développement de trémolite soit aux dépens de la zone 4A ou 4B, soit au sein de la zone 3 (garimpos de Braúlia, Formigua, Socotó) : au microscope, la trémolite est constituée d'une multitude de microcristaux qui envahissent les grands cristaux de phlogopite d'aspect déchiqueté (photo V.2), ce qui indique la postériorité de la trémolite sur le mica.

V.1.3. La partie centrale des colonnes :

V.1.3.1. Colonne 1 :

Dans cette colonne, elle a 3 à 5 cm de largeur est occupée par une roche de couleur bleue, riche en miaroles et petites cavités géodiques, dans lesquelles il est fréquent d'observer des enduits de produits jaunâtre (altération de la molybdénite) et de rares petits grains de scheelite et d'apatite.

Au microscope, elle est constituée par des plages à séricite microcristalline recoupées par un stockwerk à tourmaline bleue xénomorphe et margarite en cristaux trapus, parfois automorphes (Fig. V.6).

Cet assemblage à séricite-margarite correspond à l'altération secondaire d'un plagioclase assez calcique (cf. V.1.4.2.) : la roche originelle était donc formée de plagioclase (oligoclase, andésine ?) et de tourmaline.

Une roche de ce type peut être observée dans la même carrière, au coeur de zones de phlogopites à gros grains (4B). La roche, appartenant à une partie centrale plus épaisse que celle de la colonne 1 (≥ 15 cm), a une couleur vert-jade et est composée d'une mosaïque de cristaux de plagioclase séricitisé. Les parties non altérées ont donné An1 à An12 à la microsonde. L'ensemble est recoupé par des veinules à tourmaline associée localement à de la phlogopite chloritisée. La tourmaline est zonée de couleur brun-vert au coeur et bleue au bord.

V.1.3.2. Colonne 2 et albitisation du granite (Bode):

La partie centrale de la colonne 2 de Bode est variée, on a pu échantillonner différents faciès; l'échantillon BO15-7C montre l'ensemble d'une partie centrale (5cm d'épaisseur); les autres échantillons de la partie centrale (BO15-7A, BO15-7D, BO15-7E et BO15-7G), dans certains desquels (15-7D et 15-7E) un contact avec la zone 4B peut être observé, pourraient appartenir à la partie centrale, beaucoup plus épaisse .

Les échantillons BO15-7A, BO15-7D et BO15-7E sont des aplopegmatites qui font partie de la suite évolutive g3-g3G de Carnaíba (cf. première partie, chap. III).

Echantillon BO15-7C :

il s'agit d'une petite veine plagioclasiqne de 5 cm d'épaisseur : elle n'appartient pas à la partie centrale de la colonne 2 proprement dite, beaucoup plus épaisse, et située au sein de la zone de phlogopitites à gros grain (4B) (ramification de la partie centrale?) : elle est composée d'une mosaïque de plagioclase (Fig. V.10) : au centre de la veine le plagioclase se présente en gros cristaux fortement séricitisés, tandis qu'au contact avec la phlogopite, les cristaux de plagioclase sont plus petits, peu séricitisés et parfois zonés. Les compositions des deux types de plagioclase sont comparables et varient de An27 à An40. La séricitisation n'est pas liée à la composition du plagioclase. Les parties non séricitisées du plagioclase en gros cristaux et le plagioclase en petits cristaux ont en effet la même composition. L'altération du plagioclase en séricite est donc liée à une circulation plus intense le long de la partie à gros grains, sans doute plus perméable.

La phlogopite apparaît dans cette plagioclasiqne, en cristaux disséminés, de couleur rougêatre; elle est d'autant plus chloritisée que le plagioclase est séricitisé.

La phlogopite de la zone 4B adjacente est de couleur brune plus claire et associée à de l'apatite. Une veinule de béryl poecilitique recoupe la veine en son centre (Fig. V.10).

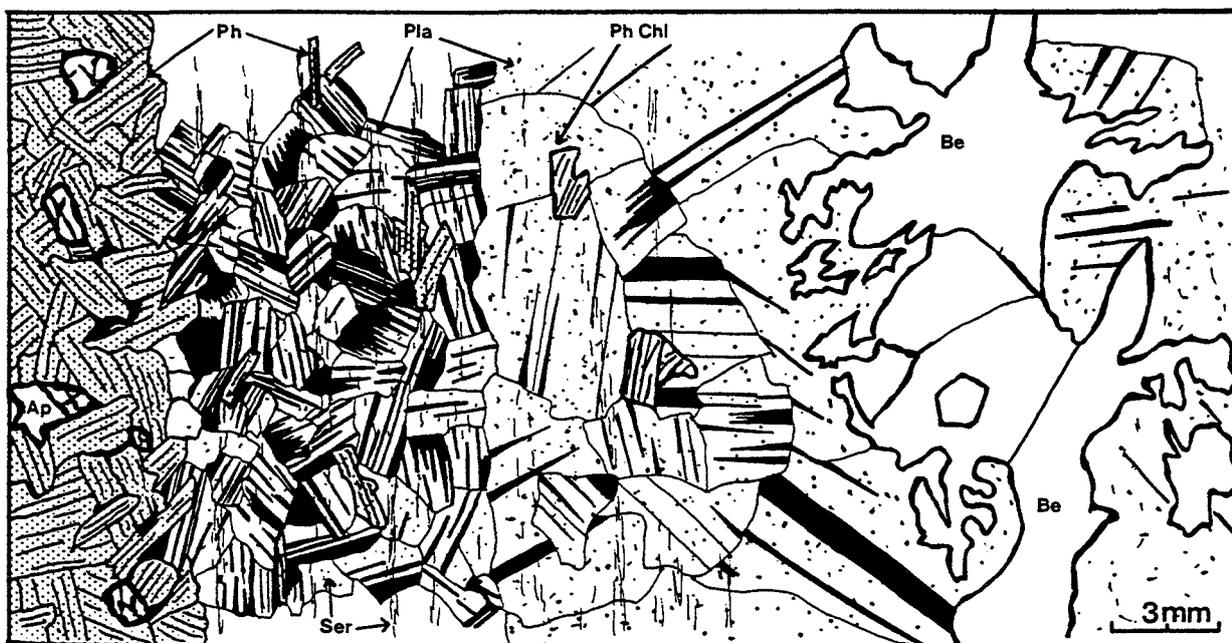


Figure V.10 : Aspect microscopique de la partie centrale plagioclasiqne (échantillon BO15-7C du garimpo de Bode). Pla=plagioclase, Ph=phlogopite, Ph Chl= phlogopite chloritisée, Ser=sericite, Bê=béryl, Ap=apatite.

Echantillon BO15-7G :

La roche ne présente pas de contact avec la zone 4B. Elle est composée de quartz, microcline, albite, muscovite et grenat, accessoirement de cordiérite et d'apatite. Il s'agit donc d'une aplitite banale qui présente des lits à grenats, figure caractéristique des magmas aplitiques. Les proportions relatives du microcline et de l'albite sont inférieures à celle du quartz, ce qui indique la participation d'une phase fluide, dont la marque est sans doute le nourrissage de plages de quartz plus ou moins poecilitique et la proportion importante de mica blanc de couleur rosâtre (phengite, voir analyses chap. IV).

BO15-7A :

Vraisemblablement situé à l'intérieur de la partie centrale puisque comme l'échantillon BO15-7G, aucun cristal de phlogopite n'est présent, et que l'épaisseur est d'au moins 10 cm, cette roche est composée en majorité de plages d'albite (An1-2) en cristaux flexueux, plumeux à extinction ondulante (Fig. V.11 et photo III.2) car les cristaux d'albite massive forment un ensemble de fines lamelles parallèles (010) et courbes. On retrouve le même aspect dans l'albite de l'échantillon BO16-2 (cf. infra) : il s'agit de cleavelandite, qui est un habitus particulier de l'albite que l'on rencontre dans les unités hydrothermales des pegmatites granitiques (Fisher, 1968). Des cristaux de grenat spessartine-almandin (cf. chap. IV) xénomorphes, sont inclus dans la cleavelandite. Le quartz est associé à de la muscovite en grands cristaux xénomorphes, envahit et corrode les plages de cleavelandite.

Ce type de roche à cleavelandite-quartz-muscovite, mais sans grenat a été également observé au coeur des filons phlogopitiques de Trecho Velho.

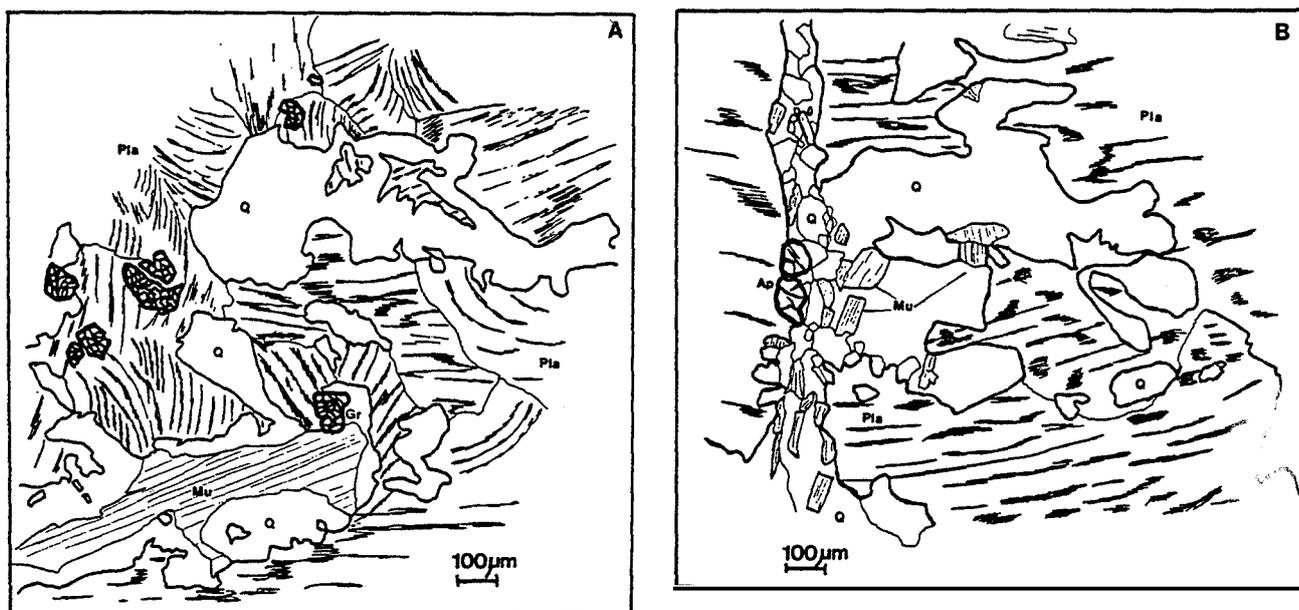


Figure V.11 : parties centrales à cleavelandite. A : échantillon BO15-7A, B : échantillon BO16-2. Plc=cleavelandite, Q=quartz, Mu=muscovite, Gr=garnet, Ap=apatite.

BO15-7E :

Cet échantillon de contact entre la zone 4B et la partie centrale (photo III.3) montre une veine plagioclasique comparable à BO15-7C : elle en diffère par le fait que le quartz apparaît en plages poecilites recoupant la mosaïque de plagioclasses (An5-An16) et on peut l'observer, comme le feldspath, en contact avec la phlogopite : ces relations texturales suggèrent que les trois minéraux sont à l'équilibre.

La phlogopite adjacente de la zone 4B (BO15-6-7) est associée à de l'apatite.

Le développement d'albitisation peut également être observé dans le granite, au contact avec les phlogopites, dans le garimpo de Bode :

V.1.3.2.1. Veine de phlogopite au contact avec le granite :

Dans le garimpo de Bode, on peut observer un horizon de phlogopites au contact entre le granite et la serpentinite d'une bordure du "roof pendant", développée non symétriquement dans la serpentinite (Fig. V.3b).

On y distingue les deux zones 4A et 4B et une partie de la zone 3 à phlogopite disséminée. Côté granite, la roche en contact avec la phlogopite à gros grain (échantillon BO16-2) n'est pas un granite : elle est constituée d'une mosaïque de *cleavelandite* d'aspect identique à l'échantillon BO15-7A (Fig. V.11). Elle inclue localement de la cordiérite souvent pinnitisée et est recoupée par de grandes plages de quartz xénomorphe associé à de la muscovite (Fig. V.11).

D'emblée on peut penser qu'il ne s'agit pas d'un granite à deux micas albitisé, à cause de l'absence de minéraux titanés (rutil, sagénite...) qui marquent généralement l'emplacement des anciennes biotites dans les granites albitisés (Pascal, 1979). La présence de cordiérite et de *cleavelandite* suggère qu'il s'agit d'une *aplopegmatite*. Les relations avec le granite à deux micas environnant (que l'on peut échantillonner dans les déblais) n'ont pas été observées.

V.1.3.2.2. Lentille de phlogopite enclavée dans le granite albitisé :

A l'aplomb du puits dans lequel on observe le contact du granite avec le "roof pendant" de Bode, les garimpeiros ont creusé un autre puits dans le granite: ce n'est pas le granite à deux micas g3 que l'on observe mais un granite à grain fin (<2 mm) albitisé, de couleur blanche, parsemé de fissures à enduits jaunâtres et recoupé par des veinules et poches à quartz-muscovite (échantillon BO21, photo III.5). Les relations de ce granite avec le granite g3G n'ont pas été observées.

On observe dans ce granite une enclave lenticulaire de phlogopite. Au contact avec la phlogopite, la roche est constituée par un ensemble de grandes albites trapues enchevêtrées (<An5 par détermination optique). Cette roche est analogue à la plagioclasite de la partie centrale des colonnes.

A quelque distance de l'enclave, le granite est en voie d'albitisation (échantillon BO23) : le feldspath potassique assez peu abondant est en grande partie remplacé par des cristaux poeciliques d'albite (photo III.6). De petits cristaux de grenat automorphe sont conservés dans le quartz et leur composition chimique est analogue à celle des grenats des granites g3G, ce qui suggère qu'il s'agit d'un granite à muscovite grenat g3G albitisé.

Tardivement, des veinules ou poches à quartz-muscovite recoupent le granite et développent, au contact avec la phlogopite, un liséré de muscovite, qui correspond à l'altération du premier type (cf. V.1.4.1).

En conclusion, la partie centrale des colonnes n'est pas une zone métasomatique développée sur la serpentinite mais sur une aplopegmatite (ou un granite) albitisée plus quartz et muscovite, localement à plagioclase et phlogopite.

Ceci indique que les solutions métasomatiques développent des zones d'altération à phlogopite sur les serpentinites et à albite sur les aplopegmatites (ou le granite). Le fait que l'on observe dans certains cas une albitite directement au contact des phlogopitites suggère que plagioclases (localement à phlogopite) et albitites pourraient résulter de la circulation d'un même fluide mais à des "temps" différents. Le fluide peut en effet se charger en chaux en circulant le long du contact avec la zone 4B et développer un plagioclase plus ou moins calcique aux dépens de la partie centrale. Cette hypothèse sera rediscutée.

Veine aplopegmatitique et zone 4B (à porosité notable) constituent le drain principal des solutions, comme le suggère la forte extension longitudinale des zones métasomatiques relativement à leur extension latérale.

Enfin, notons que les solutions ne sont en pas équilibre avec les aplopegmatites, sous-saturées vis à vis du microcline et du quartz.

V.1.3.3. Endophlogopitites :

Nous avons vu que la partie centrale contient occasionnellement quelques cristaux disséminés de phlogopite. Elle est parfois presque entièrement remplacée par une phlogopite plus verte que celle de la zone 4B : cette transformation du plagioclase est d'échelle centimétrique et affecte le plus souvent la bordure de la partie centrale, en contact avec la zone 4B.

A Socotó, l'observation de plusieurs stades de destabilisation du plagioclase permet de comprendre comment se développe cette "altération" :

Premier stade :

Il est observé dans la majorité des cas : la phlogopite se présente en cristaux peu abondants dans la plagioclase, au contact de la zone 4B, en cristaux disséminés ou en veinules (Fig. V.12, N°1) qui peuvent parfois isoler des morceaux de plagioclase dans la phlogopite. La phlogopite

est généralement de couleur verte à brun-vert et souvent affectée par une chloritisation tardive (cf. V.1.4.2.).

Deuxième stade :

Le développement de phlogopite est plus massif, en "bouffées" dans la plagioclasite et des grains d'épidote à coeur d'allanite apparaissent (Fig. V.12, N°2). Localement, on observe quelques grains de chromite alumineuse.

Dernier stade :

La transformation ultime du plagioclase conduit à la formation d'une roche composée en majorité de phlogopite, d'épidote à coeur d'allanite, de reliques de plagioclase, qui a une composition d'andésine (An37 à An45), et d'amphibole bleue (Mg-hornblende à hornblende édénitique, cf. V.2.). La limite entre la zone 4B et la partie centrale n'existe plus dans ce cas, puisqu'on observe des reliques de plagioclase dans une phlogopitite verte à amphibole bleue et d'épidote à coeur d'allanite (Fig. V.12, N°3).

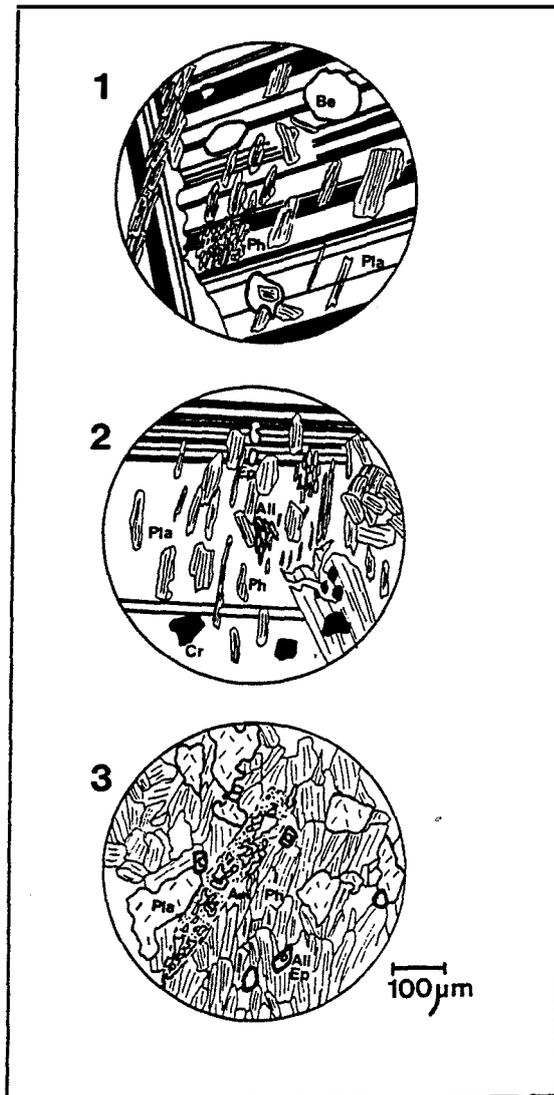


Figure V.12 : phlogopitisation de la partie centrale résumée en trois stades : le dernier stade (3) correspond à l'endophlogopitite proprement dite. Ph=phlogopite, Pla=plagioclase, Ep=épidote, All=allanite, Cr=chromite, Am=amphibole bleue.

L'apport de fer déstabilise le plagioclase au profit de l'épidote. La formation de la phlogopite indique que les fluides apportent la potasse et le magnésium. En outre, la présence de petits grains de chromite indique que les solutions apportent aussi le chrome dans la partie centrale.

On peut conclure que ces solutions sont les mêmes que celles qui sont responsables de la formation de la phlogopite en zone 4. Le fait que Mg et Cr soient apporté par les solutions suggère qu'elles circulent le long du contact entre la partie centrale et la zone 4B (ce qui leur permet de se charger en ces éléments) et parfois à travers les fissures de la plagioclase.

Signalons, quoiqu'il ne s'agisse pas réellement d'une endophlogopitite, l'existence dans le garimpo de Socotó d'une roche biotitisée, composée en majorité de grands cristaux de plagioclases séricitisés et de biotite verte disséminée ou en veinules, avec de manière subordonnée quartz et accessoires (épidote, magnétite, sphène, zircon) (échantillon Soc 46).

L'assemblage minéralogique (plagioclase-biotite-épidote) est similaire à celui des parties centrales phlogopitisées, ce qui suggère que cette roche résulte du même processus métasomatique. Dans les parties moins transformées, on distingue des bandes de quartz, qui semble marquer une ancienne foliation, recoupée par des veinules à biotite verte, ce qui suggère que la roche originelle était un gneiss.

La géométrie de cette roche n'est pas bien connue : elle est rencontrée assez systématiquement dans les puits du centre du garimpo, à une profondeur qui augmente, semble-t'il, vers la bordure Est de l'écaille de serpentinite, ce qui suggère qu'il s'agit du contact avec les gneiss sous-jacents.

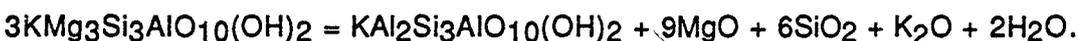
V.1.4. Altération des zones primaires :

Les roches métasomatiques organisées en zones ont subi diverses altérations qui sont de deux types :

V.1.4.1. Premier type : muscovitisation :

Les phlogopitites sont localement recoupées et bréchifiées par des filons de quartz au contact duquel se développe un liseré de muscovite aux dépens de la phlogopite (Fig. V.13) d'autant plus épais, semble-t'il, que la veine de quartz est épaisse (photo V.5).

Dans certaines veinules de quartz, au contact desquelles la muscovitisation de la phlogopite est incomplète, on observe occasionnellement quelques cristaux d'albite géodique dans le quartz. Cette transformation de la phlogopite en muscovite au contact du quartz est caractéristique de l'action d'une solution acide sur la phlogopite selon une réaction du type :



Dans la carrière de Braúlia, dans laquelle la muscovite est la mieux développée (jusqu'à 10 cm d'épaisseur), elle est minéralisée en béryl généralement faiblement coloré (bleu pâle à verdâtre), en molybdénite et en apatite en gros cristaux. La molybdénite est très abondante, en gros cristaux souvent automorphes (la taille des sections hexagonales peut atteindre 10-12 cm). Cette carrière fait d'ailleurs l'objet d'une exploitation pour la molybdénite.

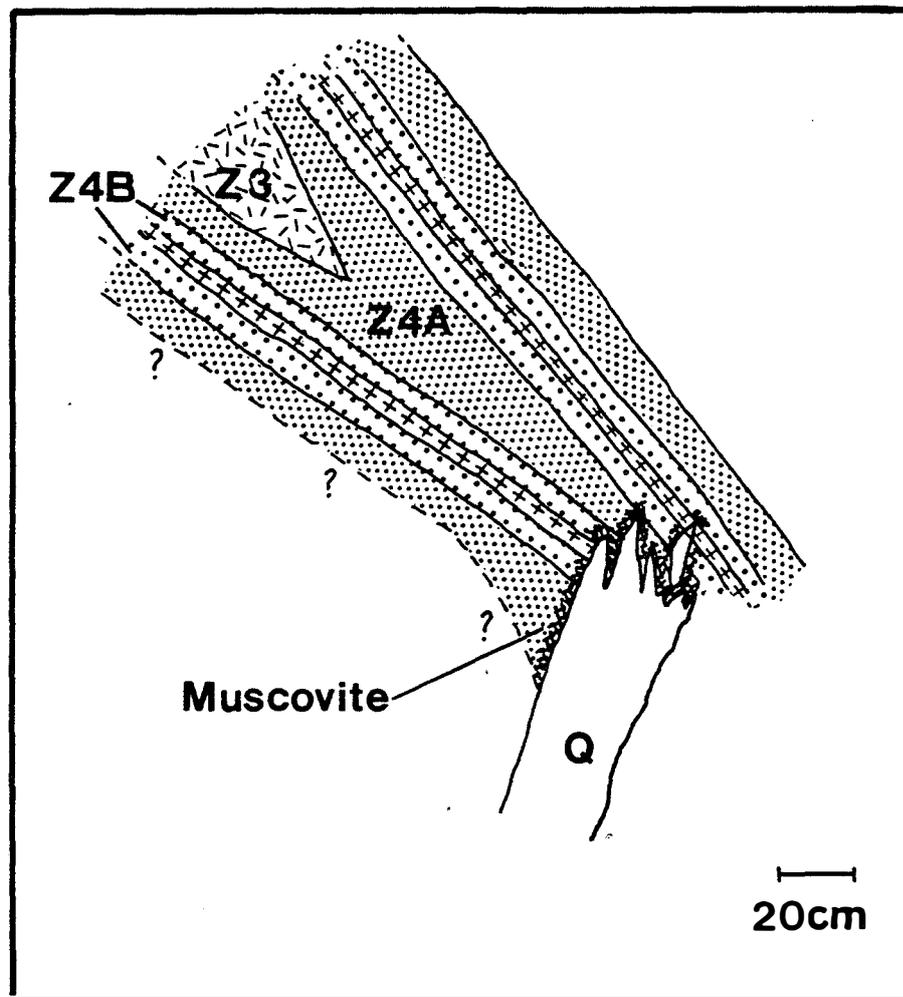


Figure V.13 : muscovitisation des phlogopites (garimpo de Bode) au contact de filons de quartz (\pm albite)= Q. On observe également la coalescence des zones 3 de deux colonnes métasomatiques.

V.1.4.2. Deuxième type : altération à chlorite-séricite-margarite :

Le plagioclase de la partie centrale subit le plus souvent une séricitisation qui l'affecte de manière irrégulière (Fig. V.10). Le plagioclase étant le plus souvent calcique, il est parfois déstabilisé au profit de la margarite dans les zones de plus forte séricitisation comme c'est le cas de la partie centrale de la colonne 1.

La séricite apparaît généralement sous forme de micropaillettes; parfois, elle forme des cristaux en gerbes ou en éventails de plus grande taille (<2mm) dans des mioles ou des cavités géodiques de la partie centrale. Une fluorine violette y est parfois associée (Socotó). A l'échelle du filon, on peut observer que la fluorine se localise dans de grandes fractures affectant la zone feldspathique, ce qui confirme son caractère tardif.

La phlogopite, soit disséminée et en veinules qui recoupent la partie centrale, soit située au début de la zone 4B est parfois chloritisée (Fig. V.8 et V.10 par exemple). Cette altération est contemporaine de la séricitisation.

Ce processus d'altération conduisant à la formation de séricite-chlorite \pm margarite aux dépens des minéraux des zones primaires est caractéristique de la circulation dans la partie

centrale des colonnes, d'un fluide peu potassique à basse température : la formation des minéraux peralumineux comme la margarite ou la séricite et la forte augmentation de la teneur en Al_2O_3 (analyse BAF 19 - cf. V.3.) montrent qu'il y a une forte augmentation de la concentration en alumine en réponse à un lessivage des autres éléments tels que SiO_2 et Na_2O . Al_2O_3 n'est pas apporté par les solutions et inerte à ce stade.

V.1.5. Distribution des minéralisations dans les zones métasomatiques

V.1.5.1. Le béryl et l'émeraude :

Comme l'apatite, la molybdénite et la scheelite, l'émeraude ne participe pas aux réactions de fronts; les relations texturales du béryl vert (émeraude) avec les minéraux du système de zones primaires suggèrent qu'ils sont contemporains; les observations sont les suivantes :

- Dans tous les garimpos, l'émeraude (ou béryl vert) se situe préférentiellement dans la phlogopitite 4B en majorité au contact de la partie centrale ; malgré le manque d'observation de gemmes en place, la qualité gemme semble se situer presque exclusivement dans la phlogopitite; dans la partie centrale, on observe un béryl vert, plus pâle et pierreux, que l'on rencontre également dans la phlogopitite. Occasionnellement de petites poches de quartz limpide contenues dans la zone 4B peuvent contenir des gemmes (Trecho Novo et Trecho Velho).

- L'émeraude ou le béryl vert ne sont que rarement disséminés, en cristaux isolés dans la phlogopitite ou dans la partie centrale mais forme des "poches" contenant le plus souvent plusieurs dizaines de cristaux (photo IV.1), ce qui suggère qu'il y a création brutale de nombreux germes dès que la sursaturation est atteinte dans le fluide.

Le quartz ou le plagioclase (albite-oligoclase) apparaissent parfois en faible quantité, dans les poches d'émeraudes (ou béryl vert). L'émeraude inclue souvent des paillettes de phlogopite. Occasionnellement, j'ai pu observer un développement de veinules d'émeraude poecilitique (photo IV.3) incluant des lattes de phlogopite, associées à de la chromite, de l'apatite et de l'épidote, ce qui suggère que l'émeraude est contemporaine de la formation de cette endophlogopite.

- Dans la partie centrale, le béryl vert est inclus, en cristaux le plus souvent automorphes, dans le feldspath; parfois, on observe des cristaux de béryl cassés, mais les morceaux ont une extinction homoaxiale et la fracture est cimentée par le feldspath qui inclue l'ensemble, à extinction homoaxiale.

- L'émeraude peut également être rencontrée dans une zone 3 à Socotó, dépourvue de chromite. Elle inclut des aiguilles de trémolite.

- Exceptionnellement nous avons rencontré des émeraudes dans des microveinules recoupant une serpentinite à spinelle-trémolite-dolomite-chlorite-serpentine et talc. Dans la veinule se développent quelques cristaux flexueux de phlogopite faiblement pléochroïque, aux dépens de la chlorite. Quelques grains d'émeraude sont associés à cette zone 2. D'après les garimpeiros, la qualité de la gemme est meilleure dans le cas de ces filons très fins ou *frisos*.

A part cet exemple et celui des émeraudes associées à une endophlogopite, dans la majorité des cas, on n'observe pas de chromite associée à l'émeraude, ce qui indique qu'elle est préférentiellement liée à la zone 4B.

- il existe une génération de béryl plus tardive, liée à la circulation des fluides acides :
+ à quartz, béryl pierreux gris-bleu automorphe, en géodes dans la phlogopite de zone 4B, avec une légère muscovitisation au contact quartz-phlogopite
+ à béryl verdâtre, apatite et molybdénite très abondante, en cristaux disséminés dans la muscovite de Braúlia.

Les inclusions solides observées dans les émeraudes de Socotó et Carnaíba par Eidt et Schwartz (1988) sont : phlogopite, trémolite-actinote, oligoclase, apatite, tourmaline, pyrite, molybdénite, émeraude, carbonate, rutile et magnétite-chromite (?). Giuliani et Weisbrod (1988) ont observé des inclusions d'épidote.

A Carnaíba, la quantité et la qualité des émeraudes sont meilleures dans les garimpos de Trecho Novo et Trecho Velho que dans les garimpos situés près du granite tels que Marota et Braúlia, dans lesquels peu d'émeraudes sont extraites mais par contre beaucoup de molybdénite (les gisements de Carnaíba -Marota et Braúlia- assument actuellement la production totale du Brésil).

La qualité des émeraudes de Socotó est équivalente à celle des garimpos de Carnaíba de Cima, quoiqu'elles soient généralement plus fracturées à Socotó.

Notons que la phénacite (BeSiO_4) et l'alexandrite (variété chromifère du chrysobéryl BeAl_2O_4) ont été décrits (Couto et Almeida, 1982 ; Cassedanne, 1985). Dans le garimpo de Socotó, la phénacite et l'alexandrite sont rares et associées à l'émeraude et la molybdénite dans la zone 4B (Cassedanne, 1985).

V.1.5.2. La molybdénite :

La molybdénite est fréquemment associée à l'émeraude mais se rencontre également seule et dans toutes les zones, y compris la zone 1 (colonne 1). On l'observe :

- le plus souvent associée au béryl vert (émeraude) en zone 4B et/ou dans la partie centrale. Elle est, semble-t-il, légèrement tardive par rapport à l'émeraude (et la tourmaline) : en cristaux souvent automorphes moulés sur les faces du béryl, interstitielle dans les poches géodiques ou moulée sur des "clastes" de plagioclase-béryl découpés par des veinules de phlogopite verte.

- dans des boudins de quartz et/ou de feldspath de la partie centrale (Trecho Novo et Trecho Velho); dans les mioles de la partie centrale de la colonne 1.

- la plus grosse quantité de molybdénite se situe : à Braúlia, en cristaux automorphes disséminés dans les muscovites (génération tardive par rapport au système de zones primaires et à Marota, en veinules massives (pouvant atteindre 10 cm d'épaisseur) associée à un peu de phlogopite, recoupant la plagioclase.

Il s'agit typiquement d'un minéral précipité au sens de Korzhinskii.

V.1.5.3. La scheelite :

Elle est très accessoire par rapport au béryl ou à la molybdénite et se rencontre exceptionnellement.

Elle a été rencontrée dans le garimpo de Marota, dans lequel elle a fait l'objet d'un début d'exploitation artisanale (Couto et Almeida, 1982). J'ai pu observer un boudin de scheelite massive d'environ 20 cm sur 7 ou 8 dans une phlogopite schistosée issue de ce secteur. Des cristaux de phénacite y serait associés (Couto, comm. pers.).

Je l'ai également observée en cristaux isolés dans la phlogopite des mines de Trecho Velho. L'absence de chromite, la présence d'apatite et de petits halos pléochroïques centrés sur de petits minéraux métamictes dans la phlogopite, indiquent que l'on se situe dans la partie la plus interne de la colonne métasomatique, probablement au delà du contact avec la partie centrale. Les relations entre phlogopite, apatite et scheelite suggèrent que ces minéraux sont contemporains.

Elle a également été identifiée dans des phlogopites riches en trémolite-actinote (zone 3) du garimpo de Socotó (Couto, comm. pers.), de même que dans le garimpo de Braúlia (comm. des garimpeiros) : une recherche à la lampe à UV a été effectuée à Socotó, mais sans succès.

V.2. COMPOSITION CHIMIQUE DES MINERAUX DES ROCHES METASOMATIQUES

Nous avons analysé tous les minéraux du système de zones primaires : nous examinerons dans un premier temps les évolutions chimiques de ces minéraux à travers les différentes zones; l'interprétation sera effectuée dans un deuxième temps (cf. chap. VI).

V.2.1. Phlogopites :

Les phlogopites de la colonne 1 ont été analysées à la microsonde de Paris VI, celles des colonnes 2 et 3 à la microsonde du Muséum d'histoire naturelle de Paris. Les teneurs en potassium et en fluor diffèrent sensiblement d'un sonde à l'autre. De manière à pouvoir comparer les analyses des trois colonnes, deux analyses ont été doublées : les résultats sont les suivants :

Echantillon BO15-5

	(Muséum)(Paris VI) point 1 --->point 1	(Muséum)(Paris VI) point 2 --->point 2	(Muséum)(Paris VI) point 2 --->point 2	(Muséum)(Paris VI) point 2 --->point 2
SiO ₂	39.19	39.67	40.19	40.05
TiO ₂	0.18	0.21	0.15	0.23
Al ₂ O ₃	15.05	14.94	15.26	14.91
FeO	7.90	8.42	8.20	8.23
MnO	0.55	0.28	0.22	0.30
MgO	18.88	19.17	19.15	18.9
Na ₂ O	0.15	0.21	0.11	0.15
K ₂ O	10.74	9.78	10.65	9.88
F	1.50	3.29	1.48	3.47
H ₂ O	3.31	2.48	3.4	2.41
F=O	-0.63	-1.39	-0.62	-1.46
Total	97.15	97.48	98.81	97.41
Si	5.84	5.88	5.88	5.92
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	2.64	2.61	2.63	2.60
Fe	0.98	1.04	1.00	1.02
Mn	0.07	0.03	0.03	0.04
Mg	4.19	4.23	4.17	4.18
Na	0.04	0.06	0.03	0.04
K	<u>2.04</u>	1.85	<u>1.99</u>	1.86
F	0.71	1.54	0.68	1.62
Cl	3.29	2.45	3.32	2.37

La formule structurale est calculée sur la base de 22 oxygènes en considérant tout le fer sous forme de FeO. Les analyses sont comparables sauf en ce qui concerne K, Ti, F et Mn qui présentent les plus fortes variations relatives. Le cas du potassium est le plus gênant car il se présente en forte teneur relativement aux autres éléments, ce qui induit une erreur importante sur le calcul du nombre d'atomes de K dans la formule structurale. La variation relative du potassium étant identique dans les deux cas (facteur 1.09), il a donc été systématiquement corrigé

dans les analyses de phlogopite provenant du Muséum et la formule structurale recalculée. Nous verrons que les analyses de K sont comparables dans les phlogopites des trois colonnes, ce qui justifie, à posteriori la correction.

V.2.1.1. Evolution de composition dans les trois colonnes :

Les évolutions de composition de la phlogopite depuis les zones internes vers les zones externes sont comparables dans les trois colonnes et se caractérisent globalement par une décroissance de Al et Fe et une augmentation de Si et Mg.

Cette évolution est remarquablement discontinue : elle se fait en trois paliers séparés par deux sauts de composition (voir par exemple le diagramme Fe:Mg - Fig. V.14); les trois évolutions sont matérialisées dans ce diagramme par l'existence de trois demi-droites (numérotées de 1 à 3) de pente nulle.

Ces trois demi-droites peuvent être tracées sur les diagrammes Al:Si (Fig. V.15) et Mg:Al (Fig. V.16) et l'on remarque l'existence de changement de pente.

Les phlogopites qui se situent dans les premiers centimètres de la zone 4B, au contact avec la partie centrale plagioclasique, constituent un groupe indépendant des autres phlogopites dans les diagrammes Fe:Mg, Mg:Al et Al:Si, pour les trois colonnes. Elles présentent des compositions plus riches en Fe et Al et plus pauvres en Mg et Si que celles des zones 4B.

L'évolution de la composition en potassium des phlogopites est comparable dans les trois colonnes (Fig. V.17) : la teneur est constante dans la zone 4B et décroît dans la zone 4A jusqu'à atteindre une teneur constante dans les zones 2 et 3. Cette décroissance a lieu au sein de la zone 4A (exactement 17mm au delà du front 4B-4A) et non au front 4A-4B.

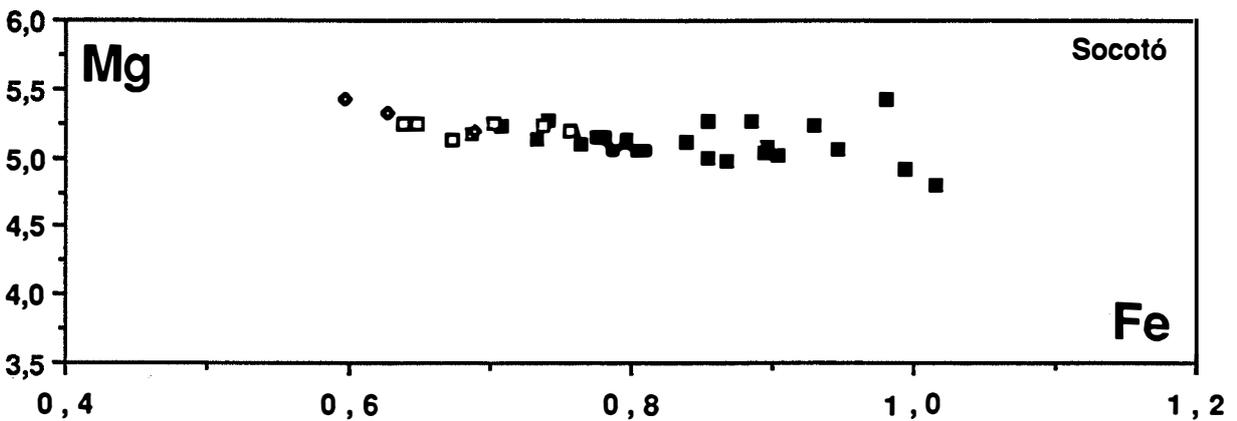
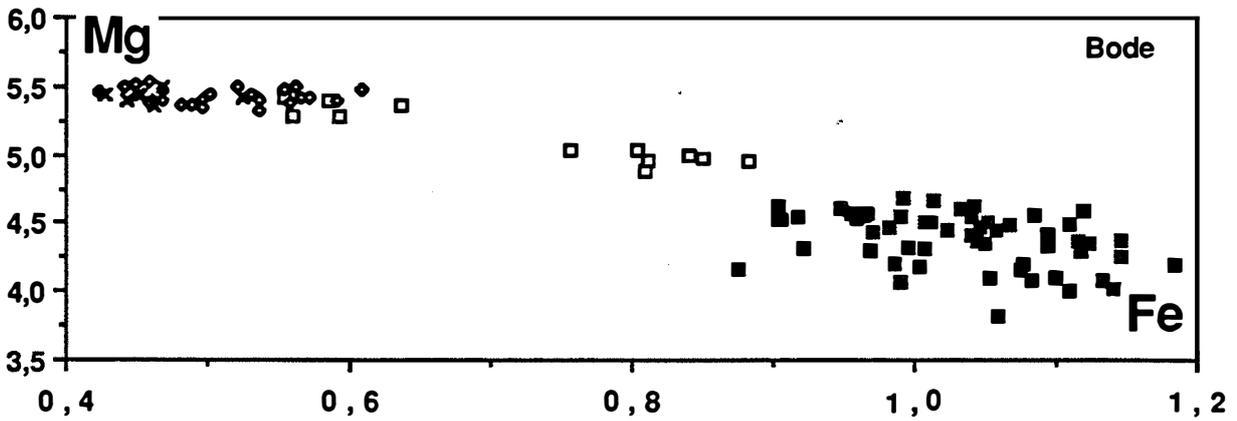
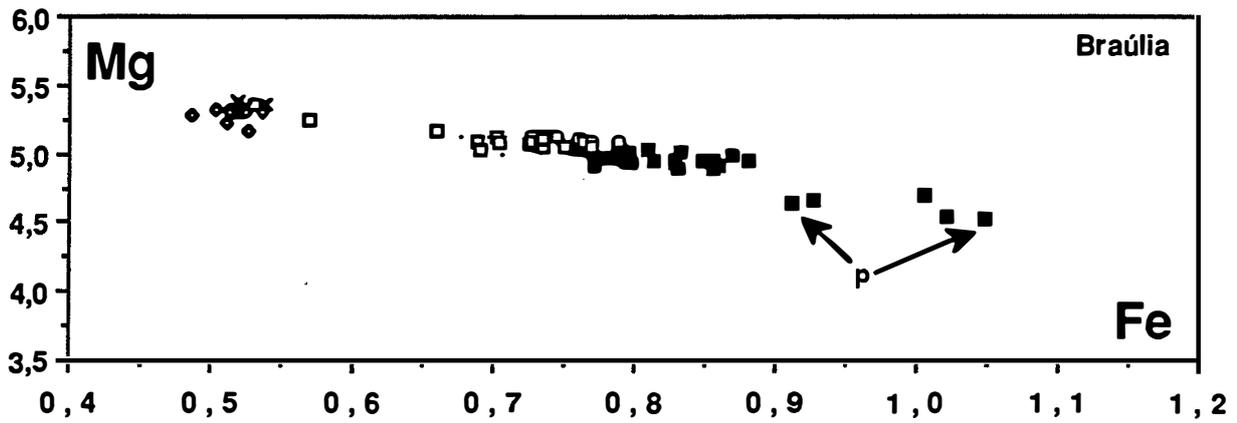


Figure V.14 : évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Fe:Mg (en nombre d'atomes par formule unitaire : a/f.u). Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1. p : premiers cristaux de la zone 4B, en contact avec la partie centrale.

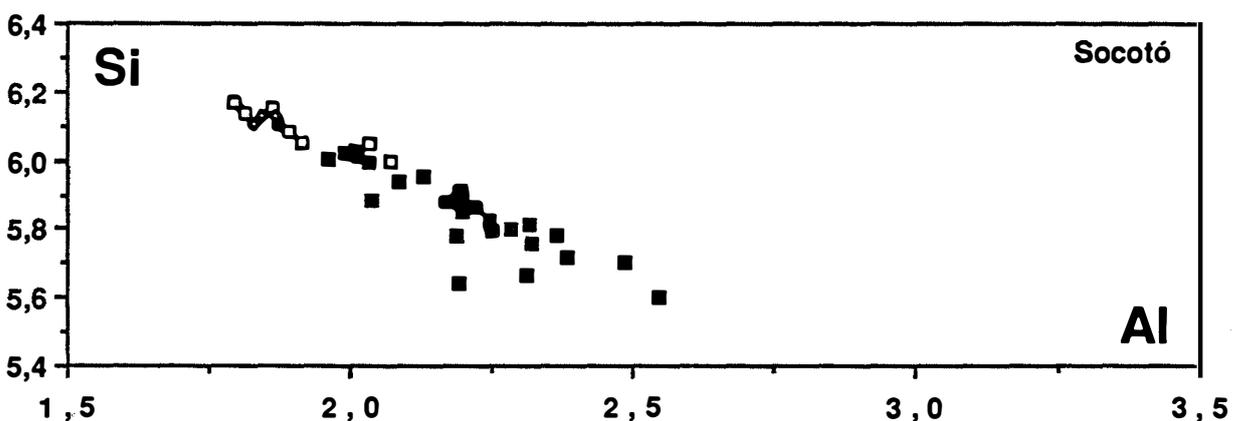
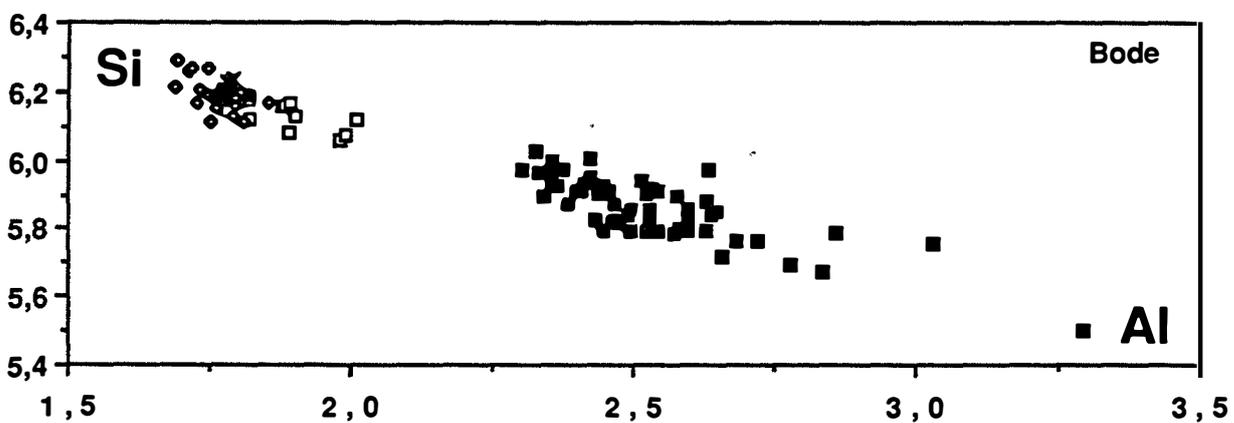
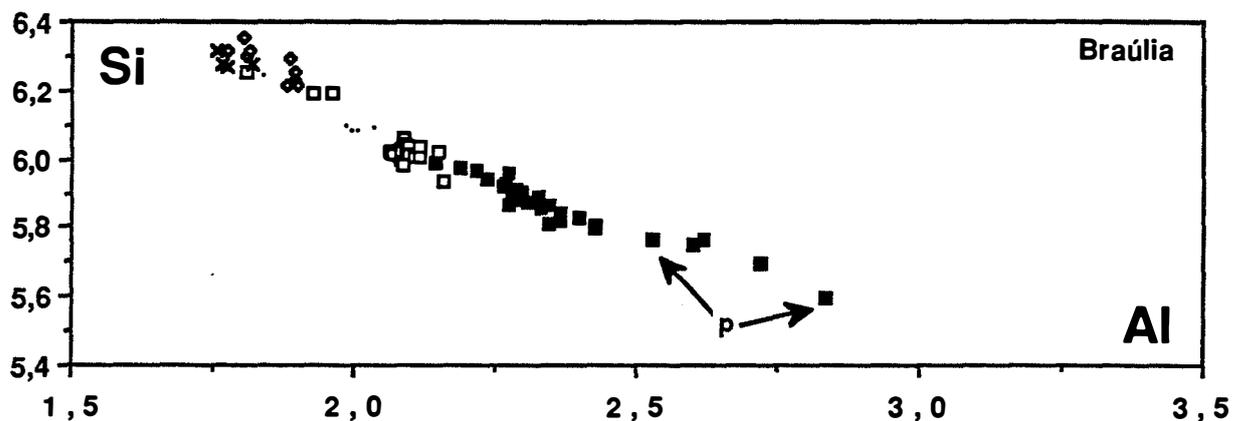


Figure V.15 : évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Al:Si. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1, c : coeur et b : bord. p : premiers cristaux de la zone 4B, en contact avec la partie centrale.

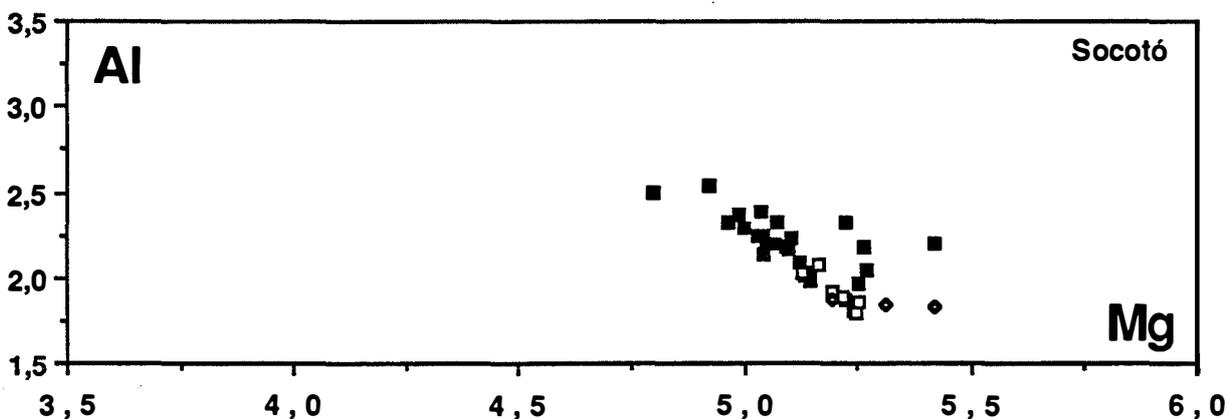
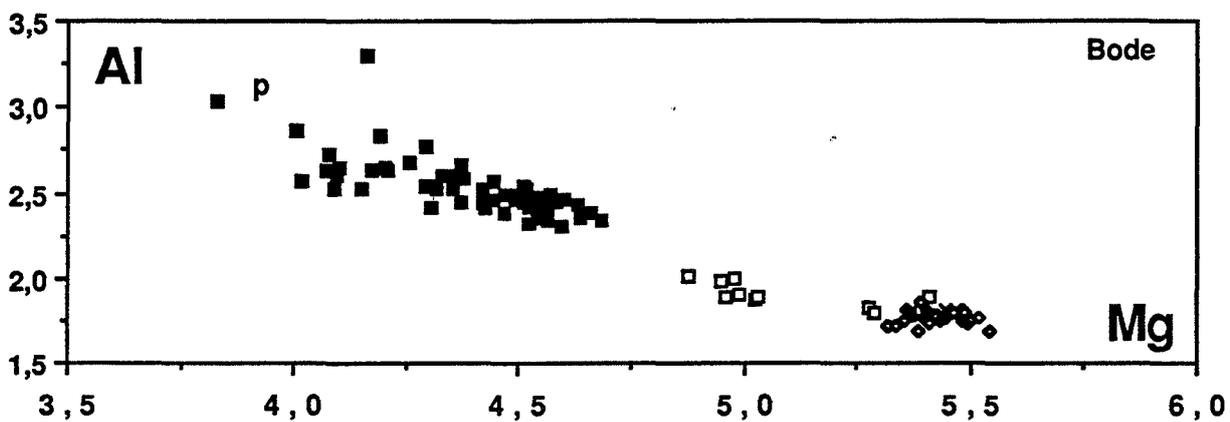
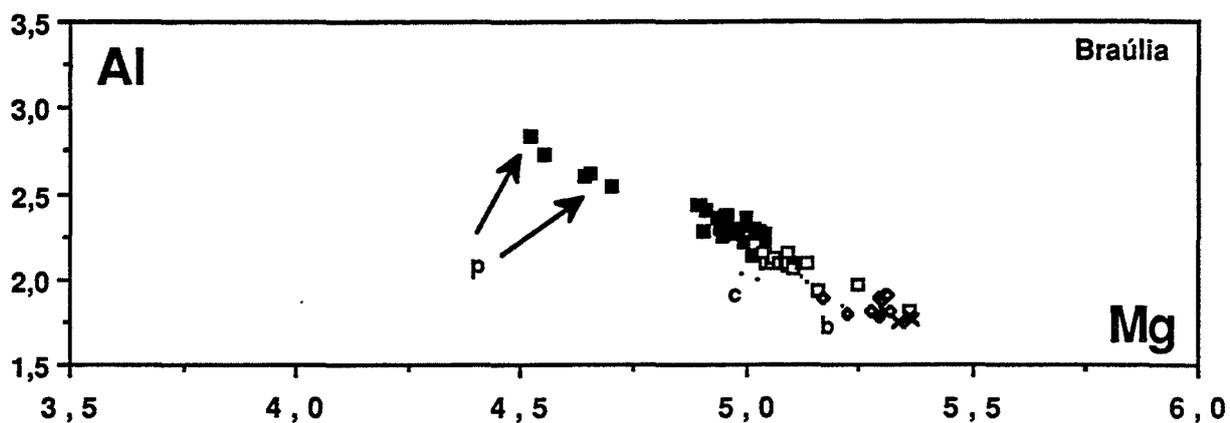


Figure V.16: évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Mg:Al. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1. p : premiers cristaux de la zone 4B, en contact avec la partie centrale.

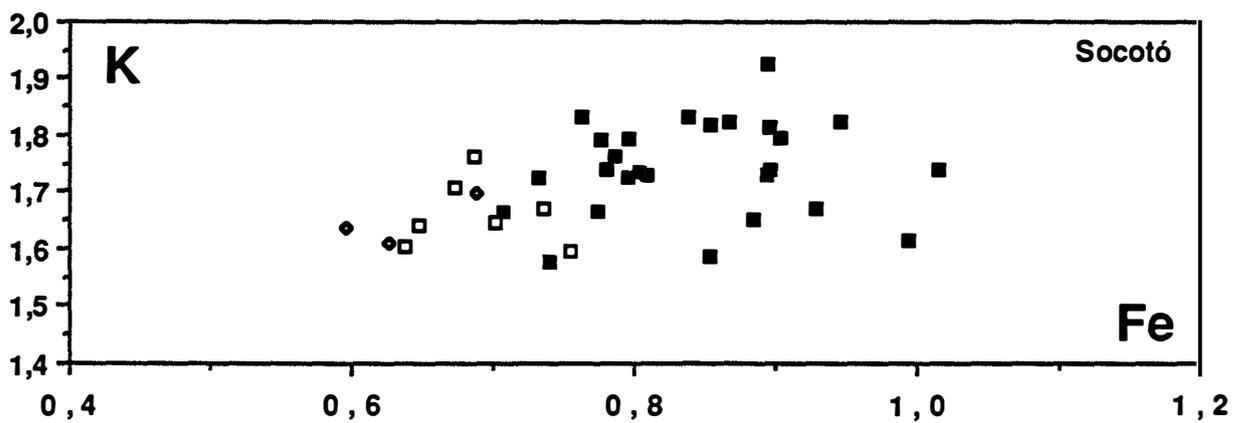
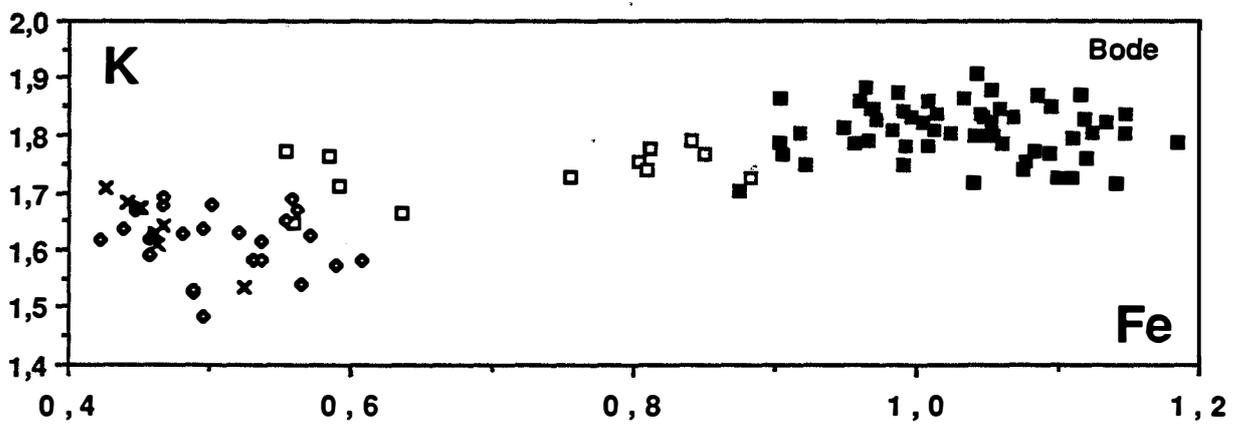
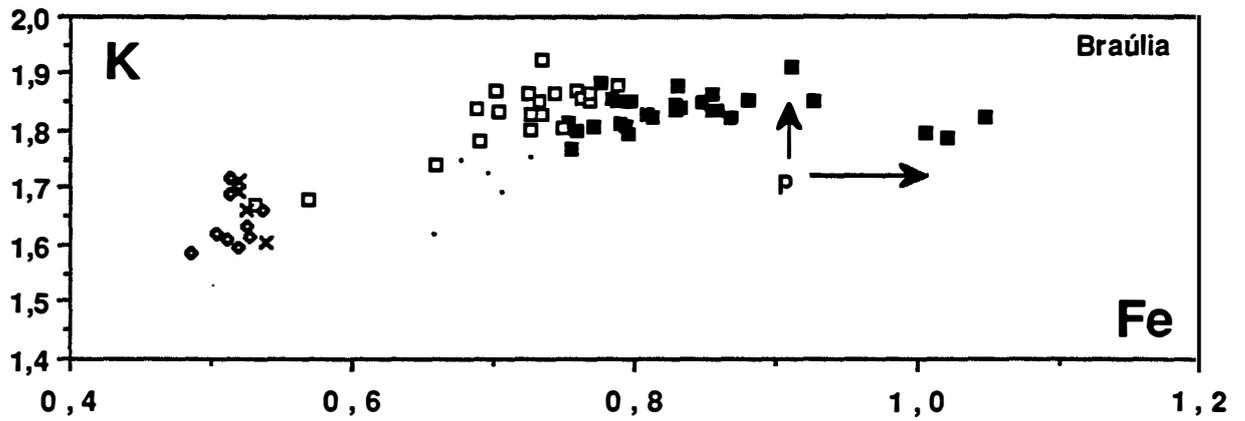


Figure V.17 : évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Fe:K. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, lozanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1. p : premiers cristaux de la zone 4B, en contact avec la partie centrale.

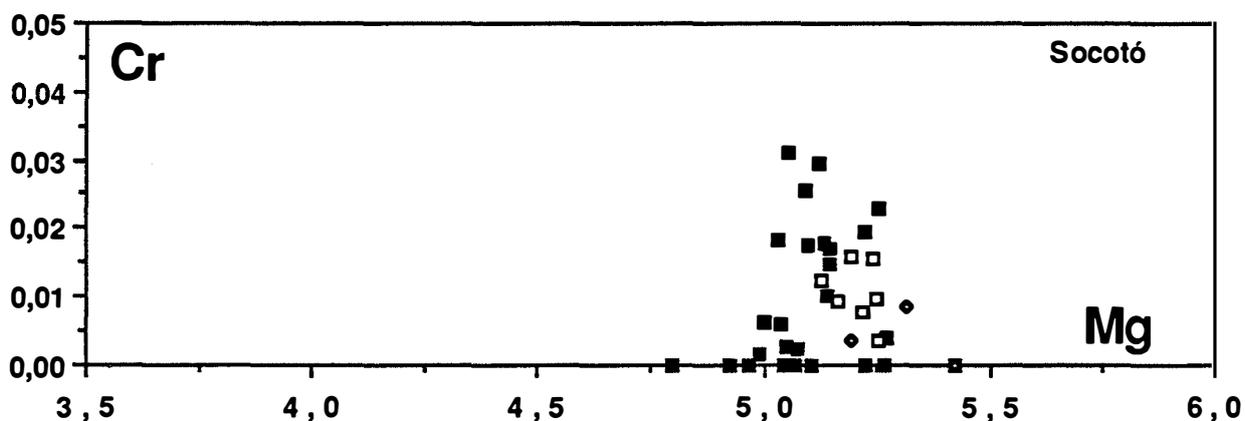
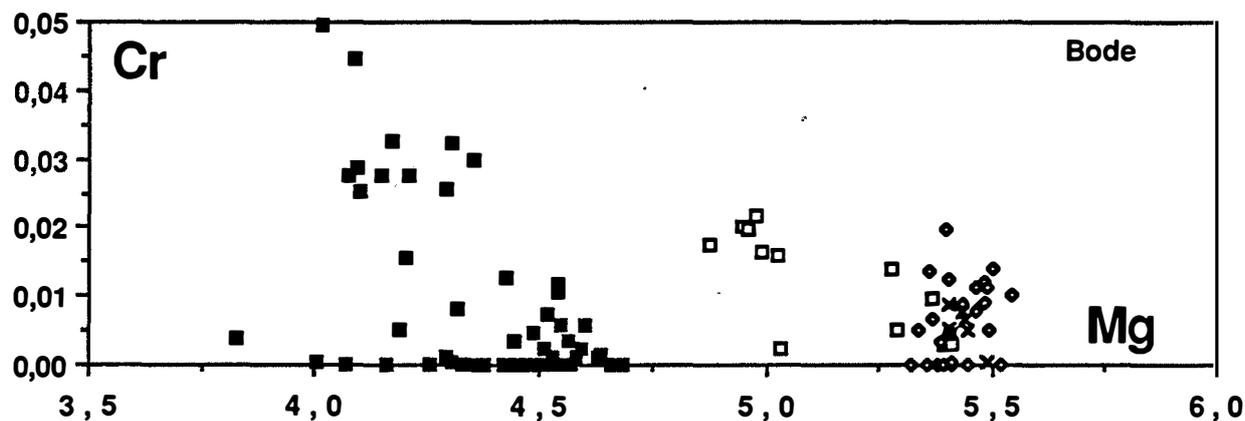
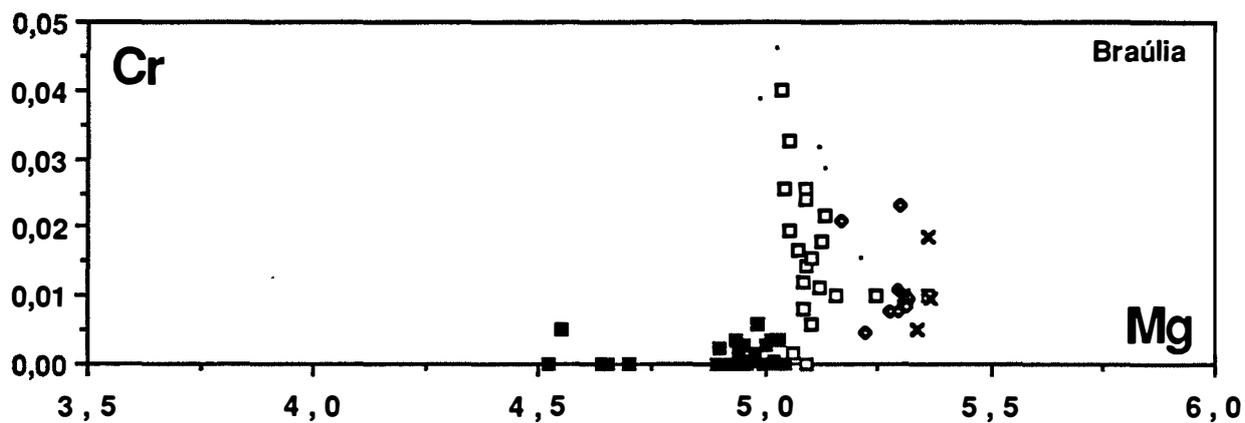


Figure V.18 : évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes./Diagramme Mg:Cr. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1.

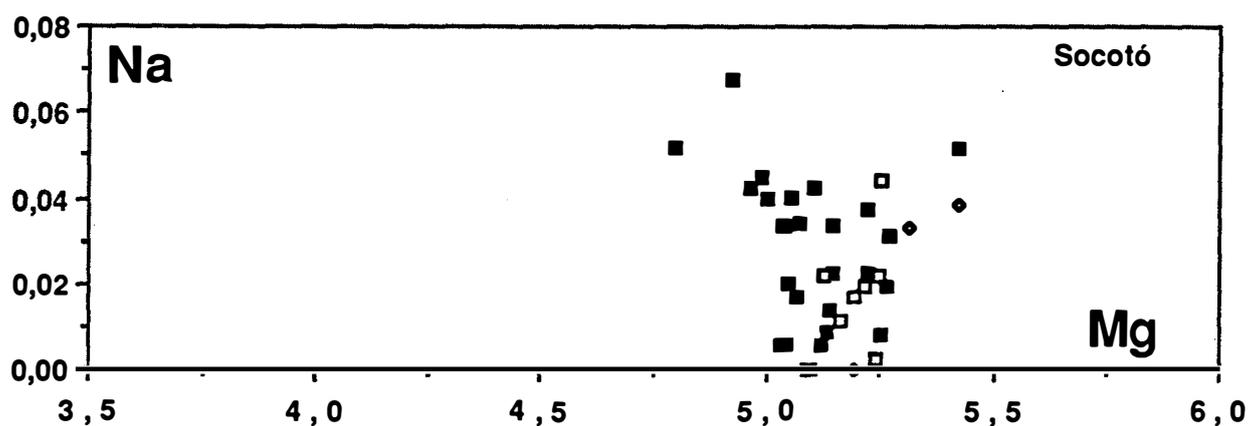
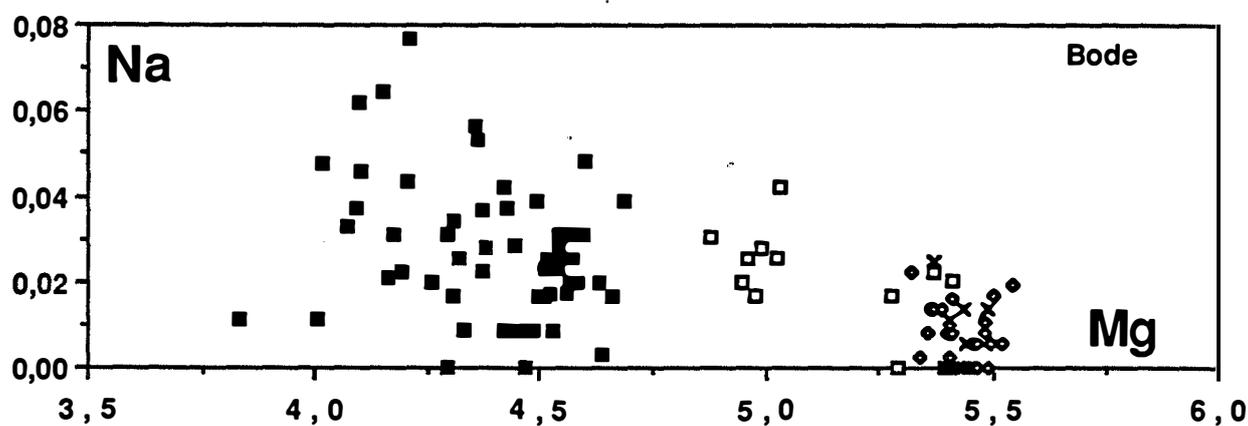
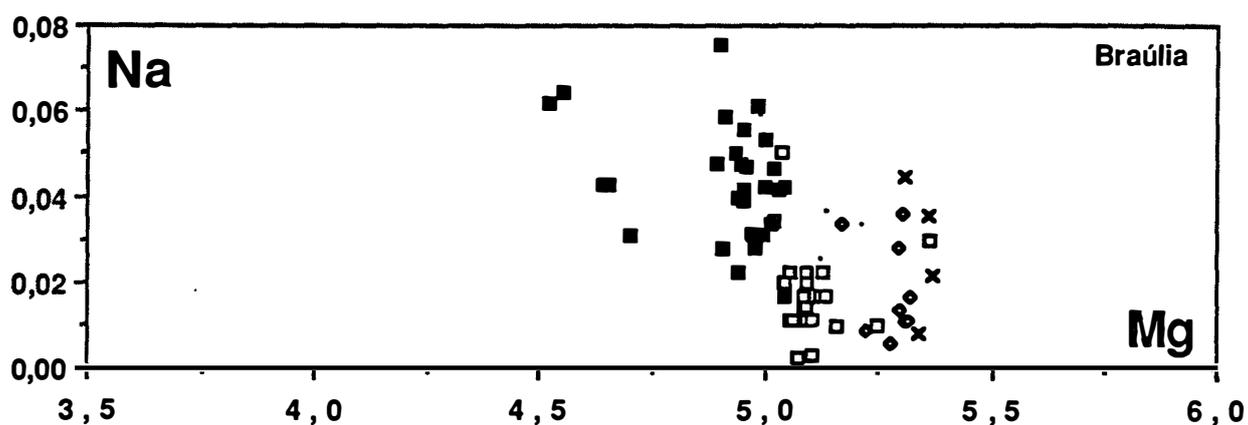


Figure V.19 : évolution de la composition de la phlogopite à travers la séquence de zones pour les trois colonnes. Diagramme Mg:Na. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, points : échantillon BAF1.

A l'exception de la phlogopite des échantillons BO15-5 et BO15-6 de la zone 4B de Bode, les teneurs en chrome des phlogopites de zone 4B sont négligeables. On observe une augmentation brutale de leur teneur en chrome au début de la zone 4A, qui correspond au front de non disparition de la chromite : ceci est particulièrement net à Braúlia et Socotó. Ceci sera discuté en VI.3.1.4.

L'évolution de la teneur en Na de la phlogopite est comparable dans les trois colonnes. On observe un net saut de composition au front 4B-4A : à ce front, les teneurs chutent de 0.04 en moyenne à 0.02 en moyenne.

Examinons ce qui se produit au niveau de la discontinuité entre 4B et 4A:

V.2.1.2. Evolution de composition en fonction de la distance par rapport au début de la zone 4B (Fig. V.20) :

J'ai analysé de manière précise les phlogopites au passage entre ces deux zones dans la colonne 1: celui-ci est caractérisé par l'existence d'une série de microzones parallèles, dans chacune desquelles la phlogopite présente un habitus pétrographique différent (cf. V.1., Fig. V.16). Les microzones garderont la même numérotation dans les diagrammes d'évolution de composition de la phlogopite en fonction de la distance du début de la zone 4B que dans la figure 36 (Fig. V.20).

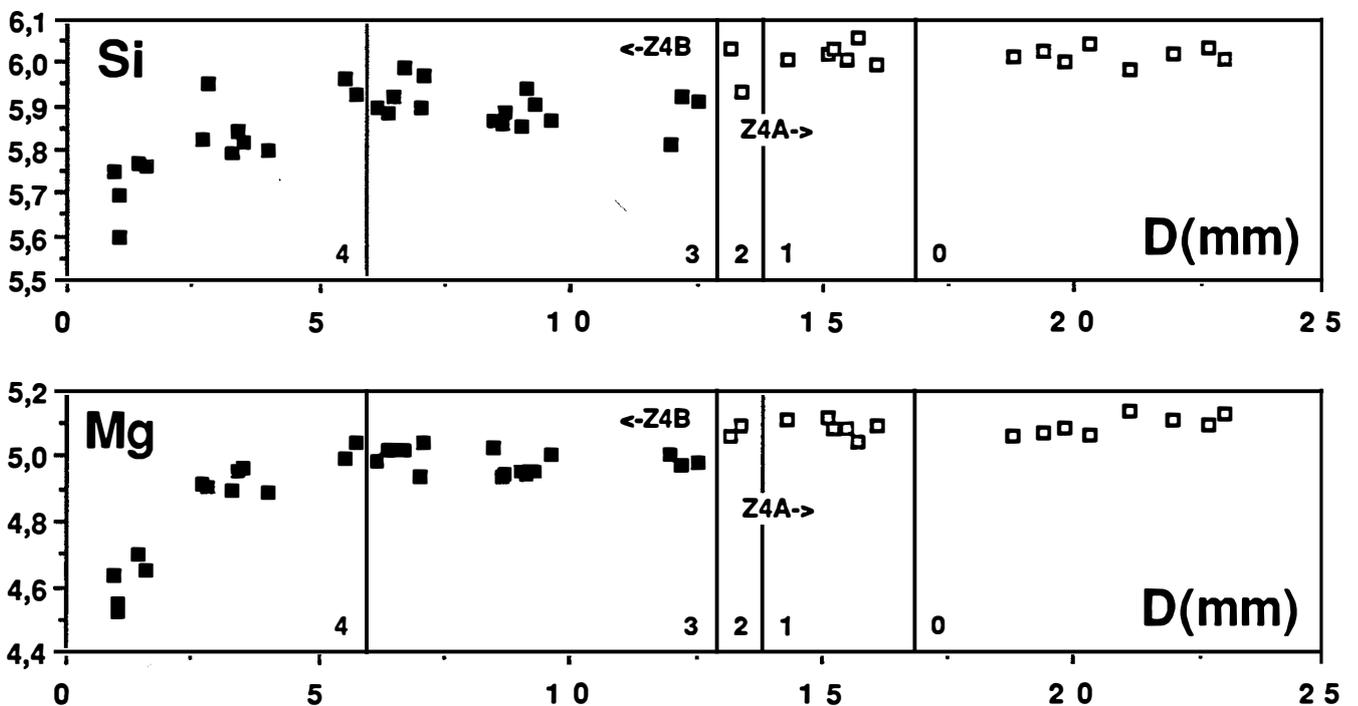


Figure V.20 : Evolution de composition de la phlogopite au passage Zone 4B-Zone 4A de Braúlia, en fonction de la distance D (mm) du début de la zone 4B. Carrés pleins : Z4B, carrés vides : Z4A. Microzones numérotées de 1 à 4 (cf. Fig. V.16).

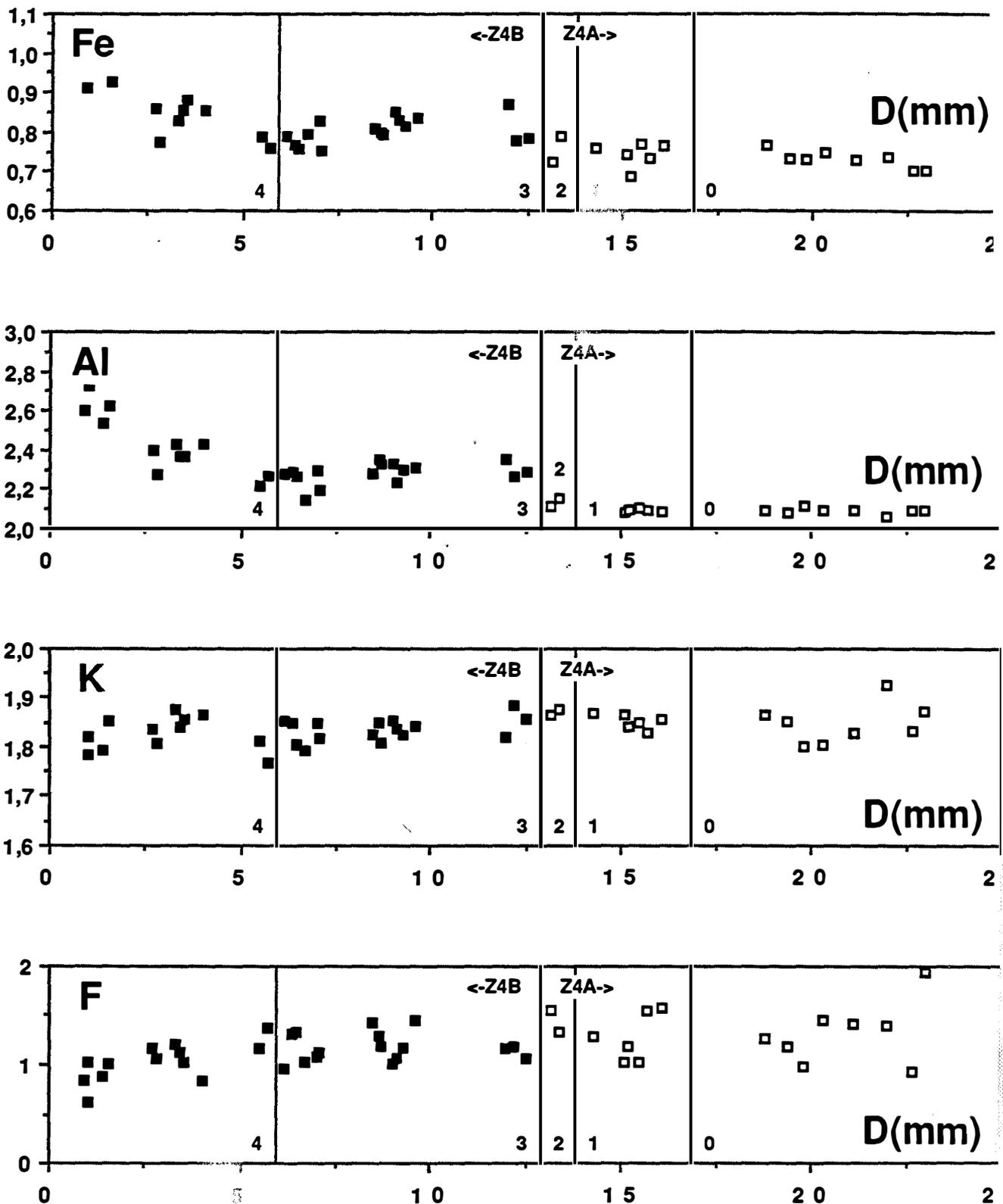


Figure V.20 (suite)

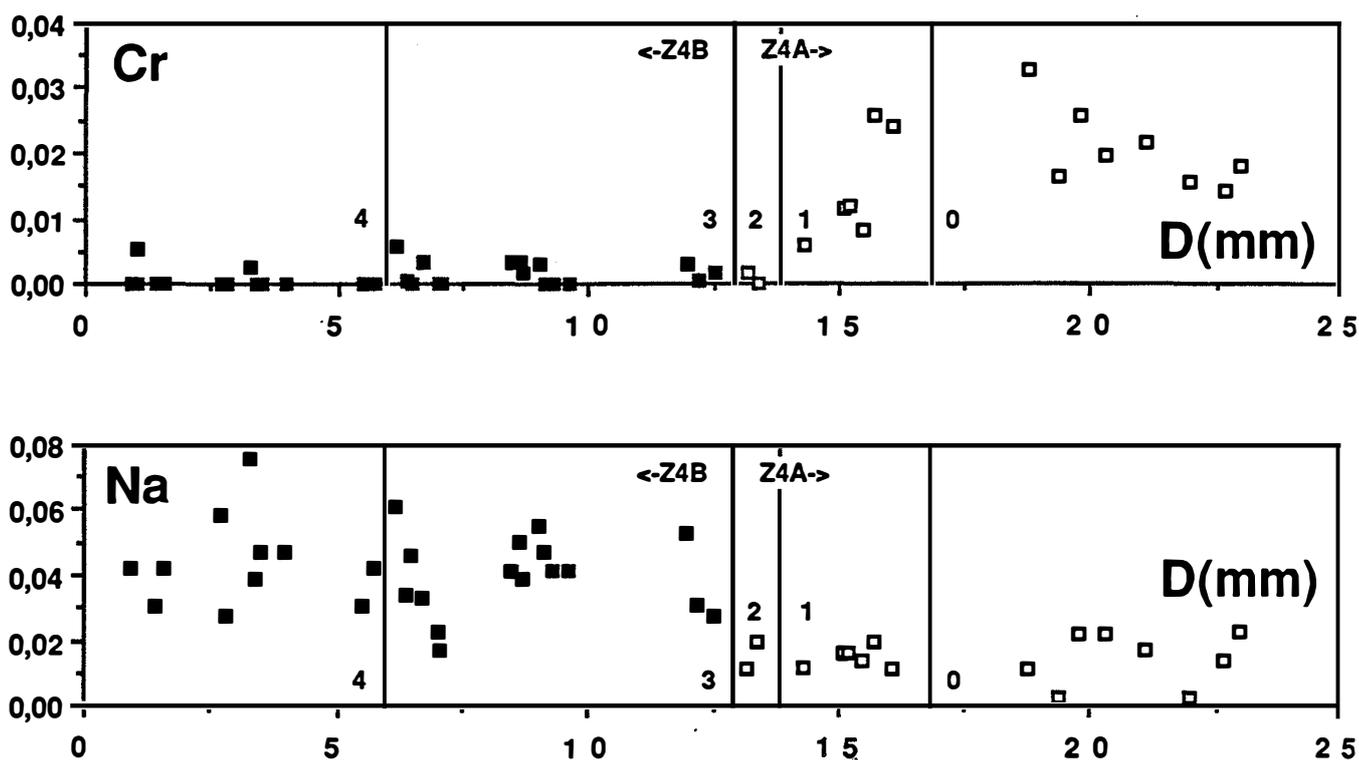


Figure V.20 (suite)

Commentaires:

Certains éléments comme Mn, Ti ou K ne montrent pas de variation significative, Ca et Cl sont en teneurs négligeables (<0.04 a/f.u) ; ces éléments n'ont donc pas été présentés dans la figure .

Al et Fe, d'une part, Mg et Si d'autre part, montrent des comportements opposés : dans les premiers millimètres de la microzone 4 (Fig. V.16), la variation de Al et Fe se caractérise par une courbe hyperbolique décroissante pendant que celle de Mg et Si est une courbe hyperbolique croissante. Malgré l'importante dispersion des analyses du fluor, l'allure générale est similaire à celle de Mg dans cette partie de zone et ne variera globalement plus dans les autres zones. Cette évolution peut être attribuée au plus fort partage du fluor dans la phlogopite que dans la biotite ferreuse ("Fe-F avoidance" - Munoz, 1984). Na et Cr ne varient pas à ce niveau.

La limite entre les microzones 3 et 4 ne se caractérise par aucune variation dans la composition de la phlogopite mais on a atteint au contraire une valeur constante dans la concentration de tous les éléments, ce qui se traduit par l'existence d'un "palier" en zone 3.

Premier saut de composition :

A la limite 2-3, la composition chimique change brusquement : La variation se produit de manière brutale, en "marche d'escalier" avec chute des teneurs en Al, Fe et Na et augmentation de Mg et Si. Cr ne présente pas de variation à ce niveau.

La gamme de compositions qui est "sautée" correspond à 6 Si et donc 2 Al^{IV} (remplissage théorique de ce site dans la phlogopite). C'est également à ce niveau que se produit la discontinuité dans l'évolution de composition de la phlogopite des deux autres colonnes. Le changement de l'habitus pétrographique de la phlogopite entre les deux zones (zone 4B à gros grain et zone 4A à grain fin) est donc lié à l'existence de cette discontinuité de composition, qui constitue vraisemblablement une discontinuité cristalochimique dans la phlogopite.

Notons que la limite à laquelle a lieu le saut de composition et le front d'apparition de la chromite ne sont pas superposés. Au front de non-disparition de la chromite (Fig. V.20), seule la teneur en chrome varie, avec présence locale d'un pic de concentration dans la phlogopite particulièrement net. Au delà, la concentration en Cr est plus élevée que dans la zone 4B.

Deuxième saut de composition :

L'observation d'une lacune dans les évolutions de composition de la phlogopite au sein de la zone 4A particulièrement nette à Braúlia et Bode dans les diagrammes Fe:Mg, Al:Si et Fe:K (fig. V.12, V.13 et V.17) indique qu'il y a un deuxième saut de composition au sein de la zone 4A. L'examen, à posteriori de la zone 4A de Braúlia, révèle l'existence d'un front net qui passe par le milieu de la zone (photo II.1). Néanmoins, le changement de texture n'y est pas aussi contrasté qu'au front 4A-4B. En l'absence d'étude précise au passage des fronts suivants vers l'aval de la colonne, on ne sait pas s'il y a également saut de composition à leur niveau.

Disons en résumé que l'évolution de composition de la phlogopite qui s'effectue par sauts au niveau des fronts métasomatiques (cf. chap. VI) se matérialise, dans la zone monominérale, par une brusque variation de la texture.

V.2.1.3. Mécanismes de substitution :

Rappelons que les principaux mécanismes de substitution qui régissent l'évolution de composition des phlogopites sont:

- la substitution $\text{Si} + \text{M}^{2+} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ (1) conduit du pôle phlogopite $\text{K}_2\text{Mg}_6\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20}(\text{OH})_2$ à l'eastonite $\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_5\text{Al}_4\text{O}_{20}(\text{OH})_2$.

- la substitution $2\text{Al}^{\text{IV}} + \text{M}^{2+} = 2\text{Si} + \square^{\text{VI}}$ (2) (Seifert et Scheyer, 1971 ; Robert, 1976) conduit du pôle phlogopite au mica dioctahédrique tétrasilicique magnésien $\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2$, dépourvu d'Al.

où $\text{M}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+} \dots$

Notons qu'une combinaison linéaire de ces deux substitutions permet de construire la substitution $3\text{M}^{2+} = 2\text{Al}^{\text{VI}} + \square^{\text{VI}}$ (3) qui joint les micas trioctahédriques (phlogopite) au micas dioctahédriques (muscovite) (Rutherford, 1973).

Comme on peut le voir sur les diagrammes $\text{Al}^{\text{VI}} : \text{Al}^{\text{IV}}$ (Fig. V.21A), l'évolution de composition de la phlogopite dans la zone 4B s'effectue parallèlement à la droite de pente 1 qui lie les pôles phlogopite et eastonite pour Braúlia et Socotó, ce qui indique que la substitution (1) régit l'évolution dans cette zone. A Bode, l'évolution s'effectue plutôt selon la substitution (3).

La discontinuité dans l'évolution au passage à la zone 4A correspond à un changement du mécanisme de substitution au voisinage du pôle phlogopite, avec relai par la substitution (2). C'est également cette substitution qui fonctionne dans les zones externes 2 et 3, comme le suggère la dispersion des points selon un domaine grossièrement parallèle à l'axe des ordonnées.

Comme le système continue à s'appauvrir en Al_2O_3 vers l'aval de la colonne, lorsque Al^{VI} atteint zéro dans la formule structurale de la phlogopite, on passe nécessairement de la substitution (1) à la substitution (2). Ceci permet d'expliquer la lacune dans l'évolution de composition de la phlogopite en zone 4A de Braúlia, évolution divisée en deux demi-droites sur les diagrammes Al:Si (Fig. V.15) et Mg:Al (Fig. V.16) : cette lacune correspond au deuxième saut de composition de la phlogopite (cf. supra).

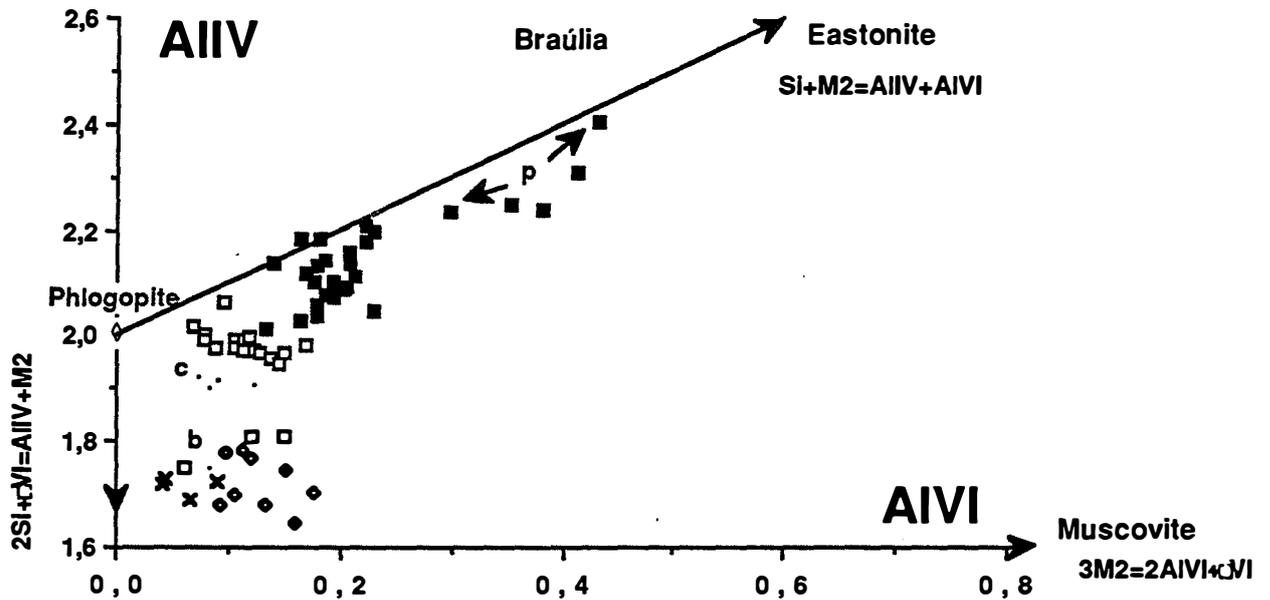
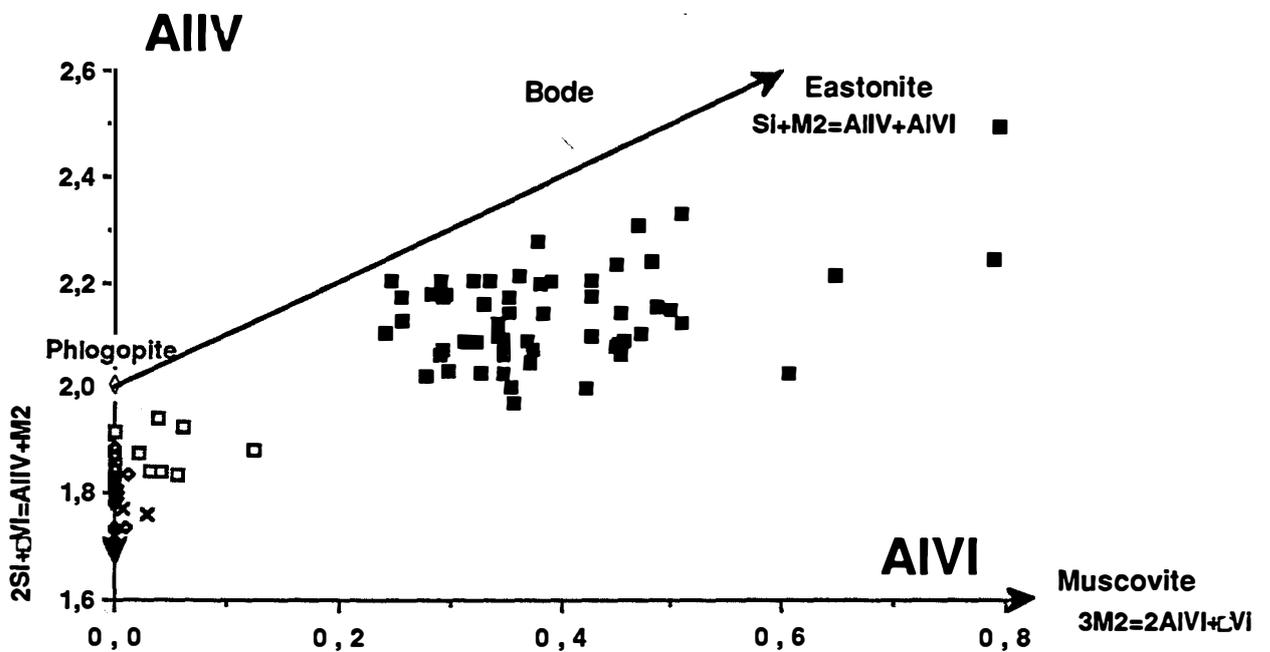
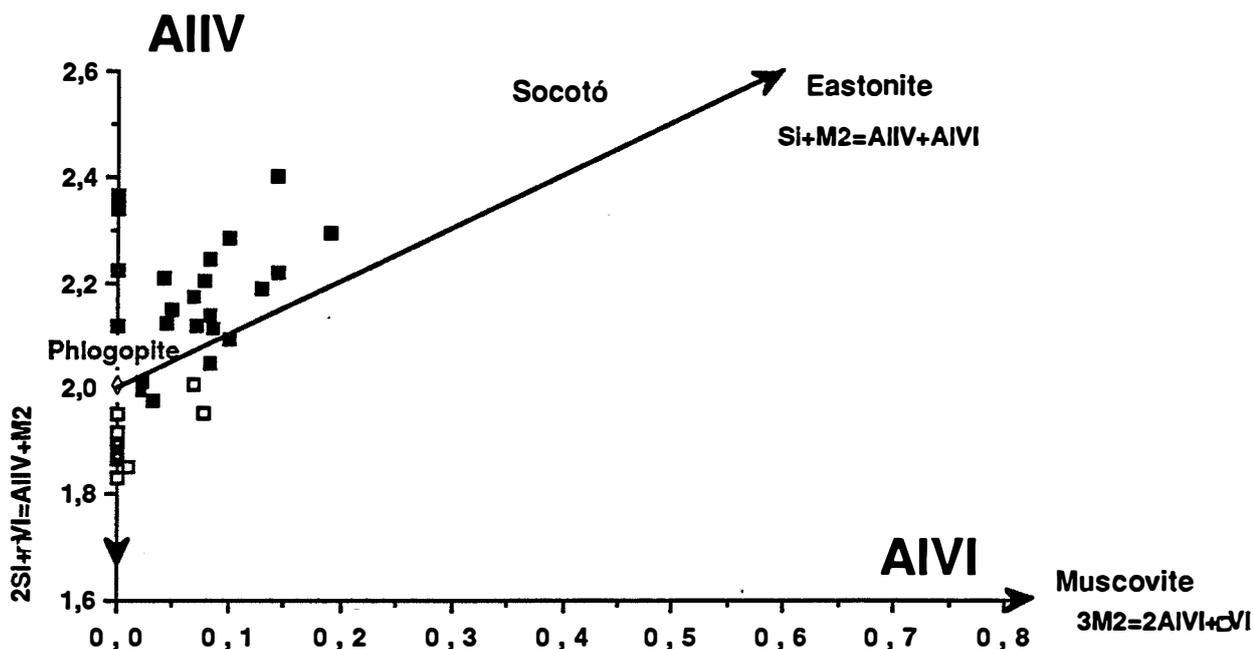


Figure V.21A: Evolution de composition de la phlogopite dans les trois colonnes métasomatiques dans le diagramme $AIVI : AiIV$, mise en évidence des mécanismes de substitution. Mêmes symboles que Fig. V.19.





Dans le cas de Bode et de Braúlia, certains micas parmi les plus évolués (zones externes) ont un site tétraédrique qui n'est pas saturé par Al et Si de sorte que $Si + Al < 8$ dans la formule unitaire.

L'existence d'une série complète de solutions solides ternaires pour la phlogopite a été montrée expérimentalement par Seifert & Schreyer (1971). Les trois pôles sont la phlogopite $K_2Mg_6[Si_6Al_2]O_{20}(OH)_4$, le mica tétrasilicique $K_2Mg_5[Si_8]O_{20}(OH)_4$ qui sont joints par la substitution (2) et le pôle théorique $K_2Mg_6[Si_7Mg]O_{20}(OH)_4$. Ce dernier a été extrapolé après synthèse de micas dans lesquels le magnésium entre en position tétraédrique par une substitution du type $Si + \square^{VI} = 2Mg$ (voir également Robert, 1981). En outre, la possibilité d'introduction de Ti ou de Fe^{3+} en site IV a souvent été envisagée. Des micas naturels de composition analogue au membre riche en Mg peuvent être rencontrés dans la littérature : ils sont rencontrés dans des roches alcalines : méliilites, roches carbonatées, en remplissage de fractures recoupant des carbonatites et dans des ultramafites alcalines (Skosyeva *et al.*, 1985).

Dans notre cas, le nombre maximal d'atomes de Si calculé est de 6.43 (BO15-4A, point M2) mais le nombre maximal d'atomes manquant en site IV est faible (0.09, Bo15-3B, point M18). La teneur en titane est proche de zéro de manière systématique. Néanmoins, il n'est pas impossible que le déficit de charge en site IV soit comblé par une introduction de Fe^{3+} .

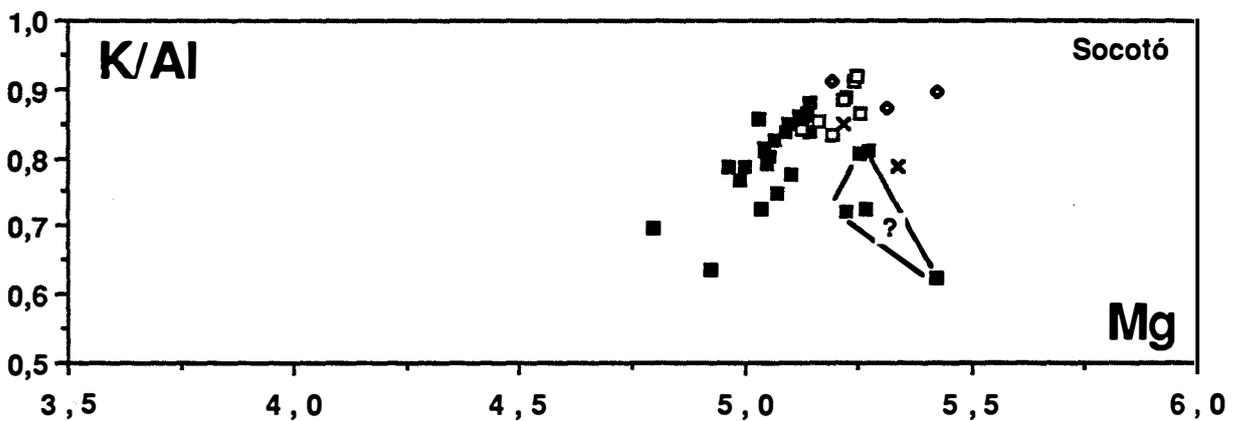
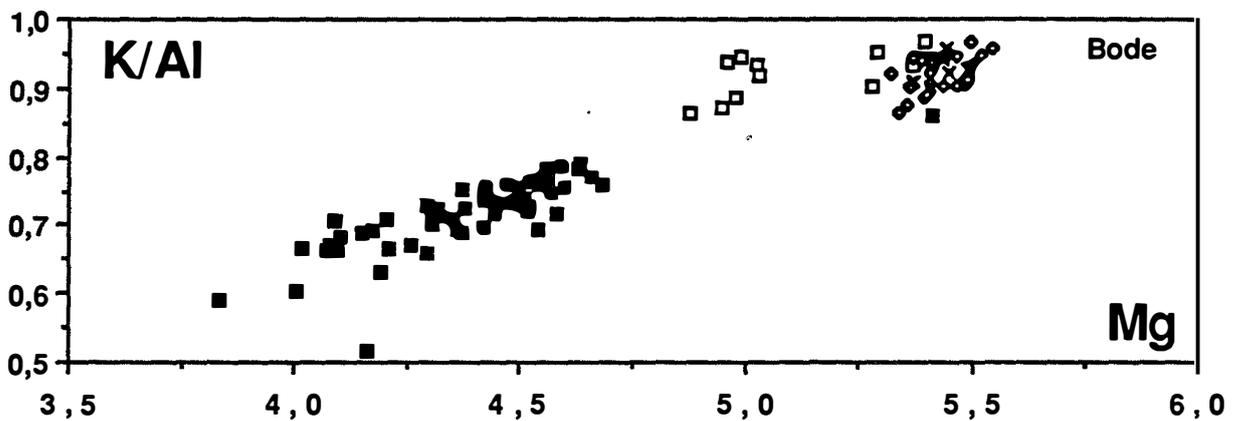
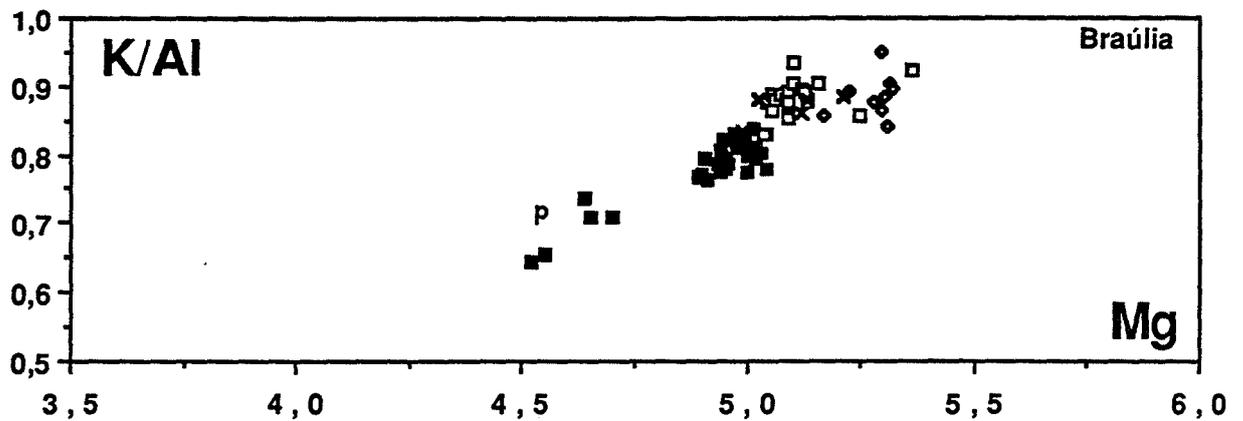


Figure V.21B : évolution du rapport K/Al de la phlogopite d'amont en aval des colonnes. Symboles : carrés pleins : zone 4B, carrés vides : zone 4A, losanges: zone 3, croix : zone 2, p : premiers cristaux de la zone 4B, en contact avec la partie centrale.

En effet, l'évolution décroissante de K dans les micas de la zone 4A et vers l'aval de la séquence pourrait être liée en partie à l'augmentation du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} du milieu, comme le suggère l'évolution de la composition chimique du spinelle dans ces zones (cf. infra). La bonne corrélation qui existe entre Fe et K pour les points de la zone 4A (Fig. V.17) est en faveur de la présence d'une substitution du type : $Fe^{2+} + K = Fe^{3+} + \square^{XII}$. S'il s'agit de la seule substitution faisant intervenir K, on peut évaluer le nombre d'atomes de Fe^{3+} approximatif dans la formule unitaire de la phlogopite dans les zones externes. La lecture du diagramme Fe:K (Fig. V.17) permet de l'estimer à environ 0.2. Seule une étude cristalochimique plus poussée pourrait permettre de conclure.

Quoiqu'il en soit, l'augmentation du rapport K/Al de la phlogopite de l'intérieur de la zone 4B vers les zones externes 4A, 3 et 2 (Fig. V.21B) indique que Al décroît relativement plus que K, ce qui indique que le milieu est de plus en plus alcalin vers les zones externes. Ce point sera rediscuté au chapitre VI

V.2.1.4. Présence de zonations :

D'une manière générale, les phlogopites ne sont pas zonées, ni optiquement, ni chimiquement. Dans un seul cas nous avons pu observer des micas zonés :

BAF1 a été échantillonné dans la zone 2 de Braúlia et présente la particularité d'avoir des phlogopites nettement zonées avec un coeur de couleur plus brun-rouge que le bord, associées à une importante quantité de talc et l'amphibole n'a pas été observée dans la lame mince. Les bords sont plus pauvres en Fe, Al, Ti, Cr et plus riches en Si et Mg que les coeurs des grains. En outre, la teneur en titane est plus élevée que dans tous les autres micas de la colonne (0.15-0.62% TiO_2 contre 0-0.22%). La composition des coeurs des grains sont comparable avec celle de la phlogopite de l'intérieur de la zone 4A ; celle du bord (un point seulement) est comparable avec celle de la phlogopite de l'extérieur de la zone 4A et de la zone 3 (cf. diagrammes Fe:Mg, Al:Si, Al:Mg, Al^{VI} : Al^{IV} et en particulier Mg : Cr).

V.2.1.5. Variation de la composition dans la zone 3 de Bode à texture "peau de panthère":

Dans la zone 3 de Bode à texture "peau de panthère", j'ai comparé la composition des phlogopites qui se situent dans les taches et de celle qui se situent hors-taches. Il n'existe pas de différences de composition sensible sauf pour Al_2O_3 , dont la teneur est très légèrement plus élevée dans les phlogopites des taches:

	Taches		Hors-taches	
Al_2O_3	10.11-10.80%	n=17	10.48-11.34%	n=8

V.2.1.6. Composition des phlogopites développées au dépens de la partie centrale des colonnes métasomatiques - endophlogopitites :

Ces phlogopites sont plus riches en Fe, Al et plus pauvres en Si, Mg que les phlogopites de la zone 4B (Fig. V.22). Néanmoins, si on étudie les évolutions de composition, on peut observer qu'il n'y a pas de discontinuité entre les évolutions des deux populations, en particulier dans l'évolution dans le diagramme Fe:Mg. Il existe un petit recouvrement des domaines occupés par les phlogopites de la partie centrale et de l'intérieur de la zone 4B de Bode. Ceci pourrait indiquer que ces dernières se sont développées aux dépens de la zone centrale.

En ce qui concerne Si et Al, l'examen des diagrammes Mg:Al et Si:Al (Fig. V.22) révèle que l'évolution de composition des phlogopites de la partie centrale constitue globalement le prolongement de l'évolution de composition des phlogopites de la zone 4B des différentes colonnes. Dans le détail, on peut dénombrer au sein des phlogopites des zones 4B, plusieurs droites parallèles et de même pente, qui correspondent aux analyses des différentes colonnes et aux analyses de diverses parties centrales. L'existence de pentes similaires indique que les mêmes mécanismes de substitution fonctionnent dans les phlogopites des diverses populations. L'existence de plusieurs droites parallèles peut être en liaison avec les différences de teneur en Mg ou Si de la roche ultrabasique de départ (cf. infra). Les teneurs en titane peuvent être plus élevées dans ces phlogopites que dans celles de la zone 4B.

Compte tenu de la présence occasionnelle d'ilménite, l'existence systématique de faibles teneurs en titane dans les phlogopites des différentes colonnes (0 à 0.07 atomes de Ti par formule unitaire) indique que ces roches se sont formées à une température inférieure à 600°C (Robert, 1981). Néanmoins, la teneur en titane est supérieure ou égale dans les phlogopites de partie centrale.

Comme de nombreux faits suggèrent que ces phlogopites se sont formées à partir d'un même fluide que les phlogopites des zones métasomatiques mais sur des roches différentes, on ne peut invoquer l'existence d'une forte différence de température. Il existe une bonne corrélation Ti:Al^{VI} (Fig. V.22) ce qui indique l'existence d'une substitution $Ti + Mg = 2Al^{VI}$ et $Fe = Mg$. Cette augmentation simultanée des teneurs en fer et titane peut être observée par ailleurs dans les phlogopites hydrothermales développées sur des séricitoschistes en présence de rutile (Poupon, comm. pers.). On peut donc penser que le niveau de teneur en titane correspondant à la saturation varie en fonction de la composition de la phlogopite. Le thermomètre approximatif que constitue la teneur en titane des phlogopites ne s'appliquerait donc raisonnablement que pour des compositions proches du pôle phlogopite ou pour des compositions voisines.

Les teneurs en Mn sont globalement supérieures à celles des phlogopites de la zone 4B des colonnes 1 et 3 et comparables à celles de la même zone de la colonne 2.

La teneur en fluor est inférieure ou égale à celle des phlogopites de zone 4B, ce qui est vraisemblablement lié à la décroissance du rapport $Mg/Mg+Fe$ dans les phlogopites de la partie centrale relativement à celles de la zone 4B.

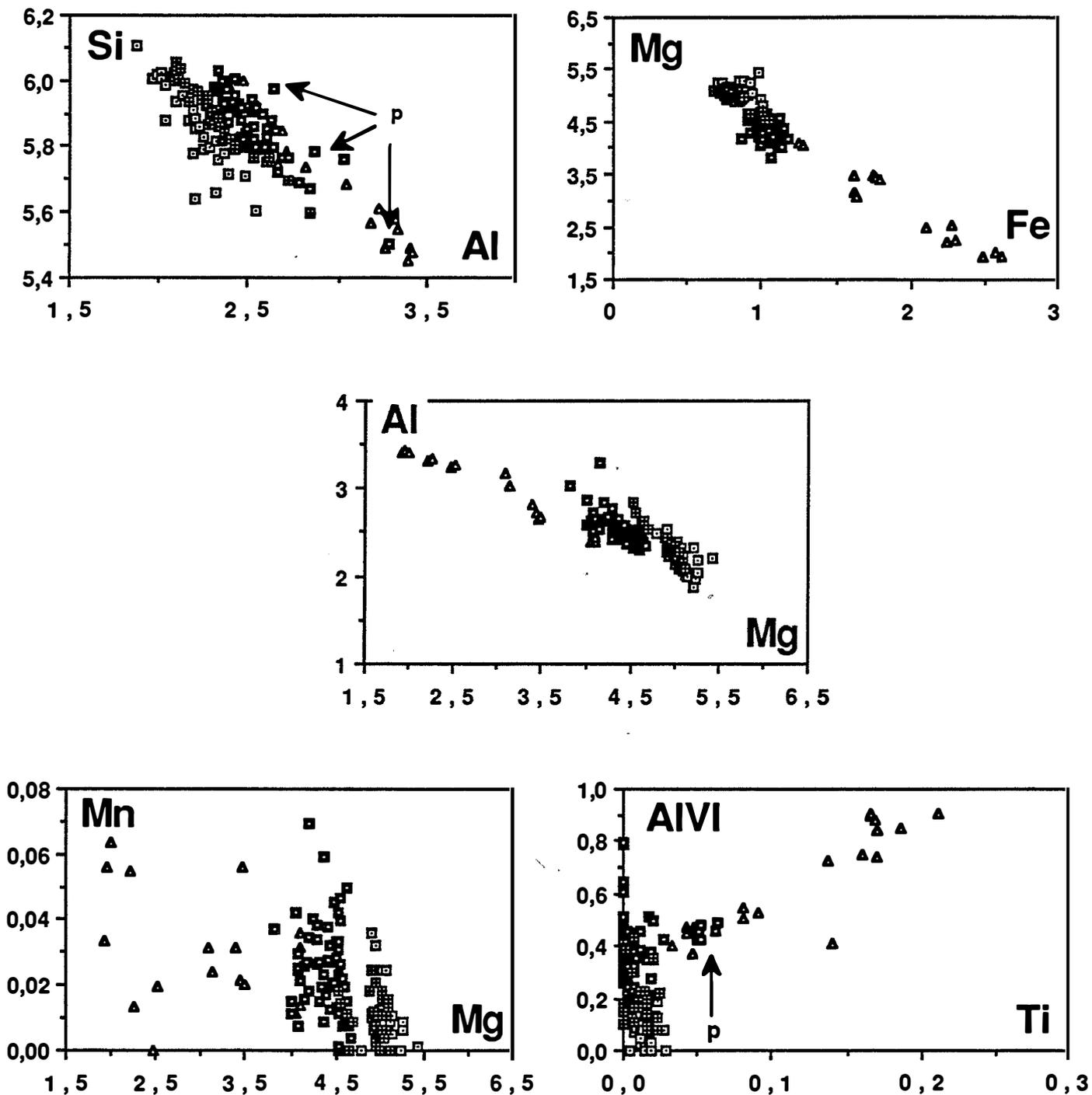


Figure V.22 : comparaison de la composition des phlogopites des endophlogopitites et de la zone 4B des trois colonnes (en a/f.u). symboles : triangles=phlogopite des endophlogopitites et développées sur la partie centrale, carrés croisés=Z4B de Braúlia, carrés pleins pointés=Z4B de Bode, carrés vides pointés=Z4B de Socotó.

V.2.2. Amphiboles :

Remarque préliminaire :

les formules structurales des amphiboles ont été calculées sur la base de 23 oxygènes en admettant que tout le fer est sous forme de FeO. Fe³⁺ n'a donc pas été calculé.

V.2.2.1. Evolution de composition dans les colonnes :

Les amphiboles des zones métasomatiques sont des trémolites-actinolites dont la composition est peu variable à travers la séquence métasomatique (Fig. V.23). En ce qui concerne les zones 2 et 3, la composition et les évolutions de composition des amphiboles sont comparables pour les trois colonnes; on n'observe d'évolution sensible que dans la zone 3 : de l'intérieur vers l'extérieur de cette zone, l'évolution se caractérise par une augmentation du rapport Mg/Mg+Fe (Mg ne varie pas et Fe décroît) et de Si et une baisse de Al, Na et Mn. Cette évolution est régie par un mécanisme de substitution du type $Si + Mg = Al^{IV} + Al^{VI}$. Les amphiboles de l'extérieur de la zone 3 ne changent pas de composition au passage du front 2-3 et dans la zone 2.

La composition des amphiboles de la zone 1 n'est pas comparable à Bode et à Socotó (je rappelle qu'elles sont absentes de la zone 1 de Braúlia) : à Socotó, elles présentent la même composition qu'en zone 2 (Fig. V.23) alors qu'à Bode, il existe un saut de composition au passage du front 1-2. L'amphibole passe à une composition intermédiaire entre trémolite et hornblende trémolitique par augmentation de Na et Al selon le mécanisme de substitution édénitique : $Na + Al^{IV} = Si + \square$ (Fig. V.24).

Notons toutefois que le rapport Mg/Mg+Fe est supérieur ou égal à celui de l'amphibole de zone 2 ; ce rapport augmente donc régulièrement dans l'amphibole d'amont en aval de la colonne, ce qui est comparable à ce qui se passe dans la phlogopite, nous l'avons vu.

Les teneurs en fluor des amphiboles sont notables et décroissent d'amont en aval des trois colonnes.

V.2.2.2. Zonations :

Il existe une légère zonation de composition des amphiboles de zone 3 des trois colonnes : les bords sont légèrement plus riches en Fe, Al et Mn et plus pauvres en Cr et Na que les coeurs.

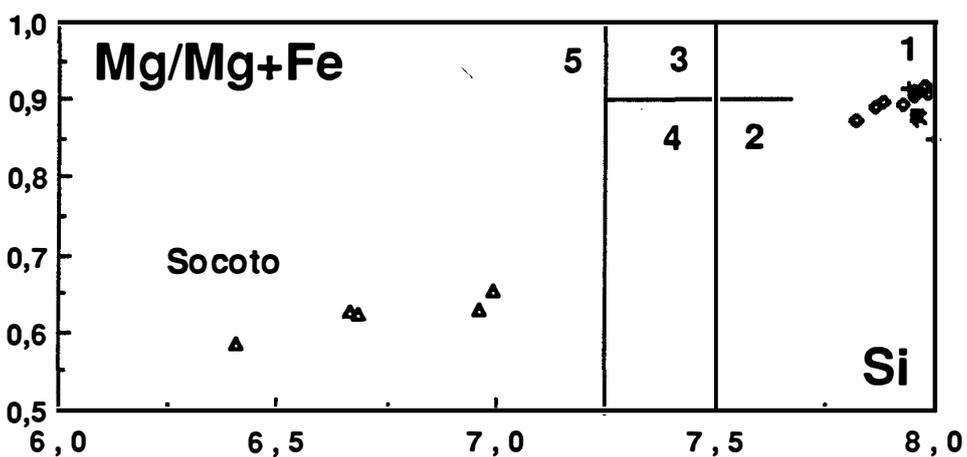
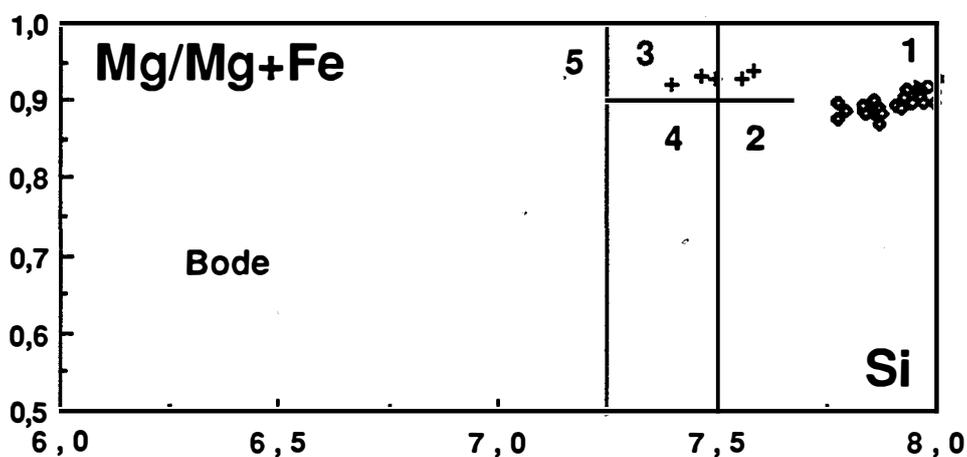
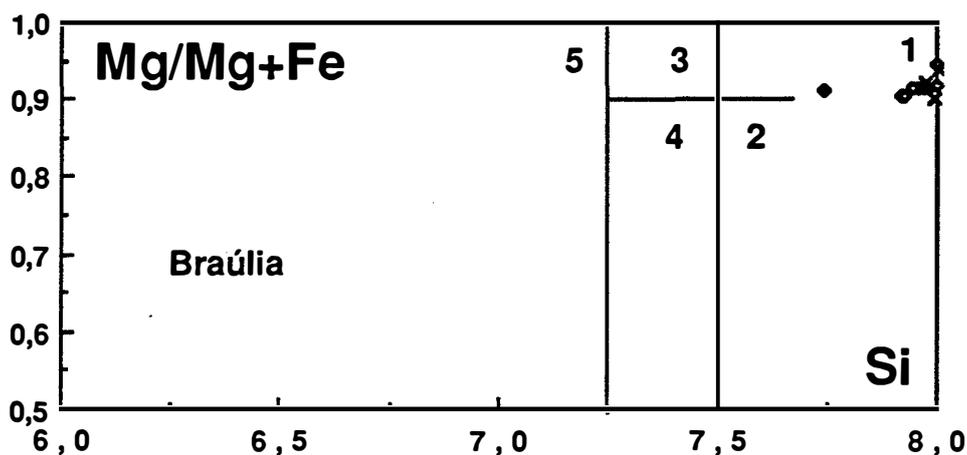


Figure V.23 : Evolution de composition des amphiboles dans les trois colonnes métasomatiques. 1 : Trémolite, 2 : Actinolite, 3 : Hornblende trémolitique, 4 : Hornblende actinolitique, 5 : Magnésiohornblende (d'après Leake, 1978). Mêmes figurés que pour les phlogopites (cf Fig. V.14). Triangles : endophlogopites.

V.2.2.3. Variation de la composition dans la zone 3 de Bode à texture "peau de panthère":

Les amphiboles des taches sont légèrement moins riches en Al que celles situées hors-taches, ce qui est l'inverse de ce que nous avons observé pour les phlogopites correspondantes :

	Hors-taches	Taches
Al ₂ O ₃	0.21-0.80%	0.20-0.33%

V.2.2.4. L'association trémolite-magnésiocummingtonite de la zone 2 de Bode :

Nous avons pu observer dans la zone 2 de Bode des reliques d'amphibole remplacée par la trémolite: il s'agit d'une magnésiocummingtonite. Elle présente un rapport Mg/Mg+Fe à 0.71-0.76, sensiblement moins élevé que celui des trémolites à 0.91-0.93. Les teneurs en CaO sont nettement plus faibles (0.59-1.24%) de même que MnO et Cr₂O₃ (respectivement 1.6-2.03 et 0.2-1.1% contre 0-0.23 et 0-0.41% dans la trémolite). Les teneurs en fluor restent élevées et comparables à celle de la trémolite. Les teneurs en Na₂O et Al₂O₃ sont négligeables (<0.06%).

V.2.2.5. Composition des amphiboles des endophlogopitites :

Elles ont une composition plus riche en Al, Fe, Na et K et plus pauvres en Si et Mg que les amphiboles des zones métasomatiques : ce sont des magnésiohornblendes (cf. Fig. V.23). Le fluor et le titane présentent des teneurs plus élevées que dans les amphiboles des zones 1, 2 et 3. Les teneurs en MnO sont comparables à celles de l'amphibole de zone 3.

	endophlogopitites	Zones 1, 2 et 3
F	0.9-2.16%	0.06-0.76%
TiO ₂	0.16-0.33%	0-0.16%

L'introduction des alcalins et de l'aluminium s'effectue par le mécanisme de substitution édénitique (Fig. V.24).

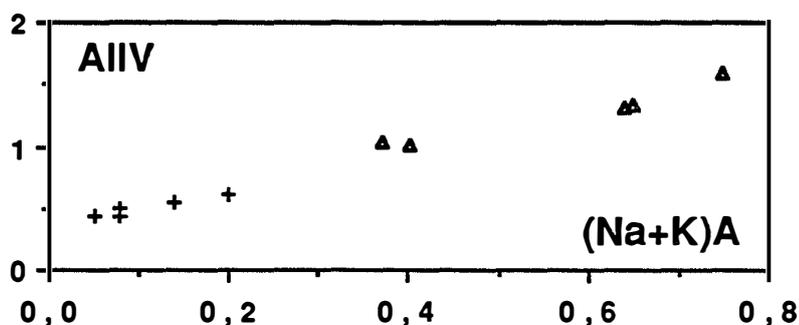


Figure V.24 : Substitution édénitique pour les amphiboles de la zone 1 (Bode) et des endophlogopitites (Socotó). Triangles=endophlogopitites. Croix=zone 1 de Bode.

V.2.3. Spinelles :

L'évolution de la composition des spinelles des zones internes vers les zones externes est comparable dans l'ensemble dans les trois colonnes métasomatiques étudiées : elle évolue depuis une chromite alumineuse en zone 4A vers une magnétite légèrement chromifère en zone 1 (Fig. V.25).

D'amont en aval de la zone 4A, l'évolution de la composition du spinelle se caractérise par une forte baisse de la teneur en Al et une augmentation du rapport Fe^3/Cr . Notons qu'à Socotó, l'évolution dans cette zone s'effectue presque à Cr constant par une baisse de Al/Fe^3 . Ceci est lié, semble-t-il, à la richesse en Al du spinelle de la zone 4A de Socotó relativement aux spinelles de la même zone de Braúlia et Bode.

Dans la zone 3 des trois colonnes, la composition du spinelle est comparable avec celle de la fin de la zone 4A : la teneur en alumine est très faible (<1% Al_2O_3), le rapport Fe^3/Cr environ égal à 0,5.

Vers l'aval, la composition évolue essentiellement par augmentation de ce rapport ; l'alumine continue à baisser jusqu'à des teneurs nulles dans le spinelle de la zone 1.

En outre, on note que les teneurs en Mn, Mg et Zn des spinelles décroissent régulièrement d'amont en aval du système.

Zonations :

Les spinelles sont généralement zonés chimiquement mais les zonations ne sont pas comparables dans les spinelles des trois colonnes :

A Bode, les spinelles de Z4A sont légèrement zonés dans le sens d'une faible augmentation de Al/Fe^3 et Fe^3/Cr vers les bords des grains. Les spinelles des zones 1 et 2 ont des zonations inverses (Fig. V.25).

A Braúlia, les zonations sont dans le même sens dans les différentes zones: les bords des grains ont des rapports Al/Fe^3 et Cr/Fe^3 plus élevés que ceux des coeurs : les bords des spinelles d'une zone donnée ont donc une composition comparable avec la composition moyenne du spinelle de la zone immédiatement plus interne, ce qui constitue une évolution récurrente relativement à l'évolution globale des spinelles d'amont en aval du système, mais une zonation normale par rapport à l'avancée des fronts métasomatiques. Ce point sera discuté dans les interprétations (chap. VI).

A Socotó, les zonations sont dans le même sens dans toutes les zones : dans la zone 4A, les rapports Al/Fe^3 et Cr/Fe^3 sont plus faibles au bord qu'au coeur. Dans les zones 1, 2 et 3, on peut noter que les coeurs ont des mêmes compositions comparables. Cr/Fe^3 décroît du coeur au bord, d'autant plus que l'on se situe vers l'aval du système.

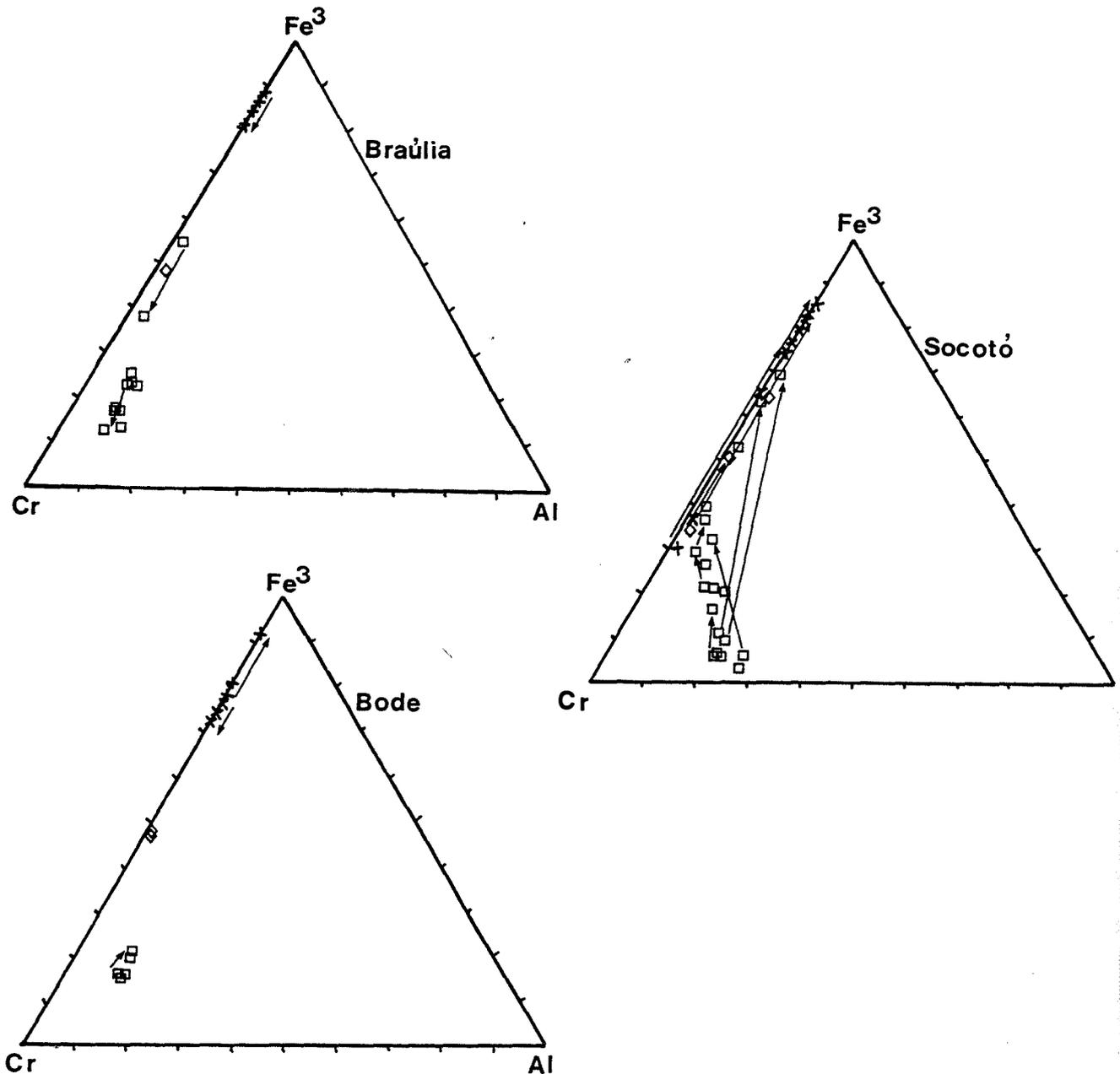


Figure V.25 : évolution de la composition des spinelles dans le diagramme triangulaire $Fe^{3+}/Cr/Al$ des trois colonnes métasomatiques. Même symboles que précédemment (cf. Fig. V.14).

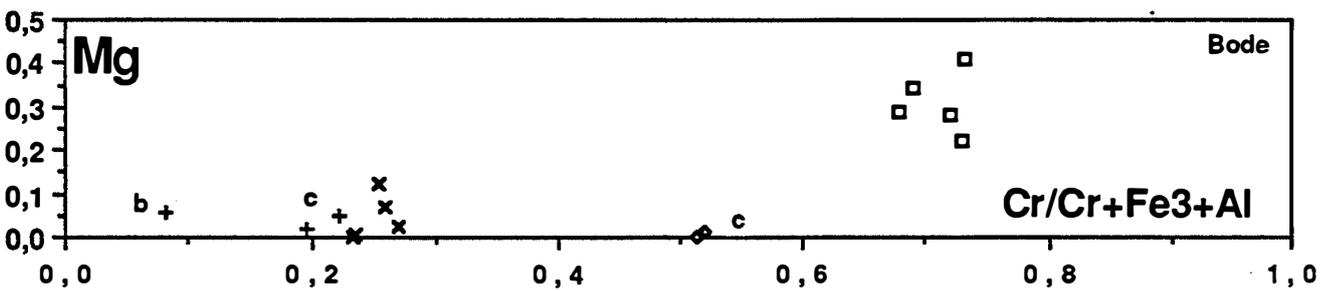
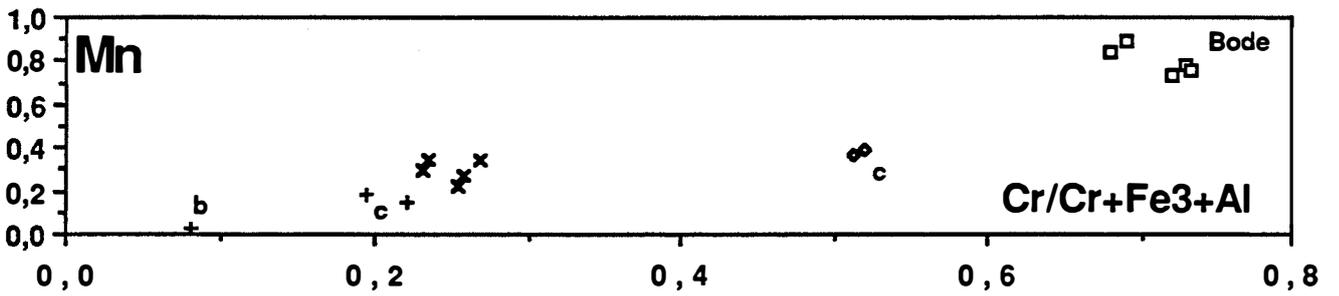
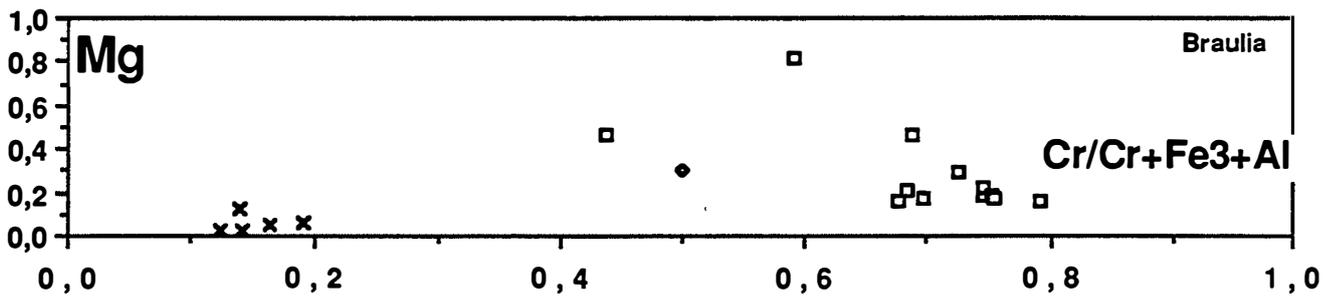
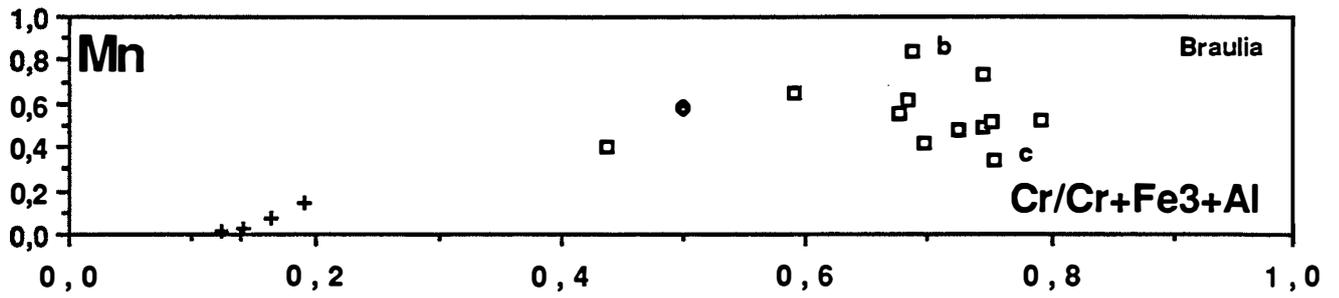
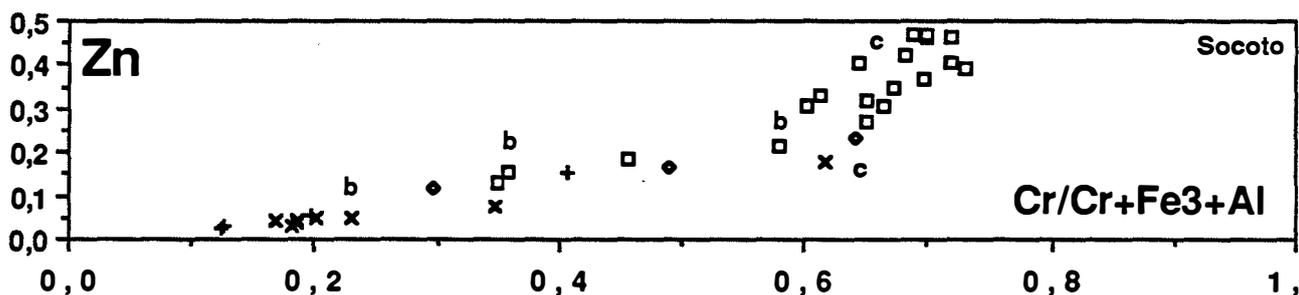
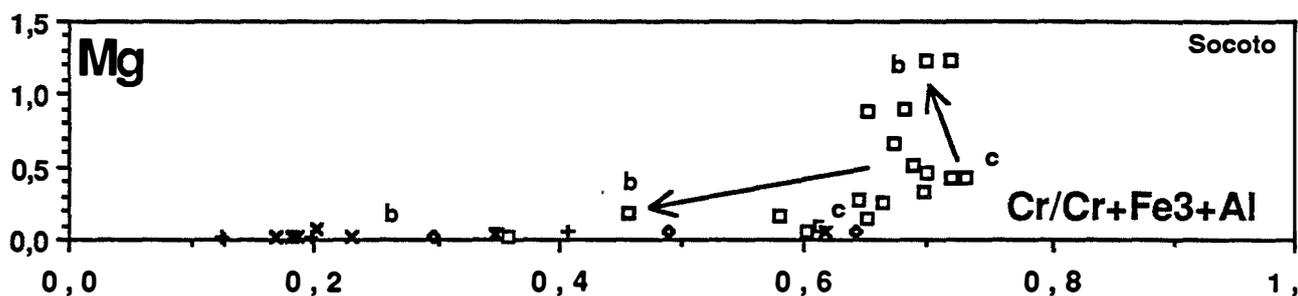
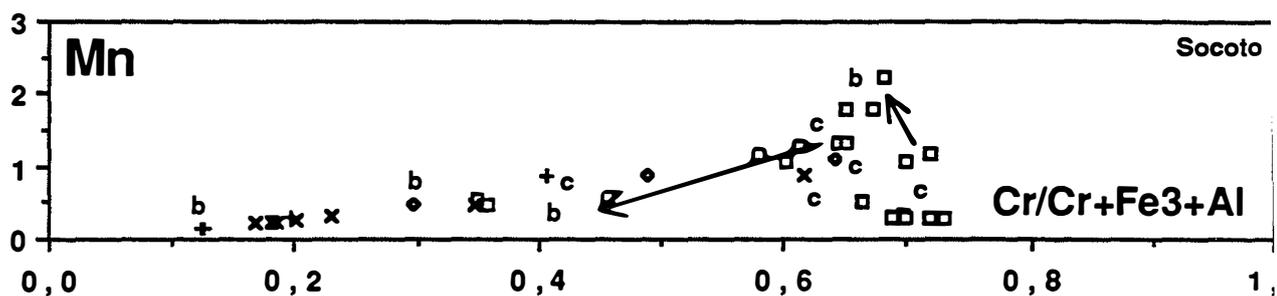


Figure V.26 : Evolution des teneurs en Mn, Mg (Zn) en fonction de Cr/Cr+Fe₃+Al des spinelles dans les trois colonnes; mêmes symboles que précédemment (cf. Fig. V.14); c : coeur de grain, b : bord.



V.2.4. Talcs :

Les compositions des talcs analysés sont assez banales et présentent un faible rapport $Fe/Fe+Mg$ compris entre 0.04 et 0.09. Notons néanmoins l'existence de teneurs notables en fluor, comprises entre 0.39 et 1.1% et en alumine comprises entre 0.04 et 0.93%. Les plus fortes teneurs en Al sont liées au talc qui apparaît au front 2-3 de Bode (0.29-0.93%) et sont plus faibles en zone 2 (0.04-0.33%)

V.2.5. Chlorites :

Zone 1 :

A l'exception des bords des chlorites de Braúlia, la chlorite de la zone 1, associée au talc et à la serpentine, a une composition comparable dans les trois colonnes, intermédiaire entre clinochlore et penninite (Fig. V.27).

Elle présente de fortes teneurs en chrome (0.4-2.3% Cr₂O₃, moyenne 1.27, n=13) et de faibles teneurs en fluor (0-0.46% F, moyenne 0.26, n=13). Les teneurs en titane et manganèse sont négligeables (≤ 0.03 a/f.u)

Les bords de cristaux de chlorite de la zone 1 de Braúlia ont des compositions de talc-chlorite.

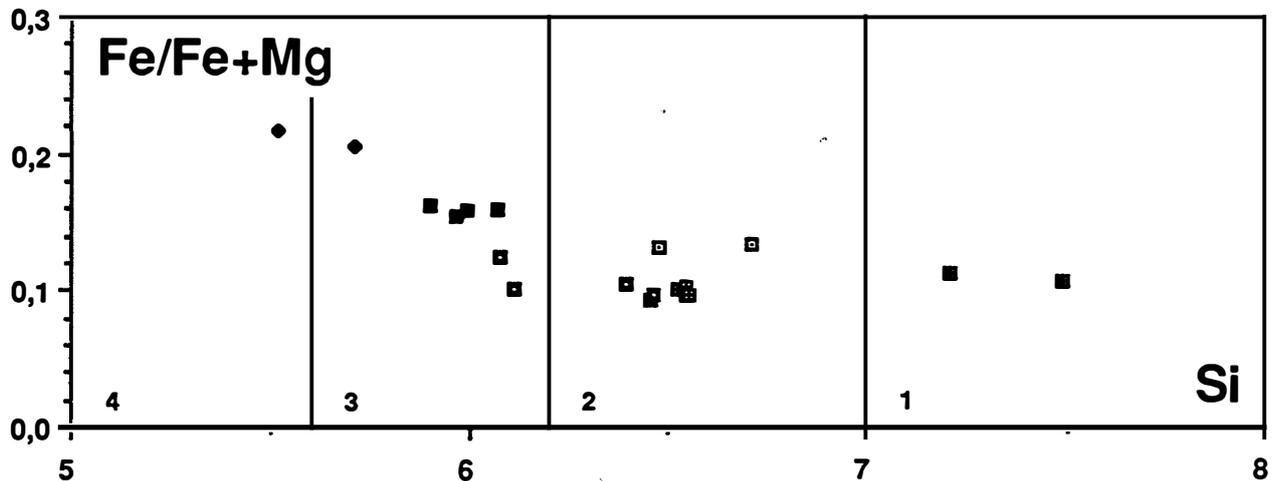


Figure V.27 : Composition chimique des chlorites dans le diagramme Si : Fe/Fe+Mg. 1 : Talc-chlorite, 2 : Penninite, 3 : Clinochlore, 4 : Sheridanite. (modifié d'après Hey, 1954). Légende : carrés croisés : zone 1 de Braúlia, carrés pleins pointés : zone 1 de Bode, carrés vides pointés : zone 1 de Socotó, carrés pleins, zone 4B de Socotó, losanges : contact zone 4B-partie centrale de Braúlia.

Zone 4B de Socotó :

La chlorite associée à la phlogopite de la zone 4B de Socotó a une composition de clinochlore mais sa composition est sensiblement différente de celle de la chlorite de zone 1 : le rapport Fe/Fe+Mg est supérieur à celui de la chlorite de zone 1 (Fig. V.27) et analogue à celui de la phlogopite associée, ce qui suggère une cristallisation à l'équilibre des deux minéraux. Les teneurs moyennes en fluor et MnO sont également supérieures (respectivement 0.37% et 0.08%, n=4).

La teneur moyenne en Cr₂O₃ est élevée et comparable à celle de la zone 1 (0.94%).

Chlorite d'altération de la phlogopite dans la partie centrale des colonnes :

Nous ne disposons que de deux analyses de cette chlorite, qui remplace la phlogopite au contact zone 4B-partie centrale de la colonne de Braúlia (échantillon BA1A') : sa composition est "à cheval" sur le champ des clinochlores et des sheridanites (Fig. V.27) ; notons que le rapport Fe/Fe+Mg est le plus élevé de toutes les chlorites analysées et légèrement supérieur à celui de la phlogopite qu'elle remplace (en moyenne 0.21 contre en moyenne 0.18). Contrairement aux autres chlorites étudiées, cette chlorite n'est pas chromifère mais la teneur en MnO (0.16-0.20%), et en CaO (0.12-0.70%) sont supérieures.

V.2.6. Serpentes :

Les serpentines de la zone 1 des colonnes 1 et 2 ont des compositions comparables. Le rapport Fe/Fe+Mg est compris entre 0.1 et 0.11. Comme pour les autres minéraux analysés dans les zones métasomatiques, il existe dans la serpentine de faibles teneurs en fluor (0.15-0.58%). En outre les teneurs en alumine sont notables et comprises entre 1.71 et 3.04%.

V.2.7. Béryls (émeraudes) :

Les derniers travaux sur la cristallographie du béryl (Auricchio *et al.*, 1988) montrent que les substitutions principales sont Al = M²⁺ (ions divalents Fe²⁺, Mg, Mn plus Fe³⁺, Cr, V et Ti) en site octaédrique et Li = Be en site tétraédrique. Les alcalins entrent dans les canaux (au centre des anneaux d'atomes de Si) afin de compenser le déficit de charge produit par le jeu de ces substitutions.

Les effets de substitutions sur les paramètres du réseau cristallin du béryl permet de définir trois séries de béryls à partir du rapport c/a :

- les béryls "octaédriques", dans lesquels le principal remplacement isomorphe est Al = M²⁺.
- les béryls tétraédriques, où la substitution principale est Be = Li.
- les béryls "normaux", où les deux substitutions peuvent apparaître.

Les auteurs ont analysé des béryls provenant de divers environnements, dont un béryl de Carnaíba, provenant d'une roche à phlogopite, apatite, molybdénite, et quartz (zone 4B).

Les alcalins rentrent dans la structure du béryl pour compenser les déficits de charge et leur teneur est corrélée à la proportion de substitutions dans les sites tétraédriques et octaédriques. Na est toujours présent; Cs n'est présent que dans les béryls riches en Li; Rb et K sont généralement voisins des limites de détection. Des traces de Cr₂O₃, MnO, TiO₂ et V₂O₃ sont observées et paraissent jouer un rôle dans la coloration des béryls : la couleur verte est liée à l'introduction du chrome et du vanadium.

Le béryl vert de Carnaíba appartient à la série des béryls octaédriques : il présente des teneurs notables en Mg, Fe et Na et des traces. Les traces de chrome peuvent expliquer la colora-

tion verte. Dans la mesure où sa teneur en Li est très peu élevée, le césium ne rentre pas dans la structure et le béryllium n'est pas impliqué dans les mécanismes de substitution.

Tableau d'analyses des béryls : (Carn 9, in Aurisicchio et al., 1988; autres échantillons : analyses ponctuelles à la microsonde; n.d.=non dosé)

Ech.	Béryls verts Zone 4B et partie centrale			Béryls incolores Muscovites			
	Carn 9	Soc4	Soc4	15-7C	15-7C	BAF8	BAF8
SiO ₂	65.18	64.99	64.22	65.84	65.45	66.6	66.34
TiO ₂	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01
Al ₂ O ₃	16.57	14.66	14.27	18.34	17.88	16.97	17.05
Cr ₂ O ₃	0.26	0.13	0.99	0	0.05	0.03	0.01
V ₂ O ₃	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.50	0.90	0.86	0.38	0.59	0.35	0.35
MnO	0	0.03	0	0	0.02	0	0.03
MgO	1.15	1.97	2.19	0.42	0.55	0.41	0.72
CaO	0	0.03	0	0.03	0	0.05	0.01
Na ₂ O	1.15	1.74	1.82	0.47	0.72	0.74	0.91
K ₂ O	0	0.02	0.05	0.05	0	0	0.03
Li ₂ O	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb ₂ O	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cs ₂ O	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BeO	12.37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Les autres analyses (c.f. tableau) sont ponctuelles, effectuées à la microsonde : Be, Li, Cs et Rb n'ont pas été analysés. On peut néanmoins séparer deux familles de béryls :

-les béryls verts associés à la phlogopite (échantillons Carn et Soc 4) à teneur élevée en Mg, Fe, Na et Cr.

-les béryls incolores à verdâtres, plus tardifs, en veinule dans la partie centrale de Bode (BO15-7C) ou dans la muscovite de Braúlia (BAF8), à plus faible teneur en Mg, Fe, Na et Cr mais plus alumineux que ceux du premier groupe.

On peut faire trois observations :

-la présence de teneurs élevées en Fe, Mg et Cr dans les béryls de la première famille traduit une cristallisation en équilibre avec un milieu plus "basique" et dans lequel régnait une activité de la soude plus élevée que pour les béryls de la deuxième famille (le rapport Na₂O/Al₂O₃ moyen est nettement plus élevé dans les béryls de la première famille, à 0.103, que dans la deuxième, à 0.04).

-la baisse relative des teneurs en Al dans les béryls de la première famille résulte probablement essentiellement d'un mécanisme de substitution Al = M₂⁺.

-la coloration verte des béryls (émeraudes) de la première famille peut être expliquée par l'introduction du chrome dans le réseau.

V.3. GEOCHIMIE DES ZONES METASOMATIQUES

Méthodes analytiques:

Les éléments chimiques ont été dosés par les mêmes méthodes que pour les analyses des granites (cf. Chap. III) sauf Th, Co et Cr par ICP à l'école des mines de St Etienne. Les isotopes radiogéniques (Rb/Sr, analyste : Mme M. Caen Vachette, Nd/Sm en cours) ont été analysés au laboratoire du département des sciences de la terre de Clermont Ferrand (Université Blaise Pascal & U.A n°10 du CNRS). Le calcul de l'isochrone a été fait en attribuant aux rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respectivement les erreurs 1.5% et 0.01%. La constante de désintégration de ^{87}Rb est $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$.

DONNEES SUR LES ISOTOPES DU STRONTIUM :

La colonne de Bode a fait l'objet d'une étude des isotopes du strontium :

Remarque : l'analyse de la zone 1 (échantillon BO15-1) a été abandonnée en raison des très faibles valeurs et en conséquence douteuses de Rb et Sr (par la méthode de dilution isotopique).

L'âge est déterminé avec précision (MSWD=0.28) à 1869 ± 28 M.A. et est proche de l'âge du granite de Carnaíba (1883 ± 87 M.A.). Le rapport isotopique initial $R_i = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est très imprécis (0.893 ± 0.655) et ne peut être déterminé avec précision parce que les valeurs de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont très élevées (entre 1668 et 3594). La détermination des rapports isotopiques de minéraux pauvres en Rb du système tels que l'apatite devrait permettre de préciser le rapport R_i .

Comme le Rb et le Sr sont apportés par les fluides, en forte quantité pour Rb, nous le verrons, l'âge obtenu est celui de l'altération de la serpentinite par les fluides, mais n'indique pas que les fluides sont en équilibre isotopique avec le granite. L'obtention d'âges comparables pour le granite et la colonne confirme les zonations métasomatiques ont été remarquablement préservées depuis leur formation. L'étude des bilans chimiques va donc nous renseigner sur les transformations caractéristiques du système de zones primaires.

TRANSFERTS DE MATIERE-BILANS CHIMIQUES

Le but d'un calcul de bilan chimique est de pouvoir caractériser les apports et les départs de constituants chimiques au cours du processus métasomatique. En première approximation, la comparaison de la composition chimique des zones 1 et 4B des colonnes 1 et 2 montre que les phlogopitites se sont formées essentiellement par apport de potassium, d'aluminium et de fluor et départ de magnésium, de calcium, et d'eau plus dioxyde de carbone.

	COLONNE 1 (Braúlia)		COLONNE 2 (Bode)	
	ZONE 1 Serpentinite	ZONE 4B Phlogopitite	ZONE 1 Serpentinite	ZONE 4B Phlogopitite
	1 (BO15-1)	2 (BO15-5)	3 (BAF9)	4 (BAF3)
SiO ₂	42.02	41.14	42.51	41.24
TiO ₂	0.16	0.19	0.12	0.19
Al ₂ O ₃	4.20 ----->	14.45	2.67	----->17.78
Fe ₂ O ₃	3.24	1.28	2.76	2.69
FeO	5.72	7.23	5.16	6.1
MgO	31.31 <-----	20.46	29.96	<----- 16.54
MnO	0.14	0.25	0.12	0.37
CaO	1.65 <-----	0.10	2.95	<----- 0.65
Na ₂ O	Tr.	0.05	Tr.	0.04
K ₂ O	0.01 ----->	9.72	0.01 ----->	9.69
P ₂ O ₅	0.01	0.08	0.02	0.45
(H ₂ O,CO ₂)	9.82	1.43	11.41	0.69
F	non dosé	non dosé	0.45	2.62
Total	98.28	96.38	98.03	100.13

En l'absence de géochimie systématique, il est très difficile de savoir si les serpentinites de la zone 1 des diverses colonnes échantillonnées à Carnaíba ont une composition comparable avec celles des serpentinites du secteur. La présence de faibles teneurs en fluor dans la zone 1 de Braúlia (cf. tableau précédent), alors que le fluor est absent des serpentinites du secteur, suggère néanmoins que la zone 1 est aussi métasomatique. Les bilans effectués sont donc des bilans minimum.

Comme le système est ouvert et que le volume n'est pas forcément conservé lors des transformations métasomatiques, plusieurs hypothèses sont possibles. Nous supposons dans un premier temps que le volume est resté constant et, dans un deuxième temps que TiO₂ est parfaitement inerte

Dans les skarns, le remplacement de calcaire ne se fait pas forcément à volume constant, il peut s'effectuer dans le sens d'une augmentation ou d'une diminution du volume (Fonteilles, 1978).

Dans la colonne 2, on a pu observer dans la zone 1 (serpentinite) une texture à tâches de chlorite et serpentine ("peau de panthère") progressivement remplacées par la phlogopite dans les zones internes sans variation notable de la dimension de ces tâches (cf supra). La conservation de la taille de ces tâches suggère qu'il y n'y a pas de variation sensible du volume de la roche au cours des transformations métasomatiques. Ces tâches n'ont été observées que dans les zones 1, 2, 3 et 4A (échantillons BO15-1, 2, 3 et 4B, cf. photo II.5), il subsiste donc un doute pour la phlogopite à gros grains qui constitue la zone 4B; nous faisons l'hypothèse, dans un premier temps, que le volume est resté constant également dans cette zone.

V.3.1. Eléments majeurs :

Le nombre de moles de chaque élément chimique par unité de volume de roche, noté $n(i)$ (i étant l'oxyde considéré), est calculé par :

$$\boxed{C/P (\%) * d * 1000 = \text{nombre de millimoles} / 100 \text{ cm}^3}$$

où C est le pourcentage pondéral de l'oxyde considéré, P le poids moléculaire de l'oxyde et d la densité de la roche.

Pour mesurer la densité, nous avons utilisé un pycnomètre et effectué une méthode de double pesée; les échantillons ont préalablement été découpé en petits parallélépipèdes d'environ 3 cm de long avec une section d'environ 1cm et ensuite vernis pour éviter que l'eau ne pénètre dans l'échantillon : le volume mesuré constitue donc une mesure du volume roche + vides. Les résultats sont donnés ci-dessous:

MASSES VOLUMIQUES DES DIFFERENTES ZONES METASOMATIQUES

n° d'échantillon	roche	zone	masse volumique (g/cm ³)
BO15-1	Serpentinite	Z1	2.66
BO15-2	Phl, Trem, Talc	Z2	2.865
BO15-3	Phl, Trem	Z3	2.84
BO15-4B	Phlogopitite	Z4A	2.85
BO15-5	Phlogopitite	Z4B	2.905
BAF9	Serpentinite	Z1	2.78
BAF1	Phl, Trem, Talc	Z2	2.825
BAF2	Phlogopitite	Z4A	2.86
BAF3	Phlogopitite	Z4B	2.87

Les figures V.30a et b montrent les résultats du calcul pour les éléments majeurs dans les deux colonnes.

Titane :

$n(\text{TiO}_2)$ est constant et comparable dans les zones 1 à 4A des deux colonnes et se situe entre 4 et 5. Ceci démontre que les hypothèses de conservation du volume et du caractère parfaitement inerte de TiO_2 sont grossièrement équivalentes pour les zones 1 à 4A.

$n(\text{TiO}_2)$ est plus élevé et identique dans la zone 4B des deux colonnes (Fig. V.30a et b) : cette augmentation en zone 4B des deux colonnes ne peut être attribuée à une imprécision analytique; les analyses effectuées par ICP donnent le même résultat. Il est, par ailleurs, très improbable qu'il s'agisse d'une hétérogénéité de composition originelle de la roche ultrabasique car l'augmentation se retrouve sur quatre analyses de cette zone pour deux colonnes différentes (cf. analyses en annexe). Il est possible qu'il y ait eu variation de $n(\text{TiO}_2)$ et du volume de cette zone; néanmoins, dans l'hypothèse du volume constant, l'augmentation de $n(\text{TiO}_2)$ en zone 4B implique que TiO_2 a été apporté par la solution.

Comme le titane apparaît parfaitement inerte dans les autres zones, il n'est pas non plus interdit de supposer qu'il l'est aussi en zone 4B : cette hypothèse nous conduira dans un deuxième temps à discuter des bilans en supposant TiO_2 parfaitement inerte.

Potasse:

Parmi tous les éléments majeurs, la potasse est le constituant qui présente les variations relatives les plus importantes à travers les colonnes métasomatiques. Il est apporté massivement dans les zones internes (2, 3, 4A et 4B) et montre une décroissance par sauts

successifs depuis les zones internes jusqu'à la zone 1, où la phlogopite n'apparaît plus et où les teneurs en K₂O sont négligeables (0.01%).

Alumine:

Il en existe une faible proportion dans la zone 1 des deux colonnes; il s'y trouve dans la chlorite et la serpentine (cf. supra). Sa quantité décroît par sauts jusqu'à la zone 2. Il est donc apporté dans les zones internes phlogopitiques. Il existe un léger saut de n(Al₂O₃) entre les zones 1 et 2 à Braúlia, que l'on ne retrouve pas à Bode.

Fluor :

Habituellement en teneur très faibles dans les roches ultrabasiques, il existe des teneurs notables en zone 1 des deux colonnes, ce qui suggère qu'il est apporté par le fluide jusqu'en zone 1. Il est apporté dans les zones internes et diminue progressivement vers l'aval du système. Il se situe essentiellement dans la phlogopite mais la trémolite la chlorite et la serpentine présentent également de faibles teneurs, nous l'avons vu.

Braúlia

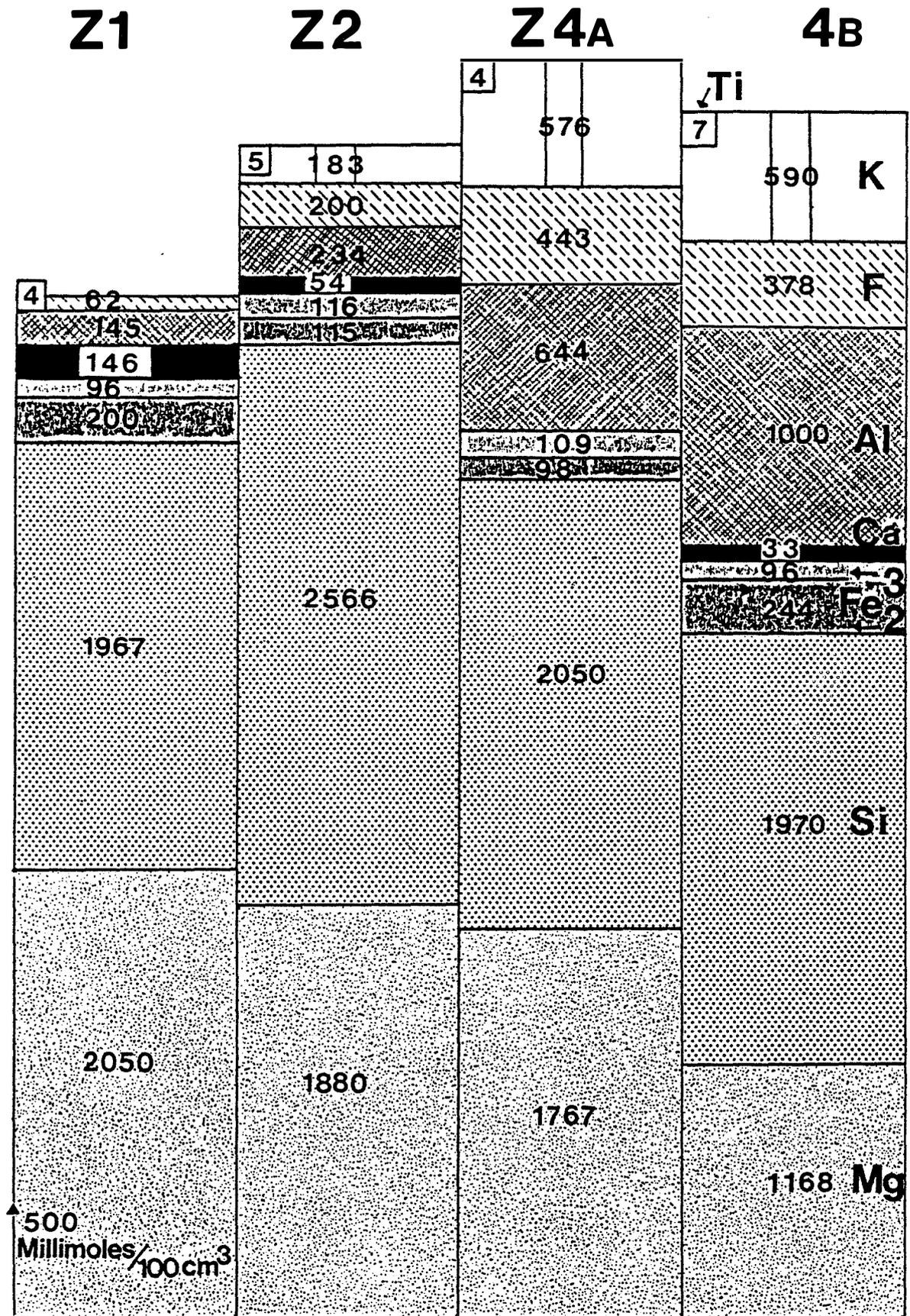


Figure V.30a : Bilans chimiques à volume constant pour les éléments majeurs de la colonne 1 (Braúlia). La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Bode

Z1

Z2

Z3

4A

4B

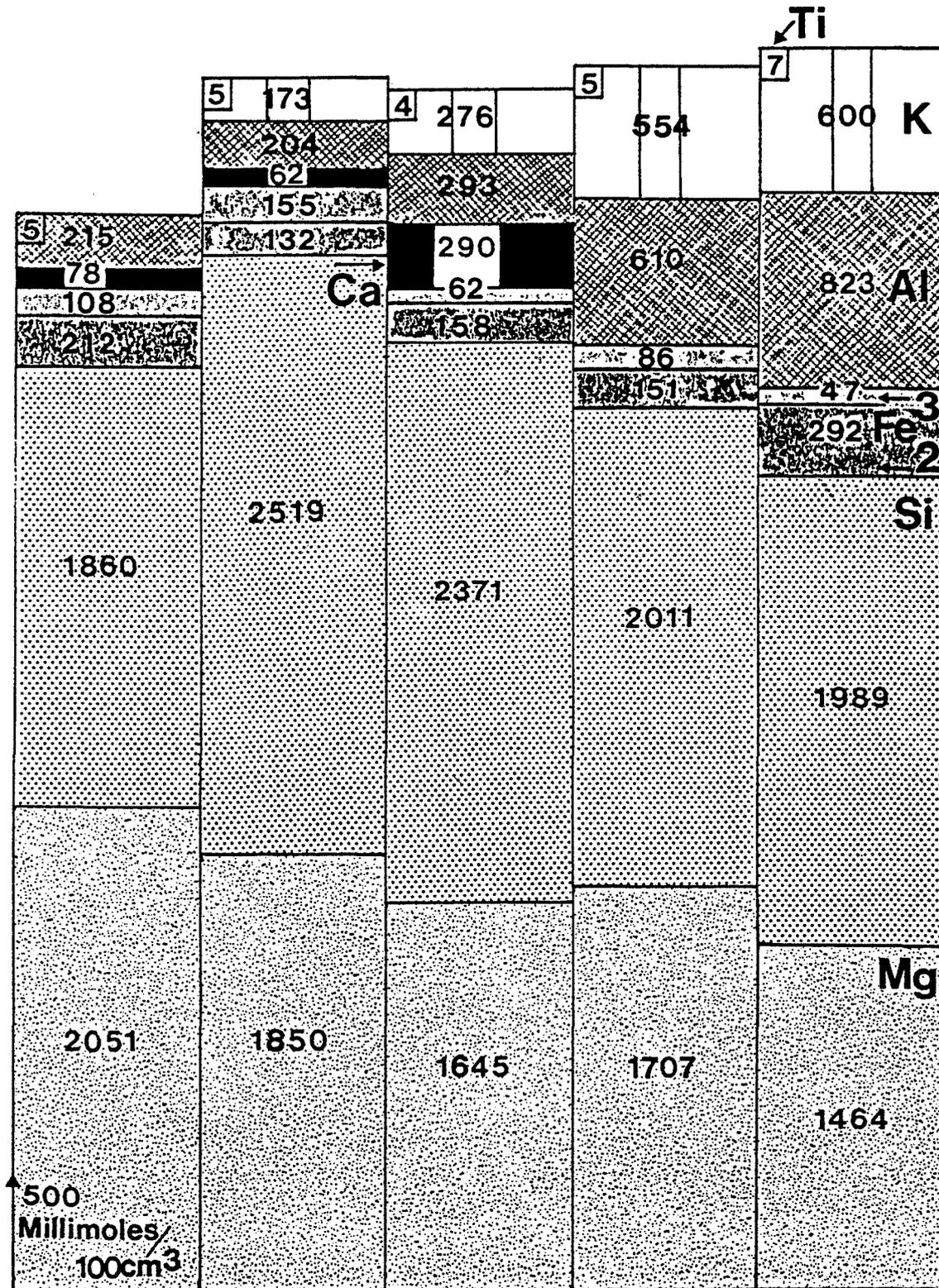


Figure V.30b : Bilans chimiques à volume constant pour les éléments majeurs de la colonne 2 (Bode). La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Silice :

On note une augmentation régulière et sensible de la zone 4 jusqu'à la zone 2, où apparaît le talc. L'apport de silice est marqué dans les zones 2 et 3 où apparaissent des minéraux particulièrement siliceux (trémolite et talc) relativement aux autres minéraux des colonnes (phlogopite, chlorite et serpentine). La quantité de silice diminue dans la zone 1 par rapport à la zone 2. On note que la quantité de silice dans la roche est sensiblement la même dans les zones les plus internes (4A et 4B) que dans la roche de départ.

Chaux:

La chaux est complètement lessivée dans les zones 4A et 4B; on note toutefois de faibles teneurs correspondant à la présence d'apatite dans le début de la zone 4 (voir l'augmentation de P₂O₅ en zone 4B de Braúlia). Dans la zone 3, la quantité de chaux est importante et en forte augmentation relativement aux zones externes - 1 et 2 - de la colonne, qui correspond à la cristallisation massive de la trémolite. Cette augmentation de la concentration en chaux est due comme pour SiO₂ dans la même zone à l'existence d'une brusque sursaturation dans le fluide responsable de la précipitation de la trémolite.

Magnésium et fer :

La quantité de magnésium varie sensiblement à travers la colonne métasomatique et augmente progressivement de l'intérieur vers l'extérieur du système de zones. Le magnésium n'est donc pas parfaitement inerte même s'il est inerte au sens de Korzhinskii. Si l'on considère le fer total, on note qu'il ne varie pas de manière sensible de la zone 1 à la zone 4A, dans les deux colonnes; il y a un léger apport dans la zone 4B des deux colonnes.

Eau et dioxyde de carbone :

Les transformations métasomatiques s'accompagnent d'une forte deshydratation (d'un facteur 10 environ en poids) de la roche ultrabasique. Le cas de CO₂ est particulier à la colonne de Braúlia, contenu dans la dolonmite de zone 1. Il est probable que le CO₂ n'est pas présent de manière régulière et uniforme dans la roche de départ (souvent sous forme de veinules de carbonates recoupant occasionnellement les serpentinites); quoiqu'il en soit, il est lessivé dans les zones métasomatiques 2 à 4B.

Si l'on compare les zones équivalentes des deux colonnes, on remarque que les concentrations des différents éléments des zones 2, 3 et 4A sont tout à fait comparables dans les zones internes monominérales et que les différences se marquent vers les zones externes, particulièrement en zone 1; Cette caractéristique suggère que le fluide impose chimiquement ses conditions au système en zone interne - conditions vraisemblablement très voisines dans les

deux cas - alors qu'en zone externe, c'est la roche qui les impose, ce qui permet de noter les différences de composition originelles.

En résumé, les transferts de matière sont donc importants surtout en ce qui concerne l'alumine, la potasse, le calcium, la silice, le magnésium et l'eau. Quantitativement, on peut donner un ordre de grandeur des transferts de matière entre la zone 1 et une moyenne entre les deux zones les plus internes des deux colonnes : les apports de K_2O , d' Al_2O_3 et de F respectifs sont de 565, 560 et 72 Kg/m^3 , les départs respectifs de CaO et de MgO sont de 170 et 63 Kg/m^3 . Le départ d'eau calculé pour la colonne de Bode est de 235 Kg/m^3 .

En choisissant le titane comme référentiel (on le considère parfaitement inerte au cours de la percolation des solutions), on va maintenant examiner l'évolution des éléments chimiques à travers les deux colonnes, en rapportant la teneur de chacun (en % pour les majeurs, y compris F, en p.p.m. pour les traces, y compris P_2O_5 et MnO) à celle de TiO_2 (en %). Dans la mesure où nous avons montré que les hypothèses de bilan à volume constant et à titane constant étaient équivalentes dans les zones 1 à 4A, nous ne discuterons en ce qui concerne les éléments majeurs que des variations chimiques de la zone 4B relativement à la zone 4A (Fig. V.31a et b).

Si le titane est supposé parfaitement inerte, l'augmentation de teneur en zone 4B doit correspondre à une diminution du volume de cette zone. En tenant compte de l'incertitude analytique sur le dosage de TiO_2 et de la variation de teneur en titane de la roche de départ, on peut donner un ordre de grandeur pour la réduction de volume en zone 4B : elle est de 30% à Bode et de 55% à Braúlia.

Le rapport K_2O/TiO_2 est plus faible dans la zone 4B que dans la zone 4A dans les deux colonnes (Fig. V.31a et b). La teneur en potasse des phlogopites correspondantes sont identiques, ce résultat est compatible avec l'hypothèse d'une diminution de volume en zone 4B. Al_2O_3/TiO_2 est comparable dans les deux zones à Braúlia et à Bode, ce qui est indique un apport nettement plus fort en zone 4B et est conforme à la composition de la phlogopite correspondante. Le rapport F/TiO_2 est moins élevé dans la zone 4B que dans la zone 4A, ce qui est peut être dû en partie au plus fort partage de cet élément dans les phlogopites plus magnésiennes (cf. supra).

Le rapport FeO/TiO_2 est comparable dans les zones 4A et 4B dans les deux colonnes, ce qui indique que le fer est parfaitement inerte en zone 4B, comme le titane, ou qu'il y a un léger apport de fer pour compenser la baisse de FeO/TiO_2 .

Dans les zones 4A et 4B, MgO et SiO_2 présentent le même comportement dans les deux colonnes : le lessivage de ces deux éléments est nettement plus important dans la zone 4B que dans la zone 4A, ce qui est conforme à l'évolution de composition observée dans la phlogopite. Pour la chaux, les rapports sont identiques dans les deux zones les plus internes à Bode et plus élevé dans la zone 4B que dans la zone 4A à Braúlia, ce qui est dû à l'abondance d'apatite, nous l'avons vu.

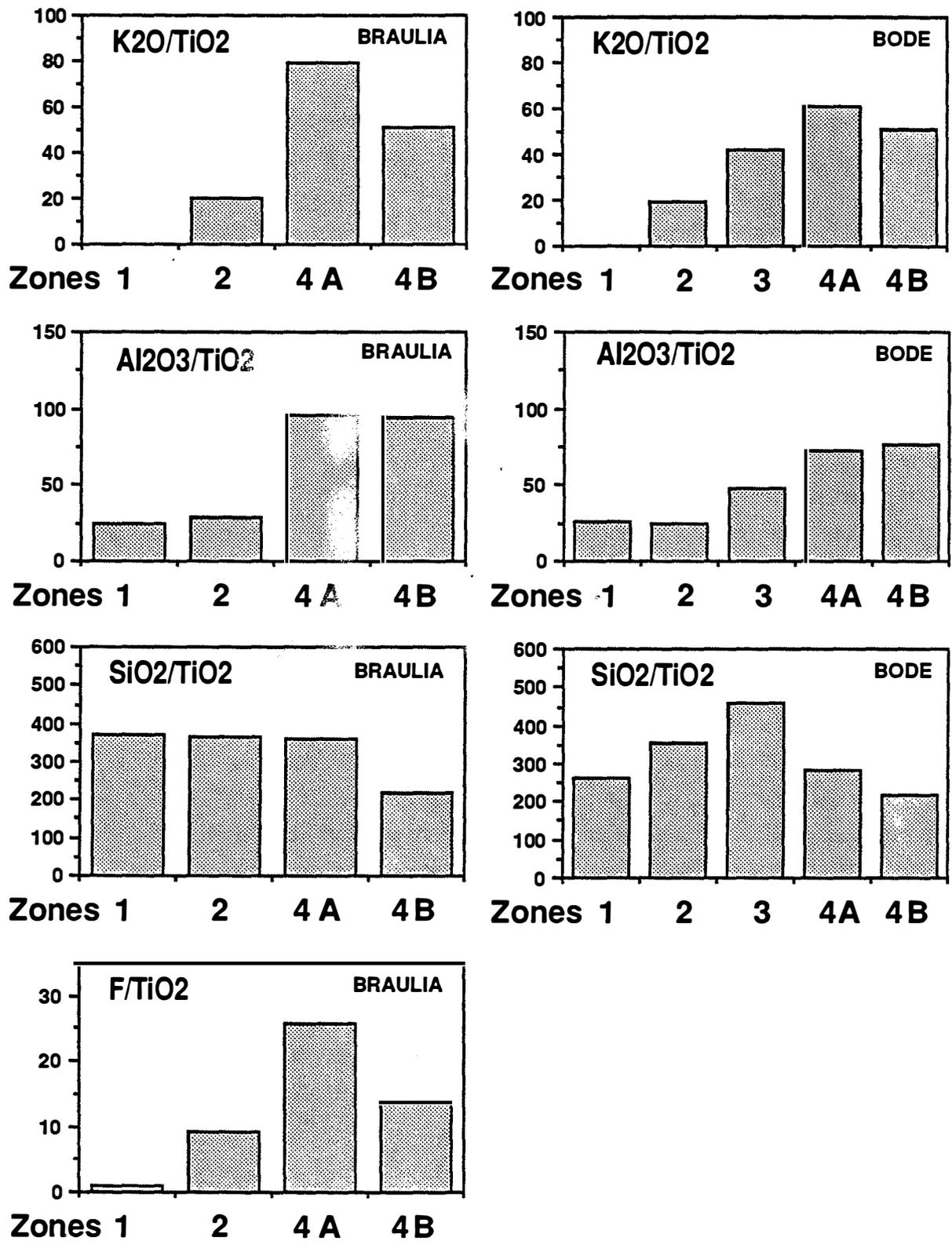


Figure V.31a : Bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

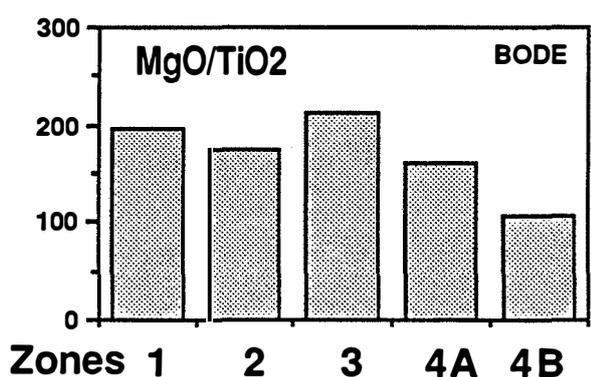
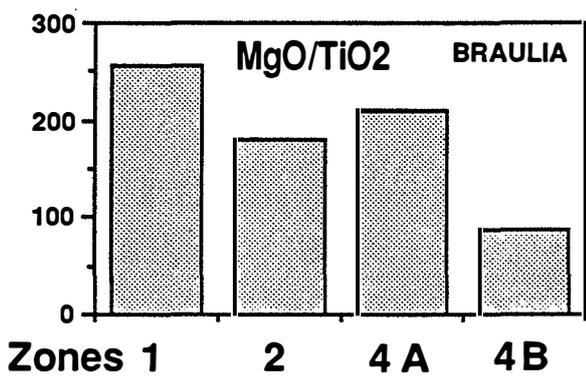
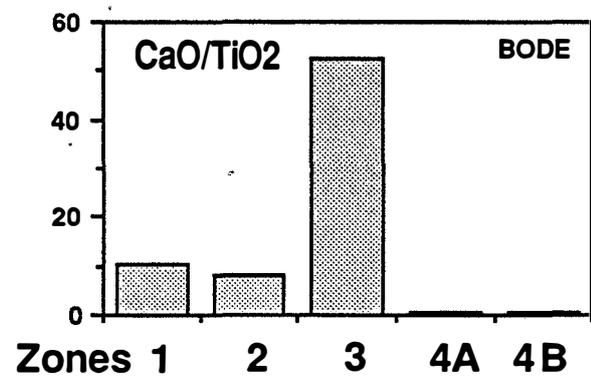
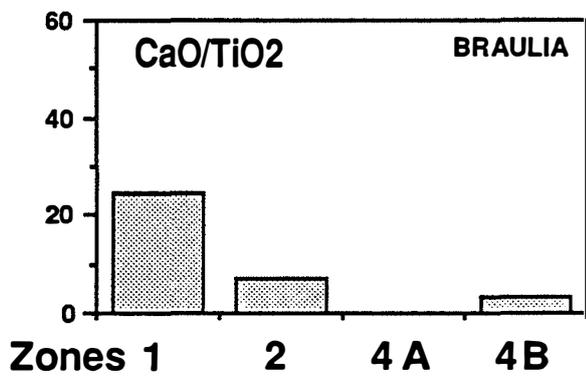
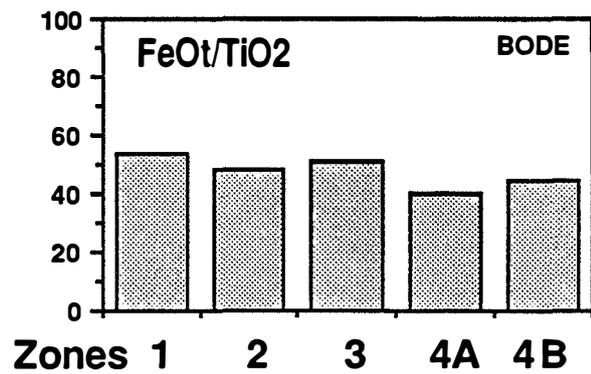
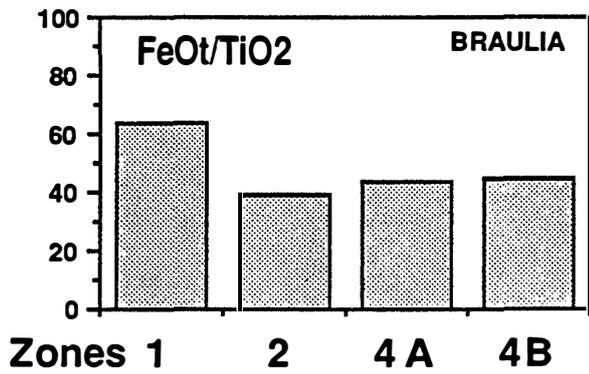


Figure V.31b : Bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

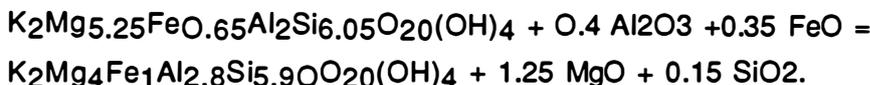
V.3.2. Réactions chimiques aux fronts :

Après avoir caractérisé la composition minéralogique des zones métasomatiques et examiné les variations de composition de ces zones en éléments majeurs dans les colonnes de Bode et Braúlia, il est maintenant possible de résumer les bilans chimiques dans ce type de zonations métasomatiques en tentant d'écrire les réactions chimiques aux fronts. Nous ne disposons pas d'analyse de la zone 3 de la colonne de Braúlia; nous traiterons donc du cas de la colonne de Bode.

+ Front zone 4B-zone 4A :

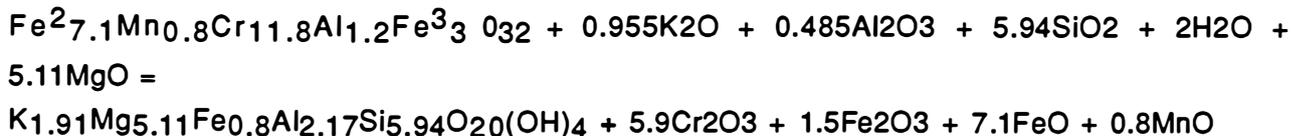
A ce front, il y a un saut de composition chimique de la phlogopite. En réalité, la composition de la phlogopite change plusieurs fois dans les zones phlogopitiques (cf. supra). Nous écrivons la réaction correspondant à la composition moyenne de la phlogopite dans chaque zone. Dans ce but, le bilan à volume constant (Fig. V.30a et b) permet de voir que les zones 4A des deux colonnes ont des compositions très voisines. Les zones 4B diffèrent légèrement en ce qui concerne Al et Mg, mais sont comparables par ailleurs. Il est donc possible de calculer une composition de phlogopite moyenne représentative de chaque zone. Pour la zone 4B, nous avons pris la moyenne des analyses de deux colonnes. Pour simplifier le calcul, nous avons admis que la phlogopite a deux atomes de K par formule unitaire.

En outre, comme $n(\text{K}_2\text{O})$ ne varie pas sensiblement des zones 4A aux zones 4B des deux colonnes (Fig. V.30a et b), nous avons écrit la réaction à K constant, ce qui donne :



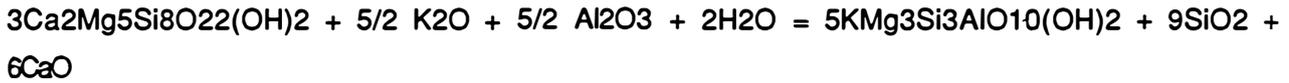
+ Front de disparition de la chromite

En prenant les compositions de la phlogopite et de la chromite de Braúlia correspondantes à ce front, la réaction de disparition de la chromite peut s'écrire (on suppose K constant) :



+ Front zone 4A-zone 3 :

A ce front, la trémolite est remplacée par la phlogopite. Le calcul de bilan chimique à volume constant de la colonne de Bode, dans laquelle la zone 3 a été analysée, permet de voir qu'il n'y a pas de variation du nombre de moles de Mg (Fig. V.30b) : la réaction peut donc s'écrire à Mg constant. Comme les compositions des deux minéraux à ce front sont proches des compositions des pôles purs (de même qu'au front 2-3, cf. chapitre V), la réaction peut s'écrire :



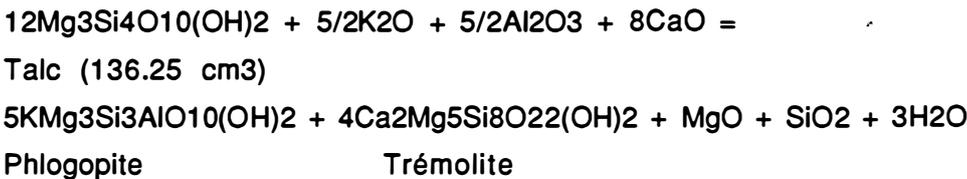
Trémolite (volume molaire : 272.92 cm³)
149.91 cm³)

Phlogopite (volume molaire :

La variation du volume molaire ΔV est de -69.31 cm³ soit 8.45% du volume molaire de la trémolite. Le calcul de bilan à volume constant (Fig. V.30b) permet d'estimer, en négligeant la faible proportion de magnétite chromifère, la proportion relative de trémolite et de phlogopite dans la zone 3, soit respectivement environ 1/3, 2/3. Le ΔV réel est donc d'environ 3%, ce qui est négligeable, compte-tenu des approximations faites, et cohérent avec l'hypothèse de transformations à volume constant.

+ Front zone 3-zone 2 :

Ce front correspond à la disparition du talc. Le calcul de bilan à volume constant ne permet de fixer aucune contrainte sur la réaction puisqu'aucun élément n'est inerte à ce front (Fig. V.30b). On peut néanmoins estimer les proportions relatives de minéraux en zone 2 et en zone 3. La réaction au front 2-3 peut s'écrire :



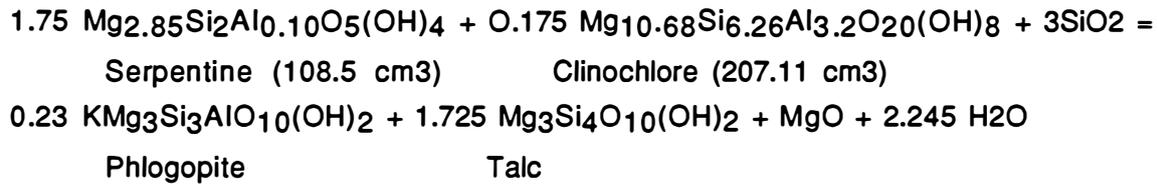
Le ΔV est de +206.23 cm³, soit 12,6% mais le talc représente environ la moitié de la zone 2 en proportion (environ 22/45 de talc, 20/45 de phlogopite et 3/45 de trémolite), soit une augmentation de volume réel de 6%.

+ Front zone 2-zone 1 :

A ce front, chlorite et serpentine disparaissent et sont remplacés par talc et phlogopite. Comme le nombre de moles de chaux et d'alumine sont comparables dans les zones 1 et 2, on peut considérer d'une part que la trémolite ne participe pas aux réactions chimiques à ce front et d'autre part que l'on peut écrire la réaction à Al constant. Afin de pouvoir résoudre le système, nous avons effectué deux approximations :

- 1) En s'inspirant du bilan chimique à volume constant de la colonne de Bode, nous avons fixé que le nombre de mole de SiO₂ consommé pendant la réaction est trois fois supérieur au nombre de moles de MgO libéré.
- 2) Nous avons estimé d'après les observations pétrographiques que la zone 1 comprend dix fois plus de serpentine que de chlorite.

La composition moyenne de la serpentine et de la chlorite de la zone 1 de Bode ont été prises, ce qui nous permet d'écrire la réaction :



Le ΔV est de + 43,39 cm³, soit 19,2%. Comme le volume de serpentine représente plus de 50% de la zone 1, ΔV réel < 10%.

V.3.3. Eléments traces (Fig. V.32, V.33 et V.34):

Pour traiter de la mobilité des éléments traces, nous considérons que le système est à volume constant et Ti parfaitement inerte pour les zones 1 à 4A. Pour la zone 4B, nous avons fait l'hypothèse que Ti est inerte pour effectuer les bilans. Cette hypothèse sera rediscutée.

Eléments apportés (Fig. V.32a, b et c et V.33) :

De nombreux éléments traces sont apportés par les fluides : leur rapport au titane est globalement décroissant de l'amont vers l'aval du système : il s'agit de Rb, Li, Cs, Zn, Nb, Be, Ga, Sr, La, P₂O₅ et MnO (Fig. V.32a, b et c et V.33).

Certains de ces éléments ont des profils très réguliers, comme Li et Zn et l'apport dans la zone 4B y est très important relativement aux autres zones. Zn et P₂O₅ montrent le même type de variations, mais différentes dans les deux colonnes : il y a une chute brutale au passage 4B-4A à Braúlia et une décroissance régulière par sauts successifs à Bode.

Nb est fortement concentré dans la zone 4B des deux colonnes et chute brusquement au passage 4B-4A. Comme Nb est réputé peu mobile dans les fluides hydrothermaux (Wang *et al.*, 1982), on peut se demander si la zone 4B n'est pas développée aux dépens d'une aplopegmatite en partie centrale. Le fait que les teneurs en Nb de deux échantillons de la zone 4B (BO15-5 : 67.2 p.p.m. et BAF3 : 140.8 p.p.m.) soient très supérieures à la teneur moyenne de la partie centrale correspondante (7.8 à 40.2 p.p.m.) indique que Nb est mobile et que la brusque chute de la teneur en Nb observée au passage 4B-4A des deux colonnes implique donc nécessairement un apport par le fluide. Cela ne prouve pas néanmoins que la zone 4B n'est pas développée aux dépens de la partie centrale.

Ga est fortement apporté dans les zones internes et ne diminue pas de la zone 4B à la zone 3. Rb, Cs et Sr montrent de très fortes variations relatives et des évolutions comparables à celle de K₂O, régulièrement décroissantes des zones internes vers les zones externes sauf en ce qui concerne la zone 4B, ce qui peut être lié à une diminution du volume de cette zone, dans l'hypothèse où TiO₂ est inerte. Le béryllium est apporté dans les zones internes de Braúlia et présente un pic de concentration dans la zone 3 de Bode, ce qui est vraisemblablement lié à un

effet de pépite. Les variations du rapport Ba/TiO₂ sont inverses dans les deux colonnes. Comme les teneurs sont peu élevées pour un élément qui peut être fortement concentré par la phlogopite, on peut conclure en première approximation que le baryum n'est ni apporté ni emporté par les solutions. Néanmoins, la présence de teneurs notables dans la partie centrale des colonnes et dans les endophlogopitites relativement à une aplopegmatite banale suggère qu'il y a un apport de Ba par les solutions.

Eléments inertes (Fig. V.33):

Sm ne montre pas de fortes variations relatives et est relativement constant à travers les 2 colonnes : on peut penser qu'il n'est pas mobilisé par les fluides; néanmoins, la précision analytique n'est probablement pas très bonne à ce niveau de teneur.

Dans la colonne de Bode, le rapport Zr/TiO₂ est voisin dans toutes les zones à l'exception de la zone 3 nettement plus riche que les autres zones (notons que les teneurs en Zr des autres échantillons de la zone 4B de Bode - analyses BO15-4E et BO15-6- sont comparables à celle que nous avons reportée). A Braúlia, l'évolution de Zr/TiO₂ est globalement décroissante vers les zones internes : les teneurs en Zr sont comparables dans les zones 1 et 2 et chutent à 6-7 p.p.m. dans les zones 4A et 4B. On peut se demander si cela ne correspond pas à une hétérogénéité de composition de la roche de départ. En effet, ce problème se pose de la même façon pour Sc :

Sc montre exactement le même comportement à Bode et Braúlia : les teneurs sont assez voisines de celles de Zr et à peu près constantes dans les zones 1 et 2 de Braúlia et chutent à 6-7 p.p.m. comme Zr dans les zones 4A et 4B. A Bode, les teneurs en Sc sont à peu près constantes comme celles de Zr sur l'ensemble de la colonne. La conservation grossière du rapport Sc/Zr dans les zones 1 à 4B des deux colonnes suggère donc que ces éléments sont inertes (Fig. V.34).

Éléments apportés

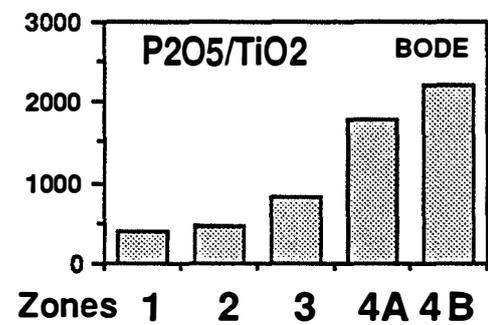
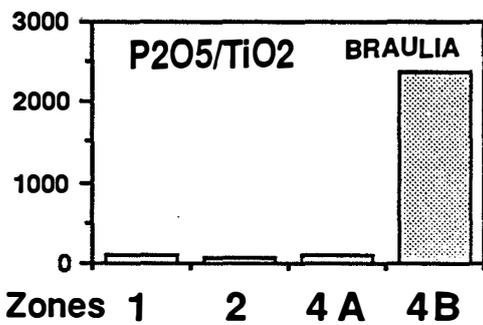
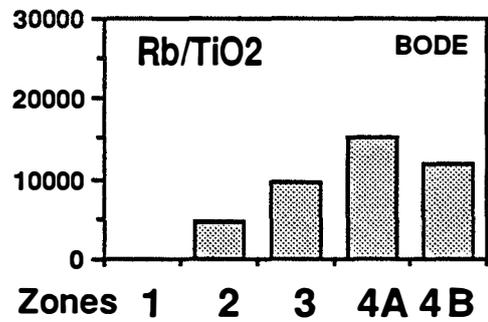
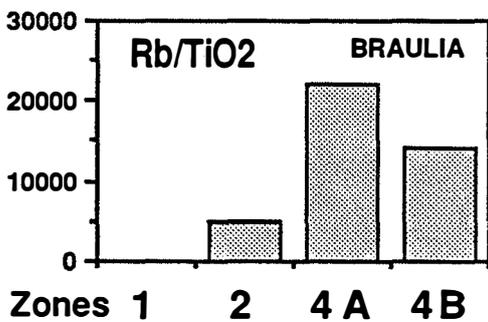
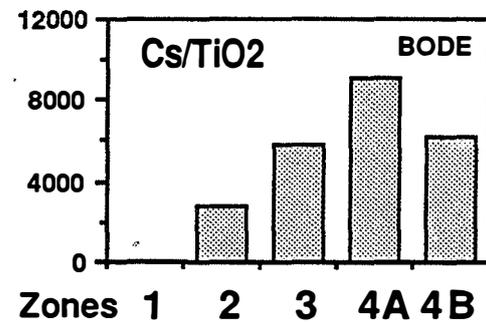
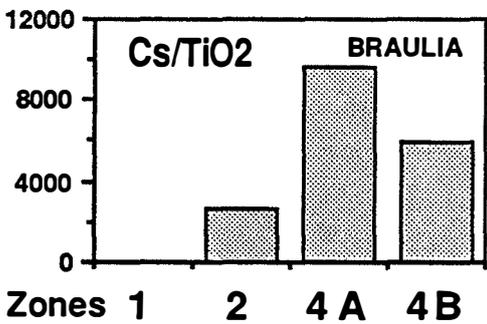
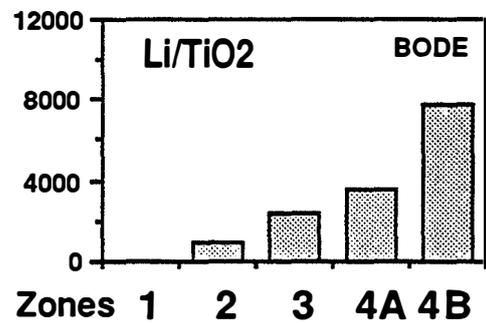
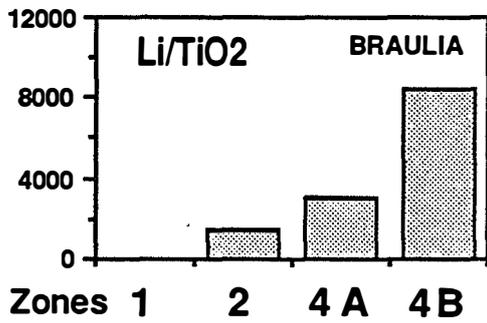


Figure V.32 a : bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Éléments apportés

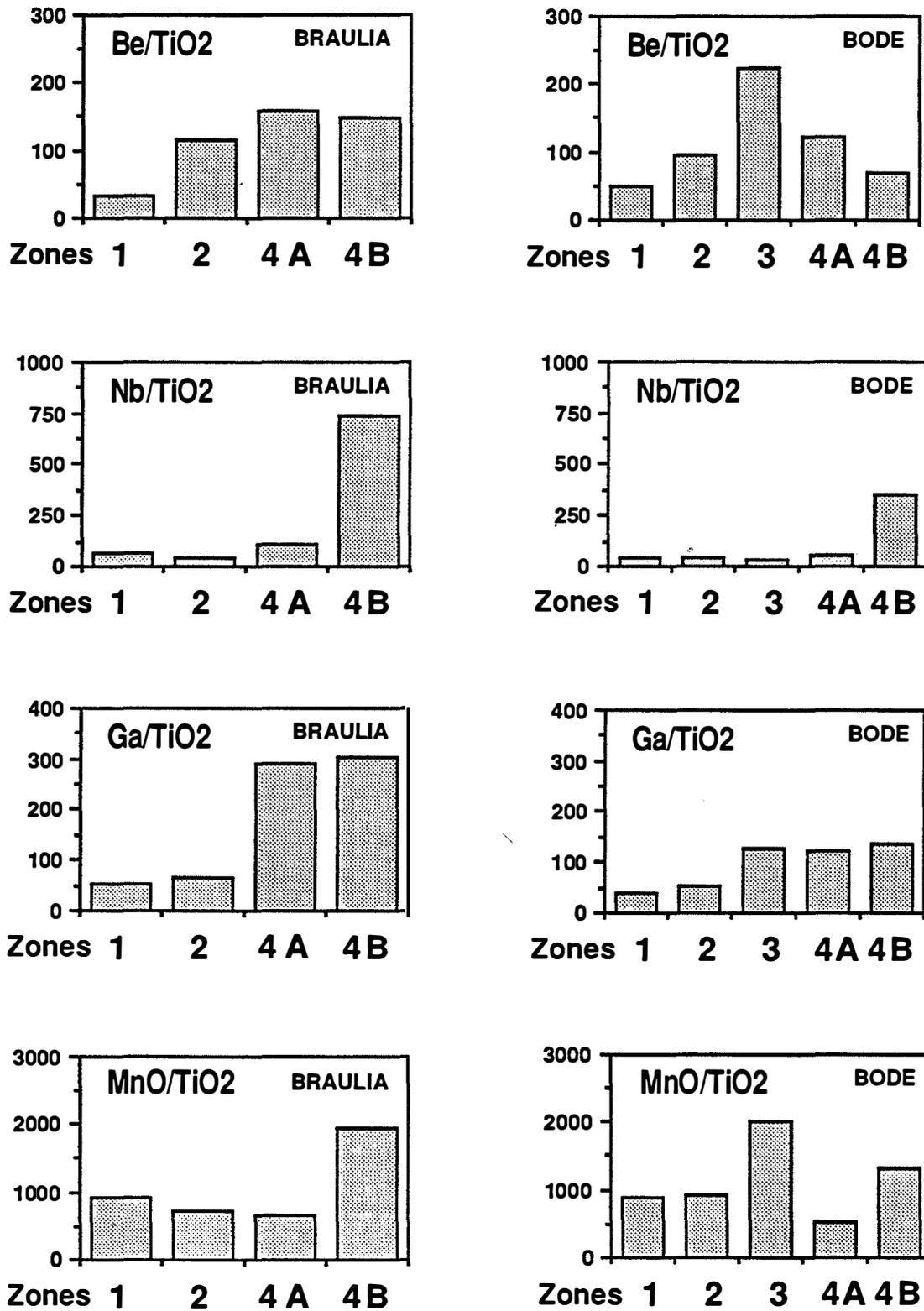


Figure V.32 b : bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Éléments apportés

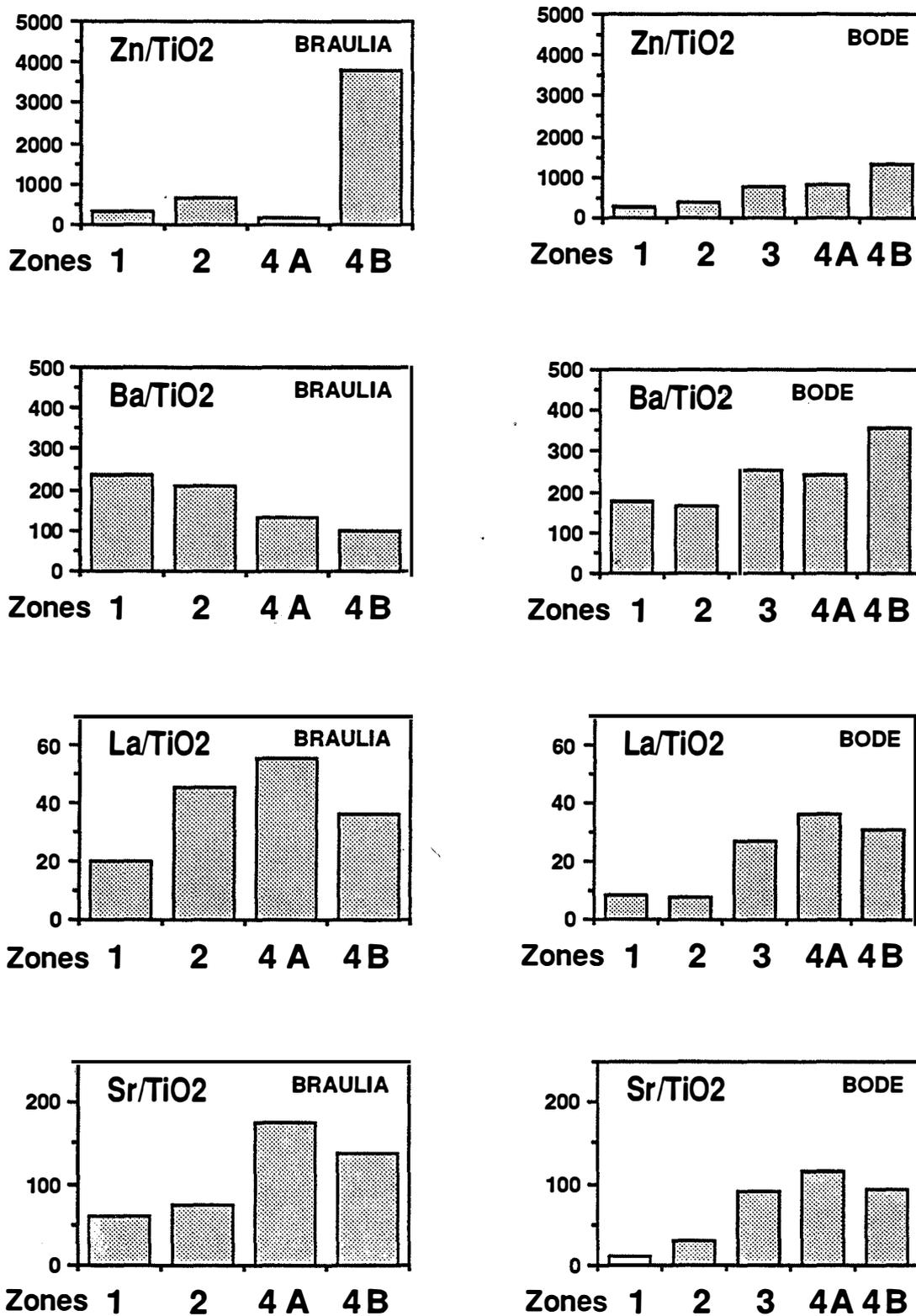


Figure V.32 c : bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Éléments inertes

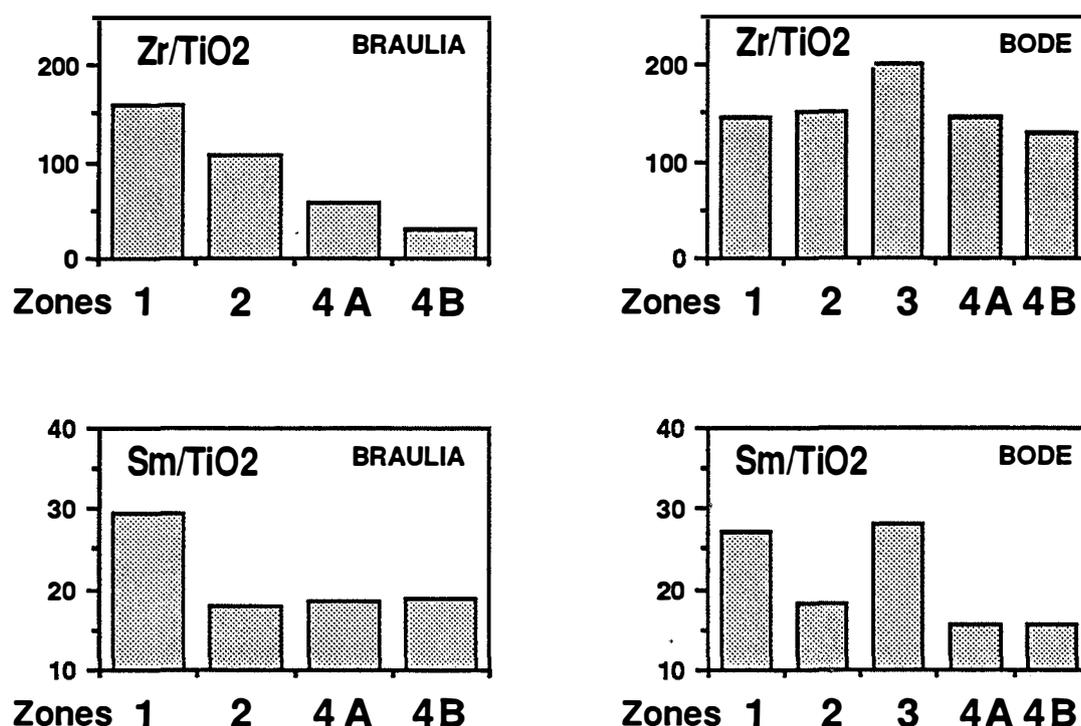


Figure V.33: bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Limite originelle serpentinite-aplopegmatite :

L'étude pétrographique permet de montrer qu'une partie de la phlogopite de zone 4B est développée aux dépens de la partie centrale aplopegmatitique (endophlogopites). La limite originelle serpentinite-aplopegmatite se situe donc sans doute au sein de la zone 4B : c'est le cas pour les skarns, dans lesquels la limite endoskarn-exoskarn se situe souvent au sein la zone la plus interne (grenatite - Fonteilles, comm. pers.).

La comparaison du rapport Sc/Zr des différentes zones et de la partie centrale permet de séparer, dans les deux colonnes :

-un ensemble à rapport Sc/Zr peu élevé (<0.2 - Fig. V.34), qui correspond aux échantillons de la partie centrale.

-un ensemble à rapport Sc/Zr nettement plus élevé (voisin de 0.5 à Bode et de 0.8 à Braúlia - Fig. V.34) qui regroupe les zones 1 à 4B.

L'existence d'un rapport grossièrement comparable dans les zones 1 à 4B des deux colonnes suggère que l'ensemble de ces zones sont développées aux dépens de la serpentinite, y compris la zone 4B.

L'échantillon BO15-6-7 de Bode, qui représente les deux premiers centimètres de la zone 4B en contact avec la partie centrale, montre un rapport Sc/Zr intermédiaire entre celui des deux ensembles. Ceci suggère qu'il s'agit d'un phlogopitite partiellement développée sur la partie centrale.

Dans l'hypothèse où Zr est inerte, la diminution du rapport Zr/TiO₂ dans les zones 4B relativement aux zones 1 à 4A des deux colonnes implique un apport de titane en zone 4B. Ceci pourrait expliquer en particulier la baisse anormale des rapports K₂O/TiO₂, Rb/TiO₂, Cs/TiO₂ et Sr/TiO₂ de la zone 4B relativement à la zone 4A dans les deux colonnes.

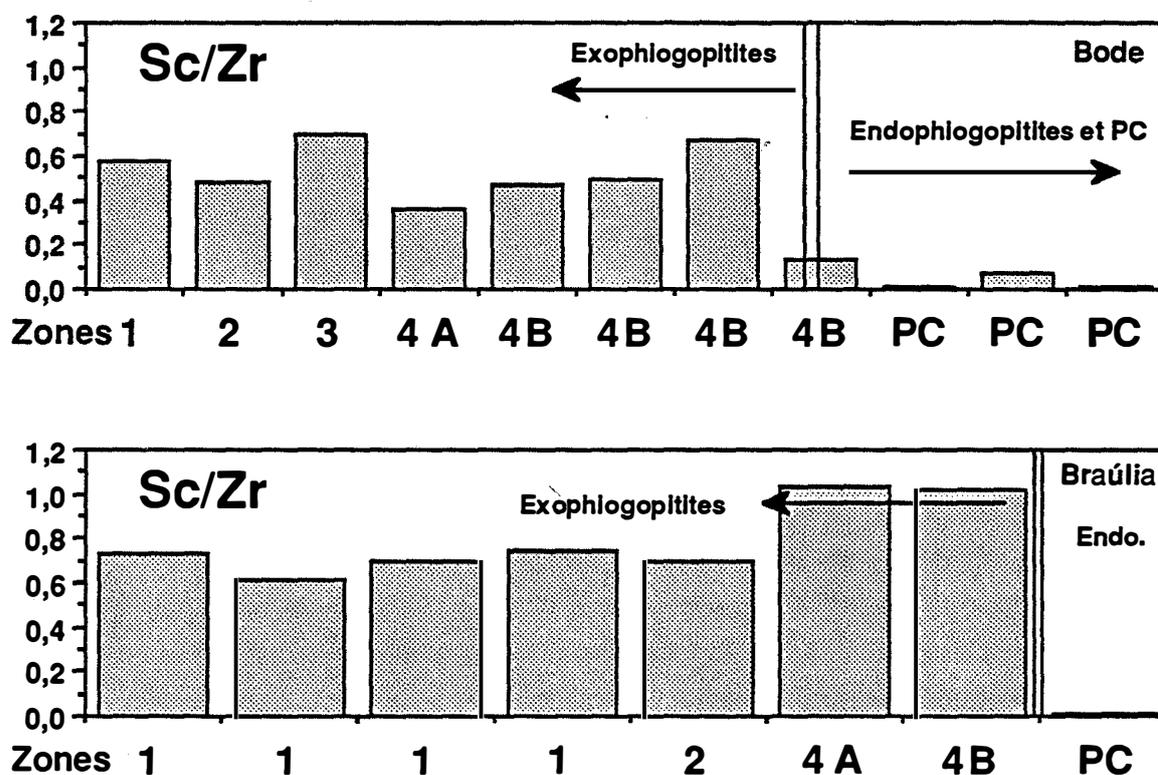


Fig. V.34 : comparaison des rapports Sc/Zr des zones métasomatiques et des parties centrales des colonnes de Bode et Braúlia. PC = partie centrale.

Lessivages et effet "coup de balai" (Fig. V.35a et b):

Th et Cr présentent des profils croissants des zones internes vers les zones externes sauf dans la zone 3 de Bode. Quoique la variation relative de Th ne soit pas très élevée, la régularité des évolutions dans les deux colonnes plaident en faveur de la mobilité de cet élément, généralement considéré comme inerte dans les fluides hydrothermaux.

Les autres éléments de transition - Ni et Co - montrent des évolutions moins régulières à Bode qu'à Braúlia. L'évolution de Co apparaît régulièrement croissante de la zone 4B à la zone 1 de Braúlia, ce qui indique un lessivage. Le vanadium est nettement lessivé dans les zones 4A et 4B des deux colonnes.

On remarque une nette augmentation de la concentration en Ni, Co, Cr, et Sc dans la zone 3 relativement aux autres zones. Il en est de même pour le vanadium et la silice dans les zones 2 et 3 des deux colonnes et pour le manganèse et la chaux dans la zone 3 (Bode).

Lessivages et effet "coup de balai"

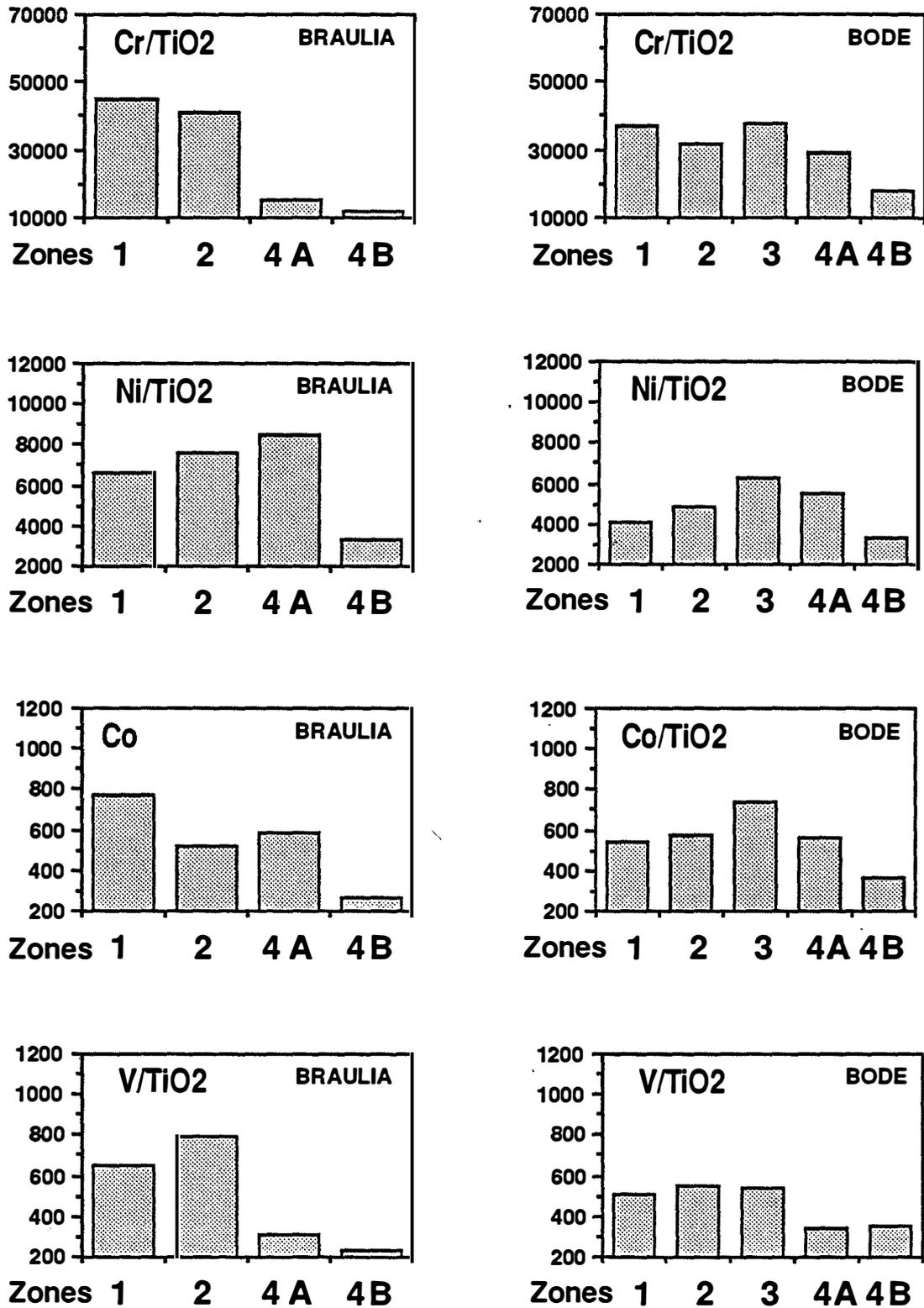


Figure V.35 a : bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Lessivages et effet "coup de balai"

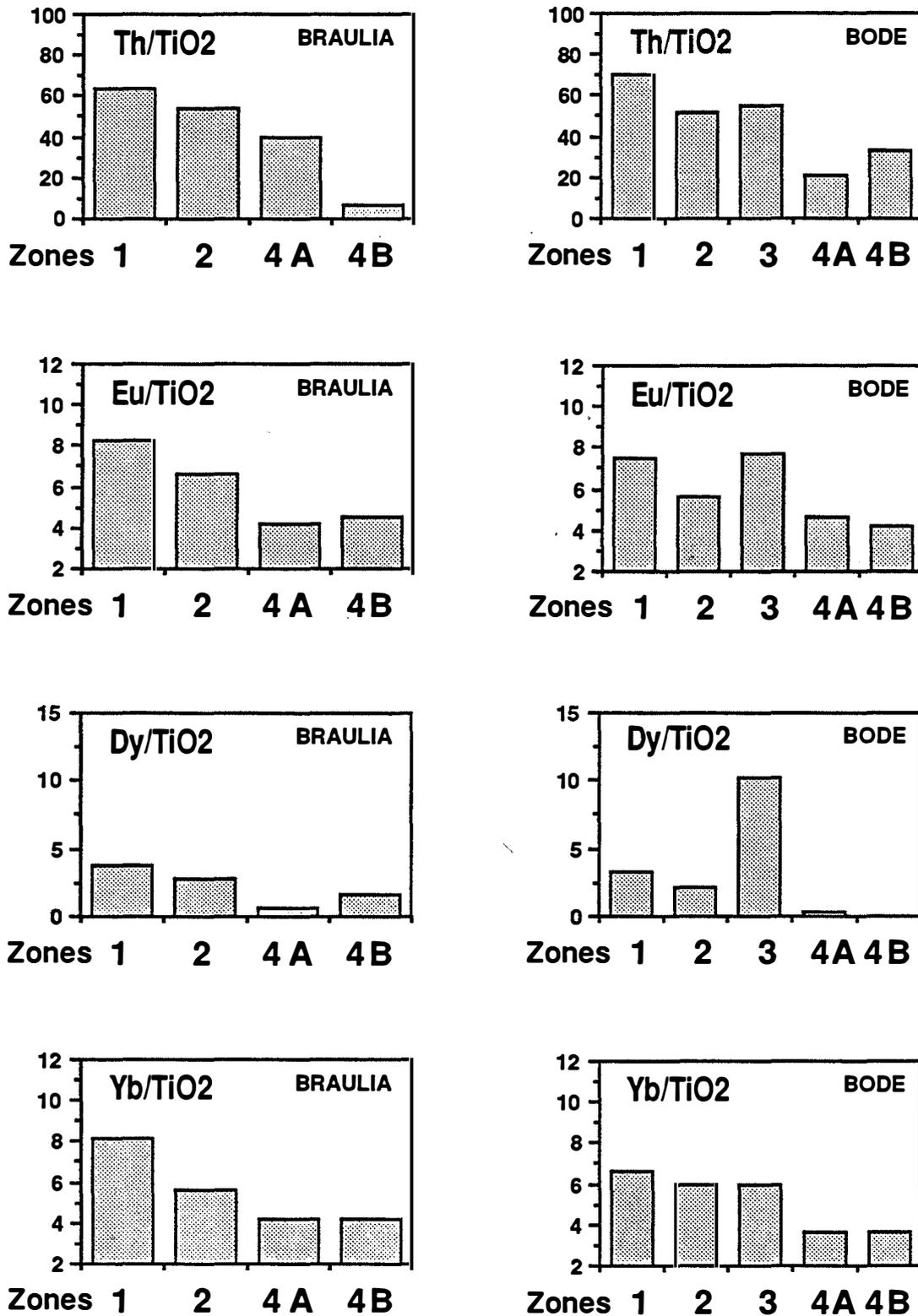


Figure V.35 b : bilans chimiques à titane constant. La largeur des colonnes n'est pas représentative de la largeur des zones.

Ce type d'augmentation de la concentration dans les systèmes métasomatiques est expliquée et modélisée d'un point de vue théorique par Guy (1988). Il montre que "...un front relatif à un constituant majeur par exemple (ou un front d'oxydation-réduction etc.) peut amener de façon localisée une sur-concentration de tel constituant dispersé dans la roche de départ (ou en faible concentration dans le fluide migrateur), tel un coup de balai (dans le cas où l'élément trace est ramassé dans la roche) ou comme retenu par un "barrage chimique" (dans le cas où l'élément est apporté)...". Cet effet est schématisé sur la figure V.36.

Dans la mesure où les pics de concentration des différents éléments, en particulier celui du calcium, correspondent à la zone 3 qui est d'épaisseur réduite, je pense que l'effet de "coup de balai" est lié à l'avancée du front 3-4A auquel précipite la trémolite. Cet effet pourrait expliquer l'augmentation de concentration en silice dans la zone 3.

Ni et Co montrent de faibles variations relatives dans les autres zones et sont vraisemblablement peu mobilisés, compte-tenu de l'incertitude analytique et d'une possible variation de composition de la roche de départ.

Pour les terres rares, les résultats discutables dans la mesure où l'incertitude analytique est élevée à ce niveau de teneur (<10 p.p.m.). Eu, Dy et Yb montrent des évolutions régulières dans le sens d'un enrichissement vers les zones externes (Fig. 64a et b), ce qui peut être interprété comme un lessivage de ces éléments dans les zones internes. La variation relative de Dy est la plus forte puisqu'à l'exception de la zone 4B de Braúlia, il est complètement lessivé dans les phlogopitites. Notons que cet élément présente un pic de concentration dans la zone 3 de Bode, qui pourrait être lié à un effet "coup de balai".

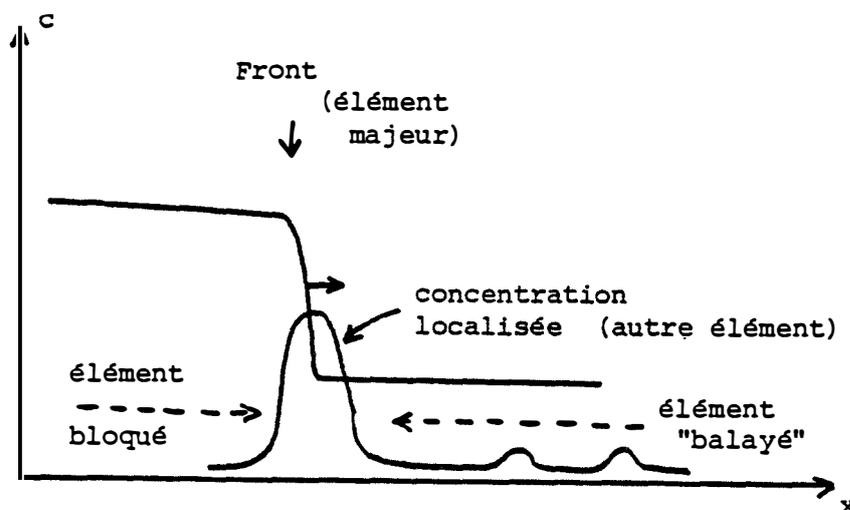


Figure V.36 : augmentation de concentration d'un élément liée à un front : effet "coup de balai" ou effet de filtre (d'après Guy, 1988).

V.3.4. Transformations chimiques des aplopegmatites de la partie centrale :

Les aplopegmatites de la partie centrale de la colonne de Bode ont subi des altérations superposées (cf. chap. V) : une altération à albite ou plagioclase plus calcique précoce et une altération à quartz-muscovite tardive.

La comparaison géochimique avec les aplopegmatites intragranitiques nous informe sur la résultante de toutes ces transformations (cf. tableau V.2) et met en évidence un lessivage de K₂O, P₂O₅ et Rb et un apport de CaO, MgO, Li, Ba, Sr, Ni, Co et Cr, ce qui indique que les fluides ont circulé en partie dans la zone 4B.

	CA10	B15-7A	B15-7D	B15-7E
SiO ₂	75.24	75.55	77.78	77.05
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	14.99	15.00	14.43	13.85
Fe ₂ O ₃	0.11	0.27	0.32	0.21
FeO	0.34	0.29	0.29	0.38
MnO	0.17	0.23	0.01	0.01
MgO	-	0.45	0.18	0.57
CaO	0.35	0.22	0.65	2.02
Na ₂ O	5.09	7.01	5.05	4.38
K ₂ O	3.86	0.53	1.06	0.74
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.04	0.02
H ₂ O	0.34	0.83	0.83	0.84
TOTAL	100.61	100.43	100.67	100.10
Th	2.41	-	-	5.50
Zr	39	13	33	30
Nb	37.6	20.3	40.2	22.3
Ba	1	28	37	100
Sr	22	18	28	101
Cs	26.5	-	10.5	21.0
Rb	398.1	83.7	127.8	71.8
Co	< 0.5	1.8	1.6	2.2
Ni	-	27.3	25.4	46.8
Sc	0.3	0.1	2.4	0.5
Cr	3.1	5.4	6.4	16.1
Zn	25	21	20	21
La	9.8	10.7	17.2	6.1
Sm	1.0	1.0	1.6	1.4
Eu	0.16	0.20	0.30	0.45
Dy	0.96	0.98	1.44	1.56
Yb	0.6	1.2	1.0	1.1
Li	49.0	127.0	166.0	85.0
Be	7.4	17.0	100.0	58.4
V	1.4	1.1	-	0.3
F	1556.0	-	-	-
Ga	28.4	-	-	-

Tableau V.2: comparaison de la composition chimique d'une aplopegmatite intragranitique (de Carnaíba) avec une aplopegmatite métasomatisée (partie centrale de la colonne de Bode).

L'échantillon de pegmatite à cleavelandite BO15-7A montre grossièrement les mêmes transformations. En outre, l'augmentation de Na₂O signe clairement l'albitisation. Les teneurs

en fer et en manganèse de BO15-7A sont comparables à celles de l'aplopegmatite intragranitique et s'expliquent par la présence de grenat. BO15-7D et BO15-7E ont des teneurs en fer comparables à celles de BO15-7A, mais des teneurs en manganèse négligeables, ce qui indique qu'il y a eu apport de fer, concentré par la phlogopite.

Conclusions de l'étude géochimique des zones métasomatiques :

Les bilans chimiques conduisent à des résultats comparables pour les deux colonnes étudiées. Ils mettent en évidence que l'altération des serpentinites s'accompagne d'importants transferts de matière, surtout en ce qui concerne Al, K, Si, F, Mg, Ca, H₂O (et CO₂ à Braúlia).

Les éléments apportés par les solutions sont : Al, K, Si, F, Rb, Cs, Li, Be, Sr, Mn, P, Ga, Nb, Zn, Ba, La, plus un apport de Fe et Ti limité à la zone 4B.

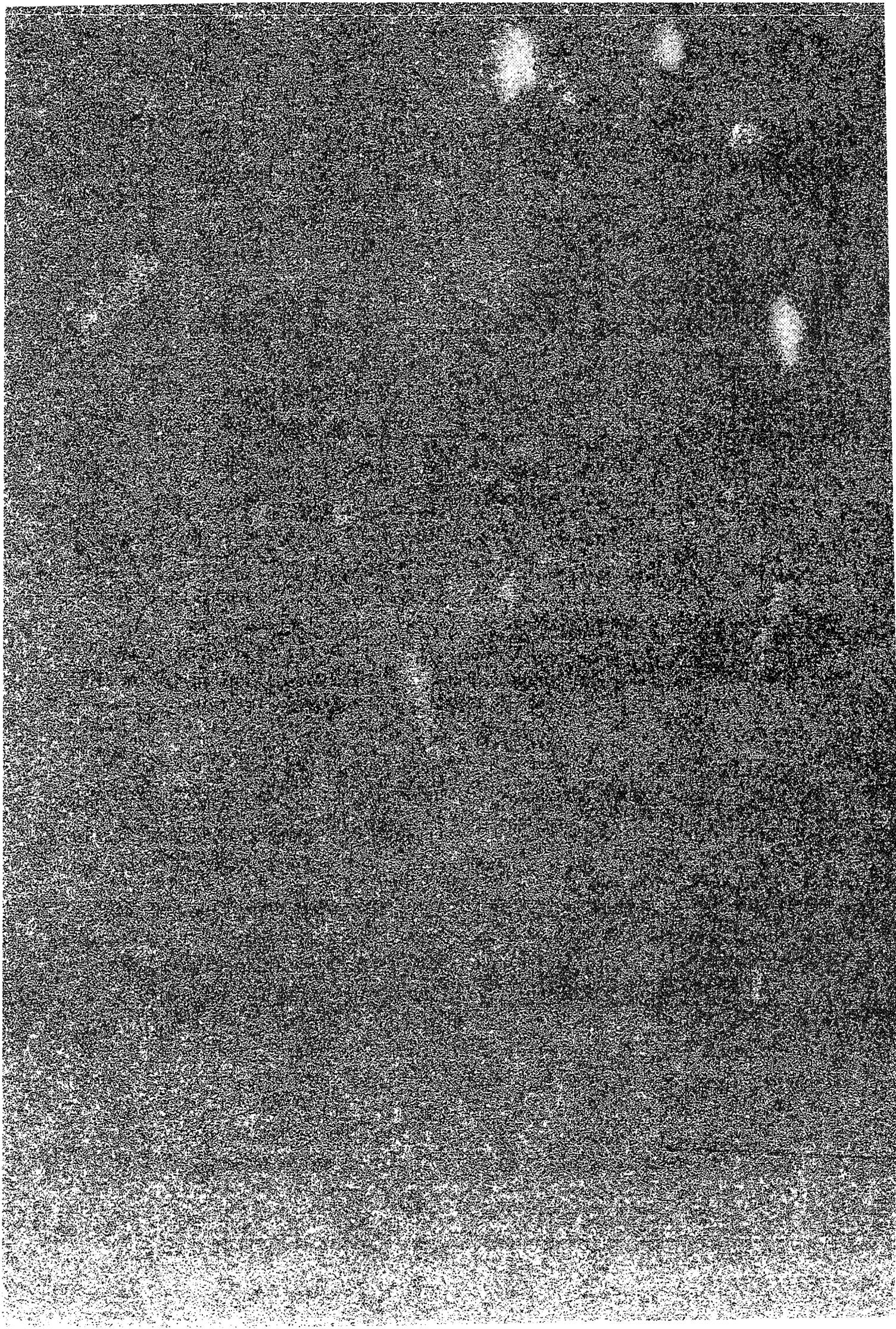
Les éléments lessivés sont Ca, Mg, H₂O (et CO₂), Ni, Co, V, Cr, Th, Eu, Dy et Yb.

Zr, Sc et Sm apparaissent inertes sur l'ensemble des zones, Ti et Fe inertes dans les zones 1 à 4A.

Le fort enrichissement en K, Rb, Cs, Li, Be, Nb, P, F signe une origine granitique pour les solutions métasomatiques. Nous avons pu montrer que certains d'entre eux Rb, Nb et Be ont un comportement hygromagmaphile au cours de l'évolution du granite de Carnaíba.

Les zones phlogopitiques sont développées aux dépens de la serpentinite; les endophlogopites ont pu être mises en évidence chimiquement mais n'ont probablement qu'une épaisseur centimétrique. L'alumine est donc apportée en masse par les solutions.

Chapitre VI
Interprétations



VI.1. LA MÉTASOMATOSE DE PERCOLATION

On parle de système ouvert lorsque peuvent avoir lieu des échanges de matière avec l'extérieur : c'est le cas des échanges métasomatiques, dans lesquels la phase fluide constitue le vecteur de transport chimique. Ce fluide est susceptible d'apporter ou d'emporter des éléments chimiques dans une roche; il est donc difficile de fixer les limites du système fluide-roche : le système est ouvert par définition.

VI.1.1. La théorie de Korzhinskii :

La théorie de Korzhinskii (1965, 1970) permet d'expliquer comment un système de zones métasomatiques peut se développer dans l'espace et dans le temps. Elle est présentée ici sous forme simplifiée, pour plus de détails, le lecteur se rapportera à Korzhinskii (1970), Fontilles (1978), Guy (1979, 1988).

Korzhinskii établit une distinction entre la métasomatose de percolation et de diffusion :

Dans la métasomatose de diffusion, le transfert d'éléments chimiques est dû à l'existence de gradients de potentiels chimiques d'un ou plusieurs constituants dans un fluide immobile, issus du déséquilibre existant entre deux roches de compositions chimiques différentes. La diffusion chimique ne peut conduire qu'à des séquences métasomatiques d'épaisseur décimétrique.

Dans la métasomatose de percolation (ou d'infiltration), le moteur de la migration des éléments (qui s'échangent entre le fluide et la roche en déséquilibre chimique) est le mouvement du fluide, dans un gradient de pression. Ce mouvement a une vitesse supposée constante dans l'espace (X) et dans le temps (T).

On considère d'abord que la vitesse des réactions chimiques est très supérieure à la vitesse du fluide (ce qui nous permet d'observer la zonation métasomatique telle qu'elle existe actuellement) et qu'à l'échelle locale, l'équilibre chimique est réalisé.

Hypothèse de l'équilibre chimique local :

Korzhinskii (1965) postule que "...les fronts de remplacement deviennent tranchés si les solutions percolent suffisamment lentement à travers un système de pores suffisamment fin et uniforme pour que l'équilibre soit atteint entre la roche et la solution associée dans les pores dans chaque portion élémentaire de la roche..." (équilibre chimique local ou mosaïque).

En établissant un bilan pour le transfert d'éléments entre une tranche de roche et un fluide la traversant par un système de pores intergranulaires, à une vitesse V , Korzhinskii montre que le système est constitué de zones parallèles, caractérisées à un instant donné par les équilibres (C_j^F, C_j^S) existants entre la concentration en un constituant chimique j de la solution (C_j^F) et du solide (C_j^S). Chaque zone ainsi définie, caractérisée par l'existence d'un équilibre chimique local (i.e. par un couple (C_j^F, C_j^S)), est séparée de la zone voisine par une limite, à laquelle

se réalisent tous les échanges chimiques entre le fluide et la roche en déséquilibre : cette limite est appelée front métasomatique.

Si l'on admet que l'équilibre chimique local est réalisé, que la composition de la solution à la source est constante et que la porosité de la roche uniforme, ces fronts se déplacent à une vitesse dx/dt proportionnelle à dC_j^F / dC_j^S . Les fronts situés vers l'aval de la séquence sont les plus rapides.

Il est ainsi aisé de visualiser ce système comme une suite de zones séparées par des fronts parallèles qui se déplacent à partir de la fissure où le fluide s'infiltré dans la roche, d'autant plus vite qu'ils sont situés en aval dans la colonne. Celle-ci se développe "en expansion", comme un accordéon tant que les solutions peuvent percoler dans la roche.

Dans les zones internes, il y a une tendance à la réduction du nombre de phases : ceci peut s'expliquer par le fait qu'à leur niveau, la majeure partie des constituants de la roche originelle passent en solution si les minéraux sont baignés dans une solution très sous saturée vis à vis de ceux-ci. A ce niveau, les potentiels chimiques des éléments sont presque tous imposés par le fluide et donc de l'extérieur du système : les niveaux de potentiel chimique des divers constituants sont déterminés par des équilibres de phases antérieurs à ceux rencontrés par le fluide : ces éléments sont *parfaitement mobiles* au sens de Korzhinskii (1965, 1970). Souvent, un seul constituant de la roche originelle n'est pas lessivé en raison de son abondance relative dans la roche de départ : ce constituant est dit *inerte* car au contraire des constituants parfaitement mobiles du système, son potentiel chimique est fixé de l'intérieur du système, déterminé par son abondance relative dans la roche et les équations d'équilibre entre phases (Fonteyilles, 1978). Certains constituants ne sont pratiquement pas solubles et leur quantité ne varie pas au cours des échanges métasomatiques : ils sont dits *parfaitement inertes*. En termes de bilans ils ne sont ni apportés, ni emportés.

Prenons l'exemple d'un constituant i de la roche dont le potentiel chimique est fixé de l'intérieur du système par un équilibre de phases donné; soit μ' la valeur du potentiel correspondant à l'équilibre. Si le potentiel de i dans la solution (μ_i) s'écarte de cette valeur, la solution va se modifier au contact de la roche de telle façon que μ_i évolue vers μ' . Quand cette valeur est atteinte dans la solution, il n'y a plus dissolution et i passe à l'état *inerte*. Ainsi, l'ensemble des constituants indépendants de la roche qui sont passés, en amont, à l'état *parfaitement mobile* par des réactions hors d'équilibre, passent les uns après les autres à l'état *inerte* à chaque *front métasomatique*.

Le système ainsi composé de zones séparées par des fronts de déséquilibre chimique à chacun desquels apparaît, vers l'extérieur, une nouvelle phase minérale, est appelé *colonne métasomatique*.

A l'intérieur d'un système, le nombre de phases en équilibre est contrôlé par la règle des phases.

Règle des phases de Gibbs : $p=c+2-v$, où p nombre de phases maximum en équilibre est égal au nombre de constituants tamponnés c plus 2 (que l'on attribue en général aux facteurs physiques pression et température), quand la variance est nulle. La variance v est égale à $v' + e$, v' étant le nombre de degrés de liberté du système et e le nombre de variables d'état dont la valeur est imposée de l'extérieur du système. En système fermé, e est égal au nombre de conditions physiques, que l'on fixe en général à 2 (pression et température).

VI.1.2. Règle des phases de Korzhinskii :

Les potentiels chimiques des éléments parfaitement mobiles sont au même titre que la pression et la température, des facteurs d'équilibre. En système ouvert, e comporte également le nombre de constituants parfaitement mobiles, la règle des phases (Korzhinskii,1959) s'écrit donc: $p=c-v'-m$ ou $p+v'=i$ où, m est le nombre de constituants parfaitement mobiles et i , le nombre de constituants inertes. On a donc $p \leq i$, ce qui indique qu'il peut apparaître au plus i phases.

La solution qui percole ayant tendance à s'équilibrer avec la roche, les constituants parfaitement mobiles en amont du système deviennent inertes en aval. le nombre de conditions imposées de l'extérieur du système est ainsi réduit d'amont en aval du système, ce qui permet d'expliquer la réduction du nombre de phases pouvant coexister à l'équilibre en amont du système et l'augmentation progressive de ce nombre vers l'aval. Notons que l'eau n'étant pas soumise à la même pression que les phases solides, il est commode de ne pas considérer la phase fluide dans le système donc admettre que H₂O est parfaitement mobile (Pascal, 1979).

Cette formulation de la règle des phases est en accord avec l'observation de zones monominérales dans des systèmes métasomatiques naturels dans des contextes chimiques aussi différents que les albitites, les microclinites, les phlogopitites etc.

Le modèle de métasomatose de percolation peut en effet s'appliquer à la transformation de roches dont le chimisme est très divers; citons les exemples suivants:

- les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées orientales) développées aux dépens de granite à biotite, pegmatites, gneiss variés, schistes et grauwackes, et plus rarement de roches basiques (Pascal, 1979).

- les skarns développés sur des roches carbonatées calcitiques ou dolomitiques comme ceux de Salau (Arriège)(Fontailles *et al.*, 1988).

- certains skarns développés parfois sur des roches pélitiques (Van Marcke de Lummen et Verckaeren, 1987).

- les phlogopitites développées sur des serpentinites comme c'est le cas à Socotó et Car-naíba.

Toutes ces métasomatites présentent une distribution zonaire.

VI.2. ANALYSE MINÉRALOGIQUE DE LA ZONATION MÉTASOMATIQUE : SYSTEME K₂O - Al₂O₃ - SiO₂ - CaO - MgO

Remarque :

Au cours de la discussion qui va suivre, je parlerai du comportement des éléments symboliquement exprimés sous forme d'oxydes sans préjuger de la nature des corps en solution.

Précédemment, nous avons pu mettre en évidence que les mêmes solutions sont responsables de la formation de deux types de roches métasomatiques différentes, qui correspondent à la transformation de roches de départ différentes :

- d'une part, les phlogopitites (au sens large ou système de zones primaires), qui représente la colonne métasomatique proprement dite, développée aux dépens d'une serpentinite.

- d'autre part, la partie centrale plagioclasique, qui n'est pas une zone, de la même colonne mais une zone développée aux dépens d'une aplopégmatite.

Nous ne nous intéresserons donc qu'au comportement des éléments chimiques que dans le système de zones primaires.

Les éléments majeurs et mineurs, qui rentrent dans la constitution des minéraux des zones métasomatiques étudiées, sont : SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, K₂O, P₂O₅, MnO, Rb₂O, Cs₂O, Li₂O, Cr₂O₃, NiO, CoO, F, H₂O, et CO₂.

Tous ces éléments ne jouent pas le même rôle dans les minéraux et dans les réactions chimiques. Certains éléments sont impliqués dans les réactions sans déterminer l'apparition de minéraux, d'autres ne varient pas etc...

Nous cherchons à déterminer, parmi les constituants indépendants du système, les constituants parfaitement mobiles, les constituants inertes et parmi ceux-là, les *constituants inertes déterminants* qui, comme leur nom l'indique, déterminent la paragenèse des différentes zones métasomatiques. Les autres constituants, en trace, isomorphes ou accessoires sont à l'inverse non déterminants.

Les constituants en trace (MnO, Na₂O, Rb₂O, NiO...) en faible quantité dans le système, se trouvent en solution solide dans la plupart des minéraux et ne sont pas à l'origine de l'apparition d'une nouvelle phase.

Les constituants indifférents ou accessoires entrent comme constituant déterminant dans la composition d'un seul minéral en se combinant à un constituant parfaitement mobile : c'est le cas de P₂O₅ dans l'apatite, Cr₂O₃ dans la chromite.

Les constituants isomorphes s'échangent dans les minéraux tels que FeO et MgO dans la solution solide phlogopite-annite.

Après élimination de tous ces constituants et en particulier ceux contenus dans le fluide (CO₂, H₂O et F), il subsiste cinq constituants indépendants qui peuvent être déterminants : K₂O, Al₂O₃, SiO₂, CaO et MgO. Toutes les réactions métasomatiques doivent pouvoir être écrites en fonction des cinq constituants.

D'après la règle des phases, on doit avoir au maximum cinq phases minérales coexistant à l'équilibre en plus de la phase fluide (H₂O, CO₂, F...). Le nombre de phases maximum que l'on observe (zone 1) est quatre, ce qui est conforme à la règle des phases de Korzhinskii. On peut compter le spinelle, mais dans ce cas, on rajoute un constituant déterminant : Cr₂O₃.

La première zone métasomatique développée sur la serpentinite est la zone 4B. Comme K₂O, Al₂O₃ et SiO₂ sont apportés par la solution, leur potentiel chimique est fixé par des équilibres de phases de l'extérieur du système et c'est donc Mg qui est inerte en zone 4B et détermine l'apparition de la phlogopite.

Notons que la non-disparition de la chromite (en zone 4A) est déterminée par le passage du chrome à l'état inerte.

Au front suivant (zone 4A-zone 3), vers l'aval de la colonne, apparaît la trémolite : comme le calcium ne rentre dans aucune autre phase minérale, c'est donc la chaux qui passe à l'état inerte à ce front et détermine l'apparition de la trémolite.

Au front suivant (zone 3-zone 2), le talc fait son apparition et comme MgO est déjà tamponné par la phlogopite, c'est donc la silice qui passe à l'état inerte à ce front.

Le dernier front observé sépare la zone 2 de la zone 1 et correspond à la disparition de la phlogopite et l'apparition simultanée de la chlorite et de la serpentine.

Quand la phlogopite n'est plus présente, MgO est alors tamponné par la serpentine. L'apparition de la chlorite est déterminée par le passage de l'alumine à l'état inerte.

Dans la colonne de Braúlia, la trémolite n'apparaît plus dans la zone 1, le minéral calcique étant la dolomite : ceci est conforme à la règle des phases puisqu'une seule phase peut tamponner CaO.

VI.3. ANALYSE DES DONNÉES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX DES ROCHES MÉTASOMATIQUES

VI.3.1. Les minéraux du système de zones primaires :

VI.3.1.1. Evolution de composition à travers la séquence de zones :

Depuis le début jusqu'à la zone la plus externe de la colonne, la composition des phases silicatées (phlogopite, trémolite et talc) évolue dans le sens d'une chute des teneurs en Fe et Al et d'une augmentation en Si et Mg. Dans le même temps, la composition du spinelle évolue dans le sens d'une diminution de Al et Cr, et d'une augmentation de Fe³⁺.

L'examen de détail révèle que la variation de composition des minéraux de nos colonnes s'effectue avec des sauts, au niveau des fronts. Ceci rejoint les observations de Guy (1988). Cette évolution avec sauts est caractéristique de la métasomatose de percolation, dans laquelle il n'existe pas, contrairement à la métasomatose de diffusion, de gradient continu des potentiels chimiques entre les deux milieux en déséquilibre chimique, mais des réajustements par des réactions hors d'équilibre des potentiels chimiques dans le système fluide-roche (en équilibre chimique local dans chaque zone) au niveau des fronts.

Diffusion :

Toutefois, on a pu noter que la composition de la phlogopite ne varie pas dans tous les cas de façon discontinue : c'est le cas des premiers cristaux du début de la zone 4B de Braúlia dont nous avons vu que leur composition en Fe, Al, Mg et Si évoluaient de manière continue et hyperbolique avec la distance (Fig. V.20). On pourra également noter, à posteriori, que le saut de composition de la phlogopite au front 4B-4A qui sépare deux paliers à compositions constantes et différentes est "adouci", "lissé" par la présence des deux points de la microzone 2 (Fig. V.20).

Quoique la composition de cette phlogopite puisse être comparable à celle des endophlogopitites, dans le cas de Braúlia, l'absence de textures typiques des endophlogopitites (veinules et/ou bouffées de phlogopites le long de contacts flous), l'existence d'une variation continue de la composition de la phlogopite et l'échelle de ce phénomène suggèrent qu'il s'agit du résultat d'un phénomène de diffusion entre la partie centrale de la colonne et la phlogopitite ou d'un *front diffus* (variation continue d'une solution solide dans la métasomatose de percolation).

C'est aussi probablement le cas dans la colonne de Bode, ce qui permet d'expliquer la composition des premiers cristaux de la zone 4B, mais aussi de Socotó qui est une colonne d'échelle centimétrique, ce qui peut expliquer le recouvrement partiel des analyses des zones 4A et 4B dans les diagrammes Fe:Mg, Al:Si et Mg:Al (Fig. V.14, V.15 et V.16).

Cela étant dit, on peut tenter de déterminer quels sont les constituants dont les variations de potentiel chimique sont responsables de l'évolution de composition observée et décrire d'un point de vue qualitatif les variations relatives du potentiel chimique de ces constituants.

Si l'on enlève l'effet de diffusion tardive, la phlogopite a une composition fixe, à l'entrée de la colonne (zone 4B). Ceci indique que les potentiels chimiques des différents constituants du système sont fixes à l'entrée dans la serpentinite : μSiO_2 , $\mu\text{K}_2\text{O}$, μCaO et $\mu\text{Al}_2\text{O}_3$ sont en effet imposés par la solution (de l'extérieur du système) et μMgO est déterminé par la présence de la phlogopite (de l'intérieur du système). A la limite zone 4B-zone 4A, la variation brutale et discontinue de la composition de la phlogopite indique un réajustement des potentiels chimiques le long d'un front, en réponse à un déséquilibre chimique entre le fluide et la roche. Le premier saut de composition de la phlogopite à ce front correspond à un changement du type de substitution qui contraint l'évolution de sa composition, quand la composition du site tétraédrique du mica dépasse six atomes de silicium. Ceci suggère que ce saut de composition et la création d'une nouvelle zone dépend de contraintes cristalochimiques et donc probablement de la forme de l'isotherme des solutions solides phlogopite-eastonite et phlogopite-mica tétrasilicique magnésien (la notion d'isotherme est expliquée par Fonteilles, 1978).

En ce qui concerne Al et Fe, tous les minéraux (phlogopite, spinelle, amphibole et talc) montrent des évolutions de composition comparables, dans le sens d'une baisse de Al et Fe, ce qui traduit une baisse constante, à chaque front, de μAl et μFe dans le fluide et provoque une augmentation relative de μSi et μMg ; dans tous les minéraux, l'évolution de composition est contrainte par les mécanismes de substitution. La précipitation de l'amphibole au front 4A-3 peut ainsi s'effectuer grâce à une augmentation relative de μCa , de même que l'apparition du talc au front 2-3 indique une augmentation relative de μSi .

L'alumine étant disponible en zone 1, il est probable que l'absence de saturation en phlogopite dans le fluide à ce niveau est dû au fait que $\mu\text{K}_2\text{O}$ a beaucoup baissé en réponse à une précipitation massive et constante de phlogopite dans les zones 2, 3 et 4.

L'augmentation de la teneur en Fe_2O_3 du spinelle vers les zones externes est compatible avec une augmentation de la fugacité d'oxygène dans le fluide vers l'aval du système. Ceci pourrait expliquer la chute des teneurs en K_2O de la phlogopite à partir de la zone 4A.

VI.3.1.2. Les minéraux de zone 1 :

La présence de teneurs en fluor dans la chlorite, la serpentinite et le talc de zone 1, de fluor et de soude dans l'amphibole de zone 1 indique que la zone 1 est bien une zone métasomatique. L'observation de molybdénite dans cette zone (colonne 1) confirme que le fluide continue à percoler vers l'aval de la colonne. Néanmoins, cette zone n'est sans doute pas très modifiée relativement à la roche de départ puisque la majorité des éléments mobiles (K_2O , Rb, Cs, Li, Sr, Zn...) y sont en quantité négligeable.

La présence du fluor indique qu'il y a encore deshydratation, comme dans les zones les plus internes, mais sans doute avec un rapport fluide/roche nettement plus faible.

Notons que les teneurs en chrome de la chlorite ne constituent pas la particularité d'une chlorite métasomatique, puisque sa composition est comparable, à celle des chlorites développées aux dépens de la chromite dans les serpentinites non métasomatisées des mines de chrome de Campo Formoso (Boukili, 1984). De même, la serpentine est souvent légèrement alumineuse (Boukili, 1984).

VI.3.1.3. Les zonations des minéraux des zones primaires :

Spinelles :

Les zonations de composition observées dans les spinelles sont assez complexes; leur existence est probablement due à l'existence de très faibles vitesses de diffusion dans ces minéraux :

A Braúlia et Bode, les bords des grains ont une composition comparable à la composition globale du spinelle de la zone précédente : ceci est compatible avec l'existence de croissance successives sur le spinelle, de "couronnes" dont les compositions successives correspondent au passage des fronts métasomatiques.

Les bords des grains de zone 4B sont plus riches en Al, Mn et Zn que les coeurs, ce qui est compatible avec l'apport de ces éléments par le fluide.

Dans la colonne 3, la situation est différente : si les bords des grains des zones 1, 2 et 3 ont des compositions comparables à celles des spinelles des zones correspondantes deux autres colonnes, les coeurs ont la même composition (Fig. V.25). Ceci plaide en faveur de l'existence de compositions reliques au coeur des grains : l'existence de compositions reliques suggère qu'il a pu y avoir des problèmes de cinétique (diffusion à l'intérieur des cristaux) peut être parce que le volume fluide/roche est plus faible que dans les autres colonnes, comme l'indique la faible épaisseur des zones. Par contre, le bord des cristaux est en équilibre avec le fluide dans chaque zone et donc précipité.

Il reste que les bords des spinelles de zone 4A ont une composition comparable à celle des grains des zones 2 et 3, ce qui est inverse à ce que l'on doit attendre dans le cas d'une croissance due au passage des fronts.

Phlogopite de BAF1 :

C'est la seule phlogopite qui présente une zonation de composition : le coeur des grains de cette phlogopite de zone 2 a une composition comparable à la phlogopite du début de la zone 4A, comme on le voit nettement par exemple, sur le diagramme Mg:Cr (Fig. V.18), sur lequel le pic de concentration en Cr dans la phlogopite permet de repérer le passage du chrome à l'état inerte et donc le début de zone 4A. Le bord a une composition comparable à celles des phlogopite des zones 2 et 3. Quoiqu'il soit connu que les vitesses de diffusion chimique sont plus fortes dans les

micas que dans les spinelles, la composition du coeur de cette phlogopite fossilise donc un équilibre entre fluide et roche qui correspond à la zone 4A, alors que l'échantillon se situe en zone 2.

Afin d'expliquer cette situation, on peut faire l'hypothèse que cette partie de zone 2 se situait initialement à l'extrémité d'une fissure entaillant la serpentinite, bien au delà du contact aplopegmatite-serpentinite (environ 26 cm). De la phlogopite aurait ainsi pu se développer à l'intérieur de la serpentinite, loin du contact originel avec l'aplopegmatite. La géométrie du système de zones tel qu'on peut l'observer indique que les fluides ont percolé latéralement (perpendiculairement aux fronts) mais, sans doute aussi, longitudinalement, de façon sécante par rapport à la fissure. Dans cette hypothèse, une importante quantité de fluides continuant à percoler, la fissure, probablement colmatée par de la phlogopite, va être "oblitérée" par le système de zones d'ensemble; les minéraux de la fissure sont alors baignés dans une solution en équilibre avec une zone plus aval, en l'occurrence la zone 2, et il en résulte un zonage de composition.

Amphibole de zone 3 :

Ces amphiboles montrent une légère zonation de composition : les bords sont plus riches en fer, aluminium et manganèse. Cette zonation est "normale" par rapport à l'avancée des fronts.

VI.3.1.4. Effets "coup de balai" :

Ils concernent en particulier le pic de concentration en chrome de la phlogopite au front d'apparition de la chromite (Fig. V.18), le pic de concentration en magnésium des premiers cristaux de chromite qui apparaissent en zone 4A (Fig. V.26) : ils marquent l'effet de "coup de balai" qui accompagne l'avancée des fronts (cf. V. 3)

VI.3.2. Système bimétasomatique phlogopitite-plagioclase :

L'observation des différentes colonnes métasomatiques met en lumière l'existence d'une partie centrale, généralement essentiellement composée de plagioclase (albite à andésine), plus du quartz en quantité variable et accessoirement de béryl, apatite, molybdénite...

Les données pétrographiques et géochimiques montrent que la partie centrale est une aplopegmatite ayant subi des transformations métasomatiques: elle est transformée en plagioclase (albite à andésine), et subit parfois une altération tardive et superposée à quartz-muscovite.

Cette association plagioclase-phlogopitite est une caractéristique fréquente des gisements hydrothermaux zonés, d'épaisseur parfois métrique, au contact entre une roche ultrabasique et

un granite ou un micaschiste (Callegari et Monese, 1961; Francis, 1955 et Phillips et Hess, 1936).

Cette répartition qui semble propre au système bimétasomatique (Korzhinskii, 1947) indique que les solutions hydrothermales qui développent une métasomatose potassique dans les serpentinites (phlogopitites), sont alcalines, sous-saturées vis à vis du microcline et du quartz de la roche acide et albitisantes vis à vis de celle-ci.

Un bilan chimique approximatif montre que le stock de potasse apporté par les fluides métasomatiques ne provient pas simplement de la veine d'aplopegmatite : effectivement, comme ces veines sont dans l'ensemble de plus faible épaisseur que les zones phlogopitiques adjacentes et que la teneur en potasse d'une aplopegmatite ne dépasse pas 4 à 5% (cf. tableau V.1), même si le fluide emporte toute la potasse de la veine, il est impossible de développer des zones de phlogopitite à une teneur d'environ 9% plus épaisses que la veine centrale, à partir de ce seul stock de potasse. En somme, le fait que les colonnes sont organisées autour de cette partie centrale indique que la veine aplopegmatitique a joué un rôle de drain pour les solutions, au même titre que les fractures préexistantes dans la serpentinite et les joints serpentinite-quartzite. A cet égard, l'existence d'une forte extension longitudinale des colonnes métasomatiques relativement à leur extension latérale (puissance des zones) suggère que les solutions percolent préférentiellement le long du drain principal que représentent les zones internes des colonnes (partie centrale et zone 4B) : l'organisation du système de zones primaires autour des veines aplopegmatitiques et la porosité notable dans la zone 4B corroborent cette interprétation.

Parallèlement, le fait que les zones phlogopitiques 4A et 4B soient développées aux dépens de la serpentinite sur une puissance atteignant plusieurs mètres alors que les endophlogopitites n'ont qu'une puissance limitée (quelques centimètres) indique que l'alumine est apportée en masse par les solutions.

L'observation de métasomatites alumineuses systématiquement associées à des intrusions de granitoïdes en fort déséquilibre thermique avec leur encaissant, telles que les microclinites, les albitites ou les skarns à grenat mixte grossulaire-almandin a conduit Fontailles et Pascal (1985a et b) à proposer un modèle montrant que ces roches témoignent de l'action de solutions alcalines d'origine magmatique soumises à un fort gradient de pression.

Effectivement, les données expérimentales (Shade, 1974; Pascal, 1984) montrent :

-que les solutions alcalines se révèlent justement les seules capables de transporter l'alumine nécessaire à la formation de ces métasomatites et sont nécessairement très peu siliceuses.

-qu'un fluide issu d'un milieu granitique, donc en équilibre avec un assemblage quartz-feldspath-mica doit devenir de plus en plus acide pour rester en équilibre avec ces minéraux, à mesure que la pression décroît.

Le fluide va donc avoir tendance à précipiter du feldspath et à s'enrichir en silice aux dépens de la roche. L'existence d'une chute de pression et d'une quantité de fluide suffisantes peut conduire au lessivage complet du quartz et son remplacement par le feldspath.

L'existence d'une telle chute de pression nécessite une montée en pression préalable de la phase fluide, probablement issue de la cristallisation du magma dans un environnement froid, qui entraîne la fracturation au toit du granite et en partie dans l'encaissant. C'est dans cette région, entre le magma en voie de cristallisation et le réseau de veines ouvertes au toit du granite, où règne transitoirement un fort gradient de pression que se développent la feldspathisation.

D'après ce qui a été dit plus haut, l'existence de métasomatites alumineuses (microclinites, albitites, grenatites des skarns) doit indiquer que les fluides ont au moins en partie une origine magmatique (Fontelles et Pascal, 1985 a) : on peut faire le même raisonnement pour les phlogopitites.

Le domaine dans lequel se situent phlogopitites et albitites-plagioclasites est justement celui où se développent généralement les métasomatites alumineuses, dans une région où un fort gradient de pression a pu s'établir transitoirement au contact du granite. L'existence de ce gradient de pression est un moteur indispensable à l'infiltration des solutions dans les serpentinites.

Parallèlement, Fontelles et Pascal ont montré que greisens, veines à quartz-muscovite et albitites-microclinites constituent les éléments d'une même colonne métasomatique. Après l'existence de conditions fortement alcalines dans les fluides et le développement des métasomatites alumineuses dans les parties basses du système au contact avec le granite, les fluides deviennent acides dans la partie haute (en aval de la colonne) en réponse à une diminution de la température qui a un effet inverse de la diminution de pression initiale : le fluide tamponné par l'assemblage quartz-feldspath-muscovite à la sortie de la zone de feldspathisation devient trop acide pour rester en équilibre avec ces minéraux et va tendre à dissoudre du feldspath vers l'aval (greisenisation).

Nous avons mis en évidence que si la signature géochimique des solutions est clairement granitique, celles-ci sont agressives vis à vis des minéraux des aplopegmatites par rapport auxquels elles sont saturées au départ, puisqu'en équilibre avec le magma granitique. L'existence d'une chute de la pression du fluide à la sortie du granite et d'une augmentation de l'alcalinité du fluide permet, selon le modèle développé par Fontelles et Pascal, de surmonter cette contradiction en ce qui concerne l'équilibre avec l'assemblage albite-muscovite-quartz : le fluide lessive le quartz et la muscovite et dépose de l'albite dans la partie centrale des colonnes.

A Bode, la distribution des zones albitisées vers le coeur de la partie centrale et des zones à oligoclase-andésine vers le bord, associés à des cristaux de phlogopite disséminés, en veinules ou en "bouffées" entre la phlogopitite et la partie centrale, suggère qu'albitites et plagioclasites pourraient provenir de l'altération de l'aplopegmatite par les mêmes solutions, mais avec des trajets de percolation différentes dans les deux cas. Dans cette hypothèse, les solutions alcalines dépourvues de calcium à l'entrée du système, comme en témoigne le développement d'albitisation dans le granite au contact d'une enclave de phlogopitite, pourraient se charger en Ca, Mg, Ni, Co... par lessivage au contact de la zone 4B, et précipiter un plagioclase plus calcique associé à une quantité variable de phlogopite aux dépens de l'aplopegmatite.

La phlogopite et l'amphibole des endophlogopitites sont nettement plus riches en fer et alumine que les mêmes minéraux de la colonne. De plus, l'amphibole est plus riche en Na et F qu'en zone 3 et la phlogopite plus riche en manganèse qu'en zone 4B. Cette différence de composition dépend du fait que ces minéraux sont développés sur une aplopegmatite, plus riche en Al et Na, mais dépend également du chimisme du fluide à l'entrée du système, plus riche en Mn et F qu'en zone externe. Le caractère magnésien de ces minéraux indique que le fluide s'est chargé en cet élément en circulant dans la zone 4B, sur le trajet de percolation : il y a probablement circulation tantôt dans une roche, tantôt dans l'autre, tantôt le long du contact, comme on l'observe dans les gisements de skarns. Cette interprétation est cohérente avec le fait que les solutions percolent essentiellement dans les parties internes des colonnes.

Le fait que les solutions qui développent une métasomatose potassique dans les serpentinites soient saturées vis à vis de l'albite et sous-saturées vis à vis du microcline reste inexpliqué; les données expérimentales concernant l'évolution du rapport K/Na de telles solutions décrivent essentiellement les possibilités d'échange de K et Na entre les feldspaths alcalins et solution hydrothermale en l'absence de quartz et muscovite et ne s'appliquent donc pas exactement à notre système.

Les phases d'altération secondaire en particulier la muscovitisation correspond à la circulation, à plus basse température, de fluides acides agressifs vis à vis de la phlogopite et du

plagioclase (greisenisants). Il peut s'agir des mêmes fluides alcalins et feldspathisants en amont qui deviennent acides en aval en réponse à une baisse de température.

Minéralisations :

Les minéralisations à béryl et molybdénite sont associées à la phase d'altération primaire mais aussi à la muscovitisation. Les béryls chromifères ne se développent néanmoins que durant la phase primaire. La molybdénite apparaît intimement associée au béryl, ce qui indique que ces minéraux sont déposés par les mêmes fluides, mais l'occurrence de molybdénite n'est pas limitée à certaines parties des colonnes, comme c'est le cas du béryl; on peut la trouver, rapellons-le jusqu'en zone externe : c'est un minéral précipité au sens de Korzhinskii.

La scheelite est observée occasionnellement et sa précipitation est probablement liée à l'augmentation de l'activité de la chaux dans les zones à trémolite ou apatite.

L'apparition du béryl est limitée aux zones les plus internes des colonnes métasomatiques (partie centrale, endophlogopitites, zone 4B), les plus alumineuses : il est en effet connu que la disponibilité de l'alumine joue un rôle essentiel à l'apparition de ce minéral (Holser, 1953).

Une étude récente du massif granitique de Sucuri (Goais, Brésil) a permis à Bilal et Fontailles (1988) d'observer qu'à la suite d'une feldspathisation affectant en partie un greisen, le béryl du greisen était destabilisé, en présence de quartz, muscovite et albite en un assemblage à phénacite Be_2SiO_4 et helvite $(\text{Mn,Fe,Zn})_8\text{Be}_6(\text{SiO}_4)_6\text{S}_2$. La nature des réactions entre béryl, helvite et phénacite permet de montrer que les solutions alcalines (feldspathisantes) favorisent l'helvite et la phénacite alors que le béryl est stable dans des fluides acides (greisenisants).

Cette interprétation n'est toutefois pas parfaitement en accord avec les relations observées dans nos roches métasomatiques, puisque si le béryl est effectivement observé localement dans des muscovitites (fluides greisenisants), il se situe en majorité dans les zones phlogopitiques et dans les zones de feldspathisation (albitites-plagioclasites) dont le développement témoigne de la circulation de solutions à tendance alcaline.

Les résultats des travaux expérimentaux sur le partage des alcalins Li, Na et Cs entre béryl et solution hydrothermale à haute température (Manier-Glavinaz, 1989) montrent :

-que le partage de Na est favorable à la solution, celui de Cs favorable au béryl et qu'il n'y a pas de fractionnement pour Li. Ces résultats conduisent l'auteur à suggérer que le béryl pourrait être utilisé comme traceur de la composition du fluide alcalin minéralisateur.

-que dans les expériences réalisées entre 600 et 450°C sous 1.5Kbar et en milieu fortement acide les éléments alcalins Li, Na et Cs sont facilement remplacés par les protons; le par-

tage des protons est hautement favorable au béryl, ce qui indique que ce minéral est sensible aux circulations tardives de fluides acides.

Les teneurs en alcalins des béryls ainsi obtenues sont néanmoins très inférieures à celles des béryls naturels. Ceci pourrait être dû au fait que, dans ces expériences, les béryls de composition stochiométrique sont d'abord synthétisés en milieu hydrothermal puis placés dans une solution à haute température plus ou moins riche en alcalins, et non synthétisés directement à partir de gels dans un milieu plus ou moins riche en alcalins. On ne peut donc pas appliquer directement ces résultats à l'étude des béryls naturels; néanmoins, ils suggèrent que la différence de composition en soude entre les béryls liés à la phase d'altération primaire (phlogopitite-plagioclase) et ceux qui sont associés à la phase secondaire (muscovitites) témoigne en faveur de conditions plus alcalines dans la phase primaire et plus acides dans la phase secondaire.

Les travaux expérimentaux et les calculs thermochimiques dans le système $\text{BeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (BASH) de Barton (1986) montrent que le béryl a un vaste champ de stabilité, ce qui est cohérent avec son abondance naturelle. Son champ de stabilité est fortement accru à forte pression fluide et pour les solutions solides contenant les alcalins. Barton montre en particulier que si la phénacite remplace le béryl dans des milieux où règne une plus faible activité de l'alumine (conditions alcalines), l'introduction d'alcalins dans la solution solide du béryl (qui réduit l'activité du béryl à 0,1 - cf. Fig. VI.1) augmente le champ de stabilité du béryl vers des plus faibles valeurs de l'activité de l'alumine, i.e dans des conditions plus alcalines.

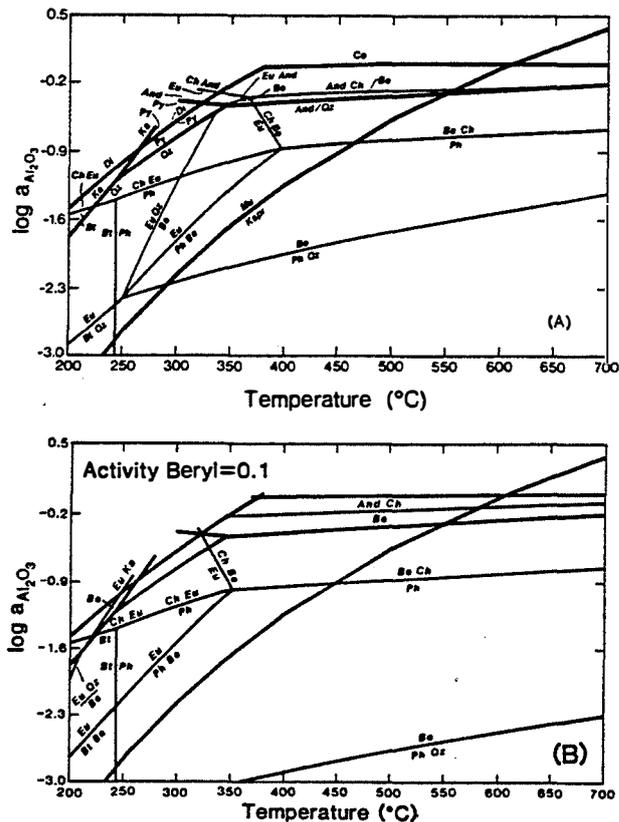


Figure VI.1 : Projection Log $a_{Al_2O_3}$ -température des relations de phases du système BASH à 1Kbar in Barton, 1986. (A) Relations de phases calculées pour le système pur. La courbe de la réaction muscovite = feldspath potassique + alumine + eau est également indiquée. (B) relations de phases calculées pour activité du béryl = 0,1. On note l'effet d'expansion du champ de stabilité du béryl.

Dans la mesure où l'apport des constituants nécessaires à la formation du béryl (Be, Al, Si) dépend entièrement du fluide, il est possible qu'il s'agisse d'un minéral précipité au sens de Korzhinskii.

En ce qui concerne la coloration verte des béryls chromifères, nous avons observé qu'elle était liée à des teneurs en chrome plus ou moins élevées : il semble que l'intensité de la coloration soit liée en première approximation à la teneur. Le fait que le béryl chromifère se situe préférentiellement dans la zone 4B, dans laquelle la chromite a été dissoute, suggère que la mise en solution du chrome par les fluides favorise l'introduction de cet élément dans le réseau du béryl.

En conclusion, notons que la disponibilité de l'alumine dans les zones amont relativement aux zones avales constitue une barrière chimique pour le béryllium des solutions qui est concentré sur une tranche de terrain étroite. Ceci rejoint le modèle d'*effet de filtre* développé par Guy (1988) qui permet d'expliquer une augmentation de concentration localisée autour d'un front (cf. chap. V).

Conclusions

Durant ce travail, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à l'étude des granites d'une part, des roches métasomatiques d'autre part; plusieurs aspects de l'étude ont donc été laissés de côté et plusieurs problèmes restent en suspens; mais préalablement, rappelons les résultats importants :

Les données géologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont montré que les massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba sont des intrusions granitiques polyphasées : nous avons distingué trois suites évolutives non comagmatiques évoluant des granites à deux micas aux intrusifs à grenat (granites à grenat et aplopegmatites) :

+ la suite 1 est constituée par des intrusifs à mise en place précoce, qui occupent les parties périphériques du massif de Campo Formoso, chronologiquement : g1-g1'-g1'' (granites à deux micas) puis g1G-g1G' (granites à grenat) et aplopegmatites.

+ la suite 2 est formée d'intrusifs plus tardifs qui occupent la masse principale du massif de Campo Formoso : chronologiquement g2 (granite à deux micas) puis g2G (granite à grenat) et aplopegmatites.

+ la suite 3 de Carnaíba : chronologiquement g3 (granite à deux micas) puis g3G (granite à grenat) et aplopegmatites.

Les évolutions chimiques des granites sont compatibles avec un modèle de différenciation par cristallisation fractionnée combiné à un mélange entre liquide et solide en diverses proportions. La majorité des éléments chimiques ont un comportement compatible avec la différenciation, sauf Nb et Rb (et Be dans le cas de Carnaíba) qui sont hygromagmaphiles.

Les sauts de teneurs en K₂O, SiO₂, Rb et Be observés à la transition granites à deux micas-granites à grenat pourraient signer la démixion d'une phase fluide permettant l'extraction

de ces éléments du liquide silicaté. Une telle démixion pourrait engendrer la fracturation et expliquer l'individualisation des magmas résiduels (granites à grenat, aplopegmatites) sous forme de filons tardifs, en partie injectés dans les serpentinites encaissantes.

Du point de vue métallogénique, la coupole granitique de Carnaíba s'avère plus intéressante par sa richesse en éléments hygromagmaphiles Nb, Rb et Be que les granites de Campo Formoso. Néanmoins, comme le granite de Carnaíba n'est pas particulièrement préenrichi en Be au stade magmatique, la quantité de minéralisations à béryl, développées dans l'encaissant et leur qualité de gemme serait plutôt liée à l'efficacité du piège métasomatique (phlogopitites).

Les zonations d'infiltration se développent dans les serpentinites encaissantes des granites, sur une puissance de quelques mètres autour de structures servant de drain aux solutions hydrothermales : fractures, veines aplopegmatitiques injectées dans les serpentinites et contacts entre quartzite ou granite et serpentinite.

La phase d'altération primaire est caractérisée par le développement de cinq zones d'altération aux dépens de la serpentinite, dans lesquelles la phlogopite est le minéral dominant et d'une zone plagioclasique (albite à oligoclase le plus souvent) développée aux dépens de la partie centrale aplopegmatitique des colonnes métasomatiques.

Il existe deux phases d'altération secondaire :

-altération à muscovite aux dépens des zones phlogopitiques et à muscovite + quartz aux dépens de la partie centrale plagioclasique.

-altération à chlorite aux dépens des phlogopitiques et à séricite (\pm margarite) aux dépens de la partie centrale plagioclasique.

De l'amont vers l'aval de la séquence métasomatique, les minéraux silicatés s'appauvrissent en Al et Fe et s'enrichissent en Mg et Si (avec sauts : de composition de la phlogopite). Parallèlement, la composition des spinelles évolue depuis des chromites alumineuses jusqu'à des magnétites chromifères.

Les bilans chimiques montrent que les solutions métasomatiques ont une signature granitique (apports de Al, K, Si, F, Fe, Rb, Cs, Li, Nb, Be, P, Zn, Mn...). Néanmoins, les solutions ne sont pas en équilibre chimique avec les granites à grenat et les aplopegmatites, puisque sous-saturées vis à vis du quartz et du microcline. Nous avons proposé une interprétation permettant d'expliquer que le fluide devient agressif vis à vis de l'assemblage banal du granite (feldspath al-calin-quartz-muscovite) par un changement des paramètres physiques (modèle développé par Fonteilles et Pascal, 1985 a et b) : les solutions issues du granite deviennent alcalines par

brusque chute de la pression du fluide (ouvertures de fractures au toit et dans l'encaissant du granite). Par percolation dans les veines aplopegmatitiques et au contact avec les serpentinites, elles développent un système bimétasomatique avec albitisation des aplopegmatites et phlogopitisation des serpentinites. Les solutions percolent localement au contact de la zone phlogopitique la plus interne (zone 4B) et transforment l'aplopegmatite en plagioclase (oligoclase à andésine) avec une quantité variable de phlogopite et accessoirement amphibole, épidote et chromite. A plus basse température, les solutions deviennent acides et développent une altération greisénisante (muscovite + quartz aux dépens des intrusifs granitiques et muscovite aux dépens de phlogopites).

Les minéralisations à béryl chromifère (émeraude) et molybdénite sont associées à la phase d'altération primaire et en partie à la phase de muscovitisation. Les béryls chromifères sont situés dans les zones riches en alumine, zones internes phlogopitiques et partie centrale plagioclasiq. Leur coloration verte est liée à la disponibilité du chrome, mis en solution lors de la percolation des fluides dans les serpentinites.

Une étude plus approfondie de ces gisements devrait porter sur plusieurs points :

- l'histoire tectonique, afin d'examiner les relations entre la circulation des solutions et le régime de fracturation des serpentinites.

- les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène pour clarifier l'origine des fluides et discuter les relations entre les transformations métasomatiques développées aux dépens des serpentinites et des granites et aplopegmatites. Cette étude peut être faite en parallèle avec l'étude des spectres de terres rares dans les minéraux hydrothermaux (apatite, scheelite) afin d'examiner la signature des fluides et de la comparer avec celle des apatites des granites, en particulier des granites à grenat.

- la thermochimie et parallèlement les inclusions fluides (émeraudes, quartz, apatite...) afin d'évaluer de manière quantitative les conditions de formation des roches métasomatiques (T, P, potentiels chimiques...) par deux approches différentes.

- la composition des béryls à travers les colonnes métasomatiques des différents districts.

- la cristallogénie des phlogopites afin de comprendre les évolutions de composition observées.

Références bibliographiques :

Albuquerque C.A.R. de , 1973

Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal.
Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 7, pp. 1779-1802.

Almeida Campos D. de et al., 1984

Geologia do Brazil. Texto Explicativo do mapa geologico do Brazil e da aerea oceânica adjacente incluindo depósitos minerais.
Dep. Nac. Prod. Min., 501p.

Autran A., Fonteilles M. & Guitard G. , 1970

Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne des Pyrénées orientales.
Bull. Soc. Geol. France, 7, XII, 4, pp. 673-731.

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.

Beus A.A. ,1966

Geochemistry of Beryllium and genetic types of Beryllium deposits.
W. H. Freeman , San Francisco.

Bilal E. & Fonteilles M. , 1988

Conditions d'apparition respectives de l'helvite, de la phénacite et du béryl dans l'environnement granitique de Sucuri (Brésil).
C. R. Acad. Sci. Paris, 307, II, pp. 273-276.

Boukili, 1984

Pétrologie, minéralogie et géochimie des altérations des roches ultrabasiques à chromite de Campo Formoso.
Thèse de troisième cycle. Univ. Strasbourg, 129 p.

Bowen N.L. , 1928

The evolution of the igneous rocks.
Princeton University Press - Princeton -(Ed. 1956), 332 p.

Branner J.C., 1910

The geology and topography of the Serra de Jacobina, State of Bahia, Brazil.
Am. J. Sci., New Haven, 30, (180), pp.385-392.

Burnol L. ,1974

Géochimie du Béryllium et types de concentrations dans les leucogranites du massif central français.
Mémoire du BRGM n° 85.

Burt D.M. , 1972

Mineralogy and geochemistry of CaFeSi skarn deposits.
Ph. D. Thesis, Harvard Univ.

Callegari E. & Monese A. , 1961

Studio petrogenetico dei bordi di reazione metasomatica attorno a lenti ultra-femiche incluse nel granito di San Fedelino (Sondrio).
Rend. Soc. Mineral. Ital., 17, pp. 147-192.

Carron J.P. & Lagache M. , 1980

Etude expérimentale du fractionnement des éléments Rb, Cs, Sr et Ba entre feldspaths alcalins, solutions hydrothermales et liquides silicatés dans le système Qz. Ab. Or. H₂O à 2Kbar entre 700 et 800°C.

Bull. Mineral., 103, pp. 571-578.

Cassedanne J.P. , 1985

Recent discoveries of phenakite in Brazil

Mineral. Record, 16, pp. 107-109.

Centanni J.P. , 1985

Composition, synthesis and thermal stability of celadonitic white mica : implications for plutonic muscovite.

Annual meeting, Geol. Soc. Am., abstracts with programmes, 17, 6, n° 74516.

Charoy B. , 1979

Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites. Conséquences métallogéniques.

Mem. 37, Sc. de la terre, E.N.S.G., C.R.P.G., Nancy, 364 p.

Cocherie A. , 1978

Géochimie des terres rares dans les granitoïdes

Thèse de troisième cycle, Univ. Rennes, 116 p.

Correia Neves J.M., 1978

Estudo de ocorrências de esmeralda na provincia da Zambezia - Moçambique.

Anais XXX° Cong. Bras. Geol., Recife, 3, pp. 1141-1155.

Couto P.A. et al., 1978

Projeto serra de Jacobina.

Relatorio final. Salvador, DNPM-CPRM, vol. 1.

Couto P.A. & Almeida J.T., 1980

Geologia e mineralização na area do garimpo de Carnaiba (Bahia)

Anais XXXII° Cong. Bras. Geol., Salvador, 3, pp. 850-861.

Cox D.P., 1967

Regional environment of the Jacobina auriferous conglomerate, Brazil.

Econ. Geol., 62, pp. 773-780.

Crowley M.S. & Roy R. , 1964

Cristalline solubility in the muscovite and phlogopite groups.

Am. Mineral., 49, pp. 348-363.

Cuney M. et al., 1982

Petrology and geochemistry of the Brame-St Sylvestre-St Goussaud granite complexe

(Limousin, French massif central). Colloque "géochimie et pétrologie des granitoïdes". Clermont Ferrand.

Cuney M. et al., 1986

Résultats préliminaires apportés par la coupole de granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (MCF).

C.R. Acad. Sci. Paris, 103, II, 7, pp. 569-574.

Czamanske G.K. & Wones D.R. , 1973

Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway - part 2 : the mafic silicates.

J. Petrol., 14, pp. 349-380.

Deus P. B. de et al., 1982

Distrito cromitifeiro de Campo Formoso.
Anais XXXII° Cong. Bras. Geol., Bol. n° 3, pp. 52-68.

Dodge F.C.W., Smith V.S. & Mays R.E , 1969

Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California.
J. Petrol., 10, part 2, pp. 250-271.

Drake M.J. , 1975

The oxydation state of europium as an indicator of the oxygene fugacity.
Geochim. cosmochim. Acta, 39, pp. 55-64.

Eidt Th. & Schwartz D. , 1988

Die smaragde von Carnaíba, Bahia, Brasilien : vorkommen und charakteristika.
Z. Dt. Gemmol. Ges. (in press).

Fersman A.E., 1940

Pegmatites.
1, Moscow, Publ. House of the Acad. Sci. of the USSR (en russe), 710 p.

Fisher D.J. , 1968

Albite, variety cleavelandite, and signs of its optic directions
Am. Mineral., 53, pp. 1568-1578.

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, pp. 685-701.

Fonteilles M. , 1978

Les mécanismes de la métasomatose.
Bull. Mineral., 101, pp. 166-194.

Fonteilles M., Guy B. & Soler P. , 1980

Etude du processus de formation des gîtes de skarns de Salau et Costabonne.
Mémoire B.R.G.M. n° 99, Ch 7, pp. 259-282.

Fonteilles M., Nansot L., Soler P. & Zahm A. , 1988

Ore controls for the Salau scheelite deposit (Ariège, France) : evolution of ideas and present state of knowledge.
In : Mineral Deposits within the European Community (Boissonas J. & Omenetto P. ed.). Springer-Verlag, pp. 95-116.

Fonteilles M. & Pascal M.L. ,1985a

Greisens, veines à quartz-muscovite et zones feldspathisées comme éléments d'une même colonne métasomatique.
C.R. Acad. Sci. Paris, 300, II, 15, pp. 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, pp. 1003-1006.

Fourcade S. , 1981

Géochimie des granitoides.
Thèse de doctorat d'état, Univ. Paris VII, 189 p.

- Fourcade S. & Allègre C. , 1981**
Trace element behaviour in granite genesis : a case study. The calc-alkaline association of the Querigut complex (Pyrénées, France).
Contrib. Mineral. Petrol., 76, pp. 177-195.
- Francis G.H., 1955**
Zoned hydrothermal bodies in the serpentinite mass of Glen Urquhart (Inverness-shire).
Geol. Mag., 42, n°6, pp. 37-447.
- Frantz G., Grudmann G. & Ackermann D., 1986**
Rock-forming beryl from a regional metamorphic terrain (Tauern Window, Austria) : paragenesis and crystal chemistry.
Tschermaks Min. Petr. Mitt., 35 (3), pp. 167-192.
- Friedrich M. ,1983**
Le complexe granitique hyperalumineux de St Sylvestre. Nord-ouest du massif central français.
Thèse de troisième cycle, Univ. Nancy I.
- Garcia D. & Fontelles M. , 1985**
Evolution du chimisme des biotites et des muscovites dans une série de granitoïdes (Nord Portugal); implications pétrologiques et métallogéniques.
C. R. Acad. Sci. Paris, 301, II, n° 11, pp. 819-822.
- Garcia D., Ouin M.C. & Fontelles M. , 1985**
Géologie et géochimie des minéralisations à étain-tungstène de la région de Villa Real (Nord Portugal) et des granitoïdes associés.
DGRST-VRSS n°81-D1095, rapport non publié, 164 p.
- Giuliani G. & Cheilletz A. , 1983**
L'exemple des épi-syérites feldspathiques et des minéralisations intragranitiques.
C. R. Acad. Sci. Paris, 296, II, pp.845-848.
- Giuliani G. & Couto P., 1988**
O metassomatismo de infiltração e sua importância nos depósitos de esmeralda do Brasil.
Anais. VII° Cong. Latino-Amer. Geol., Belém, 1, pp. 459-475.
- Giuliani G. & Weisbrod A. , 1988**
Scanning electron microscopy (SEM) and its applications : determination of solid and daughter minerals in fluid inclusions from some emerald deposits.
Anais VII° Cong. Latino-Am. Geol., Belém, 1, pp. 445-458.
- Gonçalves J.C. et al., 1972**
Projeto cromo.
Relatorio final. Salvador. CPRM. Convênio CPRM-DNPM.
- Graziani G., Gubelin E. & Lucchesi S., 1983**
The genesis of an emerald from the Kitwe District, Zambia.
N. Jb. Miner. Mh., 4, pp.175-186.
- Green T.H. , 1981**
Synthetic high-pressure micas compositionally intermediate between dioctahedral and trioctahedral mica series.
Contrib. Mineral. Petrol., 78, pp. 452-458.
- Green T.H. & Watson E.B. ,1979**
Experimental study of apatite saturation in natural hydrous magmas, with particular reference to orogenic magma series.

Griffon J.C., 1967

Apresentação do mapa geológico da parte central da serra de Jacobina entre Jacobina e Pindobaçu (NW da Bahia).

Salvador, UFBA/Esc de geologia.

Gromet L.P & Silver L.T. ,1983

Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications.

Geochim. Cosmochim. Acta, 47, pp. 925-939.

Grundman G. & Morteani G., 1986

Multistage emerald formation in regional metamorphism : case studies from Gravelotte, South Africa and Habachtal, Austria.

Terra Cognita, 7, 2-3, pp. 292.

Guidotti C.V. , 1970

The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc Area, Maine.

J. Petrol., 11, pp. 227-336.

Guidotti C.V. , 1973

Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from Northwestern Maine.

Contrib. Mineral. Petrol., 42, pp. 33-42.

Guidotti C.V., Cheney J.T. & Guggenheim S. , 1977

Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from Northwestern Maine.

Am. Mineral., 62, pp. 438-448.

Guy B. , 1979

Pétrologie et géochimie isotopique (S, C, O) des skarns à scheelite de Costabonne (Pyrénées orientales).

Thèse Doct. Ing., Ecole des mines, Paris, 238 p.

Guy B. , 1988

Contribution à l'étude des skarns de Costabonne (Pyrénées orientales, France) et à la théorie de la zonation métasomatique.

Thèse d'état, Ecole des mines, St Etienne, 928 p.

Hanson G.N. , 1978

The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition.

Earth. Planet. Sci. Let., 38, pp. 26-43.

Hazmi A.H., Lawrence R.D., Anwar J., Snee L.W. & Hussain S, 1986

Mingora emerald deposits (Pakistan) : suture-associated gem mineralization.

Econ. Geol., 81, pp. 2022-2028.

Henderson P. , 1984

Developments in geochemistry 2 - Rare earth element geochemistry

510 p. Elsevier.

Hey, M.H., 1941

A new review of the chlorites.

Min. Mag., 30, pp. 277.

Hibbard M.J. , 1979

Myrmékite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems.

Geol. Soc. Am. Bull., 90, n°11, pp. 1047-1062.

Hsu L.C. , 1968

Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-OH, a model for garnet equilibria.

J. Petrol., 9, pp. 40-83.

Holser W.T. , 1953

Beryllium minerals in the Victorio Mountains, Luna County, New Mexico.

Am. Mineral., 38, pp. 599-611.

Inda H.A.V. & Barbosa J.F. , 1978

Mapa geológico do estado da Bahia. Texto explicativo.

Secret. Min. & Energ. Coord. Prod. Min. 122 p.

Irving A.J. & Frey F.A. , 1978

Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquid of kimberlitic to rhyolitic composition.

Geochim. Cosmochim. Acta, 47, pp. 771-787.

Jahns R.H & Burnham C.W. , 1969

Experimental studies of pegmatite genesis : A model for the derivation and crystallisation of granite pegmatites.

Econ. Geol., 64, pp. 843-864.

Johan Z. & Mc Millan W.J. , 1980

Possibilités d'individualisation d'une phase fluide à partir d'un bain silicaté : conséquences géochimiques.

Mémoire B.R.G.M. n° 99, Ch 5, pp. 85-94.

Jordan H., 1972

Die Minas gruppe in Nordost. Bahia, Brasilien

Geol. Rundschau Stuttgart, 61 (2), pp. 441-469.

Kegel W., 1963

Estudos geológicos na zona central da Bahia.

B. Div. geol. Mineral. DNPM. Rio de Janeiro. N°198, 35 p.

Korzhinskii D.S. , 1947

Les gisements bimétasomatiques de phlogopite et lazurite de l'archéen de la région du lac Baikal.

Traduction BRGM n° 4923, Orléans.

Korzhinskii D.S. , 1959

Physicochemical basis of the analysis of mineral paragenesis.

Consultant bureau, New York, 142p.

Korzhinskii D.S. , 1965

The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation.

Am. J. Sci., 263, pp. 193-205.

Korzhinskii D.S. , 1970

The theory of metasomatic zoning.

Clarendon press, Oxford, 162p.

- Kozlowski A., Metz P., Estrada Jaramillo H.A., 1988**
Emeralds from Somondoco, Columbia : chemical composition, fluid inclusions and origin.
Neues Jahrbuch Miner. Abh., 159, 1, pp. 23-49.
- Leake B.E., 1978**
Nomenclature of amphiboles.
Am. Mineral., 63, pp. 1023-1052.
- 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.
- Leo G.M. et al., 1964**
Geologia da parte sul da serra de Jacobina, Bahia, Brazil.
Rio de Janeiro, DNPM-CPRM, bol. 209.
- Leterrier J. , 1972**
Etude pétrographique et géochimique du massif granitique du Querigut (Arrière). Thèse Sc. Nat.
Univ. Nancy I, n° 23, 414 p.
- Lind T., Schmetzer K. & Bank H., 1984**
Schleifwürdige baue und grüne Berylle (Aquamarine und Smaragde) aus Nigeria.
Z. Dt. Gemmol. Ges., 33, (3/4), pp. 128 -138.
- Mahood G. & Hildreth W. , 1983**
Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites.
Geochim. Cosmochim. Acta, 47, pp. 11-30.
- Manier-Glavinaz V. , 1989**
Partage des éléments alcalins Li, Na et Cs entre béryls et solutions hydrothermales : approche expérimentale; conséquences cristallographiques et géochimiques.
Thèse de l'Université Paris VI.
- Manning D.A.C. et al. ,1980**
The probable occurrence of interstitial Al in Hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts.
Contrib. Mineral. Petrol., 75, pp. 257-262.
- Manning D.A.C. , 1981**
The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz. Ab. Or. with excess water at 1kbar.
Contrib. Mineral. Petrol., 76, pp. 206-215.
- Mascarenhas J. de F., 1969**
Estudo geológico da parte central da serra de Jacobina.
São Paulo. Soc. Bras. Geol. 18 (1), pp. 322.
- Massone H.J. , 1981**
Phengite : eine experimentelle untersuchung ihres druck -temperature- verhaltens im system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O.
Thesis, Bochum, 211 p.
- Miller C.F. et al. , 1981**
Composition of plutonic muscovite : genetic implications.
Canadian Mineral., 19, pp.25-34.

Miller C.F. & Stoddard E.F. , 1981

The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet : an example from the old Woman-piute range, California.
J. Petrol., 89, pp. 233-246.

Monier G., Mergoïl-Daniel J. & Labernardière H. , 1984

Génération successive de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif du Millevaches (Massif Central français).
Bull. Mineral., 107, pp. 55-64.

Monier G., 1985

Cristallochimie des micas des leucogranites : nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques.
Thèse de doctorat d'état, Orléans, 299 p.

Moreira D.M. & Santana A.J. , 1982

O garimpo de Carnaíba - geologia e perspectivas.
Anais XXXII° Cong. Bras. Geol., Salvador, 3, pp. 862-872.

Morris R.V. & Haskins L.A. ,1974

EPR measurements of the effect of glass composition on the oxydation states of europium.
Geochim. Cosmochim. Acta, 11, p141.

Nagasawa H. , 1970

Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites.
Earth Planet. Sci. Lett., 9, pp. 359-364.

Nockolds S.R., 1947

The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of the igneous rocks.
Am. Jour. Sci., 245, n°7, pp. 401-420.

Pascal M.L. ,1979

Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées orientales).
Thèse Doct. Ing., Ecole des mines, 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 d'état, Univ. Paris VI.

Pascal M.L. & Roux J. ,1985

K-Na exchange equilibria between muscovite-paragonite solid solution and hydrothermal chloride solutions.
Mineral. Mag., 49, pp. 515-521.

Phillips A.H. & Hess H.H., 1936

Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and sliceous country rocks.
Am. Mineral., 21, n° 6, pp. 333-362.

Puyau V. , 1987

Pétrographie et géochimie des aplopegmatites de Villa Real (Nord Portugal) et de leurs micas.
DEA, Univ. Paris VI, 72p.

Raimbault L. ,1984

Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (haute Corrèze, France).
Thèse de docteur ingénieur. Ecole des mines de St Etienne.

Raimbault L. & Azencott C. ,1987

Géochimie des éléments majeurs et traces du granite à métaux rares de Beauvoir (sondage GPF, Echassières).

GPF, géologie de la France n°2-3, pp.189-198.

Raimbault L., Fonteilles M., Duthou J.L. & Fouillac A.M. , 1987a

Transferts de matière entre magmas intrusifs et encaissant: analyse et modélisation des remplissages fissuraux et des modifications métasomatiques dans le système hydrothermal de Dajishan (Jiangxi, Chine)

Rapport inédit, A.T.P transferts, 202 p.

Raimbault L., Meyer G & Treuil M., 1987b

Comportements différenciés de W, Sn, U, Ta, Nb dans quelques complexes granitiques du massif central français.

Bull. Mineral., 110, pp. 591-601.

Robert J.L. , 1976a

Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions.

Chem. Geol., 17, pp. 213-227.

Robert J.L. , 1981

Etudes cristallographiques sur les micas et les amphiboles. Applications pétrographiques et géochimiques.

Thèse d'état, Univ. Paris XI, 206 p.

Rudowski L., Giuliani G. & Sabaté P., 1987

Les phlogopites à émeraudes au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) : un exemple de minéralisations protérozoïque à Be, Mo et W dans des ultrabasites métasomatisées.

C. R. Acad. Sci. Paris, 301, II, n°18, pp.1129-1134.

Rudowski L. , 1988

Pétrologie et géochimie des séries évolutives de granites peralumineux des massifs de Campo Formoso et Carnaíba et leurs relations avec les minéralisations à émeraudes (Serra de Jacobina, Bahia, Brésil).

Anais VII° Cong. Latino-Am. Geol., Belém, 1, pp. 567-575.

Rutherford D.M.J. , 1973

The phase relations of peraluminous iron biotites in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSiO}_4\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe-O-H}$.

J. Petrol., 14, part. 1, pp. 159-180

Ryerson R.J. & Hess P.C. , 1980

The role of P205 in silicate melts.

Geochim. Cosmochim. Acta, 44, pp. 611-624.

Santana A.J. et al. , 1980

Projeto Esmeralda.

Relatorio final. Salvador, CPM-CBPM, vol. 1.

Santana A.J. et al. , 1981

Projeto Carnaíba.

Relatorio final. Salvador, CPM-CBPM, vol. 1.

Schwartz D., 1986

Classificação genética das ocorrências de esmeralda.

Anais do XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, 4, pp. 1854-1862.

Seifert F. & Schreyer W. , 1971

Synthesis and stability of micas in the system $K_2O-MgO-SiO_2-H_2O$ and their relations to phlogopite.

Contrib. Mineral. and Petrol. 30, pp. 196-215.

Shade J.W. ,1974

Hydrolysis reactions in the SiO_2 -excess portion of the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ in chloride fluids at magmatic conditions.

Econ. Geol., 69, pp. 218-228.

Skosyeva M.V. et al., 1985

First find of natural mica (ferriphlogopite) with magnesium in tetrahedral coordination.

Traduit de Doklady Akademii Nauk SSSR, 285, n°1, pp. 208-211.

Sliwa A.S. & Nguluwe C.A., 1984

Geological setting of Zambian emerald deposits.

Precamb. Research, 25, pp. 213-228.

Soares R.M. & Carvalho I., 1988

Mineralogia do paleoplacer cromitífero de Serjana-Limoeiro, Distrito de Campo Formoso (Bahia).

Anais VII° Cong. Latino-Am. Geol., Belém, 1, pp. 201-215.

Soler P. , 1977

Pétrographie, thermochemie et métallogénie du gisement de scheelite de Salau (Pyrénées Ariégeoises, France).

Thèse Doct. Ing., Ecole des Mines, Paris, 220 p.

Torquato J.R. et al. , 1978

Idade radioimétrica do granito de Campo Formoso (Bahia) - uma idade mínima para o grupo de Jacobina.

Rev. Bras. Geosc., 8, pp. 171-179.

Treuil M. et al. , 1979

Géochimie des éléments hygromagmatophiles - coefficients de partage minéraux/liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques.

Bull. Minéral., 102, pp. 402-409.

van Marcke de Lummen G., 1983

Pétrologie et géochimie des skarnoides du gîte tungstifère de Costabonne (Pyrénées orientales).

Thèse, Univ. Louvain, 439p.

van Marcke de Lummen G. & Verckaeren J., 1987

Ca-K metasomatism in the system $CaO-K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and skarn formation in pelitic rocks

in : Helgeson H.C. (ed.), Chemical transport in metasomatic processes, pp. 669-679.

Velde B. , 1965

Phengite micas : synthesis, stability and natural occurrence.

Am. Jour. Sci., 263, pp. 886-913.

Velde B. , 1967

Si^{+4} content of natural phengites.

Contrib. Mineral. Petrol., 14, pp. 250-258.

Velde B. , 1980

Cell dimensions, polymorph type, and infrared spectra of synthetic white micas: the importance of ordering.

Am. Mineral., 65, pp. 1277-1282.

Wang Y.R., Li J.T. & Fan W.L. , 1982

Geochemical mechanism of Nb-, Ta- mineralization during the late stage of granite crystallisation.

Geochemistry, 1, pp. 175-185.

Watson E.B. , 1979

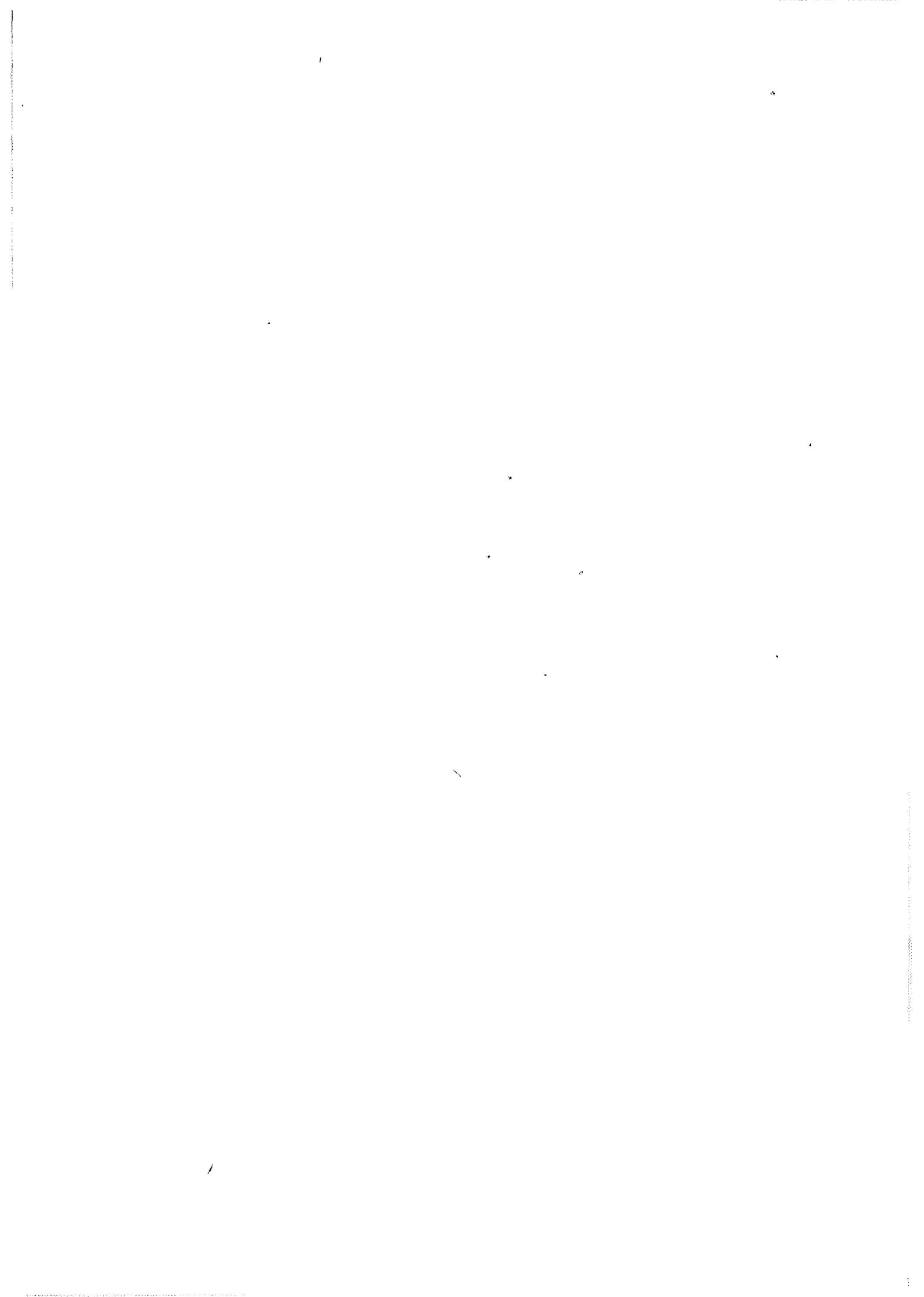
Zircon saturation in felsic liquid : experimental results and applications to trace element geochemistry.

Contrib. Mineral. Petrol., 70, pp. 407-419.

White A.J.R. & Chappel B.W. , 1977

Ultrametamorphism and granitoid genesis.

Tectonophysics, 43, pp. 7-22.



THE UNIVERSITY OF CHICAGO
LIBRARY

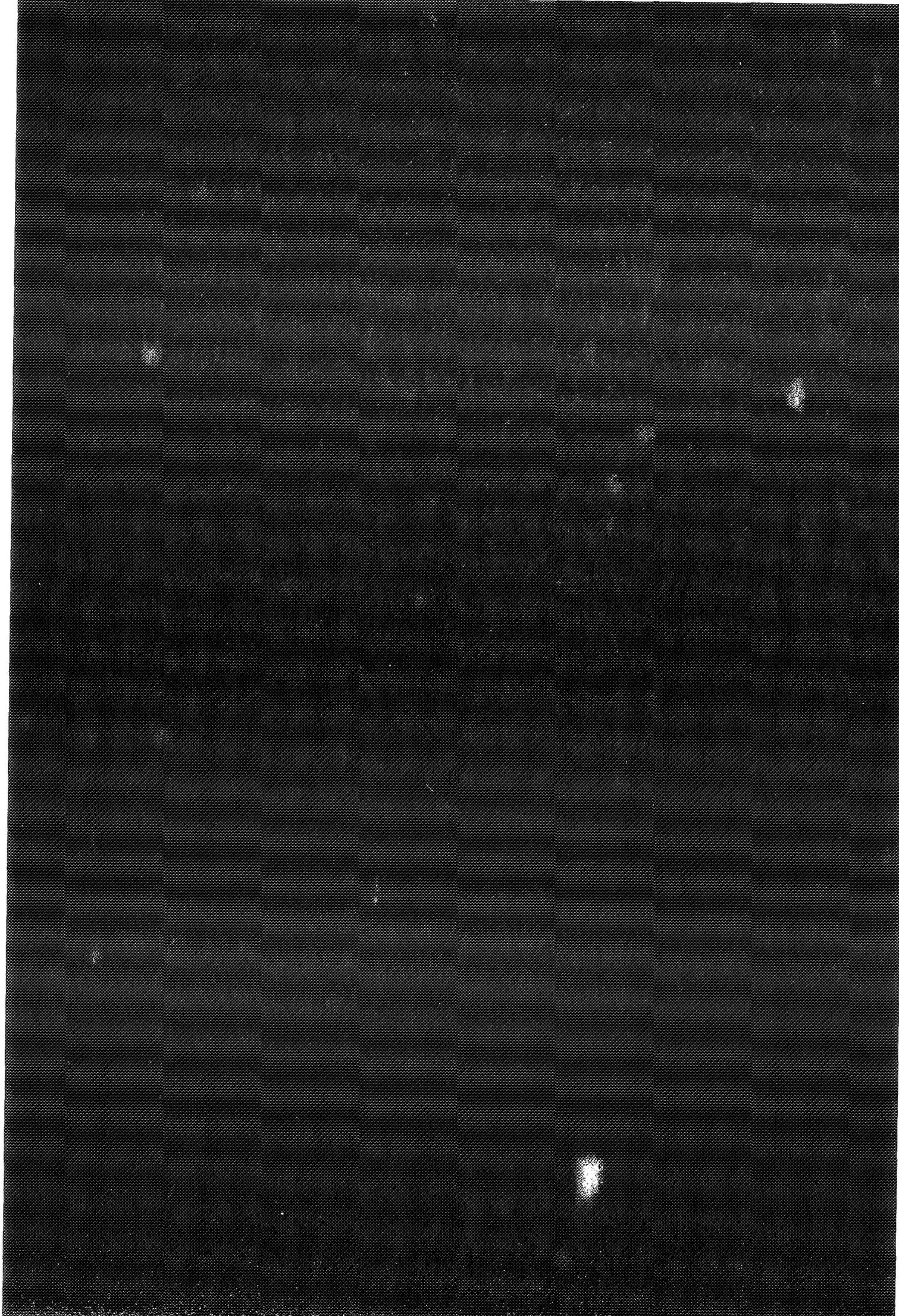


Planche I : granites

Photographie n° 1 : enclave de quartzite (Q) dans le granite g3 de Carnaíba (G).

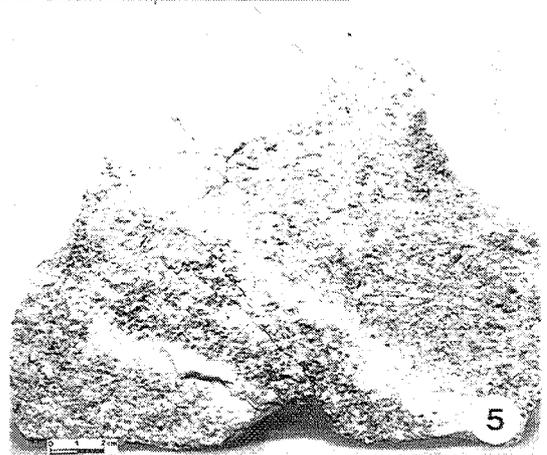
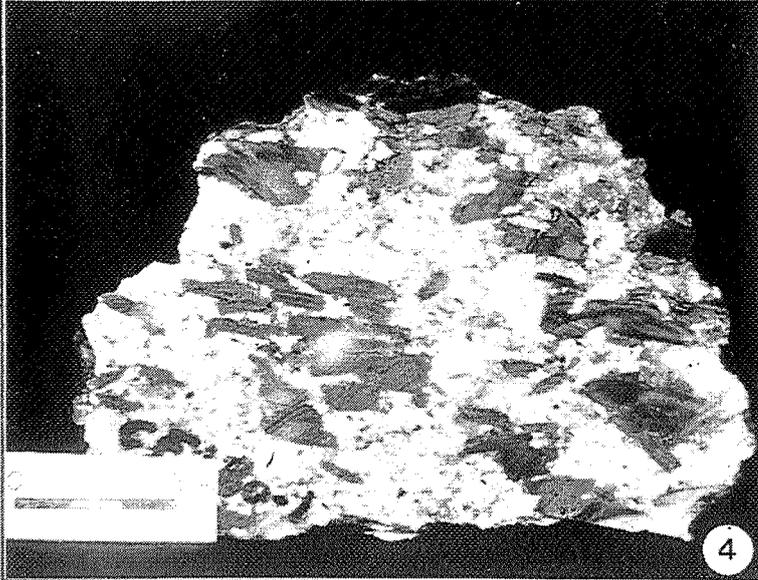
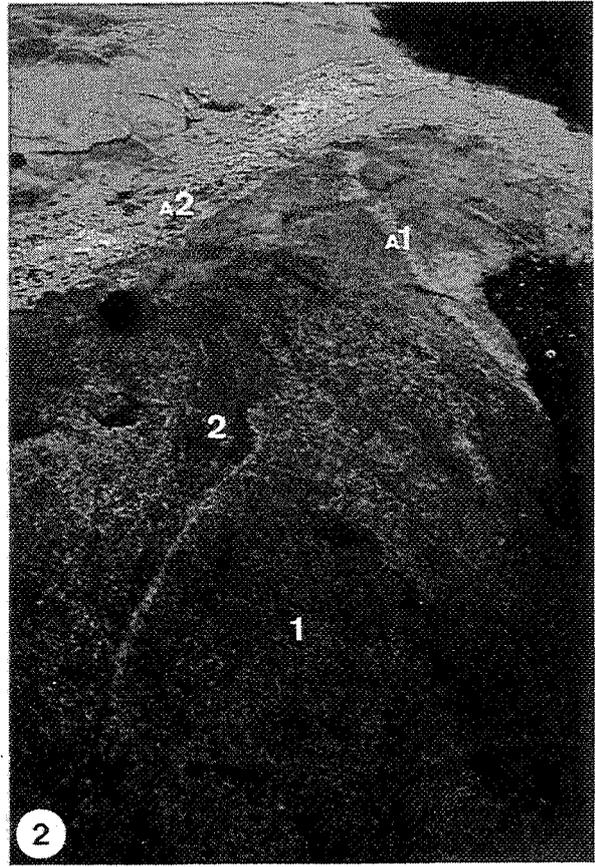
Photographie n° 2 : affleurement 22 (massif granitique de Campo Formoso).

Le granite g1 (1, en clair) est découpé en panneaux anguleux et enclavé par le granite g2 (2, en sombre). En haut à droite de la photo, un filon d'aplopegmatite (A1, aplopegmatites roses) est postérieur à g1 et antérieur à g2. En haut à gauche, un filon d'aplopegmatite (A2, aplopegmatites blanches) d'environ 40 cm de puissance, recoupe g1 et g2.

Photographie n° 3 : "couloirs à muscovite", affleurement 180 (Massif de Campo Formoso). Accumulation de mégacristaux de muscovite dans g1.

Photographie n° 4 : détail des accumulations de muscovite dans g1 sur tranche sciée (même affleurement que photo précédente, échantillon 180-1).

Photographie n° 5 : veine grésénisée dans le granite g1".



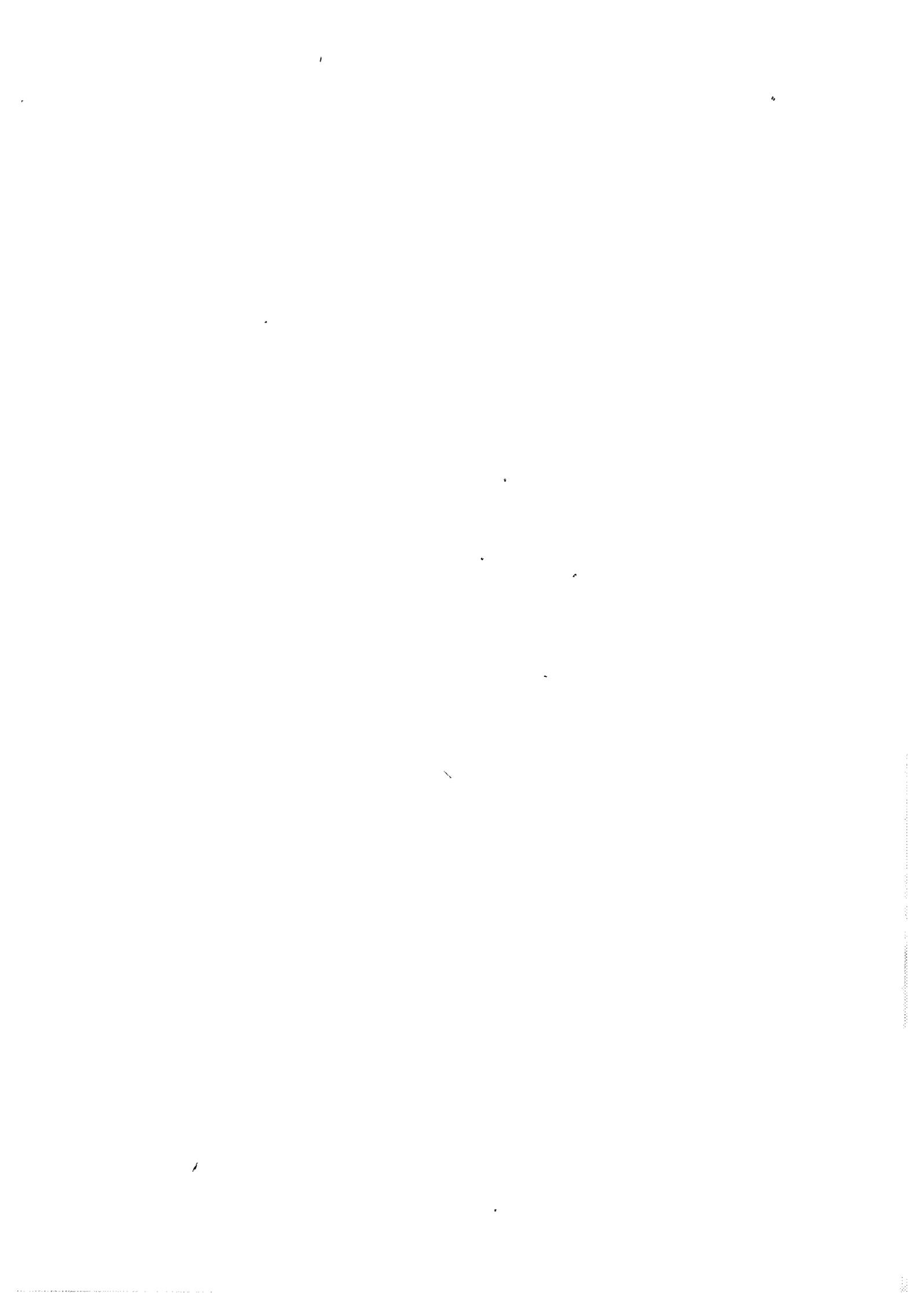


Planche II : système de zones primaires

Photographie n° 1 : détail de la colonne métasomatique de Braúlia (colonne 1).

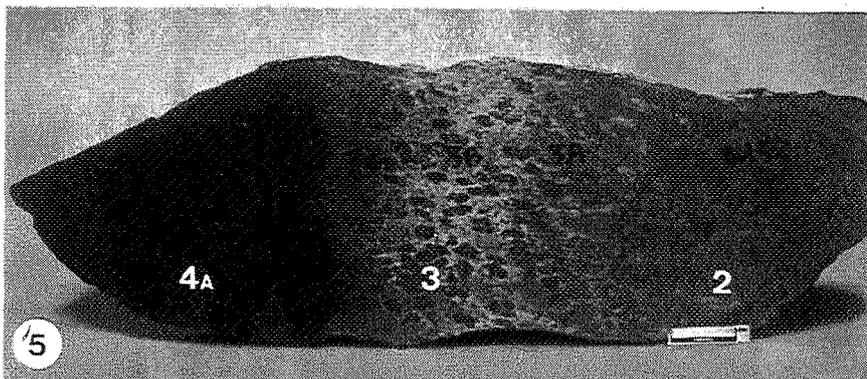
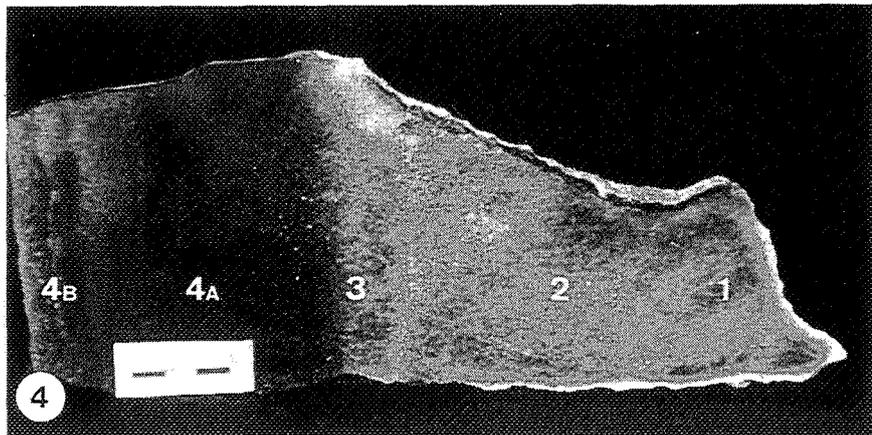
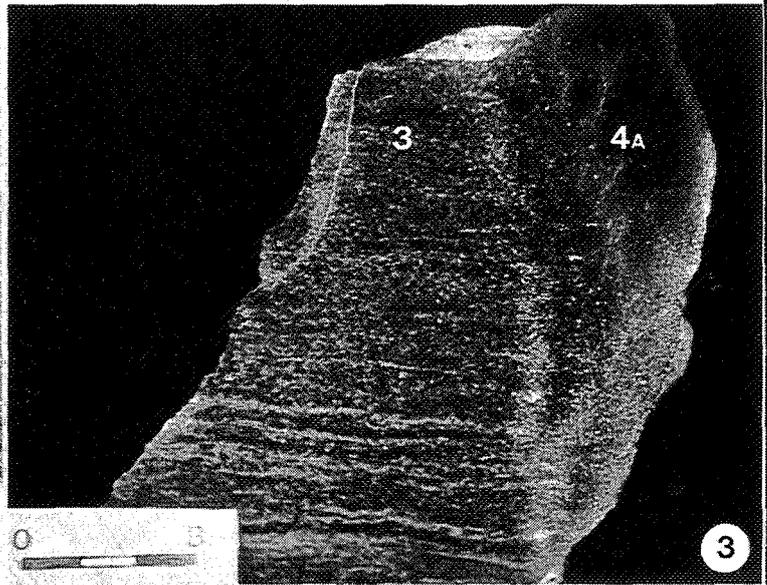
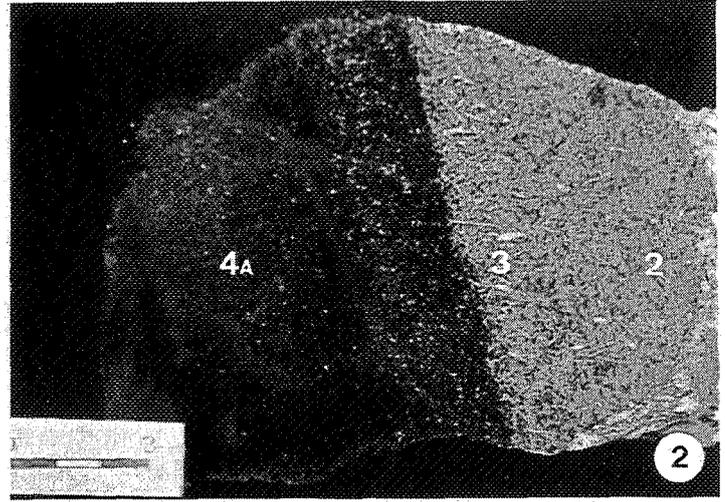
Successivement, de gauche à droite de la photo : PC = partie centrale, 4B = zone 4B (de faible épaisseur, elle est observée de part et d'autre de la partie centrale). 4A : zone 4A (un front apparaît vers le milieu de la zone). 3 : zone 3 (elle est de faible épaisseur et plus claire que les autres zones). 2 : zone 2.

Photographie n° 2 : détail d'une colonne échantillonnée à Socotó. 4A : zone 4A, 3 : zone 3 (on distingue les cristaux aciculaires d'amphibole). 2 : zone 2 (le front 3-2 n'est pas visible, mais on voit que la proportion d'amphibole en zone 2 est plus faible qu'en zone 3).

Photographie n° 3 : détail du front zone 4A-zone 3 d'une colonne échantillonnée à Formigua (Fig. V.1). La schistosité observée en zone 3 n'est pas conservée en zone 4A. Le fait que le front soit perpendiculaire à la direction de la schistosité indique que celle-ci joue le rôle de drain pour les solutions. On peut observer le même phénomène sur la figure V.3A.

Photographie n° 4 : colonne 3 (Socotó). Les zones sont numérotées de 1 à 4B. Le passage 4B-4A est marqué par une succession de microzones. Les fronts 3-2 et 2-1 ne se sont pas visibles.

Photographie n° 5 : détail de la colonne 2 (Bode) : zones 2, 3 et 4A. La texture "peau de panthère" apparaît nettement en zone 3; en zone 2, le contour des taches a été souligné.



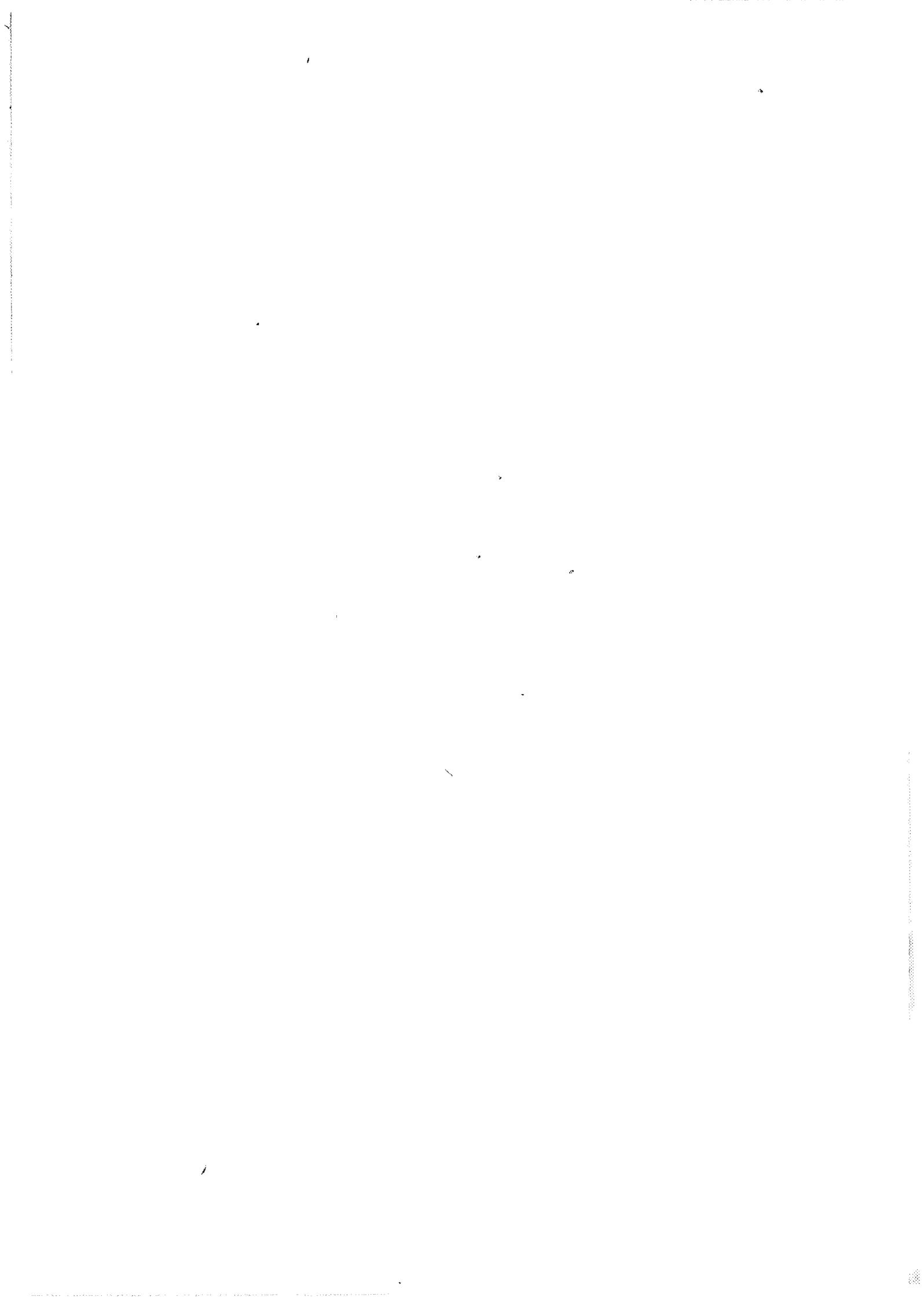


Planche III : partie centrale, contact avec la zone 4B

Photographie n° 1 : phlogopite à très gros grains de zone 4B, échantillonnée à Bode.

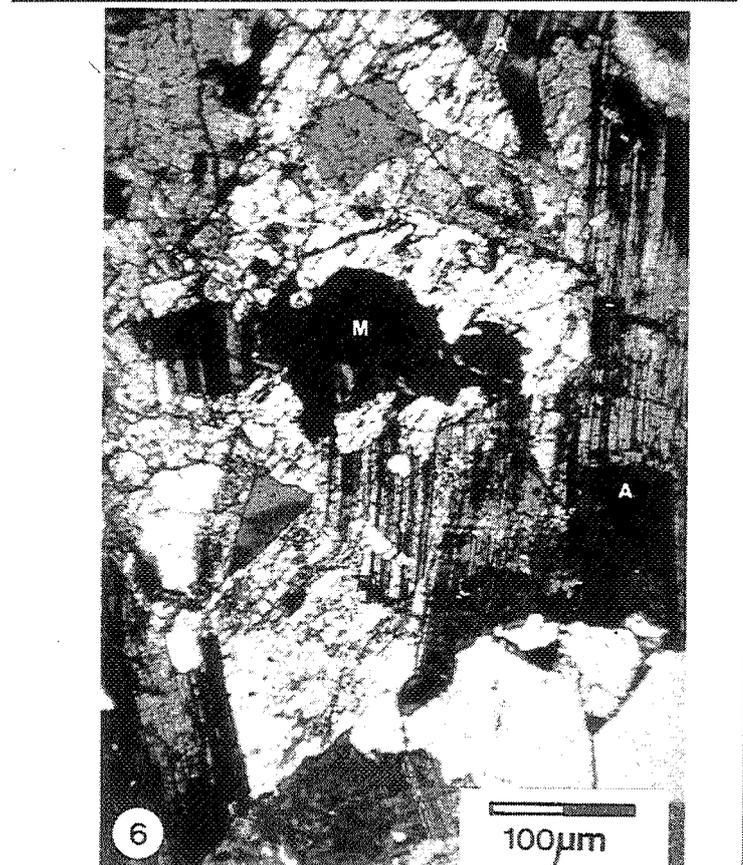
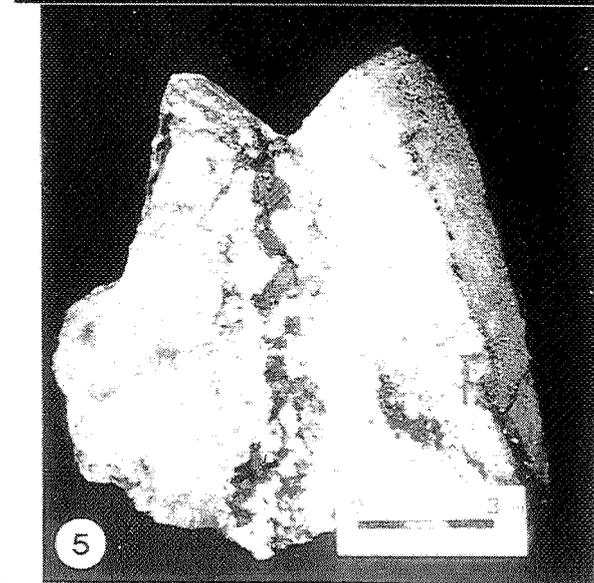
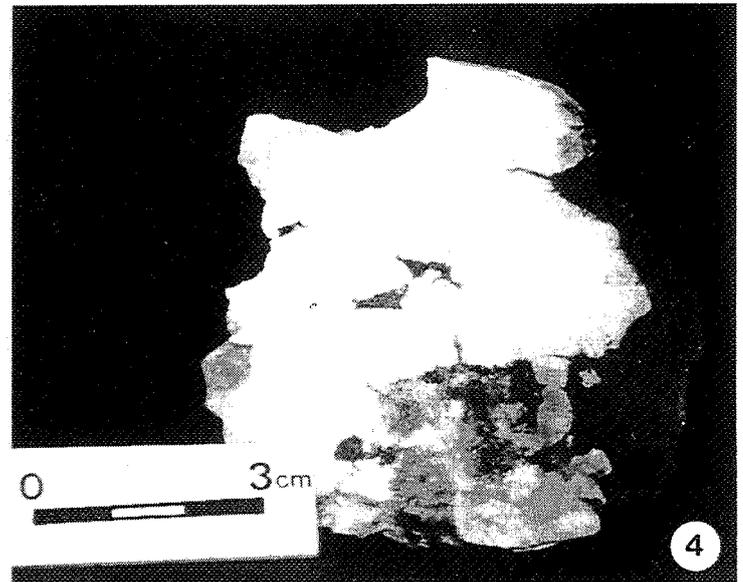
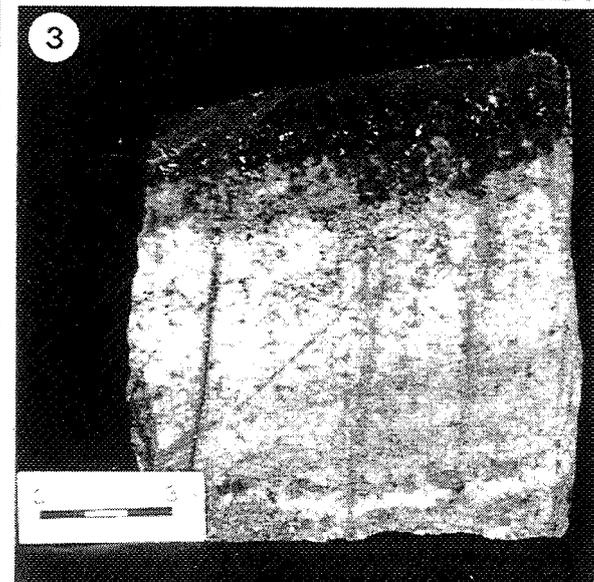
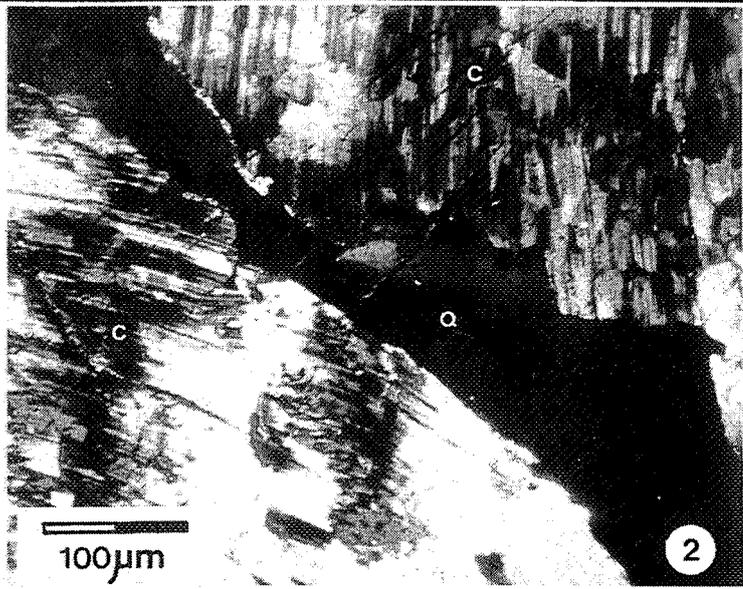
Photographie n° 2 : Aspect microscopique de détail d'une partie centrale à cleavelandite (échantillon BO16-2). Les grands cristaux flexueux de cleavelandite (C) sont recoupés et corrodés par une veinule de quartz (Q).

Photographie n° 3 : détail du contact partie centrale-zone 4B de la colonne de Bode. De petits cristaux de phlogopite sont disséminés dans la partie centrale (échantillon BO15-7D), au contact de la phlogopite. La composition de la phlogopite au contact (échantillon BO15-6-7) est celle d'une endophlogopite (cf. V.3).

Photographie n° 4 : détail du contact partie centrale-zone 4B d'une colonne de Socotó. La partie centrale est corrodée par la phlogopite. Trois cristaux de Béryl vert peuvent être observés dans la partie centrale.

Photographie n° 5 : détail du contact entre l'enclave de phlogopite et le granite g3G albitisé de Bode (cf. V.1). Le granite albitisé, de couleur claire et à grain fin, est recoupé par des poches et veinules à quart-muscovite. Au contact de ces veinules, la phlogopite est remplacée par de la muscovite.

Photographie n° 6 : relique de microcline (M) dans le granite albitisé de Bode non loin du contact avec l'enclave de phlogopite (cf. photo n°5 - A=albite).



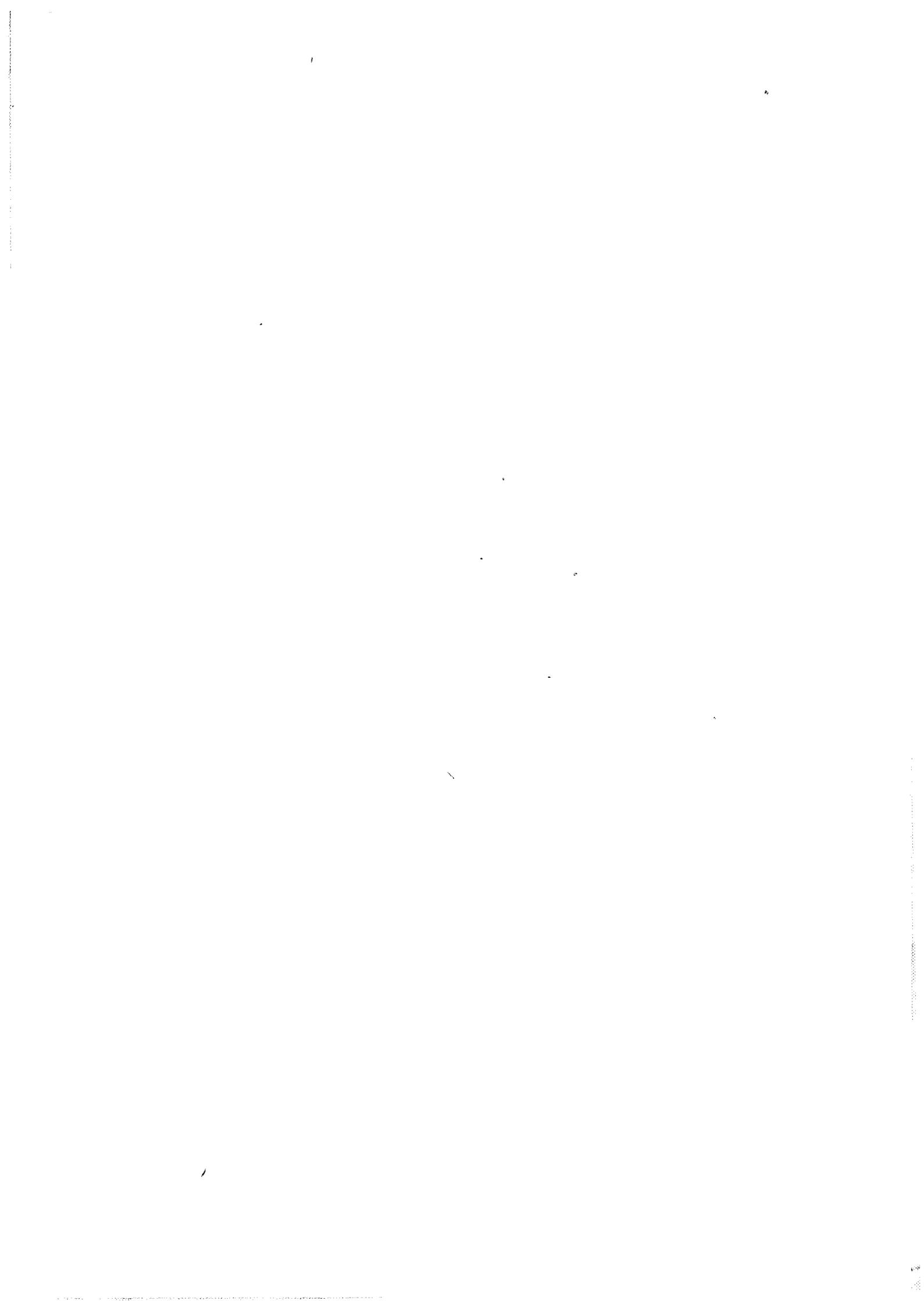


Planche IV : béryls et émeraudes

Photographie n° 1 : émeraudes automorphes dans phlogopitite de zone 4B (échantillon de Socotó).

Photographie n° 2 : association béryl (B)-tourmaline (T)-molybdénite (M) dans la phlogopitite (P) au contact de la partie centrale (PI) (échantillon d'une colonné de Socotó). La partie centrale est constituée de plagioclase complètement séricitisé (PI). La phlogopite est altérée en chlorite (Ch) au contact de la partie centrale.

Photographie n° 3 : veinule de béryl poecilitique (B) recoupant une phlogopitite (P). La présence d'épidote (non visible) et de chromite (grains noirs) indique que l'on se situe dans une endophlogopitite.

Photographie n° 4 : veine à quartz (Q) et béryl pierreux automorphe (B) recoupant une phlogopitite (P) : un liséré de muscovite (M) apparaît au contact de la veine.

Photographie n° 5 : association émeraude (E) - molybdénite (M) dans une roche à phlogopite-amphibole (actinote)-chromite (P) de Socotó.

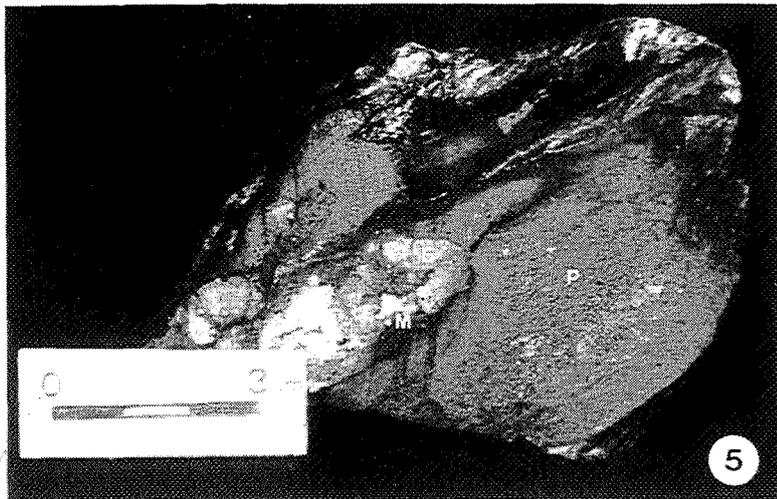
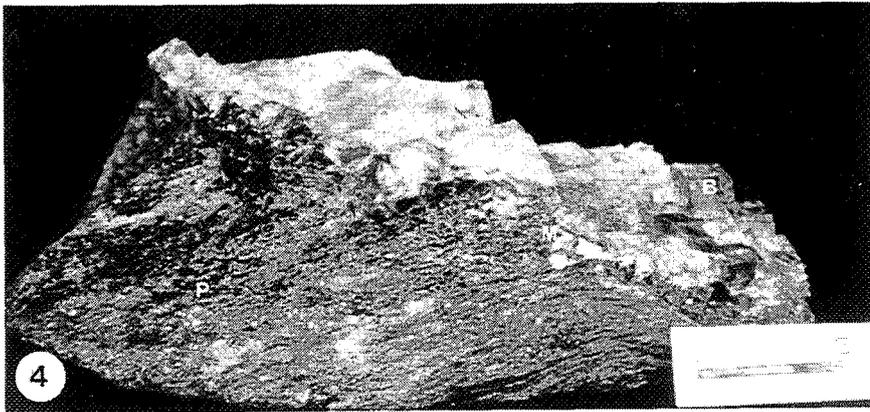
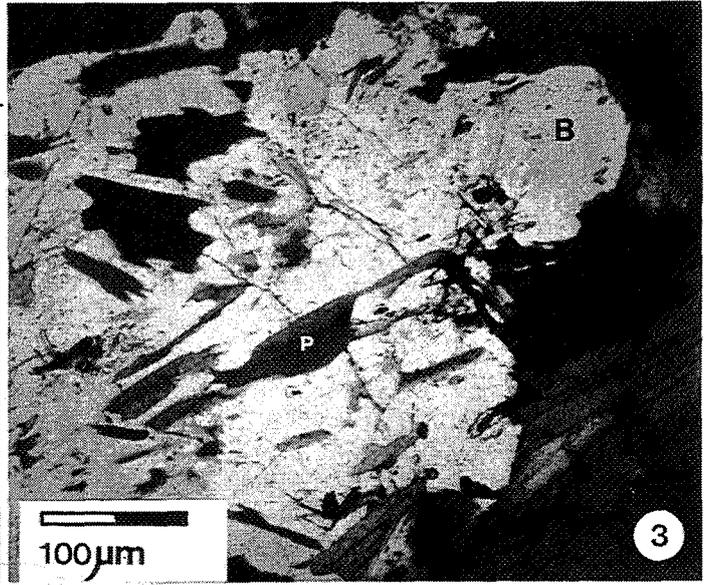
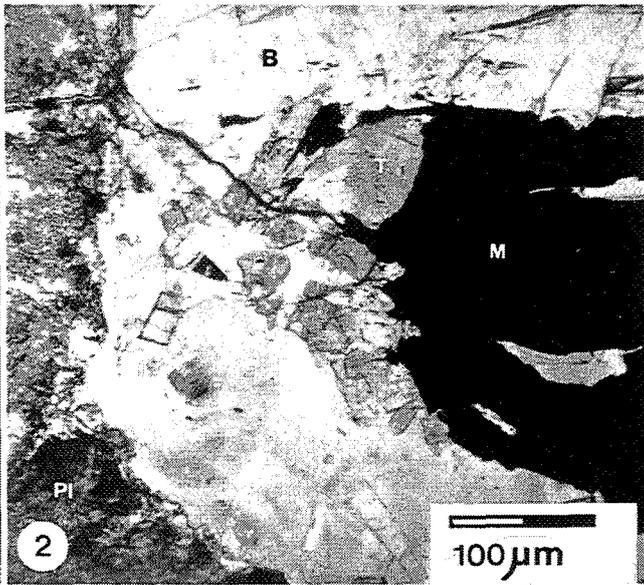
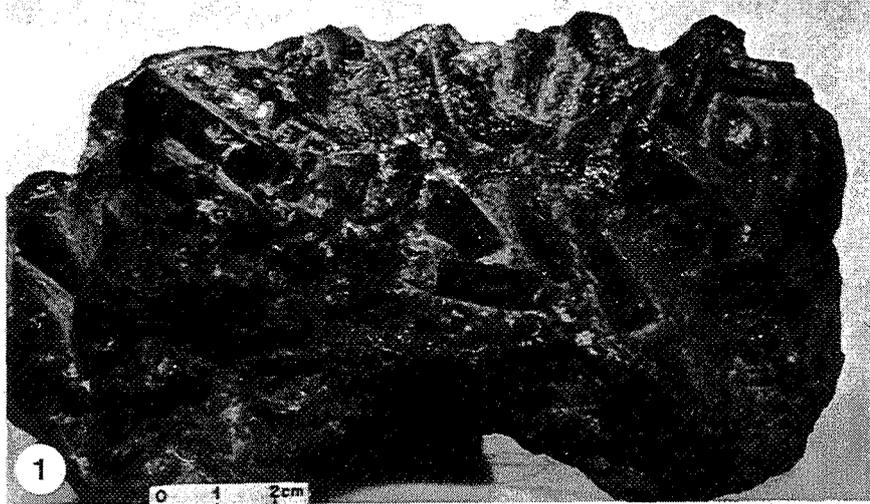


Planche V

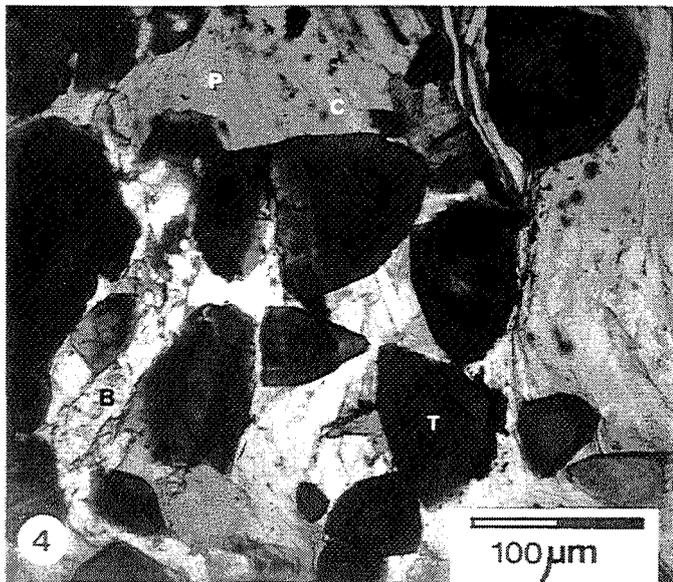
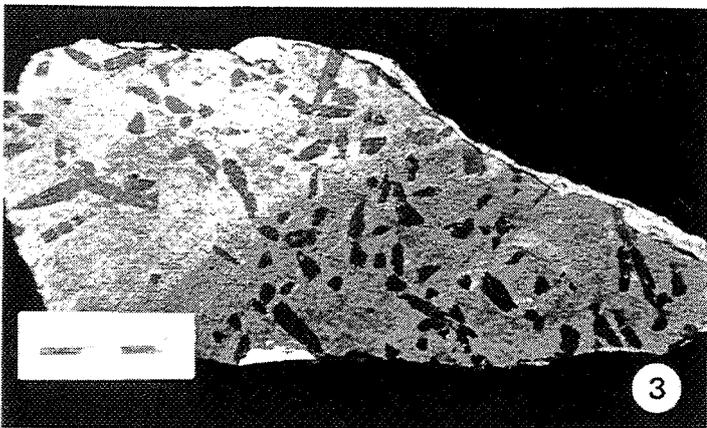
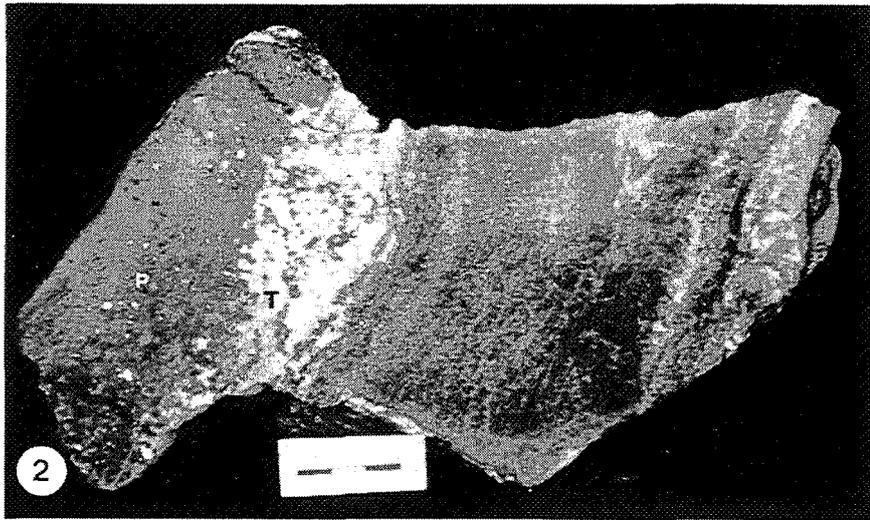
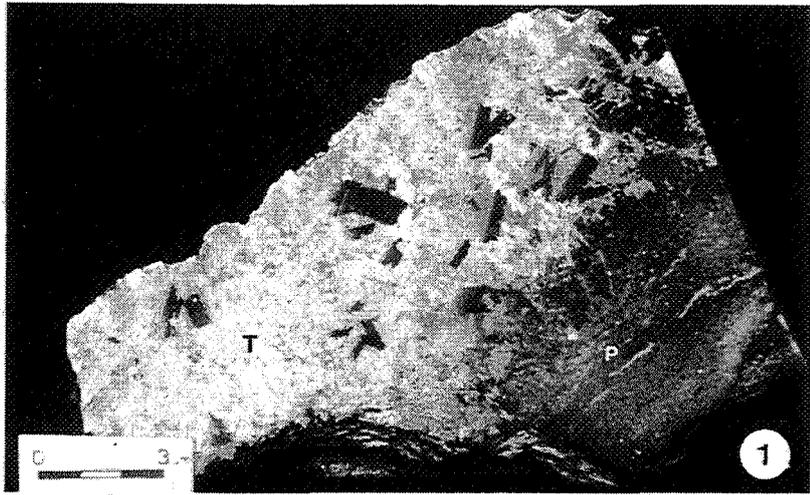
Photographie n° 1 : contact phlogopitite (P) -talcite (T). La phlogopite se développe en grands cristaux aux dépens du talc.

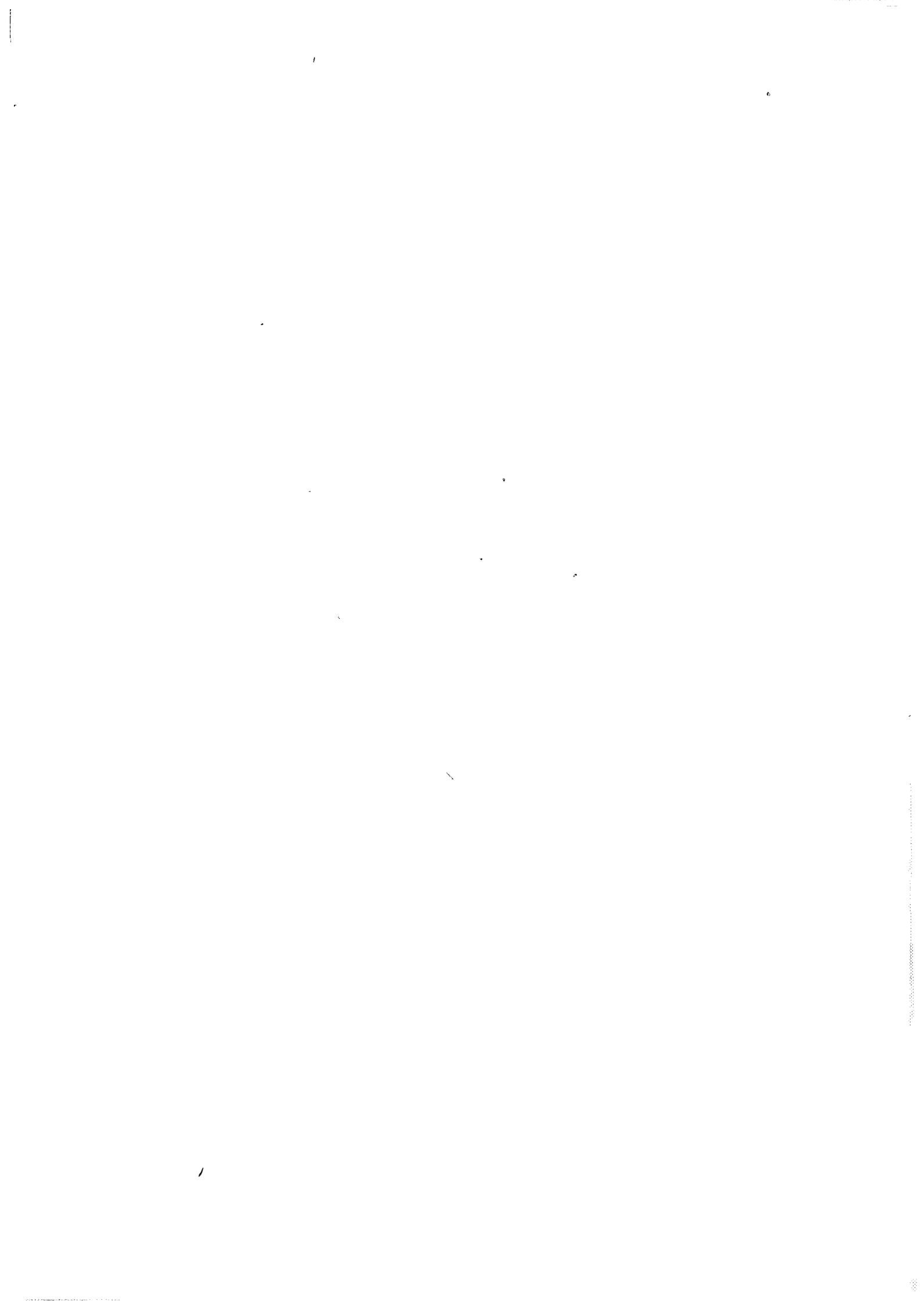
Photographie n° 2 : de gauche à droite de la photo : phlogopitite, trémolite, roche à phlogopite-trémolite.

Photographie n° 3 : zone 2 (phlogopite-trémolite-talc) à grandes baguettes de tourmaline disséminées (échantillon de Socotó).

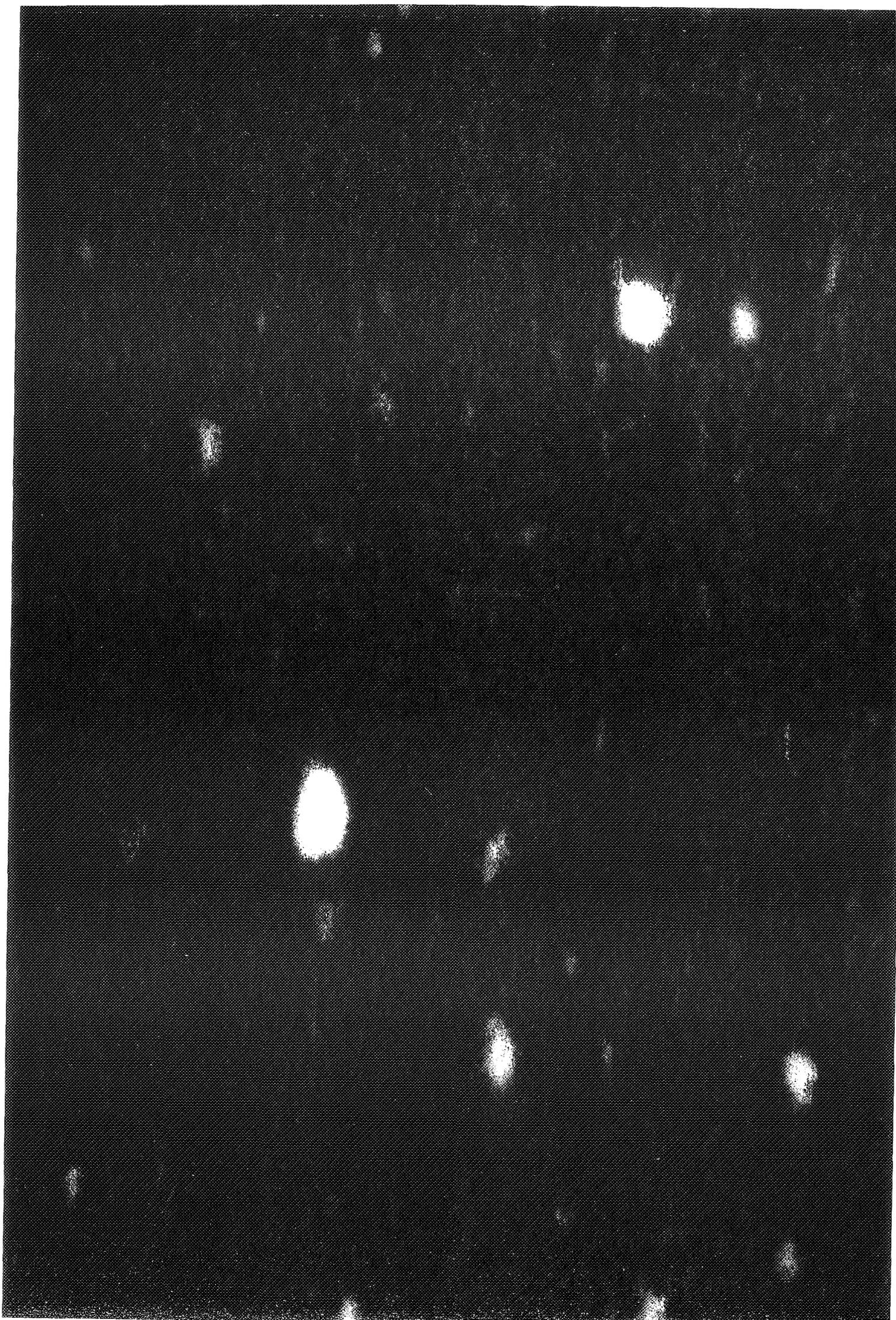
Photographie n° 4 : cristaux automorphes de tourmaline zonée (T) et béryl dans une phlogopitite (P), à quelques millimètres de la partie centrale (échantillon de Socotó. La présence de petits halos pléochroïques centrés sur des minéraux métamictes (monazite) indique qu'il s'agit d'une endophlogopitite. C= chlorite d'altération de la phlogopite.

Photographie n° 5 : muscovitisation des phlogopitites (altération de type 1). un filon de quartz laiteux (Q) recoupe et enclave une phlogopitite (P) dans la carrière de Braúlia. Un liséré de muscovite (M) se développe au contact, au dépens de la phlogopite. La muscovite est très riche en molybdénite et accessoirement en béryl vert pâle.





1 (00)



1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016
2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025

GRANITES

	CF1	CF13	CF14	CF22A	CF120	CF166	CF180A	CF180B	CF15
SiO2	73.72	73.08	72.75	72.98	72.92	72.94	72.63	73.23	73.27
TiO2	0.11	0.17	0.16	0.12	0.08	0.13	0.14	0.12	0.20
Al2O3	15.51	15.14	15.56	15.35	14.95	15.03	15.69	15.24	14.69
Fe2O3	0.54	0.47	0.11	0.66	0.41	0.49	0.52	0.54	0.61
FeO	0.66	0.99	1.30	0.62	0.45	0.67	0.58	0.53	0.71
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03
MgO	0.48	0.60	0.52	0.49	0.15	0.36	0.31	0.25	0.32
CaO	0.83	1.02	0.91	0.75	0.72	0.85	0.74	0.77	0.72
Na2O	3.46	3.89	3.55	3.38	3.96	3.68	3.50	3.70	3.36
K2O	4.57	4.46	4.68	5.35	4.17	4.93	5.05	4.66	4.80
P2O5	0.18	0.15	0.17	0.18	0.15	0.11	0.11	0.15	0.15
H2O	0.85	0.85	0.99	0.84	0.70	0.82	0.90	0.94	0.97
TOTAL	100.94	100.84	100.72	100.75	98.70	100.04	100.19	100.16	99.83
U	2.30	10.80	5.40	4.60	9.50	3.90	5.00	11.80	4.50
Th	6.90	13.40	10.30	7.40	2.60	16.30	9.10	6.40	12.20
Zr	79	116	98	77	43	98	85	69	130
Hf	3.1	3.9	3.4	2.7	2.1	3.5	3.0	2.9	4.2
Nb	14.8	13.0	15.1	15.4	12.7	13.7	15.4	13.8	14.3
W	-	-	-	-	-	2.0	-	2.0	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	256	349	355	342	234	376	342	287	309
Sr	101	145	138	113	118	127	128	121	106
Cs	41.2	33.8	33.8	22.2	20.0	24.1	26.2	21.1	17.4
Rb	290.3	249.0	259.9	319.4	229.3	245.6	272.6	239.0	281.6
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	2.6	2.3	2.0	1.5	1.5	1.3	1.4	1.8
Ni	4.1	3.2	4.2	4.4	2.3	2.1	1.7	4.2	3.5
Sc	-	2.0	3.9	2.5	2.0	2.0	3.3	2.3	2.2
Cr	14.4	-	10.5	12.4	7.8	-	6.8	7.5	7.4
Y	6.6	8.1	10.3	7.1	11.2	13.5	6.2	10.3	7.3
La	36.0	-	22.4	33.8	13.5	-	28.5	18.2	37.4
Ce	62.5	-	38.9	48.8	24.2	-	49.2	31.8	70.6
Nd	35.1	-	22.6	25.4	14.4	-	25.5	17.1	37.5
Sm	5.9	-	4.3	4.5	3.0	-	3.9	2.9	5.5
Eu	1.20	-	1.00	1.16	0.76	-	0.84	0.76	1.00
Gd	4.92	-	3.41	3.66	2.50	-	3.20	2.85	4.14
Dy	2.71	-	1.75	2.00	2.40	-	1.73	2.16	2.13
Yb	0.9	-	0.6	0.8	1.1	-	0.6	0.9	0.8
Eu/Eu*	0.7	-	0.8	0.9	0.8	-	0.7	0.8	0.6
Li	200.0	-	240.0	194.0	54.4	-	76.0	70.0	130.0
Be	5.6	5.2	5.7	5.6	5.8	5.4	4.7	4.7	3.7
V	-	13.2	20.3	16.7	8.5	10.2	12.0	12.7	17.0
F	-	-	1310.0	629.0	-	-	-	-	-
Ga	22.4	19.8	22.9	21.8	18.1	20.6	22.8	19.9	22.0

granite g1 (Campo Formoso).

g1''

	CF29	CF30	CF64	CF133	CF173	CF22C	CF62A
SiO2	74.00	74.20	74.16	71.96	75.37	73.59	73.04
TiO2	0.13	0.13	0.14	0.17	0.07	0.13	0.21
Al2O3	15.33	15.44	15.38	15.44	14.20	14.45	15.26
Fe2O3	0.34	0.30	0.53	0.62	0.40	0.43	1.02
FeO	0.66	0.70	0.51	0.67	0.37	0.64	0.58
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05
MgO	0.33	0.11	0.11	0.40	0.18	0.27	0.55
CaO	0.79	0.76	0.68	0.74	0.61	0.88	0.71
Na2O	3.83	3.70	3.66	3.40	3.86	3.74	3.43
K2O	4.40	4.66	4.76	5.06	4.48	4.38	4.80
P2O5	0.09	0.15	0.14	0.22	0.07	0.10	0.22
H2O	0.78	0.70	0.82	0.91	0.52	0.66	1.04
TOTAL	100.70	100.86	100.91	99.61	100.15	99.30	100.91
U	3.00	5.50	11.70	3.30	1.90	12.60	10.80
Th	9.10	5.90	8.90	8.60	5.30	16.60	36.10
Zr	76	64	75	101	64	89	164
Hf	3.1	2.5	2.8	2.9	2.6	3.2	4.3
Nb	13.7	12.7	13.4	14.6	9.4	14.3	20.9
W	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	2.0	-
Ba	299	240	227	299	362	262	183
Sr	88	83	81	104	117	130	68
Cs	28.1	21.5	27.8	18.1	14.4	16.1	23.2
Rb	283.0	262.5	270.6	320.7	222.9	262.2	372.4
Mo	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.3	-	-	-	-	-	1.6
Ni	1.6	2.4	1.2	4.2	0.7	2.1	1.9
Sc	1.3	-	-	-	-	-	2.4
Cr	7.6	-	-	-	-	-	-
Y	2.9	4.9	4.6	3.1	4.8	11.6	9.0
La	20.5	-	-	-	-	-	-
Ce	34.0	-	-	-	-	-	-
Nd	17.0	-	-	-	-	-	-
Sm	2.8	-	-	-	-	-	-
Eu	0.68	-	-	-	-	-	-
Gd	2.43	-	-	-	-	-	-
Dy	0.95	-	-	-	-	-	-
Yb	0.2	-	-	-	-	-	-
Eu/Eu*	0.8	-	-	-	-	-	-
Li	143.0	-	-	-	-	-	-
Be	6.5	-	-	-	-	-	4.8
V	9.2	-	-	-	-	-	19.8
F	823.0	-	474.0	-	-	952.0	-
Ga	24.3	26.2	24.6	24.1	14.7	20.8	27.8

g1'' (C.F.)

g1' (C.F.)

22C

62A (C.F.)

	CF6	CF10	CF18	CF22B	CF26	CF48A	CF49	CF53	CF54A
S102	72.89	72.93	74.31	72.61	74.58	72.03	73.41	74.02	74.72
TiO2	0.24	0.23	0.16	0.27	0.17	0.29	0.17	0.14	0.13
Al2O3	14.70	15.01	14.23	14.97	14.14	15.49	15.24	14.79	14.59
Fe2O3	0.37	0.35	0.52	0.82	0.45	0.94	0.43	0.38	0.41
FeO	1.30	1.26	0.86	1.15	0.93	1.10	0.94	0.80	0.53
MnO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01
MgO	0.55	0.58	0.43	0.51	0.31	0.67	0.32	0.41	0.12
CaO	1.24	1.12	0.61	1.16	0.84	1.22	1.05	0.79	0.59
Na2O	3.70	3.63	3.06	3.96	3.47	3.92	3.44	3.40	3.58
K2O	5.02	4.94	5.41	3.79	4.84	4.26	4.90	5.11	5.04
P2O5	0.11	0.08	0.06	0.15	0.07	0.14	0.12	0.07	0.04
H2O	0.70	0.79	0.95	0.85	0.77	0.76	0.73	0.82	0.84
TOTAL	100.84	100.95	100.62	100.27	100.60	100.85	100.78	100.75	100.60
U	4.90	4.10	4.00	5.10	6.00	5.50	6.30	5.10	9.60
Th	31.40	29.30	21.30	31.50	22.10	33.00	26.60	8.60	18.50
Zr	193	185	132	222	136	231	145	127	115
Hf	5.3	5.0	3.9	6.1	3.4	5.8	4.3	4.0	3.6
Nb	15.6	18.3	17.3	17.5	17.1	14.5	15.7	18.9	18.1
W	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	512	419	329	622	373	707	416	333	307
Sr	166	136	90	182	106	206	127	110	92
Cs	19.6	17.8	20.2	35.2	18.5	27.6	19.9	21.3	11.9
Rb	232.5	267.9	296.4	279.2	294.3	243.2	282.4	302.8	263.8
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.9	-	1.2	-	-	2.0	2.2	-	0.8
Ni	0.9	2.2	1.5	2.7	2.1	2.3	1.8	0.1	0.7
Sc	1.9	-	2.5	-	-	2.2	2.4	-	2.6
Cr	-	7.1	10.7	-	6.3	7.9	6.0	-	4.0
Y	8.6	12.7	11.4	9.2	12.5	8.1	11.0	8.1	19.3
La	-	64.7	75.6	-	69.1	102.0	84.0	-	58.3
Ce	-	113.0	130.0	-	122.0	168.0	131.0	-	104.0
Nd	-	51.5	60.8	-	58.2	78.0	65.2	-	50.3
Sm	-	6.4	7.9	-	7.6	8.3	8.4	-	6.9
Eu	-	0.92	1.04	-	1.04	1.40	1.16	-	0.96
Gd	-	4.41	5.26	-	5.01	5.69	4.89	-	4.17
Dy	-	2.75	3.10	-	3.07	2.17	2.89	-	3.90
Yb	-	1.3	0.9	-	1.2	0.7	0.8	-	1.6
Eu/Eu*	-	0.5	0.5	-	0.5	0.6	0.5	-	0.5
Li	-	83.0	84.0	-	114.0	200.0	103.0	-	39.0
Be	5.0	3.6	4.3	-	3.8	5.4	5.6	-	2.8
V	18.8	-	9.5	-	-	21.0	12.2	-	9.7
F	-	1556.0	476.0	-	952.0	725.0	800.0	751.0	349.0
Ga	21.7	22.2	21.4	22.3	20.7	20.7	21.2	21.2	21.3

granite g2 (Campo Formoso)

	CF54B	CF88	CF124	CF128A	CF132	CF134	CF148	CF15Q	CF152A
SiO2	74.58	75.35	74.49	73.08	74.60	72.40	73.16	73.07	74.61
TiO2	0.15	0.13	0.15	0.16	0.13	0.23	0.18	0.23	0.09
Al2O3	14.67	14.22	14.56	14.47	14.63	14.38	14.74	14.98	14.45
Fe2O3	0.53	0.41	0.77	0.68	0.71	0.66	0.48	0.96	0.60
FeO	0.67	0.72	0.58	0.64	0.59	0.93	0.98	0.76	0.34
MnO	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
MgO	0.11	0.13	0.49	0.20	0.21	0.54	0.54	0.63	0.23
CaO	0.61	0.63	0.85	0.89	0.75	0.94	0.81	0.80	0.68
Na2O	3.52	3.54	3.29	3.40	3.52	3.41	3.37	3.53	3.39
K2O	5.12	4.86	4.89	5.02	4.93	4.95	5.15	4.94	5.03
P2O5	0.06	0.04	0.08	0.06	0.04	0.15	0.08	0.09	0.07
H2O	0.76	0.58	0.68	0.49	0.54	0.85	0.92	0.96	0.66
TOTAL	100.79	100.65	100.87	99.11	100.68	99.47	100.44	100.98	100.17
U	10.40	4.50	3.80	5.00	7.50	5.90	5.20	5.40	5.20
Th	18.10	20.30	25.60	23.50	25.00	27.60	30.70	31.50	17.10
Zr	111	106	143	138	123	174	162	177	69
Hf	3.5	3.2	4.5	3.9	4.0	4.7	4.3	5.0	2.4
Nb	18.5	18.6	18.2	17.5	17.8	16.1	14.9	17.1	14.4
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	< 0.5	-	-	-	-
Ba	240	231	343	339	222	421	393	405	217
Sr	79	104	117	115	81	129	126	131	88
Cs	14.8	20.0	21.8	14.4	16.7	26.3	18.2	18.8	24.4
Rb	267.2	288.2	283.6	280.9	300.0	270.0	267.1	256.5	297.9
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	0.7	-	1.1	-	1.6	1.1	1.9	0.8
Ni	0.2	0.6	1.4	-	1.2	2.3	1.3	2.2	0.9
Sc	-	2.2	-	1.7	-	2.5	1.8	2.3	2.7
Cr	-	4.2	-	4.4	-	7.4	-	7.7	3.9
Y	12.7	9.9	11.9	12.1	12.3	8.9	6.1	7.7	7.7
La	-	43.6	-	70.2	-	76.6	-	69.8	24.8
Ce	-	75.0	-	124.0	-	134.0	-	136.0	46.2
Nd	-	37.0	-	59.3	-	65.8	-	62.2	23.5
Sm	-	5.4	-	7.2	-	8.4	-	7.5	4.2
Eu	-	0.76	-	1.00	-	1.28	-	1.16	0.72
Gd	-	3.55	-	4.48	-	5.12	-	4.95	3.00
Dy	-	2.60	-	3.07	-	2.59	-	2.16	1.98
Yb	-	1.2	-	1.0	-	0.8	-	0.6	0.8
Eu/Eu*	-	0.5	-	0.5	-	0.6	-	0.5	0.6
Li	-	87.0	-	66.0	-	124.0	-	71.0	103.0
Be	-	4.6	-	2.6	-	5.4	4.8	5.2	6.6
V	-	7.9	-	10.9	-	17.4	10.8	16.2	5.1
F	523.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	21.6	19.9	20.3	20.2	22.1	22.3	20.3	21.4	20.1

granite g2 (Campo Formoso).

	CF155	CF110	CF128B	CF131	CA5	CA6	CA9	CA13C	CA16	CA18
SiO2	72.22	73.66	75.95	74.81	74.22	74.50	73.98	74.12	74.61	72.96
TiO2	0.19	0.17	0.11	0.17	0.17	0.17	0.17	0.10	0.13	0.16
Al2O3	15.06	14.34	13.53	13.96	14.61	14.03	14.66	14.43	14.75	15.41
Fe2O3	0.86	0.56	0.51	1.07	0.70	0.51	0.47	0.60	0.56	0.14
FeO	0.59	0.80	0.37	0.40	0.69	0.85	0.86	0.44	0.51	1.08
MnO	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
MgO	0.37	0.58	0.15	0.42	0.13	0.25	0.09	0.11	0.11	0.38
CaO	0.76	1.22	0.51	0.06	0.70	0.81	0.87	0.41	0.70	0.70
Na2O	3.32	3.67	3.02	2.52	3.46	3.37	3.34	3.77	3.48	3.32
K2O	4.74	4.26	5.17	6.68	5.18	5.00	5.17	4.40	4.88	4.91
P2O5	0.13	0.05	0.05	0.04	0.08	0.08	0.11	0.10	0.12	0.08
H2O	0.92	0.62	0.61	0.71	0.69	0.59	0.57	0.79	0.61	0.71
TOTAL	99.19	99.96	100.00	100.85	100.65	100.19	100.33	99.31	100.49	99.88
U	18.50	2.10	1.40	1.70	7.00	3.40	7.40	8.90	18.70	10.20
Th	21.90	21.60	15.10	25.70	24.10	26.10	25.60	10.30	17.40	24.50
Zr	131	143	88	161	131	138	138	50	94	130
Hf	4.5	4.4	2.7	4.7	3.8	4.2	4.3	1.9	3.5	3.5
Nb	19.0	13.3	18.3	17.6	19.1	18.2	20.3	28.3	22.0	19.5
W	-	-	-	-	-	-	2.0	3.0	-	-
Sn	-	-	1.2	3.9	-	-	-	-	-	-
Ba	323	371	324	371	268	274	288	50	162	249
Sr	115	192	97	55	85	88	92	43	64	82
Cs	18.8	24.9	13.9	14.7	28.6	30.6	40.4	27.5	33.7	26.8
Rb	277.4	138.5	297.0	255.7	349.8	360.7	403.6	395.2	460.3	350.1
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.3	1.4	1.0	-	1.1	1.2	1.0	0.5	0.7	0.8
Ni	1.4	0.9	0.4	0.9	0.2	0.7	0.9	0.3	0.4	0.1
Sc	3.4	2.0	3.1	-	2.1	2.3	1.8	2.6	2.3	1.8
Cr	6.9	-	3.1	-	5.6	5.0	-	3.9	5.0	5.8
Y	10.1	8.1	20.7	12.0	9.2	8.9	7.1	10.3	7.4	9.1
La	61.4	-	39.4	-	105.0	56.4	-	28.7	37.7	63.0
Ce	101.0	-	66.6	-	105.0	98.8	-	51.1	68.4	112.0
Nd	50.4	-	33.5	-	49.9	47.9	-	25.0	34.6	53.2
Sm	6.5	-	4.8	-	6.6	6.9	-	5.1	5.6	6.9
Eu	1.08	-	0.80	-	0.84	0.85	-	0.55	0.75	0.90
Gd	4.50	-	3.21	-	4.40	4.24	-	3.18	3.59	4.50
Dy	2.54	-	3.72	-	2.40	2.30	-	2.86	2.21	2.63
Yb	0.8	-	2.4	-	0.9	0.8	-	1.4	0.9	1.0
Eu/Eu*	0.6	-	0.6	-	0.5	0.4	-	0.4	0.5	0.5
Li	108.0	-	36.0	-	155.0	190.0	-	141.0	238.0	171.0
Be	4.1	3.8	2.7	-	5.8	5.9	7.9	9.8	11.6	6.0
V	16.6	10.7	8.1	-	8.0	8.1	9.5	4.3	8.9	9.2
F	-	-	-	-	894.0	-	2663.0	-	-	-
Ga	24.0	18.0	20.6	18.3	21.9	21.9	22.7	27.3	25.2	21.9

granite g2 (Campo Formoso) granite g3 (Carnaiba).

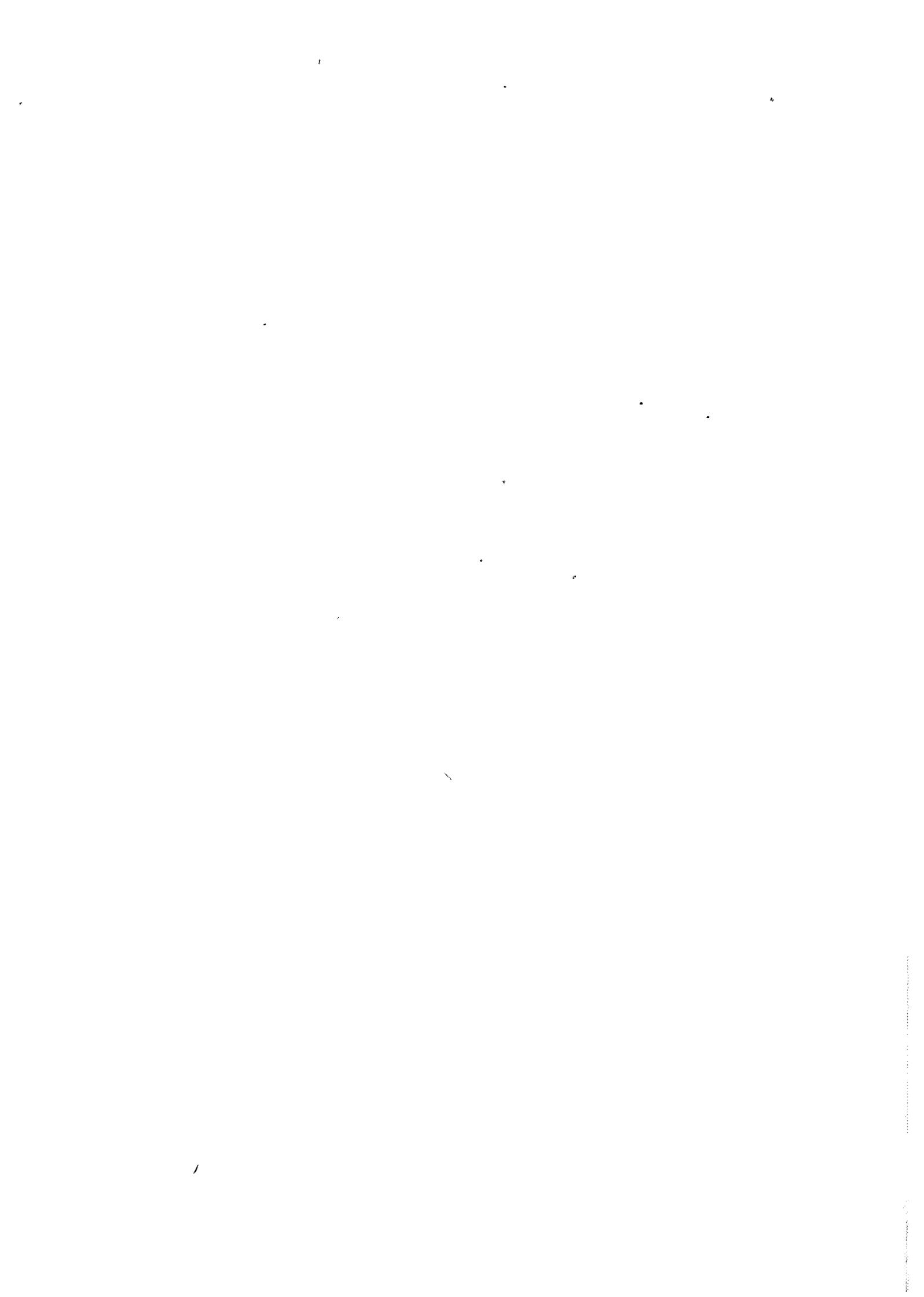
	CF48B	CF48C	CF152B	CF202	CA13B	CF2	CF22D	CF191	CA10
SiO2	73.22	75.38	74.84	76.23	75.09	71.81	74.19	75.08	75.24
TiO2	0.08	0.02	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.03	0.02
Al2O3	16.05	14.91	14.44	14.55	14.73	16.73	15.18	15.68	14.99
Fe2O3	0.73	0.12	0.28	0.08	0.65	0.58	0.39	0.01	0.11
FeO	0.36	0.31	0.31	0.53	0.21	0.50	0.21	0.58	0.34
MnO	0.03	0.02	0.05	0.04	0.06	0.51	0.16	0.01	0.17
MgO	0.19	0.07	0.06	0.28	0.14	0.10	0.08	0.22	-
CaO	0.44	0.43	0.31	0.51	0.34	0.53	0.27	0.38	0.35
Na2O	3.86	3.76	3.61	3.58	3.89	5.05	4.26	5.24	5.09
K2O	4.45	4.88	4.42	4.21	4.35	3.30	4.60	1.29	3.86
P2O5	0.11	0.09	0.07	0.06	0.10	0.12	0.10	0.12	0.10
H2O	1.05	0.75	1.44	0.78	0.73	0.69	0.63	0.98	0.34
TOTAL	100.57	100.74	99.87	100.91	100.36	99.97	100.11	99.62	100.61
U	43.60	2.30	3.50	12.70	11.60	8.10	6.80	17.00	9.30
Th	4.90	1.71	3.90	11.40	9.50	3.50	2.15	6.24	2.41
Zr	46	23	30	64	43	45	34	25	39
Hf	5.9	2.1	1.7	2.2	2.3	2.8	1.9	2.1	2.0
Nb	16.5	12.8	19.7	18.7	31.7	19.9	22.2	83.9	37.6
W	-	-	-	4.0	-	-	2.0	-	4.0
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	114	1	26	16	24	11	90	1	1
Sr	33	30	29	45	31	47	32	82	22
Cs	10.7	18.8	18.4	20.2	29.0	33.5	27.0	29.6	26.5
Rb	325.5	291.1	411.8	275.6	451.8	315.2	499.1	380.2	398.1
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	1.2	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.7	1.5	0.5	< 0.5
Ni	2.9	-	-	0.2	0.2	-	0.7	0.9	-
Sc	2.4	0.3	1.1	2.1	2.3	0.7	0.4	0.5	0.3
Cr	4.2	2.8	2.6	-	4.4	-	2.3	2.8	3.1
Y	16.7	3.0	6.2	16.9	9.0	11.3	6.2	-	3.9
La	13.4	12.5	15.3	-	33.5	-	19.4	2.6	9.8
Ce	25.3	4.6	12.0	-	37.8	-	17.6	3.6	5.2
Nd	11.6	2.2	5.9	-	18.9	-	9.1	2.0	3.2
Sm	2.6	0.7	1.4	-	3.6	-	1.9	-	1.0
Eu	0.48	0.12	0.20	-	0.40	-	0.28	0.08	0.16
Gd	2.90	1.00	1.84	-	3.05	-	2.00	1.52	1.17
Dy	1.80	0.34	1.36	-	2.32	-	1.16	0.11	0.96
Yb	1.2	1.3	1.0	-	1.4	-	1.5	0.1	0.6
Eu/Eu*	0.5	0.4	0.4	-	0.4	-	-	-	0.4
Li	146.0	58.0	77.0	-	88.0	-	68.0	49.0	49.0
Be	4.8	4.4	7.0	5.0	10.7	11.7	6.7	417.6	7.4
V	10.6	0.7	2.3	2.2	3.5	1.1	2.0	5.1	1.4
F	701.0	247.0	-	-	-	-	-	-	1556.0
Ga	18.1	20.0	25.8	19.7	29.3	28.6	26.9	36.7	28.4

g1G (CF) g1G (CF) g2G (CF)

g3G(CA) Aplopegmatites

	B015-7A	B015-7D	B015-7E
SiO2	75.55	77.78	77.05
TiO2	0.01	0.03	0.03
Al2O3	15.00	14.43	13.85
Fe2O3	0.27	0.32	0.21
FeO	0.29	0.29	0.38
MnO	0.23	0.01	0.01
MgO	0.45	0.18	0.57
CaO	0.22	0.65	2.02
Na2O	7.01	5.05	4.38
K2O	0.53	1.06	0.74
P2O5	0.04	0.04	0.02
H2O	0.83	0.83	0.84
TOTAL	100.43	100.67	100.10
U	-	6.80	15.10
Th	-	-	5.50
Zr	13	33	30
Hf	8.0	5.2	7.9
Nb	20.3	40.2	22.3
W			
Sn			
Ba	28	37	100
Sr	18	28	101
Cs	-	10.5	21.0
Rb	83.7	127.8	71.8
Mo			
Co	1.8	1.6	2.2
Ni	27.3	25.4	46.8
Sc	0.1	2.4	0.5
Cr	5.4	6.4	16.1
Y	7.7	9.2	7.2
La	10.7	17.2	6.1
Ce	3.6	10.9	11.6
Nd	2.4	5.2	6.9
Sm	1.0	1.6	1.4
Eu	0.20	0.30	0.45
Gd	1.10	2.00	2.00
Dy	0.98	1.44	1.56
Yb	1.2	1.0	1.1
Eu/Eu*	0.6	0.3	0.8
Li	127.0	166.0	85.0
Be	17.0	100.0	58.4
V	1.1	-	0.3
F			
Ga			

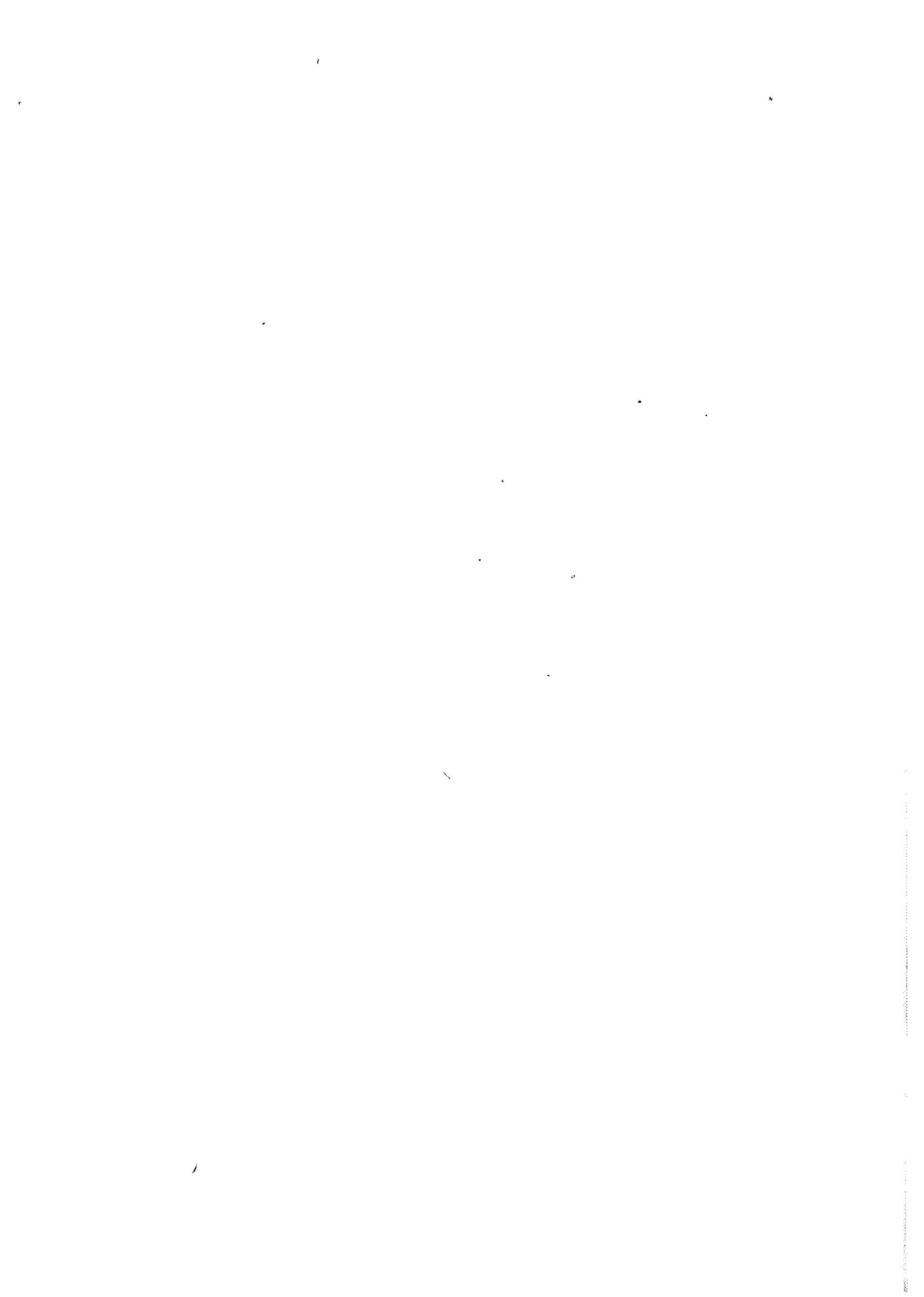
Aplopegmatites (Carnaiba)



ROCHES METASOMATIQUES

	1	1	1	1	2	4A	4B	PC
	BAF0	BAF9	BAF10	BAF11	BAF1	BAF2	BAF3	BAF19
SiO2	43.39	42.51	43.20	46.11	54.57	43.06	41.24	45.49
TiO2	0.12	0.12	0.11	0.12	0.15	0.12	0.19	0.04
Al2O3	2.90	2.67	2.91	2.92	4.23	11.49	17.78	34.84
Fe2O3	2.54	2.76	2.46	2.74	3.29	3.05	2.69	1.03
FeO	5.51	5.16	5.27	4.66	2.92	2.47	6.10	0.23
MnO	0.12	0.12	0.11	0.08	0.11	0.08	0.37	0.04
MgO	30.50	29.96	30.11	29.66	27.03	25.10	16.54	2.58
CaO	3.31	2.95	3.22	1.98	1.08	0.01	0.65	2.40
Na2O	0.02	-	-	-	0.01	0.01	0.04	0.99
K2O	0.01	0.01	0.01	0.01	3.05	9.48	9.69	7.29
P2O5	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.45	0.02
H2O	11.93	11.41	11.47	9.71	1.75	0.53	1.43	5.45
TOTAL	100.36	97.69	98.88	98.00	98.20	95.41	97.17	100.40
Th	6.64	7.71	7.51	7.79	8.14	4.74	1.25	5.48
Zr	17	20	19	19	16	7	6	31
Nb	8.0	7.2	7.3	7.1	6.8	12.6	140.8	7.8
Ba	38	28	23	23	31	16	19	269
Sr	11	6	7	5	11	21	26	277
Cs	14.0	7.0	-	-	395.0	1159.0	1136.0	143.0
Rb	1.9	-	2.5	-	741.0	2668.0	2702.0	534.5
Co	87.3	90.8	88.4	94.8	77.1	69.5	51.3	9.4
Ni	1180.2	616.0	598.0	705.0	1134.0	1012.0	624.0	69.5
Sc	12.5	12.2	13.2	14.2	11.1	7.2	6.1	0.3
Cr	5175.0	5275.0	5225.0	5525.0	6175.0	1842.0	2327.0	46.2
Zn	48	39	36	40	97	19	720	22
La	2.8	2.5	2.8	1.3	6.8	6.6	6.9	3.4
Sm	3.7	3.6	3.3	3.2	2.7	2.2	3.6	1.6
Eu	1.00	1.00	0.95	0.95	1.00	0.50	0.85	0.80
Dy	0.49	0.51	0.38	0.38	0.43	0.08	0.30	0.67
Yb	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.5	0.8	0.5
Li	4.1	3.7	4.8	6.3	211.0	365.0	1595.0	1668.0
Be	3.9	5.6	3.0	2.8	17.5	19.0	28.3	4577.0
V	77.3	79.0	75.6	75.3	118.4	37.8	44.9	3.6
F	4471.0	-	-	-	14091.0	30845.0	26183.0	-
Ga	4.3	7.5	7.0	6.4	10.0	35.0	58.0	30.0

	Z1	2	3	4A	4A	4B	4B	4B	PC	PC	PC
	B015-1	B15-2	B15-3	B15-4B	B15-4E	B15-5	B015-6	B15-67	B015-7	B015-7	B015-7
SiO2	42.02	52.83	50.17	42.39	42.47	41.14	41.31	39.31	75.55	77.78	77.05
TiO2	0.16	0.15	0.11	0.15	0.19	0.19	0.63	0.09	0.01	0.03	0.03
Al2O3	4.20	3.64	5.26	10.92	11.47	14.45	15.13	18.47	15.00	14.43	13.85
Fe2O3	3.24	4.33	1.74	2.42	1.79	1.28	1.33	2.28	0.27	0.32	0.21
FeO	5.72	3.32	4.00	3.80	5.64	7.23	7.88	6.97	0.29	0.29	0.38
MnO	0.14	0.14	0.22	0.08	0.13	0.25	0.20	0.15	0.23	0.01	0.01
MgO	31.31	26.13	23.53	24.33	23.09	20.46	18.50	19.04	0.45	0.18	0.57
CaO	1.65	1.21	5.73	0.06	0.03	0.10	0.24	0.42	0.22	0.65	2.02
Na2O	-	0.09	-	0.03	-	0.05	0.19	-	7.01	5.05	4.38
K2O	0.01	2.85	4.58	9.15	9.31	9.72	9.51	9.70	0.53	1.06	0.74
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.08	0.22	0.31	0.04	0.04	0.02
H2O	9.82	3.08	0.86	1.11	0.71	0.69	0.60	1.88	0.83	0.83	0.84
TOTAL	98.28	97.78	96.21	94.48	94.86	95.64	95.74	98.62	100.43	100.67	100.10
Th	11.31	7.76	6.07	3.10	3.00	6.25	2.36	1.16	0.83	4.60	7.60
Zr	24	23	22	22	26	24	24	35	13	33	30
Nb	7.0	6.0	4.2	8.7	16.9	67.2	39.8	32.7	20.3	40.2	22.3
Ba	28	25	28	36	48	68	407	136	28	37	100
Sr	2	5	10	18	18	18	16	13	18	28	101
Cs	7.1	421.0	633.0	1366.0	1198.0	1186.0	1551.0	1197.0	-	10.5	21.0
Rb	-	700.0	1034.0	2299.0	2263.0	2262.0	1393.0	1629.0	83.7	127.8	71.8
Co	87.3	86.0	80.9	85.0	75.4	69.5	71.0	55.2	1.8	1.6	2.2
Ni	656.0	732.0	693.0	830.0	748.5	632.0	548.0	171.0	27.3	25.4	46.8
Sc	13.6	10.8	15.5	7.8	12.1	11.9	15.9	4.8	0.1	2.4	0.5
Cr	5925.0	4762.0	4170.0	4384.0	2014.0	3445.0	3864.0	12.8	5.4	6.4	16.1
Zn	48	56	84	124	168	247	288	67	21	20	21
La	1.3	1.2	3.0	5.4	4.6	5.9	4.2	3.6	10.7	17.2	6.1
Sm	4.3	2.7	3.1	2.4	2.8	3.0	3.1	2.4	1.0	1.6	1.4
Eu	1.20	0.85	0.85	0.70	0.65	0.80	1.00	0.70	0.20	0.30	0.45
Dy	0.53	0.32	1.13	0.05	0.02	-	0.42	1.02	0.98	1.44	1.56
Yb	1.1	0.9	1.3	0.6	0.6	0.7	1.0	1.4	1.2	1.0	1.1
Li	3.4	145.0	254.0	526.0	1045.0	1474.0	1666.0	844.0	127.0	166.0	85.0
Be	7.8	14.4	24.7	18.4	12.9	12.9	11.3	185.6	17.0	100.0	58.4
V	80.4	82.4	58.9	51.5	56.5	67.3	96.6	61.3	1.1	-	0.3
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	6.0	8.0	14.0	18.5	19.5	26.0	26.0	15.0	-	-	-



100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

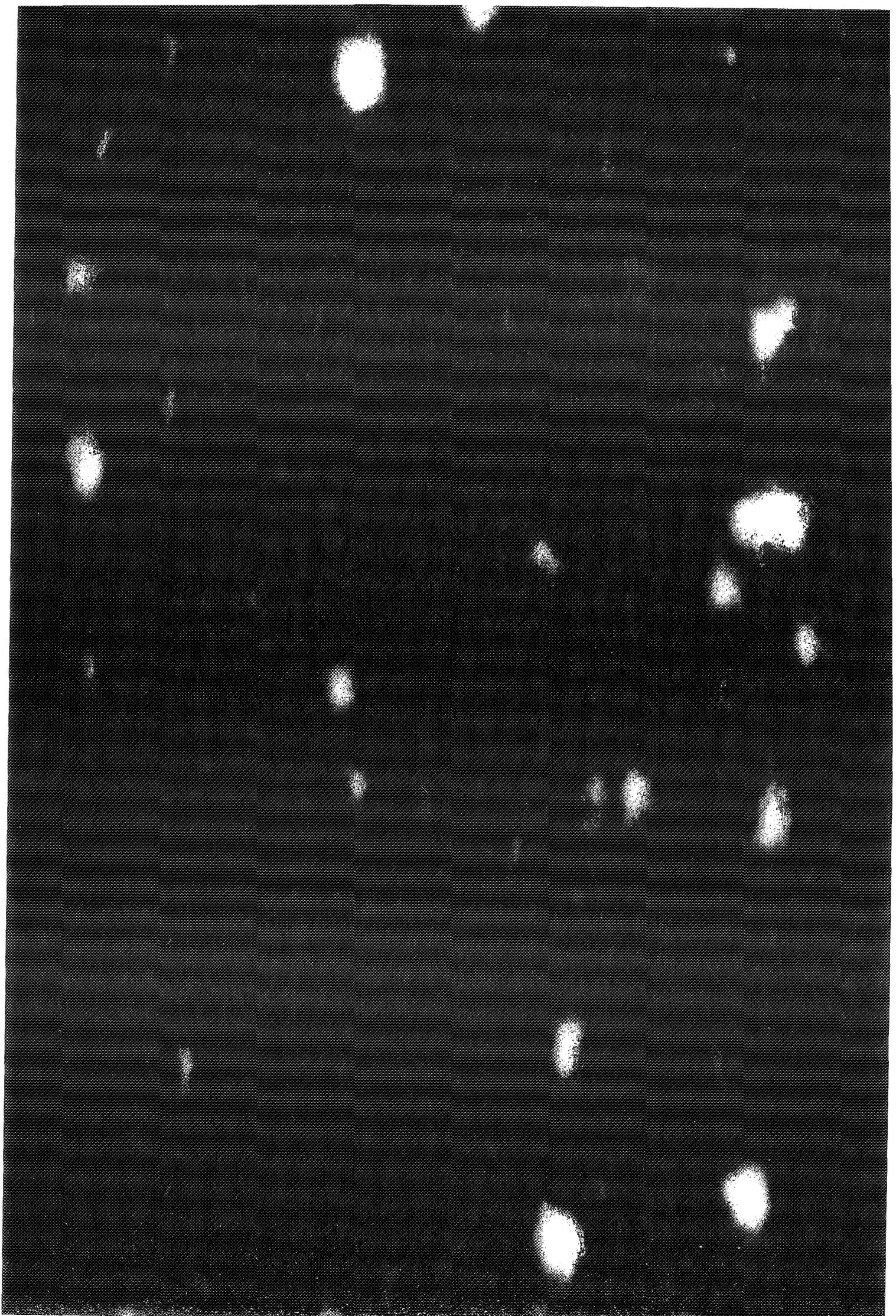
100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00

100.00
100.00
100.00



Biotites de gl

	CF14 46	CF14 47	CF14 50	CF14 54	CF14 M15	CF14 M16	CF14 M17C	CF22A 1C	CF22A 8	CF22A 13B	CF22A M15B
SiO2	35.81	35.86	35.71	35.71	34.63	34.86	35.25	36.17	36.14	36.21	36.99
TiO2	2.36	2.32	2.58	2.42	2.36	2.53	2.25	2.25	1.86	2.26	1.95
Al2O3	17.08	17.12	17.48	17.46	17.75	17.38	17.84	17.78	17.66	18.04	17.34
FeO	21.24	21.14	21.44	20.92	21.57	20.88	20.85	21.27	21.86	20.76	20.35
MnO	0.48	0.56	0.48	0.42	0.35	0.24	0.54	0.56	0.59	0.37	0.63
MgO	6.79	6.98	6.57	6.77	7.62	7.32	7.44	7.21	7.23	7.39	7.40
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.11	0.12	0.08	0.08	0.00	0.00	0.03	0.08	0.03	0.25	0.07
K2O	9.56	9.68	9.51	9.40	10.14	10.46	9.75	9.57	9.33	9.87	9.59
F	0.93	0.93	0.93	0.93	0.30	0.62	0.75	1.09	1.97	3.18	1.25
H2O*	3.37	3.38	3.39	3.37	3.68	3.51	3.48	3.36	2.93	2.39	3.28
XX	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
2F=O	-0.39	-0.39	-0.39	-0.39	-0.13	-0.26	-0.32	0.00	-0.83	-1.34	-0.53
TOTAL	97.34	97.70	97.77	97.09	98.27	97.53	97.86	99.34	98.77	99.38	98.33
Si	5.63	5.62	5.59	5.61	5.43	5.50	5.51	5.59	5.61	5.57	5.72
Al IV	2.37	2.38	2.41	2.39	2.57	2.50	2.49	2.41	2.39	2.43	2.28
Al VI	0.80	0.79	0.82	0.85	0.71	0.73	0.80	0.83	0.83	0.85	0.88
Ti	0.28	0.27	0.30	0.29	0.28	0.30	0.26	0.26	0.22	0.26	0.23
Fe2+	2.79	2.77	2.81	2.75	2.83	2.75	2.73	2.75	2.84	2.67	2.63
Mn	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.03	0.07	0.07	0.08	0.05	0.08
Mg	1.59	1.63	1.53	1.59	1.78	1.72	1.73	1.66	1.67	1.70	1.70
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.07	0.02
K	1.92	1.94	1.90	1.89	2.03	2.10	1.95	1.89	1.85	1.94	1.89
F*	0.46	0.46	0.46	0.46	0.15	0.31	0.37	0.53	0.97	1.55	0.61
OH	3.54	3.54	3.54	3.54	3.85	3.69	3.63	3.47	3.03	2.45	3.39
O*	21.02	21.01	21.04	21.05	20.99	20.95	21.02	21.04	21.07	20.99	21.04
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.45	4.48	4.41	4.39	4.65	4.51	4.53	4.48	4.58	4.42	4.42
R3	1.08	1.06	1.12	1.14	0.99	1.03	1.07	1.09	1.05	1.11	1.10
XII	1.95	1.97	1.92	1.91	2.03	2.10	1.95	1.91	1.86	2.01	1.91
F/F+H	63.70	62.95	64.68	63.42	61.36	61.54	61.13	62.34	62.91	61.18	60.68

Biotites de gl

	CF180-1 H3	CF180-1 H4	CF180-1 H5	CF180-2 H14	CF22A M6C	CF22A M7	CF120 M6	CF120 M7	CF180-1 47	CF180-1 M6	CF180-1 M2
SiO2	34.77	35.27	35.19	35.48	35.17	36.11	35.37	35.38	34.69	35.15	34.27
TiO2	2.71	2.98	2.88	2.68	2.46	2.03	2.40	2.16	2.72	2.55	2.94
Al2O3	17.50	18.09	17.75	16.26	17.10	17.54	17.24	17.02	16.69	17.30	17.22
FeO	22.38	21.57	22.25	21.99	20.26	20.26	23.32	23.66	22.68	21.33	21.54
MnO	0.38	0.28	0.35	0.48	0.60	0.20	0.61	0.40	0.74	0.62	0.72
MgO	6.37	6.23	6.06	7.01	7.47	7.39	5.85	6.36	6.06	5.78	6.18
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.09	0.04	0.10	0.03	0.08	0.04	0.08	0.05	0.03	0.13	0.07
K2O	10.08	10.23	9.88	10.36	10.22	9.92	9.96	10.13	9.50	10.10	10.36
F	0.60	0.38	0.41	0.36	0.91	0.74	0.39	0.33	0.83	0.93	0.85
H2O*	3.52	3.66	3.63	3.63	3.37	3.48	3.63	3.66	3.36	3.33	3.35
XX	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.08	0.08	0.14	0.14	0.14
2F=O	-0.25	-0.16	-0.17	-0.15	-0.38	-0.31	-0.16	-0.14	-0.35	-0.39	-0.36
TOTAL	98.15	98.57	98.33	98.13	97.25	97.40	98.68	99.01	96.95	96.82	97.15
Si	5.48	5.50	5.51	5.59	5.55	5.64	5.56	5.55	5.54	5.59	5.47
Al IV	2.52	2.50	2.49	2.41	2.45	2.36	2.44	2.45	2.46	2.41	2.53
Al VI	0.73	0.82	0.79	0.61	0.73	0.87	0.75	0.70	0.69	0.84	0.70
Ti	0.32	0.35	0.34	0.32	0.29	0.24	0.28	0.25	0.33	0.31	0.35
Fe2+	2.95	2.81	2.92	2.90	2.67	2.65	3.06	3.10	3.03	2.84	2.87
Mn	0.05	0.04	0.05	0.06	0.08	0.03	0.08	0.05	0.10	0.08	0.10
Mg	1.50	1.45	1.42	1.65	1.76	1.72	1.37	1.49	1.44	1.37	1.47
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02
K	2.03	2.03	1.97	2.08	2.06	1.98	2.00	2.03	1.94	2.05	2.11
F*	0.30	0.19	0.20	0.18	0.45	0.37	0.19	0.16	0.42	0.47	0.43
OH	3.70	3.81	3.80	3.82	3.55	3.63	3.81	3.84	3.58	3.53	3.57
O*	20.97	20.98	21.00	20.95	20.96	21.01	20.99	20.98	21.03	20.95	20.94
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.50	4.30	4.38	4.61	4.51	4.40	4.52	4.65	4.57	4.29	4.44
R3	1.05	1.17	1.13	0.93	1.02	1.11	1.03	0.95	1.01	1.14	1.06
XII	2.05	2.05	2.00	2.09	2.08	1.99	2.02	2.04	1.95	2.09	2.13
F/F+H	66.34	66.02	67.32	63.77	60.34	60.60	69.10	67.61	67.74	67.43	66.17

Biotites de gl

	CF180-2 M2	CF180-2 M3	CF180A M2	CF180A M3	CF180A M4	CF180A M5	CF180A M6	CF180B M4	CF180B M5	CF180B M6	CF180B M7
SiO2	35.85	35.78	35.36	35.25	35.66	35.38	35.50	35.49	34.87	34.06	34.34
TiO2	2.44	2.35	2.56	2.38	2.21	2.53	2.33	3.09	2.97	2.68	2.97
Al2O3	16.90	16.42	17.55	17.13	17.34	16.58	17.28	16.60	16.91	17.13	17.01
FeO	22.64	22.03	21.39	23.55	21.71	22.43	23.06	22.09	22.45	22.91	22.91
MnO	0.56	0.34	0.53	0.38	0.33	0.57	0.46	0.35	0.57	0.54	0.39
HgO	6.82	7.60	7.83	7.73	7.19	7.56	7.57	6.92	6.44	6.55	6.28
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.04	0.00
K2O	10.62	10.39	9.86	10.18	10.27	10.19	9.92	10.05	10.06	10.37	10.00
F	0.73	0.40	0.38	0.58	0.46	0.40	0.45	0.37	0.30	0.01	0.00
H2O*	3.51	3.64	3.68	3.60	3.62	3.65	3.66	3.65	3.66	3.77	3.77
XX	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.12	0.12
2F=O	-0.31	-0.17	-0.16	-0.24	-0.19	-0.17	-0.19	-0.16	-0.13	-0.00	0.00
TOTAL	99.83	98.79	98.98	100.54	98.60	99.12	100.04	98.54	98.16	98.05	97.67
Si	5.57	5.59	5.48	5.45	5.56	5.52	5.49	5.56	5.50	5.41	5.46
Al IV	2.43	2.41	2.52	2.55	2.44	2.48	2.51	2.44	2.50	2.59	2.54
Al VI	0.66	0.62	0.69	0.57	0.75	0.58	0.63	0.62	0.65	0.62	0.64
Ti	0.28	0.28	0.30	0.28	0.26	0.30	0.27	0.36	0.35	0.32	0.35
Fe2+	2.94	2.88	2.77	3.04	2.83	2.93	2.98	2.89	2.96	3.04	3.04
Mn	0.07	0.05	0.07	0.05	0.04	0.08	0.06	0.05	0.08	0.07	0.05
Hg	1.58	1.77	1.81	1.78	1.67	1.76	1.74	1.61	1.51	1.55	1.49
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
K	2.10	2.07	1.95	2.01	2.04	2.03	1.96	2.01	2.02	2.10	2.03
F*	0.36	0.20	0.19	0.28	0.23	0.20	0.22	0.18	0.15	0.01	0.00
OH	3.64	3.80	3.81	3.72	3.77	3.80	3.78	3.82	3.85	3.99	4.00
O*	20.94	20.96	21.02	21.00	20.98	20.99	21.02	20.98	20.98	20.94	20.99
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.59	4.69	4.65	4.87	4.55	4.76	4.78	4.55	4.55	4.67	4.58
R3	0.95	0.89	0.99	0.84	1.01	0.87	0.91	0.98	1.00	0.94	1.00
XII	2.12	2.07	1.95	2.01	2.04	2.03	1.96	2.03	2.04	2.11	2.03
F/F+H	65.07	61.92	60.52	63.09	62.88	62.47	63.09	64.17	66.17	66.24	67.18

Biotites de gl

	CF180B M14	CF180B M15	CF180B M16	CF180B 13 c	CF180B 14 e	CF180B M9 b	CF180B M10 c	CF180B M12 c
SiO2	35.25	35.31	35.23	32.98	32.45	35.36	35.36	35.17
TiO2	2.74	2.80	2.67	2.68	2.53	2.66	2.42	2.62
Al2O3	17.84	16.76	16.80	15.96	15.52	17.05	15.69	16.82
FeO	22.70	22.98	23.38	25.20	25.35	22.51	26.48	22.44
MnO	0.53	0.45	0.45	0.44	0.49	0.73	0.57	0.34
HgO	6.67	6.67	7.16	6.05	6.13	6.58	6.24	6.74
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.09	0.00	0.00	0.12	0.15	0.19	0.14	0.03
K2O	10.28	10.25	9.90	8.99	8.82	10.28	9.06	10.56
F	0.41	0.31	0.32	0.57	0.58	0.28	0.32	0.18
H2O*	3.68	3.68	3.69	3.39	3.34	3.78	3.66	3.72
XX	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.00	0.12
2F=O	-0.17	-0.13	-0.13	-0.24	-0.24	-0.12	0.00	-0.08
TOTAL	100.02	99.08	99.47	96.17	95.16	99.23	99.94	98.55
Si	5.45	5.53	5.49	5.39	5.38	5.52	5.56	5.53
Al IV	2.55	2.47	2.51	2.61	2.62	2.48	2.44	2.47
Al VI	0.71	0.62	0.58	0.47	0.41	0.66	0.47	0.65
Ti	0.32	0.33	0.31	0.33	0.32	0.31	0.29	0.31
Fe2+	2.94	3.01	3.05	3.45	3.51	2.94	3.48	2.95
Mn	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.10	0.08	0.05
Hg	1.54	1.56	1.66	1.47	1.51	1.53	1.46	1.58
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.00	0.00	0.04	0.05	0.06	0.04	0.01
K	2.03	2.05	1.97	1.88	1.87	2.05	1.82	2.12
F*	0.20	0.15	0.16	0.29	0.30	0.14	0.16	0.09
OH	3.80	3.85	3.84	3.71	3.70	3.86	3.84	3.91
O*	20.97	20.98	21.02	21.04	21.04	20.95	21.07	20.94
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.55	4.62	4.77	4.98	5.10	4.57	5.02	4.58
R3	1.03	0.95	0.89	0.80	0.73	0.97	0.75	0.96
XII	2.06	2.05	1.97	1.92	1.92	2.11	1.86	2.13
F/F+H	65.63	65.91	64.69	70.03	69.88	65.75	70.42	65.13

Biotites de gl'

	CF15 M1C	CF15 M3B	CF15 M5C	CF15 M8	CF29 M2	CF29 M3	CF29 M4	CF29 M5	CF29 M7
SiO2	35.87	35.44	35.99	36.00	35.33	35.65	35.32	35.31	35.30
TiO2	2.68	2.74	2.40	3.29	2.37	2.27	2.45	2.23	2.09
Al2O3	16.65	17.09	17.76	16.92	18.48	18.26	18.20	17.80	18.28
FeO	21.92	21.70	22.21	22.33	20.82	21.39	21.83	21.54	22.40
MnO	0.26	0.43	0.50	0.61	0.48	0.44	0.51	0.41	0.49
MgO	7.24	7.25	6.53	6.83	6.47	7.02	6.47	6.88	7.18
Na2O	0.01	0.00	0.05	0.01	0.10	0.00	0.08	0.06	0.06
K2O	10.22	9.64	9.90	9.97	9.81	9.71	10.03	9.62	9.79
F	0.92	0.86	0.13	0.30	0.46	0.55	0.35	0.61	0.29
H2O*	3.41	3.42	3.81	3.74	3.61	3.60	3.68	3.53	3.74
XX	0.19	0.19	0.19	0.19	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
2F=O	-0.39	-0.36	-0.05	-0.13	-0.19	-0.23	-0.15	-0.26	-0.12
TOTAL	98.79	98.21	99.22	99.88	97.74	98.66	98.78	97.73	99.49
Si	5.59	5.54	5.57	5.55	5.52	5.53	5.50	5.54	5.46
Al IV	2.41	2.46	2.43	2.45	2.48	2.47	2.50	2.46	2.54
Al VI	0.65	0.69	0.81	0.63	0.93	0.86	0.84	0.83	0.79
Ti	0.31	0.32	0.28	0.38	0.28	0.26	0.29	0.26	0.24
Fe2+	2.86	2.84	2.88	2.88	2.72	2.77	2.84	2.83	2.90
Mn	0.03	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06
Mg	1.68	1.69	1.51	1.57	1.51	1.62	1.50	1.61	1.66
Na	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02
K	2.03	1.92	1.96	1.96	1.96	1.92	1.99	1.92	1.93
F*	0.45	0.43	0.06	0.15	0.23	0.27	0.17	0.30	0.14
OH	3.55	3.57	3.94	3.85	3.77	3.73	3.83	3.70	3.86
O*	20.98	21.04	21.01	21.02	21.01	21.04	20.99	21.03	21.03
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.58	4.58	4.45	4.53	4.29	4.45	4.41	4.49	4.62
R3	0.97	1.01	1.09	1.01	1.21	1.13	1.13	1.09	1.04
XII	2.04	1.92	1.97	1.97	1.99	1.92	2.02	1.94	1.95
F/F+H	62.95	62.68	65.62	64.72	64.36	63.09	65.43	63.72	63.64

Biotites de gl'

	CF29 M7	CF29 M8	CF29 M10	CF29 M11	CF29 M14	CF29 M15	CF29 M16	CF64 M1	CF64 M13	CF64 M1'	CF64 M2'
SiO2	36.10	36.42	35.52	35.59	35.74	35.42	36.24	35.96	35.32	35.88	34.91
TiO2	2.42	2.66	2.63	2.64	2.47	2.50	2.23	2.44	2.02	2.20	1.98
Al2O3	18.34	17.53	19.27	17.64	18.53	18.46	18.38	18.41	18.58	18.36	18.46
FeO	20.63	20.45	20.79	21.72	20.39	20.88	21.01	21.17	21.65	21.83	21.63
MnO	0.48	0.52	0.35	0.58	0.55	0.61	0.45	0.71	0.44	0.40	0.40
MgO	6.43	6.55	6.24	6.43	6.23	6.11	6.05	5.76	6.13	6.28	6.23
Na2O	0.01	0.00	0.04	0.00	0.11	0.13	0.16	0.01	0.07	0.05	0.11
K2O	10.19	10.40	10.35	10.31	10.03	10.10	10.40	9.46	9.74	10.32	10.12
F	0.43	0.62	0.56	0.41	0.89	0.29	0.76	0.37	0.46	0.22	0.58
H2O*	3.66	3.57	3.63	3.65	3.43	3.70	3.51	3.67	3.61	3.77	3.53
XX	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12
2F=O	-0.18	-0.26	-0.23	-0.17	-0.37	-0.12	-0.32	-0.16	-0.19	-0.09	-0.24
TOTAL	98.51	98.46	99.13	98.80	97.99	98.08	98.87	97.80	97.82	99.21	97.71
Si	5.59	5.65	5.48	5.55	5.57	5.53	5.61	5.61	5.53	5.56	5.50
Al IV	2.41	2.35	2.52	2.45	2.43	2.47	2.39	2.39	2.47	2.45	2.50
Al VI	0.94	0.86	0.98	0.79	0.97	0.93	0.97	0.99	0.96	0.90	0.92
Ti	0.28	0.31	0.30	0.31	0.29	0.29	0.26	0.29	0.24	0.26	0.23
Fe2+	2.67	2.65	2.68	2.83	2.66	2.73	2.72	2.76	2.84	2.83	2.85
Mn	0.06	0.07	0.05	0.08	0.07	0.08	0.06	0.09	0.06	0.05	0.05
Mg	1.48	1.52	1.43	1.49	1.45	1.42	1.40	1.34	1.43	1.45	1.46
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.02	0.02	0.03
K	2.01	2.06	2.04	2.05	1.99	2.01	2.05	1.88	1.95	2.04	2.03
F*	0.21	0.30	0.27	0.20	0.44	0.14	0.37	0.18	0.23	0.11	0.29
OH	3.79	3.70	3.73	3.80	3.56	3.86	3.63	3.82	3.77	3.89	3.71
O*	20.99	20.97	20.98	20.98	20.99	20.97	20.95	21.06	21.02	20.97	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.22	4.24	4.16	4.40	4.17	4.23	4.18	4.19	4.33	4.33	4.36
R3	1.22	1.17	1.28	1.10	1.26	1.22	1.23	1.28	1.20	1.16	1.16
XII	2.02	2.06	2.05	2.05	2.03	2.05	2.10	1.88	1.97	2.05	2.07
F/F+H	64.29	63.66	65.15	65.46	64.74	65.72	66.08	67.34	66.46	66.11	66.08

Biotites de g1G

	CF48B H3	CF48B H5	CF48B H9B	CF48B H10C	CF48B H11B	CF48B H12B	CF48B 29B
SiO2	35.17	35.37	34.29	35.42	35.65	34.95	36.14
TiO2	1.40	1.74	1.78	1.68	1.65	1.50	1.75
Al2O3	18.34	18.60	18.42	18.71	19.06	18.21	18.75
FeO	20.29	21.61	21.61	21.08	19.99	21.25	19.57
MnO	0.74	0.74	0.84	0.54	0.69	0.56	0.56
MgO	7.15	7.25	7.06	6.71	6.62	7.19	7.17
Na2O	0.04	0.05	0.06	0.12	0.13	0.04	0.08
K2O	10.51	10.22	10.32	10.30	9.51	10.05	9.55
F	0.52	0.65	0.59	0.35	0.52	0.49	1.42
B2O3	3.56	3.57	3.53	3.68	3.59	3.57	3.19
XX	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
2F=O	-0.22	-0.27	-0.25	-0.15	-0.22	-0.21	-0.60
TOTAL	97.49	99.52	98.25	98.44	97.19	97.61	97.58
Si	5.53	5.47	5.40	5.52	5.57	5.50	5.61
Al IV	2.47	2.53	2.60	2.48	2.43	2.50	2.39
Al VI	0.93	0.86	0.81	0.95	1.08	0.88	1.04
Ti	0.17	0.20	0.21	0.20	0.19	0.18	0.20
Fe2+	2.67	2.79	2.84	2.75	2.61	2.80	2.54
Mn	0.10	0.10	0.11	0.07	0.09	0.07	0.07
Mg	1.68	1.67	1.66	1.56	1.54	1.69	1.66
Na	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02
K	2.11	2.02	2.07	2.05	1.90	2.02	1.89
F#	0.26	0.32	0.29	0.17	0.26	0.24	0.70
OH	3.74	3.68	3.71	3.83	3.74	3.76	3.30
O#	20.94	20.98	20.95	20.96	21.03	20.98	21.04
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.44	4.56	4.61	4.38	4.24	4.56	4.27
R3	1.10	1.06	1.03	1.15	1.27	1.06	1.24
XII	2.12	2.03	2.09	2.08	1.93	2.03	1.91
F/F+H	61.41	62.58	63.20	63.80	62.88	62.38	60.50

Biotites de g2

	CF10 5	CF10 H5	CF10 53	CF10 55	CF48A 39	CF48A 40	CF48A 58	CF48A H2	CF48A H4	CF48A H5	CF48A H6
SiO2	36.36	36.11	33.47	34.45	34.76	34.91	35.43	35.57	35.00	34.29	35.68
TiO2	2.66	2.39	2.07	2.31	3.04	2.92	3.24	2.89	3.01	2.88	2.97
Al2O3	16.79	16.37	16.78	16.36	16.84	17.04	17.24	16.56	16.66	16.95	16.49
FeO	22.83	23.82	24.20	24.25	23.30	22.73	23.12	23.62	23.04	23.21	22.81
MnO	0.33	0.27	0.40	0.40	0.37	0.30	0.47	0.22	0.33	0.20	0.20
MgO	7.17	7.06	6.94	7.29	6.43	6.60	6.08	7.00	6.52	6.06	6.45
CaO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.02	0.06	0.07	0.03	0.04	0.09	0.33	0.12	0.09	0.08	0.00
K2O	9.67	10.14	8.75	8.94	9.85	9.90	9.39	10.02	10.03	10.39	10.32
F	0.74	0.52	0.47	0.53	0.41	0.51	0.00	0.59	0.46	0.45	0.28
H2O#	3.53	3.62	3.49	3.52	3.61	3.57	3.85	3.58	3.59	3.55	3.69
XX	0.16	0.16	0.16	0.16	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
2F=O	-0.31	-0.22	-0.20	-0.22	-0.17	-0.21	0.00	-0.25	-0.19	-0.19	-0.12
TOTAL	99.79	100.14	96.49	97.86	98.47	98.35	99.15	99.92	98.53	97.87	98.77
Si	5.61	5.60	5.40	5.47	5.48	5.49	5.52	5.52	5.51	5.46	5.59
Al IV	2.39	2.40	2.60	2.53	2.52	2.51	2.48	2.48	2.49	2.54	2.41
Al VI	0.66	0.59	0.59	0.53	0.61	0.65	0.68	0.56	0.60	0.64	0.63
Ti	0.31	0.28	0.25	0.28	0.36	0.35	0.38	0.34	0.36	0.34	0.35
Fe2+	2.94	3.09	3.27	3.22	3.07	2.99	3.01	3.07	3.03	3.09	2.99
Mn	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03
Mg	1.65	1.63	1.67	1.73	1.51	1.55	1.41	1.62	1.53	1.44	1.51
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.10	0.04	0.03	0.02	0.00
K	1.90	2.00	1.80	1.81	1.98	1.99	1.86	1.99	2.01	2.11	2.06
F#	0.36	0.25	0.24	0.27	0.20	0.25	0.00	0.29	0.23	0.23	0.14
OH	3.64	3.75	3.76	3.73	3.80	3.75	4.00	3.71	3.77	3.77	3.86
O#	21.05	20.99	21.08	21.09	21.00	20.99	21.02	20.99	20.98	20.93	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.64	4.75	4.99	5.00	4.63	4.58	4.48	4.72	4.61	4.56	4.52
R3	0.97	0.87	0.84	0.81	0.97	1.00	1.06	0.89	0.96	0.98	0.98
XII	1.91	2.02	1.83	1.82	1.99	2.01	1.96	2.02	2.04	2.13	2.06
F/F+H	64.11	65.43	66.18	65.11	67.03	65.90	68.09	65.44	66.47	68.24	66.49

Biotites de g2

	CF48A H7	CF48A H8	CF48A H9	CF49 34	CF49 35	CF49 29	CF49 30	CFS4A H7	CFS4A H8	CF152A 30	CF152A 31
SiO2	35.14	34.49	34.98	35.93	35.72	35.01	34.45	35.65	36.04	36.50	36.70
TiO2	2.94	2.85	3.17	2.68	2.58	2.41	2.07	2.23	1.98	2.25	1.89
Al2O3	16.84	16.86	17.04	16.62	17.11	16.33	16.18	16.48	16.89	18.38	18.59
FeO	23.69	23.17	23.01	23.74	22.82	23.79	24.14	23.71	24.50	23.89	22.47
MnO	0.30	0.31	0.23	0.50	0.36	0.37	0.48	0.32	0.31	0.61	0.64
MgO	6.56	6.48	6.65	6.57	6.39	6.43	6.89	6.96	7.22	5.80	5.99
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.08	0.06	0.05	0.00	0.13	0.15	0.08	0.11	0.08	0.05	0.06
K2O	10.32	10.17	10.08	9.89	9.51	9.72	9.26	10.18	10.08	9.55	9.26
F	0.05	0.46	0.40	0.44	2.12	0.23	0.41	0.62	0.08	0.78	0.90
H2O+	3.82	3.57	3.64	3.65	3.67	3.67	3.55	3.54	3.85	3.56	3.48
XX	0.29	0.29	0.29	0.19	0.19	0.19	0.19	0.15	0.15	0.09	0.09
2F=O	-0.02	-0.19	-0.17	-0.19	-0.89	-0.10	-0.17	-0.26	-0.03	-0.33	-0.38
TOTAL	99.71	98.22	99.08	99.83	98.67	98.03	97.37	99.54	101.00	101.04	99.60
Si	5.48	5.46	5.47	5.58	5.59	5.55	5.51	5.57	5.55	5.57	5.63
Al IV	2.52	2.54	2.53	2.42	2.41	2.45	2.49	2.43	2.45	2.43	2.37
Al VI	0.58	0.61	0.61	0.62	0.74	0.61	0.56	0.60	0.61	0.88	1.00
Ti	0.35	0.34	0.37	0.31	0.30	0.29	0.25	0.26	0.23	0.26	0.22
Fe2+	3.09	3.07	3.01	3.08	2.98	3.16	3.23	3.10	3.15	3.05	2.88
Mn	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.05	0.07	0.04	0.04	0.08	0.08
Mg	1.53	1.53	1.55	1.52	1.49	1.52	1.64	1.62	1.66	1.32	1.37
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.00	0.04	0.05	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
K	2.05	2.05	2.01	1.96	1.90	1.97	1.89	2.03	1.98	1.86	1.81
F*	0.02	0.23	0.20	0.22	1.05	0.12	0.21	0.31	0.04	0.38	0.44
OH	3.98	3.77	3.80	3.78	2.95	3.88	3.79	3.69	3.96	3.62	3.56
OH	20.96	20.96	20.99	21.02	21.03	20.99	21.04	20.97	21.00	21.06	21.08
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.66	4.64	4.59	4.67	4.52	4.73	4.94	4.76	4.85	4.45	4.34
R3	0.93	0.95	0.98	0.94	1.04	0.90	0.81	0.86	0.84	1.13	1.21
XII	2.08	2.07	2.03	1.96	1.94	2.02	1.92	2.06	2.00	1.87	1.83
F/F+H	66.96	66.74	66.00	66.97	66.71	67.49	66.28	65.65	65.56	69.80	67.79

Biotites de g2

Biotites de g3

	CF152A 36	CF152A 56	CF152A 57	CAS M12	CAS M13	CAS M14	CAS M15	CAS M16	CAS M1	CAS M2C	CAS M3B
SiO2	36.83	36.47	36.52	36.50	36.39	35.92	36.47	36.83	34.74	36.30	36.57
TiO2	2.11	2.18	2.44	2.78	2.50	2.64	2.74	2.64	2.88	2.96	3.22
Al2O3	18.12	17.87	18.00	17.06	17.24	16.84	17.72	17.42	17.08	17.75	17.83
FeO	22.46	21.77	22.92	22.84	24.84	23.52	22.93	23.82	23.14	23.61	22.87
MnO	0.54	0.59	0.76	0.41	0.49	0.45	0.54	0.50	0.72	0.40	0.71
MgO	5.53	6.02	5.22	4.87	5.08	4.92	6.22	4.78	4.66	4.82	4.84
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.11	0.12	0.09	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.16	0.15	0.05
K2O	9.26	9.83	9.93	9.99	10.96	9.74	9.40	10.13	10.23	10.14	10.16
F	0.81	0.52	0.49	0.23	0.26	0.00	0.65	0.43	0.51	0.60	0.17
H2O+	3.44	3.56	3.59	3.72	3.76	3.79	3.59	3.67	3.51	3.59	3.81
XX	0.09	0.09	0.09	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
2F=O	-0.34	-0.22	-0.21	-0.10	-0.11	0.00	-0.27	-0.18	-0.21	-0.25	-0.07
TOTAL	97.87	97.71	98.35	98.33	100.83	97.82	99.99	100.07	97.41	100.07	100.16
Si	5.62	5.58	5.57	5.72	5.62	5.68	5.60	5.69	5.55	5.61	5.63
Al IV	2.38	2.42	2.43	2.28	2.38	2.32	2.40	2.31	2.45	2.39	2.37
Al VI	0.96	0.89	0.90	0.87	0.76	0.82	0.81	0.86	0.77	0.85	0.86
Ti	0.25	0.26	0.29	0.33	0.29	0.31	0.32	0.31	0.35	0.34	0.37
Fe2+	2.94	2.86	2.96	2.99	3.21	3.11	2.94	3.08	3.09	3.05	2.94
Mn	0.07	0.08	0.10	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.10	0.05	0.09
Mg	1.29	1.41	1.22	1.14	1.17	1.16	1.42	1.10	1.11	1.11	1.11
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04	0.01
K	1.85	1.97	1.99	2.00	2.04	1.96	1.84	2.00	2.09	2.00	1.99
F*	0.40	0.26	0.24	0.11	0.13	0.00	0.32	0.21	0.26	0.29	0.08
OH	3.60	3.74	3.76	3.89	3.87	4.00	3.68	3.79	3.74	3.71	3.92
OH	21.06	21.00	20.99	21.00	20.98	21.02	21.08	21.00	20.93	20.98	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.31	4.35	4.28	4.18	4.44	4.33	4.44	4.24	4.30	4.22	4.15
R3	1.21	1.15	1.19	1.19	1.05	1.13	1.12	1.17	1.12	1.19	1.23
XII	1.88	2.01	2.01	2.01	2.05	1.96	1.84	2.01	2.14	2.04	2.01
F/F+H	69.50	66.99	70.77	72.46	73.29	72.84	67.41	73.66	73.59	73.32	72.61

Biotites de g3

	CA8C N6C	CA8C N5B	CA8C N7C	CA8C N8	CA8C N9	CA9 94C	CA9 95B	CA9 96C	CA9 97B	CA16 N24C
S102	34.85	34.81	36.79	35.60	36.89	35.63	35.86	35.94	35.34	35.50
T102	3.07	3.06	2.83	2.85	3.13	2.75	3.12	2.62	3.10	2.66
Al2O3	17.00	16.98	19.03	17.62	17.98	17.20	17.76	17.36	17.31	18.29
FeO	22.67	23.68	21.74	22.86	22.68	22.62	22.82	23.06	23.40	22.79
MnO	0.53	0.57	0.60	0.62	0.48	0.25	0.27	0.43	0.41	0.82
MgO	4.79	4.42	4.90	4.95	5.17	6.21	5.81	6.12	5.81	4.03
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.16	0.15	0.11	0.13	0.02	0.05	0.15	0.05	0.06	0.03
K2O	10.35	10.38	10.20	10.28	10.15	9.95	9.76	9.83	9.89	10.27
F	0.58	1.09	0.30	1.09	0.50	1.13	0.98	0.63	0.46	1.07
H2O*	3.47	3.24	3.78	3.31	3.68	3.29	3.41	3.56	3.62	3.30
XX	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13
2F=O	-0.24	-0.46	0.00	-0.46	-0.21	-0.48	-0.41	-0.27	-0.19	-0.45
TOTAL	97.23	97.92	100.28	98.85	100.47	98.61	99.52	99.33	99.21	98.31
Si	5.57	5.55	5.62	5.58	5.64	5.58	5.55	5.58	5.52	5.59
Al IV	2.43	2.45	2.38	2.42	2.36	2.42	2.45	2.42	2.48	2.41
Al VI	0.77	0.75	1.04	0.84	0.88	0.75	0.79	0.76	0.70	0.99
Ti	0.37	0.37	0.32	0.34	0.36	0.32	0.36	0.31	0.36	0.32
Fe2+	3.03	3.16	2.78	3.00	2.90	2.96	2.95	3.00	3.06	3.00
Mn	0.07	0.08	0.08	0.08	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.11
Mg	1.14	1.05	1.12	1.16	1.18	1.45	1.34	1.42	1.35	0.95
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.05	0.02	0.02	0.01
K	2.11	2.11	1.99	2.06	1.98	1.99	1.93	1.95	1.97	2.06
F*	0.29	0.55	0.14	0.54	0.24	0.56	0.48	0.31	0.23	0.53
OH	3.71	3.45	3.86	3.46	3.76	3.44	3.52	3.69	3.77	3.47
O*	20.92	20.92	20.99	20.95	21.01	21.00	21.01	21.02	21.01	20.96
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.24	4.29	3.97	4.24	4.14	4.44	4.33	4.47	4.46	4.06
R3	1.14	1.11	1.37	1.17	1.24	1.07	1.15	1.07	1.07	1.30
XII	2.16	2.16	2.02	2.10	1.99	2.00	1.97	1.96	1.99	2.07
F/F+H	72.64	75.04	71.34	72.15	71.11	67.15	68.79	67.89	69.32	76.04

Biotites de g3

	CA16 N26	CA16 N31	CA16 N37	CA18 N39C	CA18 N40B	CA18 N42B	CA18 N10
S102	35.02	34.97	34.90	35.78	35.02	35.76	35.34
T102	2.39	2.61	2.32	2.87	2.85	2.81	3.02
Al2O3	18.45	17.98	18.59	17.36	16.25	17.63	17.68
FeO	22.97	23.32	23.06	22.67	23.81	22.13	22.93
MnO	0.64	0.61	0.69	0.58	0.66	0.70	0.55
MgO	4.03	3.89	4.05	4.90	4.45	4.91	4.43
CaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.07	0.08	0.03	0.05	0.00	0.05	0.11
K2O	10.00	9.80	10.22	10.20	10.26	10.17	10.26
F	0.44	0.38	0.20	0.79	0.30	0.99	0.27
H2O*	3.56	3.57	3.68	3.44	3.58	3.34	3.67
XX	0.13	0.13	0.13	0.16	0.16	0.16	0.16
2F=O	-0.19	-0.16	0.00	-0.33	-0.13	-0.42	-0.11
TOTAL	97.42	97.05	97.74	98.30	97.05	98.07	98.14
Si	5.56	5.58	5.54	5.63	5.64	5.62	5.58
Al IV	2.44	2.42	2.46	2.37	2.36	2.38	2.42
Al VI	1.02	0.97	1.02	0.85	0.72	0.89	0.87
Ti	0.29	0.31	0.28	0.34	0.34	0.33	0.36
Fe2+	3.05	3.11	3.06	2.98	3.20	2.91	3.03
Mn	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.07
Mg	0.95	0.93	0.96	1.15	1.07	1.15	1.04
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03
K	2.03	2.00	2.07	2.05	2.11	2.04	2.07
F*	0.22	0.19	0.10	0.39	0.15	0.49	0.13
OH	3.78	3.81	3.90	3.61	3.85	3.51	3.87
O*	20.97	20.99	20.96	20.97	20.95	20.97	20.95
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	4.09	4.12	4.11	4.21	4.36	4.16	4.14
R3	1.30	1.28	1.29	1.19	1.06	1.23	1.23
XII	2.05	2.02	2.08	2.06	2.11	2.06	2.10
F/F+H	76.18	77.08	76.16	72.19	75.01	71.66	74.39

GRENATS

	CF488 20C	CF488 22C8	CF488 23B	CF48C 15C	CF48C 16C8	CF48C 18B	CF1528 M14	CF1528 M15	CF1528 M16	CA138 M8C8	CA138 M9B	CA138 M7C
SiO2	37.52	37.57	37.14	37.09	37.12	37.42	36.58	36.72	36.71	36.86	36.75	36.41
TiO2	-	0.06	0.03	0.08	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	0.03
Al2O3	21.38	21.78	21.92	21.31	21.38	21.26	21.25	20.74	21.13	20.74	21.27	21.05
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-
FeO	26.93	21.89	21.63	23.01	22.57	23.36	21.73	24.17	24.28	22.08	22.10	21.35
FeO*	26.93	21.89	21.63	23.01	22.57	23.36	21.73	24.17	24.28	22.08	22.10	21.35
MnO	13.36	16.18	16.85	18.14	18.16	17.80	18.10	18.04	17.54	20.47	20.18	20.70
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.07	-
MgO	1.75	0.97	0.93	0.68	0.80	0.82	0.55	0.56	0.52	0.51	0.37	0.47
CaO	0.37	-	0.63	0.55	0.72	0.53	0.40	0.39	0.35	0.56	0.85	0.46
Na2O	0.01	-	0.02	0.03	-	-	-	-	0.01	-	0.03	0.01
K2O	0.04	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.02
F	0.32	-	0.75	0.21	-	-	0.16	-	-	-	-	-
H2O*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	101.68	98.46	99.90	101.10	100.76	101.19	98.78	100.68	100.56	101.22	101.63	100.50
Si	6.09	6.35	6.23	6.10	6.12	6.15	6.16	6.04	6.03	6.04	6.00	5.98
OH+/4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.02
Ti	-	0.01	0.00	0.01	0.00	-	0.00	-	-	-	0.00	0.00
Al	4.09	4.34	4.33	4.13	4.15	4.11	4.22	4.02	4.09	4.01	4.09	4.07
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-
Fe2+	3.65	3.09	3.03	3.17	3.11	3.21	3.06	3.32	3.34	3.03	3.02	2.93
Mn	1.84	2.32	2.39	2.53	2.54	2.48	2.58	2.51	2.44	2.84	2.79	2.88
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.01	-
Mg	0.42	0.24	0.23	0.17	0.20	0.20	0.14	0.14	0.13	0.12	0.09	0.11
Ca	0.06	-	0.11	0.10	0.13	0.09	0.07	0.07	0.06	0.10	0.15	0.08
Na	0.00	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.00	-	0.01	0.00
K	0.01	0.00	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	0.00
F*	0.16	-	0.40	0.11	-	-	0.09	-	-	-	-	-
OH	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O*	24.22	24.88	24.63	24.28	24.32	24.35	24.43	24.09	24.11	24.09	24.05	23.99
O	24.29	24.88	24.75	24.38	24.45	24.44	24.50	24.16	24.18	24.19	24.20	24.08

GRENATS

	CF2 M1	CF2 M2	CF2 M3	CF2 M4	CF191 M1	CF191 M2	CF191 M15	CF191 M16	8015-7A M16	8015-7A M17	8015-7A M19
SiO2	36.22	36.03	36.58	36.95	37.13	37.56	36.59	37.23	35.82	35.65	36.16
TiO2	0.06	-	0.05	-	0.09	-	0.01	-	-	0.08	-
Al2O3	20.98	20.76	20.98	21.31	20.86	21.06	21.32	20.98	20.69	20.93	20.69
Cr2O3	-	0.03	-	-	0.04	0.02	-	0.06	-	-	-
FeO	21.40	22.44	23.04	21.42	18.23	17.92	17.66	18.22	15.81	14.98	14.58
FeO*	21.40	22.44	23.04	21.42	18.23	17.92	17.66	18.22	15.81	14.98	14.58
MnO	19.87	19.15	18.84	20.12	23.20	23.99	23.31	22.90	26.82	28.09	28.29
NiO	-	0.08	-	0.03	-	-	-	-	0.03	0.05	-
MgO	1.08	1.10	0.97	0.74	0.12	0.10	0.15	0.23	0.03	0.04	0.01
CaO	0.41	0.35	0.54	0.41	0.19	0.12	0.18	0.05	0.27	0.34	0.26
Na2O	0.04	0.01	-	0.01	0.04	0.02	0.06	-	-	-	-
K2O	0.01	0.04	-	-	-	0.04	-	0.01	0.03	-	-
F	0.11	0.03	0.03	0.15	0.07	0.06	0.04	0.12	0.08	0.09	-
H2O*	-	0.39	-	-	-	-	-	-	-	0.58	-
TOTAL	100.18	100.41	101.03	101.14	99.97	100.89	99.32	99.80	99.58	100.83	99.99
Si	5.93	5.89	5.95	6.04	6.21	6.23	6.11	6.23	5.93	5.83	5.97
OH+/4	0.07	0.11	0.05	-	-	-	-	-	0.07	0.17	0.03
Ti	0.01	-	0.01	-	0.01	-	0.00	-	-	0.01	-
Al	4.05	4.00	4.02	4.10	4.11	4.12	4.20	4.14	4.04	4.03	4.03
Cr	-	0.00	-	-	0.01	0.00	-	0.01	-	-	-
Fe2+	2.93	3.07	3.14	2.93	2.55	2.49	2.47	2.55	2.19	2.05	2.01
Mn	2.75	2.65	2.60	2.78	3.29	3.37	3.30	3.25	3.76	3.89	3.96
Ni	-	0.01	-	0.00	-	-	-	-	0.00	0.01	-
Mg	0.26	0.27	0.24	0.18	0.03	0.02	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00
Ca	0.07	0.06	0.09	0.07	0.03	0.02	0.03	0.01	0.05	0.06	0.05
Na	0.01	0.00	-	0.00	0.01	0.01	0.02	-	-	-	-
K	0.00	0.01	-	-	-	0.01	-	0.00	0.01	-	-
F*	0.06	0.02	0.02	0.08	0.04	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	-
OH	-	0.43	-	-	-	-	-	-	-	0.63	-
O*	23.88	23.78	23.93	24.13	24.50	24.52	24.32	24.53	23.88	23.69	23.96
O	23.96	23.85	24.02	24.20	24.54	24.55	24.36	24.54	23.93	23.75	24.00

Muscovites de gl

	CF14 S1	CF14 S2	CF14 S3	CF14 S5	CF14 H9	CF14 H12	CF14 H13	CF14 H14	CF14 17	CF14 18	CF14 19
SiO2	45.65	45.42	45.29	45.11	44.70	44.92	46.80	44.33	44.74	44.94	45.51
TiO2	0.42	0.69	0.63	0.75	0.83	0.61	0.37	0.57	0.53	0.77	0.71
Al2O3	29.71	31.54	31.88	31.87	32.07	32.72	30.67	32.80	33.12	32.88	32.47
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.13	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	3.93	3.30	3.30	3.54	3.46	3.48	3.70	3.38	3.44	3.22	3.47
MnO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.07	0.04	0.04	0.00	0.00	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.30	0.90	0.69	0.84	0.86	0.90	1.24	1.00	0.88	0.81	1.03
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.26	0.42	0.36	0.44	0.30	0.24	0.18	0.34	0.35	0.30	0.42
K2O	10.63	10.36	10.72	10.27	10.81	11.47	11.32	11.03	11.15	10.94	10.85
F	0.42	0.00	0.24	0.12	0.00	0.00	0.00	0.15	0.51	0.07	0.12
H2O*	4.07	4.32	4.21	4.27	4.32	4.37	4.38	4.27	4.13	4.33	4.34
2F=O	-0.18	0.00	-0.10	-0.05	0.00	0.00	0.00	-0.06	0.00	-0.03	-0.05
TOTAL	96.21	96.95	97.22	97.22	97.35	98.81	98.87	97.86	98.85	98.23	98.88
Si	6.41	6.29	6.27	6.24	6.20	6.16	6.40	6.12	6.13	6.17	6.21
Al IV	1.59	1.71	1.73	1.76	1.80	1.84	1.60	1.88	1.87	1.83	1.79
Al VI	3.32	3.45	3.48	3.44	3.44	3.44	3.34	3.47	3.49	3.48	3.43
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.04	0.06	0.05	0.08	0.07
Fe2+	0.46	0.38	0.38	0.41	0.40	0.40	0.42	0.39	0.39	0.37	0.40
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.27	0.19	0.14	0.17	0.18	0.18	0.25	0.21	0.18	0.17	0.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.11	0.10	0.12	0.08	0.06	0.05	0.09	0.09	0.08	0.11
K	1.90	1.83	1.89	1.81	1.91	2.01	1.97	1.94	1.95	1.91	1.89
F*	0.19	0.00	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.22	0.03	0.05
OH	3.81	4.00	3.89	3.95	4.00	4.00	4.00	3.93	3.78	3.97	3.95
O*	21.01	21.03	21.00	21.03	21.00	20.97	20.99	20.98	20.98	21.00	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.73	0.57	0.52	0.59	0.58	0.59	0.68	0.60	0.57	0.54	0.61
R3	3.37	3.52	3.54	3.52	3.52	3.51	3.39	3.53	3.54	3.56	3.50
XII	1.97	1.94	1.99	1.93	1.99	2.07	2.02	2.03	2.04	1.99	2.00
F/F+H	62.91	67.29	72.85	70.28	69.30	68.45	62.61	65.47	68.68	69.04	65.40

Muscovites de gl

	CF14 20	CF22A 4	CF22A 5	CF22A 7	CF22A 10	CF22A H3	CF22A H4	CF22A H5	CF22A H6	CF22A 23	CF22A 24
SiO2	45.69	45.17	45.65	45.88	45.71	45.26	45.63	44.76	45.70	44.68	44.98
TiO2	0.55	0.52	0.54	0.50	0.37	0.60	0.42	0.53	0.46	0.46	0.57
Al2O3	32.29	31.51	32.19	31.61	31.62	31.81	32.44	31.92	31.00	32.47	32.20
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06	0.00	0.00
FeO	3.73	4.39	3.59	4.18	4.03	3.40	3.79	4.55	4.63	3.84	3.87
MnO	0.06	0.01	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.04	0.08	0.03	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.06	1.12	0.97	1.05	1.15	1.00	1.06	0.99	1.45	1.03	1.06
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na2O	0.32	0.22	0.43	0.29	0.21	0.27	0.39	0.29	0.12	0.35	0.33
K2O	11.03	10.96	10.79	10.88	10.91	11.20	11.07	11.51	11.15	11.23	11.16
F	0.08	0.59	0.80	0.69	0.80	0.24	0.18	0.61	0.00	0.29	0.60
H2O*	4.36	4.06	4.00	4.05	3.98	4.23	4.31	4.06	4.37	4.21	4.07
2F=O	-0.03	-0.25	-0.34	-0.29	-0.34	-0.10	-0.08	-0.26	0.00	-0.12	-0.25
TOTAL	99.14	98.30	98.62	98.86	98.56	97.91	99.26	99.02	99.02	98.47	98.66
Si	6.23	6.23	6.25	6.28	6.28	6.25	6.22	6.17	6.27	6.15	6.18
Al IV	1.77	1.77	1.75	1.72	1.72	1.75	1.78	1.83	1.73	1.85	1.82
Al VI	3.42	3.36	3.44	3.38	3.39	3.42	3.43	3.35	3.29	3.42	3.40
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06
Fe2+	0.43	0.51	0.41	0.48	0.46	0.39	0.43	0.52	0.53	0.44	0.44
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.22	0.23	0.20	0.21	0.24	0.21	0.22	0.20	0.30	0.21	0.22
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.06	0.11	0.08	0.06	0.07	0.10	0.08	0.03	0.09	0.09
K	1.92	1.93	1.88	1.91	1.91	1.97	1.92	2.02	1.95	1.97	1.96
F*	0.03	0.26	0.35	0.30	0.35	0.10	0.08	0.27	0.00	0.13	0.26
OH	3.97	3.74	3.65	3.70	3.65	3.90	3.92	3.73	4.00	3.87	3.74
O*	21.00	21.01	21.00	21.01	21.01	20.98	20.99	20.95	21.01	20.97	20.98
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.65	0.74	0.61	0.70	0.71	0.60	0.65	0.73	0.84	0.66	0.67
R3	3.47	3.42	3.49	3.43	3.43	3.48	3.47	3.41	3.34	3.47	3.46
XII	2.00	1.99	2.00	1.98	1.97	2.04	2.03	2.10	1.98	2.07	2.05
F/F+H	66.38	68.74	67.50	69.07	66.29	65.61	66.73	72.06	64.18	67.66	67.20

Muscovites de gl

	CF22A 25	CF22A 26	CF22A 27	CF22A 28	CF120 3	CF120 4	CF120 7	CF180-1 M13	CF180-1 M14	CF180-1 M16	CF180-1 M17
SiO2	45.00	44.51	45.06	45.35	46.08	45.23	45.59	44.98	45.28	46.50	44.90
TiO2	0.55	0.44	0.52	0.53	0.40	0.36	0.43	0.81	0.97	0.81	0.92
Al2O3	32.38	32.79	31.91	31.35	33.30	34.07	33.71	31.96	31.70	30.25	31.50
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.11
FeO	3.87	3.96	4.19	4.31	2.86	2.76	2.96	3.75	3.66	4.29	3.67
MnO	0.06	0.05	0.08	0.01	0.04	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.98	1.06	1.05	1.20	0.93	0.75	0.81	0.86	0.77	1.29	0.96
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.28	0.40	0.24	0.27	0.37	0.41	0.63	0.49	0.36	0.20	0.26
K2O	11.02	11.11	10.92	11.30	11.04	10.46	10.57	11.17	11.19	11.27	11.55
F	0.35	0.59	0.47	0.53	0.19	0.15	0.15	0.21	0.02	0.19	0.21
H2O*	4.19	4.08	4.13	4.10	4.35	4.34	4.35	4.25	4.34	4.28	4.23
2F=O	-0.15	-0.25	-0.20	-0.22	-0.08	-0.06	-0.06	-0.09	-0.01	-0.08	-0.09
TOTAL	98.54	98.75	98.37	98.73	99.50	98.58	99.19	98.39	98.31	99.00	98.25
Si	6.18	6.12	6.21	6.24	6.22	6.15	6.17	6.20	6.23	6.37	6.21
Al IV	1.82	1.88	1.79	1.76	1.78	1.85	1.83	1.80	1.77	1.63	1.79
Al VI	3.43	3.43	3.39	3.33	3.53	3.61	3.55	3.39	3.38	3.25	3.34
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.08	0.10	0.08	0.10
Fe2+	0.44	0.46	0.48	0.50	0.32	0.31	0.34	0.43	0.42	0.49	0.42
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.22	0.22	0.25	0.19	0.15	0.16	0.18	0.16	0.26	0.20
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.11	0.06	0.07	0.10	0.11	0.17	0.13	0.10	0.05	0.07
K	1.93	1.95	1.92	1.98	1.90	1.81	1.83	1.96	1.97	1.97	2.04
F*	0.15	0.26	0.20	0.23	0.08	0.06	0.06	0.09	0.01	0.08	0.09
OH	3.85	3.74	3.80	3.73	3.92	3.94	3.94	3.91	3.99	3.92	3.91
O*	21.00	20.97	21.01	20.97	21.00	21.03	21.00	20.95	20.97	20.99	20.95
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.65	0.68	0.71	0.74	0.51	0.47	0.50	0.61	0.58	0.75	0.62
R3	3.48	3.47	3.45	3.39	3.57	3.64	3.59	3.47	3.48	3.34	3.45
XII	2.01	2.06	1.98	2.06	2.00	1.93	2.00	2.09	2.06	2.02	2.11
F/F+H	68.90	67.70	69.13	66.83	63.31	67.37	67.22	70.99	72.73	65.11	68.20

Muscovites de gl

	CF180-1 M18	CF180-1 M19	CF180-1 44	CF180-1 45	CF180-1 46	CF180A M6	CF180A M7	CF180A M8	CF180A M9	CF180A M10	CF180A M11
SiO2	45.56	44.76	44.30	44.24	44.88	45.79	45.99	46.59	46.54	46.47	46.15
TiO2	0.72	1.01	0.96	1.06	0.77	0.79	0.77	0.76	0.62	0.68	0.76
Al2O3	31.68	31.76	31.75	31.76	30.83	31.91	32.02	32.58	31.74	32.24	32.29
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.67	4.08	3.74	3.74	3.63	4.01	3.68	3.72	4.56	4.13	3.87
MnO	0.12	0.00	0.05	0.07	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.90	0.84	0.84	0.89	1.04	0.87	0.79	0.88	1.07	0.99	0.75
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.37	0.30	0.59	0.47	0.47	0.32	0.29	0.43	0.23	0.45	0.30
K2O	11.25	11.15	10.51	10.44	10.53	11.26	11.43	10.99	11.72	11.38	11.56
F	0.21	0.28	0.36	0.47	0.50	0.01	0.15	0.22	0.27	0.16	0.17
H2O*	4.26	4.21	4.13	4.08	4.05	4.39	4.33	4.36	4.32	4.38	4.35
2F=O	-0.09	-0.12	-0.15	-0.20	-0.21	-0.00	-0.06	-0.09	-0.11	-0.07	-0.07
TOTAL	98.66	98.34	97.08	97.02	96.54	99.35	99.39	100.43	100.95	100.81	100.13
Si	6.25	6.18	6.17	6.17	6.28	6.24	6.26	6.26	6.27	6.25	6.25
Al IV	1.75	1.82	1.83	1.83	1.72	1.76	1.74	1.74	1.73	1.75	1.75
Al VI	3.38	3.35	3.39	3.38	3.36	3.37	3.40	3.42	3.31	3.36	3.40
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.07	0.10	0.10	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.07	0.08
Fe2+	0.42	0.47	0.44	0.44	0.42	0.46	0.42	0.42	0.51	0.46	0.44
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.18	0.17	0.17	0.18	0.22	0.18	0.16	0.18	0.21	0.20	0.15
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.10	0.08	0.16	0.13	0.13	0.08	0.08	0.11	0.06	0.12	0.08
K	1.97	1.96	1.87	1.86	1.88	1.96	1.99	1.88	2.02	1.95	2.00
F*	0.09	0.12	0.16	0.21	0.22	0.00	0.06	0.09	0.12	0.07	0.07
OH	3.91	3.88	3.84	3.79	3.78	4.00	3.94	3.91	3.88	3.93	3.93
O*	20.97	20.98	20.99	21.01	21.00	20.98	20.97	21.00	20.96	20.97	20.96
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.62	0.64	0.62	0.63	0.65	0.64	0.58	0.59	0.73	0.66	0.59
R3	3.45	3.46	3.49	3.49	3.44	3.45	3.48	3.49	3.38	3.43	3.47
XII	2.07	2.04	2.03	1.98	2.01	2.04	2.06	2.00	2.08	2.07	2.07
F/F+H	69.59	73.09	71.41	70.22	66.20	72.11	72.33	70.34	70.51	70.07	74.33

Muscovites de g1

	CP180A M12	CP180A M14	CP180A 8	CP180A 9	CP180A 11	CP180-2 M7	CP180-2 M8	CP180-2 M9	CP180-2 M10
SiO2	46.56	47.19	44.99	44.96	44.43	45.30	45.33	46.13	45.78
TiO2	0.90	0.87	0.78	0.82	0.85	0.85	0.86	0.57	0.83
Al2O3	32.57	31.71	32.19	31.51	32.08	32.36	31.69	31.91	32.37
Cr2O3	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	4.03	4.25	3.82	3.75	3.92	4.03	4.04	4.09	4.31
MnO	0.00	0.17	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
HgO	0.89	1.11	0.85	0.89	0.85	0.88	0.82	1.02	0.79
CaO	0.00	0.00	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.31	0.21	0.41	0.31	0.51	0.37	0.34	0.30	0.36
K2O	11.12	11.46	10.81	10.74	10.63	11.20	11.23	11.64	10.98
F	0.12	0.07	0.22	0.22	0.29	0.00	0.00	0.12	0.00
H2O*	4.42	4.45	4.25	4.21	4.18	4.39	4.36	4.36	4.42
2F=O	-0.05	-0.03	-0.09	-0.09	-0.12	0.00	0.00	-0.05	0.00
TOTAL	100.96	101.52	98.29	97.39	97.65	99.38	98.78	100.09	99.88
Si	6.24	6.30	6.19	6.24	6.16	6.18	6.23	6.26	6.21
Al IV	1.76	1.70	1.81	1.76	1.84	1.82	1.77	1.74	1.79
Al VI	3.38	3.30	3.41	3.39	3.40	3.38	3.36	3.36	3.38
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08
Fe2+	0.45	0.47	0.44	0.44	0.45	0.46	0.46	0.46	0.49
Mn	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Hg	0.18	0.22	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.21	0.16
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.05	0.11	0.08	0.14	0.10	0.09	0.08	0.09
K	1.90	1.95	1.90	1.90	1.88	1.95	1.97	2.01	1.90
F*	0.05	0.03	0.10	0.10	0.13	0.00	0.00	0.05	0.00
OH	3.95	3.97	3.90	3.90	3.87	4.00	4.00	3.95	4.00
Os	21.01	21.00	20.99	21.00	20.99	20.98	20.97	20.95	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.63	0.72	0.62	0.62	0.63	0.64	0.64	0.67	0.63
R3	3.48	3.39	3.49	3.48	3.49	3.47	3.45	3.42	3.42
XII	1.98	2.01	2.01	1.99	2.02	2.05	2.06	2.09	1.99
F/F+H	71.76	68.24	71.60	70.27	72.13	71.98	73.43	69.23	75.38

	CP180-2 M11	CP180-2 M12	CP180B M17	CP180B M18	CP180B M22	CP180B 16
SiO2	46.15	44.32	46.63	46.37	47.33	45.06
TiO2	0.83	0.66	0.78	0.72	0.84	0.71
Al2O3	32.33	30.70	32.03	31.12	31.43	31.31
Cr2O3	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	3.90	3.81	4.74	3.97	4.48	4.43
MnO	0.02	0.04	0.06	0.00	0.05	0.02
NiO	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
HgO	0.82	0.95	0.95	0.83	1.39	0.94
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.38	0.24	0.31	0.23	0.19	0.37
K2O	11.52	10.75	11.22	11.41	11.70	11.17
F	0.07	0.08	0.00	0.13	0.12	0.05
H2O*	4.41	4.20	4.47	4.32	4.44	4.31
2F=O	-0.03	-0.03	0.00	-0.05	-0.05	-0.02
TOTAL	100.49	95.72	101.20	99.07	101.92	98.35
Si	6.23	6.27	6.26	6.34	6.31	6.23
Al IV	1.77	1.73	1.74	1.66	1.69	1.77
Al VI	3.37	3.38	3.32	3.35	3.25	3.33
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07
Fe2+	0.44	0.45	0.53	0.45	0.50	0.51
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.16	0.20	0.19	0.17	0.28	0.19
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.10	0.07	0.08	0.06	0.05	0.10
K	1.98	1.94	1.92	1.99	1.99	1.97
F*	0.03	0.04	0.00	0.06	0.05	0.02
OH	3.97	3.96	4.00	3.94	3.95	3.98
Os	20.96	21.00	21.00	20.97	20.98	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.61	0.66	0.73	0.62	0.78	0.71
R3	3.46	3.45	3.40	3.43	3.33	3.40
XII	2.08	2.00	2.00	2.05	2.04	2.07
F/F+H	72.74	69.23	73.68	72.85	64.39	72.56

Muscovites de g2

	CF10 M1	CF10 M3	CF10 M4	CF10 49	CF10 50	CF10 51	CF10 52	CF48A M10	CF48A 35	CF48A 36	CF48A 37
SiO2	47.03	47.37	46.68	45.17	45.56	45.19	44.80	47.60	45.20	45.27	45.66
TiO2	1.10	0.80	0.85	1.13	0.61	0.94	1.03	1.22	1.08	0.94	0.70
Al2O3	30.39	30.63	31.08	30.74	29.86	30.76	31.29	30.67	31.11	31.18	29.61
Cr2O3	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
FeO	4.90	4.60	5.11	4.62	4.81	4.91	4.72	4.67	4.53	4.59	5.59
MnO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.04	0.13	0.02	0.07
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	1.13	1.52	1.13	0.94	1.36	1.00	1.02	1.51	0.95	0.88	1.34
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00
Na2O	0.15	0.16	0.30	0.38	0.23	0.34	0.28	0.21	0.31	0.31	0.30
K2O	11.39	11.94	11.44	11.01	11.18	11.00	11.08	11.79	11.00	11.05	11.21
F	0.00	0.00	0.07	0.37	0.28	0.24	0.30	0.01	0.24	0.10	0.10
H2O*	4.43	4.47	4.41	4.16	4.18	4.22	4.20	4.50	4.23	4.30	4.28
2F=O	0.00	0.00	-0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.72	101.50	101.05	98.54	98.08	98.66	98.72	102.31	98.81	98.67	98.86
Si	6.35	6.36	6.30	6.25	6.33	6.25	6.19	6.34	6.23	6.24	6.32
Al IV	1.65	1.64	1.70	1.75	1.67	1.75	1.81	1.66	1.77	1.76	1.68
Al VI	3.19	3.20	3.23	3.26	3.23	3.26	3.28	3.15	3.28	3.30	3.15
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.11	0.08	0.09	0.12	0.06	0.10	0.11	0.12	0.11	0.10	0.07
Fe2+	0.55	0.52	0.58	0.53	0.56	0.57	0.55	0.52	0.52	0.53	0.65
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.23	0.30	0.23	0.19	0.28	0.21	0.21	0.30	0.20	0.18	0.28
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.08	0.10	0.06	0.09	0.07	0.05	0.08	0.08	0.08
K	1.96	2.04	1.97	1.94	1.98	1.94	1.95	2.00	1.93	1.94	1.98
F*	0.00	0.00	0.03	0.16	0.12	0.10	0.13	0.00	0.10	0.04	0.04
OH	4.00	4.00	3.97	3.84	3.88	3.90	3.87	4.00	3.90	3.96	3.96
O*	21.00	20.96	20.98	20.97	20.98	20.98	20.99	20.97	20.99	20.98	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.79	0.82	0.80	0.73	0.84	0.78	0.76	0.82	0.73	0.71	0.93
R3	3.32	3.28	3.32	3.38	3.29	3.35	3.39	3.28	3.39	3.40	3.23
XII	2.00	2.09	2.05	2.05	2.04	2.03	2.03	2.06	2.02	2.03	2.06
F/F+H	70.87	62.94	71.73	73.39	66.49	73.37	72.19	63.44	72.79	74.53	70.07

Muscovites de g2

	CF48A 38	CF49 37	CF49 42	CF49 38	CF49 43	CF49 31	CF49 32	CF49 33	CF49 34	CF152A 60	CF152A 61
SiO2	45.64	45.79	46.52	46.38	45.71	44.84	44.90	45.01	44.98	45.17	45.34
TiO2	1.26	0.65	0.50	0.76	1.12	1.08	1.07	1.05	1.02	0.38	0.58
Al2O3	30.62	30.04	29.42	29.60	31.83	31.45	31.12	31.67	31.53	30.80	32.33
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.96	4.67	4.20	4.24	4.46	4.58	4.37	4.52	4.40	5.04	4.18
MnO	0.16	0.00	0.07	0.07	0.00	0.04	0.09	0.06	0.09	0.09	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	1.09	1.43	1.27	1.44	0.77	0.87	0.85	0.83	0.97	1.22	0.91
CaO	0.02	0.06	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.33	0.11	0.34	0.20	0.45	0.39	0.38	0.39	0.38	0.25	0.40
K2O	11.23	10.77	10.67	10.53	10.42	10.89	11.13	10.84	10.78	11.21	11.06
F	0.01	0.48	0.00	0.00	0.18	0.35	0.22	0.30	0.29	0.27	0.14
H2O*	4.37	4.10	4.31	4.33	4.31	4.18	4.22	4.21	4.21	4.20	4.32
2F=O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.69	98.10	97.30	97.60	99.25	98.68	98.36	98.89	98.67	98.63	99.27
Si	6.25	6.35	6.46	6.42	6.23	6.19	6.22	6.19	6.20	6.26	6.20
Al IV	1.75	1.65	1.54	1.58	1.77	1.81	1.78	1.81	1.80	1.74	1.80
Al VI	3.19	3.25	3.28	3.25	3.35	3.30	3.29	3.32	3.32	3.28	3.40
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.13	0.07	0.05	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.04	0.06
Fe2+	0.57	0.54	0.49	0.49	0.51	0.53	0.51	0.52	0.51	0.58	0.48
Mn	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.22	0.30	0.26	0.30	0.16	0.18	0.18	0.17	0.20	0.25	0.19
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.03	0.09	0.05	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.07	0.11
K	1.96	1.90	1.89	1.86	1.81	1.92	1.97	1.90	1.89	1.98	1.93
F*	0.00	0.21	0.00	0.00	0.08	0.15	0.10	0.13	0.13	0.12	0.06
OH	4.00	3.79	4.00	4.00	3.92	3.85	3.90	3.87	3.87	3.88	3.94
O*	20.97	21.02	21.01	21.04	21.03	20.99	20.96	21.00	21.00	20.98	20.98
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.81	0.84	0.76	0.80	0.67	0.71	0.69	0.70	0.72	0.85	0.66
R3	3.32	3.32	3.33	3.33	3.46	3.42	3.41	3.43	3.42	3.32	3.46
XII	2.05	1.94	1.98	1.92	1.93	2.02	2.07	2.01	2.00	2.05	2.03
F/F+H	71.86	64.69	64.98	62.31	76.47	74.71	74.26	75.34	71.79	69.86	72.05

Muscovites de g2

Muscovites de g3

	CF152A 62	CF152A 58	CF152A 32	CF152A 33	CF54A M9	CF54A M10	CF54A M11	CA5 M17	CA5 M18	CASAI M20	CA16 M33CB
SiO2	45.30	44.55	45.72	46.17	46.56	46.68	47.49	46.04	46.86	45.72	44.87
TiO2	0.51	0.56	0.52	0.51	0.92	0.89	0.68	0.94	0.97	0.82	0.68
Al2O3	32.33	32.17	32.00	30.74	30.70	30.69	31.52	31.14	31.11	29.79	31.50
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	4.04	4.40	3.90	4.41	5.45	4.68	5.18	5.18	5.53	5.46	4.70
MnO	0.05	0.05	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.13	0.05	0.13	0.04
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
HgO	0.94	0.89	0.92	1.21	1.23	1.25	1.79	1.31	1.33	1.33	1.23
CaO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.40	0.28	0.28	0.25	0.23	0.33	0.11	0.14	0.21	0.03	0.17
K2O	11.18	11.25	11.28	10.95	11.67	11.50	11.59	11.87	11.39	11.62	11.07
F	0.07	0.31	0.16	0.33	0.16	0.00	0.08	0.33	0.00	0.16	0.00
H2O*	4.35	4.19	4.31	4.21	4.36	4.42	4.49	0.00	0.00	2.00	0.00
2F=O	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.07	0.00	-0.03	4.27	4.48	3.76	4.34
TOTAL	99.17	98.68	99.09	98.91	101.21	100.44	102.93	101.96	101.99	100.82	98.60
Si	6.20	6.15	6.25	6.34	6.29	6.32	6.28	6.23	6.27	6.31	6.19
Al IV	1.80	1.85	1.75	1.66	1.71	1.68	1.72	1.77	1.73	1.69	1.81
Al VI	3.41	3.39	3.41	3.31	3.18	3.22	3.20	3.19	3.18	3.15	3.31
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.05	0.06	0.05	0.05	0.09	0.09	0.07	0.10	0.10	0.09	0.07
Fe2+	0.46	0.51	0.45	0.51	0.62	0.53	0.57	0.59	0.62	0.63	0.54
Mn	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.19	0.18	0.19	0.25	0.25	0.25	0.35	0.26	0.27	0.27	0.25
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.11	0.07	0.07	0.07	0.06	0.09	0.03	0.04	0.05	0.01	0.05
K	1.95	1.98	1.97	1.92	2.01	1.99	1.96	2.05	1.94	2.05	1.95
F*	0.03	0.14	0.07	0.14	0.07	0.00	0.03	0.14	0.00	0.07	0.00
OH	3.97	3.86	3.93	3.86	3.93	4.00	3.97	0.00	0.00	0.47	0.00
O*	20.97	20.97	20.98	21.01	20.96	20.96	21.01	3.86	4.00	3.46	4.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	20.96	21.00	20.97	21.00
R2	0.66	0.70	0.63	0.77	0.86	0.78	0.93				
R3	3.46	3.44	3.46	3.36	3.27	3.32	3.27				
XII	2.06	2.06	2.04	1.98	2.07	2.07	1.98	0.86	0.89	0.92	0.80
F/F+H	70.69	73.50	70.40	67.16	71.31	67.75	61.89	2.08	2.00	2.05	1.99
								68.93	70.00	69.73	68.19

Muscovites de g3

	CA16 M34B	CA16 M36	CA18 M2	CA18 M3	CA18 M4	CA18 M5	CA18 M6	CA8C M13	CA8C M14	CA8C M15	CA8C M16	
SiO2	46.75	46.59	45.94	45.68	47.83	SiO2	46.98	46.34	44.72	45.78	46.92	46.63
TiO2	0.76	0.58	0.98	0.81	0.71	TiO2	0.90	1.01	1.03	0.92	0.93	0.91
Al2O3	29.98	30.86	30.05	31.86	29.90	Al2O3	31.42	30.86	32.42	33.69	31.11	28.88
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.28	5.31	6.27	5.20	5.85	FeO	5.22	5.10	4.91	4.42	5.36	5.00
MnO	0.08	0.16	0.04	0.06	0.00	MnO	0.00	0.00	0.04	0.04	0.09	0.00
NiO	0.15	0.00	0.00	0.03	0.00	NiO	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04
HgO	1.64	1.52	1.48	1.09	1.72	HgO	1.26	1.33	1.01	0.88	1.48	1.67
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.05	0.19	0.11	0.17	0.11	Na2O	0.11	0.16	0.21	0.36	0.18	0.11
K2O	11.31	10.97	10.96	11.27	11.62	K2O	11.63	11.49	10.99	10.60	11.04	11.43
F	0.84	0.18	0.35	0.39	0.19	F	0.00	0.09	0.09	0.32	0.00	0.47
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O*	4.01	4.34	4.22	4.24	4.39	H2O*	4.48	4.38	4.35	4.33	4.47	4.13
TOTAL	100.85	100.70	100.40	100.80	102.32	TOTAL	102.00	100.80	99.79	101.34	101.58	99.27
Si	6.35	6.30	6.28	6.19	6.39	Si	6.28	6.27	6.10	6.12	6.29	6.42
Al IV	1.65	1.70	1.72	1.81	1.61	Al IV	1.72	1.73	1.90	1.88	1.71	1.58
Al VI	3.15	3.22	3.11	3.28	3.11	Al VI	3.23	3.20	3.32	3.42	3.20	3.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.08	0.06	0.10	0.08	0.07	Ti	0.09	0.10	0.11	0.09	0.09	0.09
Fe2+	0.60	0.60	0.72	0.59	0.65	Fe2+	0.58	0.58	0.56	0.49	0.60	0.58
Mn	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	0.33	0.31	0.30	0.22	0.34	Hg	0.25	0.27	0.21	0.18	0.30	0.34
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.05	0.03	0.04	0.03	Na	0.03	0.04	0.06	0.09	0.05	0.03
K	1.96	1.89	1.91	1.95	1.98	K	1.98	1.98	1.91	1.81	1.89	2.01
F*	0.36	0.08	0.15	0.17	0.08	F*	0.00	0.04	0.04	0.14	0.00	0.20
Cl*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cl*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	3.64	3.92	3.85	3.83	3.92	OH	4.00	3.96	3.96	3.86	4.00	3.80
O*	21.01	21.03	21.03	21.00	20.99	O*	20.99	20.99	21.02	21.05	21.03	20.98
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.94	0.93	1.02	0.82	1.00	R2	0.83	0.85	0.77	0.67	0.91	0.92
R3	3.23	3.28	3.21	3.36	3.18	R3	3.32	3.30	3.43	3.51	3.29	3.20
XII	1.97	1.94	1.94	1.99	2.01	XII	2.01	2.03	1.97	1.90	1.93	2.04
F/F+H	64.37	66.22	70.39	72.80	65.62	F/F+H	69.92	68.27	73.17	73.81	67.02	62.68

Muscovites de g3

	CA8C M1	CA8C M2	CA8C M3	CA8C M17	CA8C M18	CA8C M19
SiO2	46.42	45.02	45.57	45.26	44.51	44.56
TiO2	0.37	0.27	0.42	0.77	0.35	0.43
Al2O3	33.93	33.61	32.50	30.71	33.22	32.87
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	4.90	4.89	4.47	4.61	4.86	4.45
MnO	0.16	0.01	0.13	0.00	0.03	0.20
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.99	0.91	1.13	1.25	0.90	0.94
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na2O	0.22	0.30	0.20	0.17	0.28	0.19
K2O	11.53	11.00	11.31	10.72	10.27	10.49
F	0.13	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O*	4.48	4.43	4.42	4.32	4.14	4.36
TOTAL	103.13	100.44	100.15	97.81	99.07	98.49
Si	6.13	6.09	6.18	6.27	6.10	6.13
Al IV	1.87	1.91	1.82	1.73	1.90	1.87
Al VI	3.41	3.45	3.38	3.29	3.46	3.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.03	0.04	0.08	0.04	0.04
Fe2+	0.54	0.55	0.51	0.53	0.56	0.51
Mn	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.19	0.18	0.23	0.26	0.18	0.19
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.08	0.05	0.05	0.07	0.05
K	1.94	1.90	1.96	1.90	1.80	1.84
F*	0.05	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00
Cl*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	3.95	4.00	4.00	4.00	3.78	4.00
O*	21.00	21.01	21.00	21.03	21.06	21.05
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.75	0.74	0.75	0.79	0.74	0.73
R3	3.44	3.48	3.42	3.37	3.50	3.50
XII	2.00	1.98	2.01	1.94	1.87	1.89
F/F+M	73.52	75.09	68.94	67.42	75.18	72.65

Muscovites des granites à grenat

	CF48B M2	CF48B M3	CF48B 27	CF48B 28	CF48B 31	CF48B 32	CF48B M4	CF48B M6	CF48C 18	CF48C 19	CF48C M6
SiO2	46.85	47.23	45.76	46.73	45.47	46.35	45.51	45.48	45.99	45.47	45.80
TiO2	0.28	0.23	0.26	0.30	0.27	0.29	0.25	0.21	0.12	0.11	0.10
Al2O3	33.80	33.00	32.94	32.39	33.77	32.85	33.74	33.91	33.61	33.06	33.64
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.21	2.64	3.05	2.71	3.19	2.85	2.87	3.03	3.29	3.46	3.24
MnO	0.00	0.00	0.08	0.03	0.06	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.00	1.09	1.15	1.05	0.97	0.99	0.84	0.90	0.79	0.75	0.83
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.33	0.21	0.23	0.32	0.13	0.41	0.28	0.20	0.35	0.29	0.28
K2O	11.55	11.78	11.10	11.23	10.58	10.86	11.35	11.68	11.06	11.25	11.55
F	0.19	0.16	0.06	0.48	0.54	0.30	0.06	0.21	0.05	0.00	0.21
H2O*	4.42	4.41	4.38	4.20	4.16	4.28	4.39	4.33	4.41	4.39	4.33
2F=O	-0.08	-0.07	-0.03	-0.20	-0.23	-0.13	-0.03	-0.09	-0.02	0.00	-0.09
TOTAL	101.55	100.68	98.98	99.24	98.91	99.14	99.26	99.87	99.65	98.79	99.91
Si	6.22	6.31	6.22	6.33	6.17	6.28	6.17	6.15	6.21	6.21	6.19
Al IV	1.78	1.69	1.78	1.67	1.83	1.72	1.83	1.85	1.79	1.79	1.81
Al VI	3.51	3.50	3.50	3.49	3.57	3.52	3.57	3.55	3.56	3.54	3.55
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe2+	0.36	0.29	0.35	0.31	0.36	0.32	0.33	0.34	0.37	0.40	0.37
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.22	0.23	0.21	0.20	0.20	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.05	0.06	0.08	0.03	0.11	0.07	0.05	0.09	0.08	0.07
K	1.96	2.01	1.93	1.94	1.83	1.88	1.96	2.01	1.91	1.96	1.99
F*	0.08	0.07	0.03	0.21	0.23	0.13	0.03	0.09	0.02	0.00	0.09
OH	3.92	3.93	3.97	3.79	3.77	3.87	3.97	3.91	3.98	4.00	3.91
O*	20.98	20.97	21.01	20.99	21.07	21.00	20.98	20.97	21.00	20.98	20.97
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.55	0.51	0.59	0.52	0.57	0.53	0.50	0.53	0.53	0.55	0.53
R3	3.53	3.53	3.53	3.53	3.60	3.55	3.59	3.57	3.57	3.55	3.56
XII	2.04	2.06	1.99	2.02	1.87	1.99	2.04	2.07	2.00	2.04	2.06
F/F+M	64.30	57.61	59.81	59.15	64.85	61.76	65.72	65.39	70.03	72.13	68.65

Muscovites des granites à grenat

	CF48C M7	CF152B M11	CF152B M12	CF152B M13	CF152B M17	CF152B M18	CF152B M19	CA13B M20	CA13B M21	CA13B M22
SiO2	45.94	47.00	46.57	48.18	47.46	48.46	47.52	45.46	47.06	47.02
TiO2	0.04	0.23	0.22	0.28	0.32	0.31	0.18	0.36	0.45	0.41
Al2O3	33.83	32.58	32.37	33.84	33.83	32.64	34.20	33.38	32.58	32.90
Cr2O3	3.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	3.58	4.72	4.71	4.63	4.73	4.51	4.67	4.89	5.18	4.92
MnO	0.00	0.10	0.00	0.13	0.00	0.02	0.07	0.13	0.19	0.09
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
MgO	0.94	1.02	0.98	0.78	0.80	1.01	0.81	0.92	1.03	1.06
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.23	0.15	0.14	0.13	0.25	0.12	0.13	0.19	0.15	0.23
K2O	11.60	11.44	11.37	11.79	11.61	11.40	11.59	11.15	11.29	11.48
F	0.00	0.55	0.23	0.16	0.25	0.27	0.01	0.00	0.00	0.74
H2O*	4.52	4.23	4.34	4.54	4.46	4.44	4.58	4.45	4.51	4.18
2F=O	0.00	-0.23	-0.10	-0.07	-0.11	-0.11	-0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	104.26	101.79	100.84	104.39	103.60	103.07	103.76	100.93	102.45	103.09
Si	6.09	6.27	6.27	6.26	6.21	6.35	6.21	6.12	6.25	6.22
Al IV	1.91	1.73	1.73	1.74	1.79	1.65	1.79	1.88	1.75	1.78
Al VI	3.38	3.39	3.40	3.44	3.44	3.40	3.47	3.42	3.34	3.36
Cr	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
Fe2+	0.40	0.53	0.53	0.50	0.52	0.49	0.51	0.55	0.57	0.54
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.19	0.20	0.20	0.15	0.16	0.20	0.16	0.18	0.20	0.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.04	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04	0.06
K	1.96	1.95	1.95	1.95	1.94	1.91	1.93	1.92	1.91	1.94
F*	0.00	0.23	0.10	0.07	0.10	0.11	0.00	0.00	0.00	0.31
OH	4.00	3.77	3.90	3.93	3.90	3.89	4.00	4.00	4.00	3.69
O*	20.99	21.01	21.01	21.01	21.00	21.03	21.02	21.02	21.03	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.58	0.74	0.73	0.67	0.67	0.69	0.68	0.75	0.80	0.76
R3	3.57	3.41	3.42	3.46	3.47	3.43	3.49	3.46	3.39	3.40
XII	2.02	1.99	1.99	1.99	2.00	1.94	1.96	1.97	1.95	2.00
F/F+H	68.12	72.19	72.95	76.91	76.84	71.47	76.39	74.89	73.83	72.25

Muscovites des aplomegmatites

	CF2 M5	CF2 M6	CF2 M7	CF2 M8	CF191 M6	CF191 M7	CF191 M9	CF191 M10	CF191 M11	CF191 M14
SiO2	47.09	47.41	47.20	46.12	44.93	45.91	45.70	46.07	46.09	46.07
TiO2	0.14	0.20	0.08	0.11	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00	0.03
Al2O3	33.27	32.87	33.00	32.90	33.70	34.22	35.93	35.74	32.46	33.46
FeO	3.83	4.18	3.55	3.78	3.46	3.64	0.99	1.40	2.20	2.07
MnO	0.08	0.04	0.03	0.12	0.09	0.00	0.00	0.10	0.01	0.03
MgO	1.07	0.98	1.10	1.01	0.31	0.40	0.25	0.18	1.32	0.70
Na2O	0.34	0.14	0.31	0.20	0.72	0.65	0.48	0.47	0.40	0.64
K2O	11.28	11.68	11.65	11.75	10.21	11.09	11.07	11.14	11.17	10.53
F	0.19	0.00	0.03	0.02	0.12	0.00	0.04	0.00	0.41	0.02
H2O*	4.42	4.52	4.49	4.43	4.30	4.46	4.44	4.48	4.19	4.39
2F=O	-0.08	0.00	-0.01	-0.01	-0.05	0.00	-0.02	0.00	-0.17	-0.01
TOTAL	101.63	102.02	101.42	100.43	97.81	100.40	98.93	99.58	98.08	97.93
Si	6.26	6.29	6.28	6.22	6.17	6.17	6.14	6.16	6.30	6.28
Al IV	1.74	1.71	1.72	1.78	1.83	1.83	1.86	1.84	1.70	1.72
Al VI	3.47	3.43	3.46	3.46	3.63	3.59	3.83	3.80	3.53	3.65
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	-	-	0.00
Fe2+	0.43	0.46	0.40	0.43	0.40	0.41	0.11	0.16	0.25	0.24
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.21	0.19	0.22	0.20	0.06	0.08	0.05	0.04	0.27	0.14
Na	0.09	0.04	0.08	0.05	0.19	0.17	0.13	0.12	0.11	0.17
K	1.91	1.98	1.98	2.02	1.79	1.90	1.90	1.90	1.95	1.83
F*	0.08	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.18	0.01
OH	3.92	4.00	3.99	3.99	3.95	4.00	3.98	4.00	3.82	3.99
O*	21.00	20.99	20.97	20.96	21.01	20.96	20.99	20.99	20.97	21.00
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.65	0.66	0.62	0.64	0.47	0.49	0.16	0.20	0.52	0.38
R3	3.48	3.45	3.47	3.47	3.63	3.59	3.84	3.80	3.53	3.65
XII	2.00	2.01	2.06	2.08	1.98	2.07	2.02	2.02	2.05	2.00
F/F+H	66.76	70.53	64.42	67.74	86.23	83.62	68.96	81.36	48.32	62.39

Muscovites des aplopegmatites

	CF191 M12	CF191 M13	CA11 M4	CA11 M5	CA11 M9	B15-7A M1	B15-7A M2	B15-7A M3	B15-7F M1	B15-7F M2	B15-7F M3
SiO2	46.42	47.62	47.12	44.23	45.75	47.18	45.60	47.20	45.04	44.29	45.54
TiO2	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.07	0.20	0.14	0.12	0.07
Al2O3	31.96	31.87	34.18	33.52	34.53	33.30	34.70	34.40	34.35	35.01	34.07
FeO	2.63	2.48	4.55	4.88	4.76	4.25	3.81	4.23	3.67	3.29	3.52
MnO	0.00	0.00	0.08	0.05	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00
MgO	1.45	1.64	0.32	0.36	0.23	0.49	0.27	0.40	0.75	0.69	0.87
Na2O	0.41	0.36	0.16	0.26	0.30	0.37	0.32	0.29	0.26	0.31	0.20
K2O	11.61	11.64	11.14	10.35	11.44	11.26	11.49	11.23	11.11	11.67	11.43
F	0.36	0.41	0.17	0.21	0.19	0.50	0.32	0.58	0.30	0.33	0.50
H2O*	4.23	4.27	4.45	4.24	4.39	4.26	4.31	4.28	4.28	4.26	4.21
2F=O	-0.15	-0.17	-0.07	-0.09	-0.08	-0.21	-0.13	-0.24	-0.13	-0.14	-0.21
TOTAL	98.92	100.12	102.23	98.01	101.60	101.40	100.79	102.56	99.78	99.89	100.20
Si	6.32	6.39	6.23	6.11	6.12	6.29	6.12	6.21	6.10	6.01	6.14
Al IV	1.68	1.61	1.77	1.89	1.88	1.71	1.88	1.79	1.90	1.99	1.86
Al VI	3.45	3.44	3.55	3.57	3.56	3.52	3.61	3.55	3.58	3.60	3.56
Ti	-	-	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe2+	0.30	0.28	0.50	0.56	0.53	0.47	0.43	0.47	0.42	0.37	0.40
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.29	0.33	0.06	0.07	0.05	0.10	0.05	0.08	0.15	0.14	0.17
Na	0.11	0.09	0.04	0.07	0.08	0.10	0.08	0.07	0.07	0.08	0.05
K	2.02	1.99	1.88	1.82	1.95	1.91	1.97	1.89	1.92	2.02	1.97
F*	0.16	0.17	0.07	0.09	0.08	0.21	0.14	0.24	0.13	0.14	0.21
OH	3.84	3.83	3.93	3.91	3.92	3.79	3.86	3.76	3.87	3.86	3.79
O*	20.94	20.96	21.04	21.05	20.99	20.99	20.97	21.02	21.01	20.95	20.99
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	0.59	0.61	0.57	0.64	0.59	0.57	0.49	0.54	0.57	0.52	0.57
R3	3.45	3.44	3.56	3.57	3.56	3.52	3.62	3.57	3.59	3.61	3.56
XII	2.13	2.09	1.92	1.89	2.03	2.01	2.05	1.96	1.99	2.10	2.02
F/F+H	50.44	45.90	88.86	88.38	92.07	82.95	88.79	85.58	73.30	72.79	69.42

Phlogopites de la colonne 1

ZONE 4B

	BAF3 5	BAF3 6	BAF3 7	BAF3 8	BAF3 9	BAF3 10	BAF3 11	BAF3 12	BAF3 13	BAF3 14	BAF3 15
SiO2	38.62	39.22	39.29	39.33	39.64	40.18	41.16	40.60	40.03	40.31	40.21
TiO2	0.07	0.18	0.00	0.01	0.05	0.07	0.11	0.00	0.22	0.09	0.13
Al2O3	16.60	15.06	15.93	15.16	14.76	14.05	13.34	13.99	14.25	13.85	14.29
Cr2O3	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
FeO	8.64	7.43	8.43	7.56	8.27	7.10	6.38	7.35	6.87	7.06	7.10
MnO	0.15	0.09	0.12	0.00	0.07	0.09	0.20	0.06	0.08	0.01	0.15
HgO	20.93	21.23	21.07	21.31	21.67	22.74	22.75	23.23	22.73	22.93	22.75
CaO	0.05	0.10	0.09	0.09	0.19	0.05	0.21	0.09	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.22	0.15	0.23	0.15	0.11	0.21	0.10	0.17	0.27	0.14	0.17
K2O	9.85	10.23	9.66	9.91	9.66	9.93	9.79	10.15	10.18	9.95	10.14
F	2.24	1.81	1.32	2.15	1.90	2.53	2.30	2.24	2.63	2.45	1.82
H2O*	3.07	3.23	3.51	3.07	3.22	2.94	3.05	3.12	2.90	2.97	3.29
	1.00	0.90	1.00	1.55	1.40	2.70	2.80	3.50	3.30	3.40	4.00
2F=O	-0.94	-0.76	-0.56	-0.91	-0.80	-1.07	-0.97	-0.94	-1.11	-1.03	-0.77
TOTAL	99.50	97.97	99.18	97.83	98.74	98.82	98.42	100.06	99.09	98.73	99.28
Si	5.60	5.75	5.69	5.76	5.77	5.82	5.96	5.82	5.79	5.84	5.80
Al IV	2.40	2.25	2.31	2.24	2.23	2.18	2.04	2.18	2.21	2.16	2.20
Al VI	0.43	0.35	0.41	0.38	0.30	0.22	0.23	0.18	0.22	0.21	0.23
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.02	-	0.00	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.01
Fe2+	1.05	0.91	1.02	0.93	1.01	0.86	0.77	0.88	0.83	0.86	0.86
Mn	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
Mg	4.52	4.64	4.55	4.65	4.70	4.91	4.91	4.96	4.90	4.95	4.89
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.04	0.06	0.04	0.03	0.06	0.03	0.05	0.08	0.04	0.05
K	1.82	1.91	1.79	1.85	1.79	1.84	1.81	1.86	1.88	1.84	1.87
F*	1.03	0.84	0.60	1.00	0.87	1.16	1.05	1.02	1.20	1.12	0.83
OH	2.97	3.16	3.40	3.00	3.13	2.84	2.95	2.98	2.80	2.88	3.17
O*	21.05	21.01	21.06	21.04	21.06	21.04	21.05	21.03	21.02	21.06	21.04
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.59	5.56	5.59	5.58	5.71	5.78	5.70	5.85	5.74	5.81	5.77
R3	0.44	0.37	0.42	0.38	0.30	0.23	0.24	0.18	0.25	0.22	0.25
XII	1.89	1.97	1.86	1.91	1.85	1.90	1.87	1.92	1.95	1.88	1.91
F/F+M	18.81	16.41	18.33	16.60	17.64	14.91	13.60	15.08	14.50	14.73	14.90

Phlogopites de la colonne 1

Z4B

	BAF3 16	BAF3 17	BAF3 18	BAF3 19	BAF3 20	BAF3 21	BAF3 22	BAF3 23	BAF3 24	BAF3 25	BAF3 26
SiO2	41.37	40.95	41.02	40.19	41.75	41.75	40.44	41.45	40.55	40.80	40.44
TiO2	0.05	0.02	0.07	0.11	0.02	0.20	0.14	0.14	0.19	0.15	0.21
Al2O3	13.03	13.29	13.44	13.24	13.54	12.67	13.37	12.89	13.77	13.43	13.55
Cr2O3	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03
FeO	6.55	6.25	6.56	6.28	6.41	6.63	6.80	6.26	6.60	6.74	6.53
MnO	0.03	0.03	0.09	0.03	0.15	0.00	0.05	0.05	0.06	0.13	0.06
HgO	23.26	23.38	23.26	23.00	23.76	23.46	22.74	23.47	22.91	23.48	22.78
CaO	0.14	0.20	0.12	0.29	0.20	0.21	0.11	0.13	0.10	0.20	0.12
Na2O	0.11	0.15	0.22	0.12	0.17	0.12	0.08	0.06	0.18	0.15	0.14
K2O	9.86	9.57	10.09	9.90	9.96	9.80	9.94	9.87	10.03	9.96	9.73
F	2.53	2.98	2.12	2.80	2.95	2.27	2.35	2.47	2.81	3.15	2.57
H2O*	2.96	2.73	3.16	2.77	2.83	3.10	3.00	2.99	2.81	2.68	2.90
	5.50	5.70	6.15	6.35	6.50	6.70	7.00	7.10	8.65	8.50	8.70
2F=O	-1.07	-1.25	-0.89	-1.18	-1.24	-0.96	-0.99	-1.04	-1.18	-1.33	-1.08
TOTAL	98.82	98.29	99.36	97.56	100.49	99.31	98.03	98.74	98.89	99.60	97.98
Si	5.97	5.93	5.90	5.88	5.92	5.99	5.90	5.97	5.86	5.86	5.89
Al IV	2.03	2.07	2.10	2.12	2.08	2.01	2.10	2.03	2.14	2.14	2.11
Al VI	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.13	0.19	0.16	0.21	0.14	0.21
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe2+	0.79	0.76	0.79	0.77	0.76	0.80	0.83	0.75	0.80	0.81	0.80
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	5.00	5.04	4.99	5.02	5.02	5.02	4.94	5.04	4.94	5.03	4.94
Ca	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Na	0.03	0.04	0.06	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04
K	1.81	1.77	1.85	1.85	1.80	1.79	1.85	1.81	1.85	1.83	1.81
F*	1.15	1.36	0.96	1.30	1.32	1.03	1.08	1.13	1.28	1.43	1.18
OH	2.85	2.64	3.04	2.70	2.68	2.97	2.92	2.87	2.72	2.57	2.82
O*	21.06	21.06	21.03	21.01	21.05	21.05	21.05	21.06	21.03	21.04	21.06
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.79	5.80	5.79	5.79	5.80	5.81	5.78	5.80	5.74	5.86	5.75
R3	0.19	0.20	0.19	0.18	0.19	0.16	0.21	0.18	0.23	0.16	0.24
XII	1.87	1.84	1.93	1.93	1.88	1.86	1.89	1.85	1.92	1.90	1.87
F/F+M	13.64	13.04	13.66	13.28	13.15	13.69	14.37	13.02	13.91	13.87	13.86

	Phlogopites de la colonne 1							Z 4A			
	BAF3 27	BAF3 28	BAF3 29	BAF3 30	BAF3 31	BAF3 32	BAF3 33	BAF3 34	BAF3 35	BAF3 36	BAF3 37
SiO2	40.68	41.10	41.13	40.66	40.31	40.66	40.82	41.47	41.12	41.49	41.92
TiO2	0.06	0.00	0.08	0.04	0.07	0.04	0.05	0.00	0.14	0.21	0.00
Al2O3	13.73	13.13	13.58	13.57	13.81	13.20	13.41	12.33	12.68	12.12	12.31
Cr2O3	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.03	0.03	0.00	0.10	0.20
FeO	7.05	6.86	6.78	6.90	7.21	6.37	6.47	5.95	6.53	6.27	6.19
MnO	0.06	0.10	0.03	0.04	0.00	0.17	0.04	0.03	0.11	0.00	0.00
MgO	23.09	22.96	23.14	23.26	23.26	22.88	23.07	23.33	23.67	23.65	23.92
CaO	0.06	0.18	0.11	0.04	0.14	0.09	0.09	0.18	0.10	0.09	0.06
Na2O	0.20	0.17	0.15	0.15	0.19	0.11	0.10	0.04	0.07	0.04	0.06
K2O	10.08	9.96	9.96	10.00	9.90	10.14	10.05	10.04	10.20	10.12	10.17
F	2.19	2.32	2.55	3.17	2.56	2.58	2.31	3.37	2.91	2.80	2.25
H2O*	3.12	3.05	2.96	2.65	2.94	2.89	3.04	2.52	2.77	2.81	3.11
	9.00	9.10	9.30	9.60	12.00	12.20	12.50	13.20	13.40	14.30	15.00
2F=O	-0.92	-0.98	-1.07	-1.33	-1.08	-1.09	-0.97	-1.42	-1.23	-1.18	-0.95
TOTAL	99.45	98.85	99.40	99.14	99.36	98.05	98.51	97.87	99.08	98.52	99.24
Si	5.86	5.94	5.91	5.87	5.81	5.93	5.91	6.04	5.94	6.01	6.02
Al IV	2.14	2.06	2.09	2.13	2.19	2.07	2.09	1.96	2.06	1.99	1.98
Al VI	0.19	0.18	0.21	0.18	0.16	0.19	0.20	0.15	0.09	0.08	0.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ti	0.01	-	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	-	0.02	0.02	-
Fe2+	0.85	0.83	0.81	0.83	0.87	0.78	0.78	0.72	0.79	0.76	0.74
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	4.96	4.95	4.95	5.00	5.00	4.97	4.98	5.06	5.09	5.11	5.12
Ca	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01
Na	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
K	1.85	1.84	1.82	1.84	1.82	1.89	1.86	1.86	1.88	1.87	1.86
F*	1.00	1.06	1.16	1.45	1.17	1.19	1.06	1.55	1.33	1.28	1.02
OH	3.00	2.94	2.84	2.55	2.83	2.81	2.94	2.45	2.67	2.72	2.98
O*	21.04	21.03	21.05	21.05	21.04	21.03	21.04	21.03	21.04	21.05	21.05
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.81	5.79	5.77	5.84	5.87	5.77	5.77	5.79	5.90	5.87	5.86
R3	0.20	0.18	0.21	0.18	0.17	0.20	0.21	0.15	0.11	0.11	0.12
XII	1.92	1.91	1.88	1.89	1.90	1.93	1.90	1.90	1.91	1.90	1.89
F/F+M	14.63	14.36	14.12	14.27	14.82	13.51	13.60	12.52	13.40	12.95	12.68

	Phlogopites de la colonne 1								Z 4A			
	BAF3 38	BAF3 39	BAF3 40	BAF3 41	BAF3 42	BAF3 43	BAF3 44	BAF3 45	BAF3 46	BAF3 47	BAF3 48	
SiO2	42.02	41.63	41.82	41.40	41.54	41.91	41.51	41.80	41.45	41.57	41.60	
TiO2	0.21	0.07	0.05	0.15	0.00	0.22	0.21	0.00	0.26	0.07	0.21	
Al2O3	12.38	12.39	12.24	12.19	12.28	12.29	12.42	12.27	12.27	12.09	12.25	
Cr2O3	0.21	0.14	0.45	0.42	0.57	0.29	0.45	0.34	0.38	0.27	0.25	
FeO	5.73	6.37	6.06	6.30	6.35	6.09	6.02	6.20	6.02	6.07	5.80	
MnO	0.09	0.05	0.00	0.13	0.00	0.04	0.06	0.00	0.16	0.03	0.02	
MgO	23.76	23.66	23.37	23.58	23.43	23.66	23.62	23.47	23.86	23.65	23.58	
CaO	0.11	0.03	0.03	0.07	0.07	0.04	0.02	0.15	0.09	0.05	0.06	
Na2O	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.01	0.08	0.08	0.06	0.01	0.05	
K2O	10.04	10.05	9.90	10.04	10.09	10.09	9.77	9.78	9.94	10.43	9.92	
F	2.61	2.22	3.39	3.42	2.76	2.62	2.13	3.16	3.10	3.04	1.99	
H2O*	2.94	3.10	2.53	2.52	2.83	2.92	3.14	2.65	2.68	2.70	3.19	
	15.20	15.50	15.75	16.10	18.80	19.40	19.80	20.30	21.10	22.00	22.70	
2F=O	-1.10	-0.93	-1.43	-1.44	-1.16	-1.10	-0.90	-1.33	-1.31	-1.28	-0.84	
TOTAL	99.06	98.83	98.48	98.82	98.80	99.08	98.53	98.57	98.97	98.70	98.08	
Si	6.03	6.01	6.06	6.00	6.02	6.03	6.00	6.04	5.98	6.02	6.03	
Al IV	1.97	1.99	1.94	2.00	1.98	1.97	2.00	1.96	2.02	1.98	1.97	
Al VI	0.13	0.11	0.14	0.08	0.11	0.11	0.12	0.14	0.07	0.09	0.12	
Cr	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	
Ti	0.02	0.01	0.01	0.02	-	0.02	0.02	-	0.03	0.01	0.02	
Fe2+	0.69	0.77	0.73	0.76	0.77	0.73	0.73	0.75	0.73	0.74	0.70	
Mn	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	
Mg	5.08	5.09	5.04	5.09	5.06	5.07	5.09	5.06	5.13	5.11	5.09	
Ca	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	
Na	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	
K	1.84	1.85	1.83	1.86	1.86	1.85	1.80	1.80	1.83	1.93	1.83	
F*	1.19	1.01	1.55	1.57	1.26	1.19	0.97	1.45	1.41	1.39	0.91	
OH	2.81	2.99	2.45	2.43	2.74	2.81	3.03	2.55	2.59	2.61	3.09	
O*	21.06	21.06	21.07	21.06	21.05	21.07	21.08	21.06	21.06	21.03	21.07	
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	
R2	5.78	5.86	5.78	5.87	5.83	5.81	5.82	5.81	5.88	5.85	5.80	
R3	0.16	0.13	0.18	0.12	0.14	0.15	0.17	0.16	0.12	0.11	0.16	
XII	1.87	1.87	1.85	1.88	1.89	1.86	1.83	1.85	1.86	1.94	1.86	
F/F+M	11.92	13.12	12.70	13.04	13.20	12.62	12.51	12.91	12.40	12.59	12.13	

	Z4A					Z3					
	BAF3 49	BAF2A 39	BAF2A 40	BAF2F 37	BAF2F 38	BAF1E 9	BAF1E 11	BAF1E 12	BAF1E 13	BAF1E 14	BAF1E 18
SI02	41.42	43.63	44.05	41.54	43.23	43.44	44.15	43.30	43.52	44.49	44.02
TIO2	0.01	0.00	0.09	0.04	0.05	0.05	0.11	0.00	0.12	0.06	0.00
Al2O3	12.25	11.72	10.80	12.62	11.45	10.45	10.75	11.22	11.22	10.61	11.32
Cr2O3	0.31	0.18	0.18	0.68	0.19	0.08	0.17	0.15	0.19	0.14	0.16
FeO	5.78	4.78	4.44	5.71	5.48	4.18	4.23	4.27	4.38	4.32	4.37
MnO	0.11	0.00	0.03	0.11	0.06	0.04	0.01	0.08	0.03	0.03	0.00
MgO	23.72	24.83	25.34	23.35	24.18	23.97	25.02	24.84	24.85	25.01	25.06
CaO	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10	0.07	0.07	0.05	0.09	0.03
Na2O	0.08	0.03	0.10	0.17	0.05	0.03	0.06	0.04	0.10	0.05	0.04
K2O	10.11	9.28	9.23	9.65	9.53	8.61	8.90	9.37	8.95	9.31	8.80
F	4.23	1.84	2.13	2.11	2.54	2.20	1.86	2.26	3.23	2.41	2.27
H2O*	2.13	3.35	3.21	3.14	2.98	3.05	3.32	3.10	2.66	3.08	3.14
..	23.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2F=O	-1.78	-0.77	-0.90	-0.89	-1.07	-0.93	-0.78	-0.95	-1.36	-1.01	-0.96
TOTAL	98.46	98.87	98.72	98.23	98.67	95.28	97.87	97.75	97.94	98.58	98.26
SI	6.01	6.19	6.25	6.02	6.19	6.36	6.30	6.21	6.23	6.32	6.25
Al IV	1.99	1.81	1.75	1.98	1.81	1.64	1.70	1.79	1.77	1.68	1.75
Al VI	0.11	0.15	0.06	0.17	0.12	0.16	0.11	0.11	0.12	0.09	0.15
Cr	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.00	-	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-
Fe2+	0.70	0.57	0.53	0.69	0.66	0.51	0.50	0.51	0.52	0.51	0.52
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	5.13	5.25	5.36	5.04	5.16	5.23	5.32	5.31	5.30	5.29	5.31
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.02	0.01	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01
K	1.87	1.68	1.67	1.78	1.74	1.61	1.62	1.72	1.63	1.69	1.60
F*	1.94	0.83	0.96	0.97	1.15	1.02	0.84	1.03	1.46	1.08	1.02
OH	2.06	3.17	3.04	3.03	2.85	2.98	3.16	2.97	2.54	2.92	2.98
O*	21.04	21.16	21.15	21.08	21.12	21.18	21.17	21.13	21.16	21.14	21.19
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.85	5.82	5.89	5.75	5.82	5.74	5.83	5.84	5.83	5.81	5.83
R3	0.12	0.16	0.08	0.22	0.14	0.17	0.13	0.12	0.14	0.11	0.16
XII	1.91	1.69	1.70	1.83	1.75	1.63	1.65	1.74	1.67	1.71	1.61
F/F+M	12.03	9.75	8.95	12.07	11.28	8.91	8.66	8.80	9.00	8.84	8.91

	Z3			Z2								
	BAF1E 1	BAF1E 2	BAF1E 8	BAF1X 54	BAF1X 57	BAF1X 58	BAF1X 59	BAF1 24C	BAF1 21C	BAF1 22B	BAF1 23B	BAF1 25B
SI02	43.23	43.90	44.40	44.40	44.33	43.76	44.19	41.96	41.78	41.59	43.36	41.78
TIO2	0.13	0.08	0.08	0.12	0.14	0.00	0.12	0.36	0.53	0.62	0.15	0.35
Al2O3	11.09	11.16	10.82	10.59	10.65	10.75	10.42	11.61	11.63	11.77	10.80	11.68
Cr2O3	0.41	0.37	0.14	0.17	0.33	0.18	0.09	0.50	0.80	0.67	0.27	0.55
FeO	4.46	4.40	4.09	4.39	4.56	4.33	4.40	5.57	5.98	5.77	5.46	5.72
MnO	0.00	0.06	0.44	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.00	0.01
MgO	24.73	24.21	24.88	25.49	25.45	24.84	25.07	23.71	23.17	22.87	24.26	23.59
CaO	0.00	0.05	0.00	0.07	0.07	0.04	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
Na2O	0.13	0.12	0.02	0.08	0.13	0.16	0.03	0.13	0.15	0.21	0.12	0.09
K2O	9.04	8.83	8.75	9.39	8.90	9.36	9.11	9.43	9.44	9.06	8.81	9.29
F	2.08	2.16	1.96	3.23	3.43	3.62	2.81	2.77	2.73	3.15	3.23	3.34
H2O*	3.18	3.16	3.28	2.71	2.61	2.46	2.86	2.81	2.82	2.60	2.63	2.53
X1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2F=O	-0.88	-0.91	-0.83	-1.36	-1.44	-1.52	-1.18	-1.17	-1.15	-1.33	-1.36	-1.41
TOTAL	97.61	97.59	98.04	99.29	99.19	97.98	98.01	97.71	97.99	96.98	97.73	97.56
SI	6.22	6.29	6.32	6.28	6.27	6.27	6.31	6.10	6.08	6.09	6.25	6.08
Al IV	1.78	1.71	1.68	1.72	1.73	1.73	1.69	1.90	1.92	1.91	1.75	1.92
Al VI	0.10	0.18	0.13	0.04	0.05	0.09	0.07	0.08	0.07	0.12	0.08	0.09
Cr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.04	0.06	0.07	0.02	0.04
Fe2+	0.54	0.53	0.49	0.52	0.54	0.52	0.53	0.68	0.73	0.71	0.66	0.70
Mn	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	5.30	5.17	5.28	5.37	5.37	5.31	5.34	5.13	5.03	4.99	5.21	5.12
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.06	0.03	0.03
K	1.66	1.61	1.59	1.69	1.61	1.71	1.66	1.75	1.75	1.69	1.62	1.73
F*	0.95	0.98	0.88	1.44	1.53	1.64	1.27	1.27	1.26	1.46	1.47	1.54
OH	3.05	3.02	3.12	2.56	2.47	2.36	2.73	2.73	2.74	2.54	2.53	2.46
O*	21.15	21.17	21.20	21.13	21.17	21.12	21.15	21.11	21.10	21.12	21.17	21.12
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.84	5.71	5.82	5.89	5.91	5.83	5.86	5.81	5.77	5.70	5.87	5.82
R3	0.13	0.21	0.15	0.06	0.08	0.10	0.08	0.15	0.18	0.23	0.11	0.16
XII	1.69	1.66	1.59	1.73	1.65	1.76	1.68	1.79	1.80	1.75	1.65	1.76
F/F+M	9.19	9.25	8.44	8.81	9.13	8.91	8.96	11.65	12.65	12.40	11.21	11.98

Phlogopites de la colonne 2 (BODE)

Z4B

	B015-7B M12	B015-7B M13	B015-7B M14	B015-7B M20	B015-7B M19	B015-7B M15	B015-7B M16	B015-7B M17	B015-7B M18	B015-7B M6	B015-7B M7
SiO2	40.79	41.93	41.22	39.71	40.79	39.80	40.74	39.06	40.07	40.54	40.32
TiO2	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00
Al2O3	18.21	15.69	15.03	16.66	14.77	15.71	14.27	16.57	15.13	14.43	13.90
Cr2O3	0.07	0.00	0.01	0.01	0.14	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
FeO	8.98	8.31	8.40	9.10	8.21	9.46	8.59	9.76	9.21	8.32	8.33
MnO	0.31	0.35	0.28	0.12	0.22	0.33	0.48	0.15	0.14	0.27	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	18.21	19.17	20.14	18.44	19.95	19.70	20.16	19.37	20.30	20.82	21.46
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.04	0.12	0.06	0.04	0.09	0.07	0.08	0.08	0.10	0.06	0.06
K2O	9.91	9.62	9.74	9.28	9.89	9.76	9.89	9.64	10.13	10.06	9.90
F	2.53	2.54	2.29	1.86	2.13	2.29	2.42	2.17	2.48	2.83	2.79
H2O*	3.05	3.00	3.09	3.23	3.12	3.05	2.97	3.10	2.96	2.79	2.79
2F=O	-1.07	-1.07	-0.96	-0.78	-0.90	-0.96	-1.02	-0.91	-1.04	-1.19	-1.17
TOTAL	101.03	99.66	99.33	97.69	98.47	99.21	98.58	99.08	99.55	98.98	98.44
Si	5.76	5.97	5.91	5.79	5.92	5.77	5.93	5.67	5.80	5.88	5.87
Al IV	2.24	2.03	2.09	2.21	2.08	2.23	2.07	2.33	2.20	2.12	2.13
Al VI	0.79	0.61	0.46	0.65	0.45	0.45	0.37	0.51	0.38	0.34	0.26
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	-	0.01	-	-	-	0.01	0.00	-
Fe2+	1.06	0.99	1.01	1.11	1.00	1.15	1.05	1.19	1.11	1.01	1.01
Mn	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.83	4.07	4.31	4.01	4.32	4.25	4.37	4.19	4.38	4.50	4.66
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
K	1.78	1.75	1.78	1.73	1.83	1.80	1.84	1.79	1.87	1.86	1.84
F*	1.13	1.14	1.04	0.86	0.98	1.05	1.11	1.00	1.14	1.30	1.28
OH	2.87	2.86	2.96	3.14	3.02	2.95	2.89	3.00	2.86	2.70	2.72
O*	21.90	21.89	21.90	21.87	21.93	21.91	21.93	21.91	21.95	21.94	21.93
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	4.93	5.10	5.35	5.13	5.34	5.44	5.48	5.40	5.51	5.54	5.68
R3	0.79	0.61	0.46	0.65	0.46	0.45	0.37	0.51	0.39	0.35	0.26
XII	1.80	1.78	1.80	1.74	1.86	1.82	1.86	1.81	1.90	1.88	1.86
F/F+M	21.67	19.56	18.96	21.68	18.76	21.22	19.29	22.04	20.29	18.32	17.88

Phlogopites de la colonne 2 (BODE)

Z4B

	B015-7B M21	B015-7B M22	B015-7B M1	B015-7B M2	B015-7B M3	B015-7B M4	B015-7B M5	B015-7B M2	B015-7B M3	B015-7B M15	B015-7B M16
SiO2	41.01	41.22	39.99	40.43	40.52	41.02	40.38	39.99	39.85	39.66	39.65
TiO2	0.15	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02	0.00
Al2O3	14.38	13.92	15.12	14.14	14.66	20.82	14.59	15.19	14.30	14.49	14.75
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.10	0.00	0.00
FeO	8.64	8.11	8.98	7.85	8.65	7.79	8.82	9.27	8.46	8.87	8.60
MnO	0.22	0.16	0.12	0.25	0.17	0.14	0.17	0.19	0.16	0.06	0.22
NiO	0.04	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
MgO	20.59	20.70	19.93	20.79	20.73	20.82	20.80	20.17	21.11	20.99	20.70
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.08	0.03	0.19	0.17	0.09	0.08
K2O	9.79	9.78	9.95	9.97	9.94	9.95	9.94	9.75	10.00	10.03	10.08
F	2.22	2.56	2.04	2.54	2.21	1.86	1.95	2.31	2.24	1.79	2.11
H2O*	3.11	2.92	3.14	2.89	3.10	3.58	3.22	3.04	3.04	3.25	3.10
2F=O	-0.93	-1.08	-0.86	-1.07	-0.93	-0.78	-0.82	-0.97	-0.94	-0.75	-0.89
TOTAL	99.24	98.46	98.51	97.85	99.15	105.28	99.16	99.19	98.51	98.50	98.49
Si	5.91	5.97	5.83	5.91	5.85	5.50	5.84	5.80	5.82	5.79	5.80
Al IV	2.09	2.03	2.17	2.09	2.15	2.50	2.16	2.20	2.18	2.21	2.20
Al VI	0.35	0.35	0.43	0.35	0.35	0.80	0.33	0.39	0.28	0.29	0.34
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ti	0.02	0.01	-	-	0.01	-	-	0.01	0.00	0.00	-
Fe2+	1.04	0.98	1.09	0.96	1.05	0.87	1.07	1.12	1.03	1.08	1.05
Mn	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
Ni	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	4.42	4.47	4.33	4.53	4.46	4.16	4.49	4.36	4.60	4.57	4.51
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.05	0.03	0.02
K	1.80	1.81	1.85	1.86	1.83	1.70	1.83	1.80	1.86	1.87	1.88
F*	1.01	1.17	0.94	1.17	1.01	0.79	0.89	1.06	1.03	0.83	0.98
OH	2.99	2.83	3.06	2.83	2.99	3.21	3.11	2.94	2.97	3.17	3.02
O*	21.90	21.90	21.93	21.93	21.92	21.86	21.92	21.93	21.96	21.95	21.95
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.49	5.47	5.44	5.52	5.53	5.05	5.57	5.50	5.65	5.66	5.59
R3	0.36	0.35	0.43	0.35	0.36	0.80	0.34	0.40	0.29	0.29	0.34
XII	1.81	1.81	1.86	1.87	1.84	1.72	1.84	1.86	1.91	1.90	1.90
F/F+M	19.06	18.02	20.18	17.48	18.97	17.35	19.22	20.50	18.36	19.17	18.90

Phlogopites de la colonne 2 (BODE)

Z4B

	BO15-7B M4	BO15-7B M5	BO15-7B M6	BO15-7B M'1	BO15-7B M'2	BO15-7B M'3	BO15-7B M'4	BO15-7B M'5	BO15-7B M18	BO15-7B M19	BO15-7B M20
SiO2	39.87	40.24	40.78	41.24	40.59	40.80	40.77	40.22	41.16	38.92	40.00
TiO2	0.07	0.00	0.03	0.17	0.00	0.01	0.04	0.07	0.06	0.00	0.03
Al2O3	14.38	14.44	13.79	13.48	14.29	14.09	13.52	13.18	13.88	16.11	14.33
Cr2O3	0.00	0.00	0.06	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO	8.52	9.16	7.95	7.82	8.39	7.43	7.81	7.21	8.28	9.14	9.23
MnO	0.34	0.37	0.38	0.07	0.10	0.27	0.32	0.09	0.03	0.31	0.18
NiO	0.06	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	20.86	20.80	21.04	21.28	20.47	20.80	20.93	20.24	21.93	19.68	21.19
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.10	0.14	0.07	0.11	0.10	0.09	0.11	0.06	0.14	0.11	0.07
K2O	9.22	9.71	9.96	9.81	9.70	9.49	9.56	9.84	9.75	9.80	9.51
F	2.41	1.66	2.39	1.98	1.43	1.71	2.22	1.88	2.19	2.11	2.29
H2O*	2.96	3.35	2.99	3.20	3.43	3.30	3.04	3.11	3.14	3.10	3.05
2F=O	-1.01	-0.70	-1.01	-0.83	-0.60	-0.72	-0.93	-0.78	-0.92	-0.89	-0.96
TOTAL	97.78	99.18	98.50	98.36	97.97	97.28	97.39	94.68	99.64	98.41	98.93
Si	5.82	5.83	5.93	5.98	5.92	5.95	5.97	6.03	5.90	5.69	5.80
Al IV	2.18	2.17	2.07	2.02	2.08	2.05	2.03	1.97	2.10	2.31	2.20
Al VI	0.30	0.29	0.29	0.28	0.37	0.37	0.30	0.36	0.24	0.47	0.25
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	-	0.00	0.02	-	0.00	0.00	0.01	0.01	-	0.00
Fe2+	1.04	1.11	0.97	0.95	1.02	0.91	0.96	0.90	0.99	1.12	1.12
Mn	0.04	0.05	0.05	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.00	0.04	0.02
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	4.54	4.49	4.56	4.60	4.45	4.52	4.57	4.52	4.68	4.29	4.58
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02
K	1.72	1.79	1.85	1.81	1.80	1.77	1.78	1.79	1.78	1.83	1.76
F*	1.11	0.76	1.10	0.91	0.66	0.79	1.03	0.88	0.99	0.98	1.05
OH	2.89	3.24	2.90	3.09	3.34	3.21	2.97	3.12	3.01	3.02	2.95
O*	21.87	21.92	21.93	21.92	21.92	21.90	21.91	21.90	21.91	21.93	21.89
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.62	5.65	5.57	5.55	5.48	5.46	5.56	5.44	5.68	5.45	5.72
R3	0.30	0.29	0.30	0.30	0.37	0.37	0.30	0.36	0.25	0.47	0.25
XII	1.75	1.83	1.87	1.84	1.83	1.79	1.82	1.80	1.82	1.86	1.78
F/F+H	18.64	19.81	17.49	17.09	18.70	16.70	17.31	16.66	17.48	20.67	19.64

Phlogopites de la colonne 2 (BODE)

Z4B

	BO15-7B M8	BO15-7B M9	BO15-7B M10	BO15-7B M11	BO15-7B M12	BO15-7B M13	BO15-7B M14	BO15-7B M21	BO15-7B M22	BO15-7B M23	BO15-7B M1
SiO2	40.86	41.05	40.56	40.72	40.20	39.97	40.66	39.80	40.45	39.25	39.52
TiO2	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.07	0.04	0.17	0.14
Al2O3	13.60	13.75	13.66	14.01	13.89	14.16	14.26	14.70	14.89	15.48	14.91
Cr2O3	0.18	0.20	0.03	0.10	0.00	0.02	0.04	0.13	0.00	0.00	0.00
FeO	7.47	7.94	7.38	8.16	7.83	8.55	8.33	8.63	9.09	9.40	8.63
MnO	0.00	0.01	0.40	0.19	0.21	0.12	0.11	0.23	0.31	0.07	0.26
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01
HgO	20.73	20.93	21.24	20.99	20.79	21.32	20.83	20.80	20.58	20.12	20.35
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.08	0.11	0.01	0.09	0.06	0.07	0.06	0.09	0.15	0.13	0.03
K2O	9.64	9.65	10.00	9.95	10.03	10.25	9.78	9.81	9.61	9.87	9.88
F	2.07	1.76	2.64	2.37	2.41	2.18	2.23	1.96	2.13	2.21	2.12
H2O*	3.10	3.29	2.84	3.00	2.93	3.08	3.07	3.19	3.15	3.06	3.09
2F=O	-0.87	-0.74	-1.11	-1.00	-1.01	-0.92	-0.94	-0.83	-0.90	-0.93	-0.89
TOTAL	96.86	97.94	97.68	98.60	97.37	98.91	98.43	98.58	99.50	98.90	98.04
Si	6.00	5.97	5.94	5.91	5.92	5.83	5.90	5.80	5.83	5.72	5.79
Al IV	2.00	2.03	2.06	2.09	2.08	2.17	2.10	2.20	2.17	2.28	2.21
Al VI	0.35	0.33	0.29	0.31	0.32	0.26	0.34	0.32	0.35	0.38	0.36
Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	0.01	0.00	0.02	0.02
Fe2+	0.92	0.97	0.90	0.99	0.96	1.04	1.01	1.05	1.09	1.15	1.06
Mn	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Hg	4.54	4.54	4.63	4.54	4.56	4.63	4.51	4.52	4.42	4.37	4.44
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01
K	1.81	1.79	1.87	1.84	1.88	1.91	1.81	1.82	1.77	1.84	1.85
F*	0.96	0.81	1.22	1.09	1.12	1.00	1.02	0.90	0.97	1.02	0.98
OH	3.04	3.19	2.78	2.91	2.88	3.00	2.98	3.10	3.03	2.98	3.02
O*	21.91	21.91	21.93	21.93	21.95	21.96	21.91	21.92	21.90	21.94	21.93
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.45	5.50	5.59	5.56	5.55	5.69	5.53	5.60	5.55	5.53	5.53
R3	0.36	0.34	0.30	0.32	0.33	0.26	0.34	0.34	0.36	0.40	0.38
XII	1.83	1.82	1.87	1.87	1.90	1.93	1.83	1.85	1.81	1.87	1.85
F/F+H	16.82	17.55	16.31	17.91	17.45	18.37	18.33	18.88	19.86	20.77	19.22

Z4B

	B015-6 M4	B015-6 M5	B015-6 M6	B015-6 M7	B015-6 M1	B015-6 M2	B015-6 M3	B015-5 M3	B015-5 M6	B015-5 M7	B015-5 M8
SI02	40.47	38.64	39.32	40.70	40.23	40.46	39.35	40.04	40.62	40.11	40.26
Tl02	0.45	0.47	0.57	0.48	0.57	0.47	0.45	0.10	0.24	0.11	0.18
Al203	15.00	15.47	15.08	14.76	15.14	14.54	15.16	14.56	13.90	14.68	13.88
Cr203	0.86	0.47	0.43	0.48	0.50	0.77	0.47	0.44	0.55	0.52	0.22
FeO	9.35	9.08	8.47	8.86	9.04	8.82	8.74	7.84	7.46	8.60	7.88
MnO	0.09	0.20	0.17	0.21	0.24	0.06	0.28	0.21	0.21	0.16	0.22
NiO	0.03	0.15	0.09	0.06	0.01	0.00	0.00	0.13	0.07	0.00	0.25
HgO	18.48	18.33	18.50	19.19	18.86	18.68	19.16	19.49	19.54	20.00	20.14
CaO	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.02	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00
Na2O	0.17	0.31	0.16	0.23	0.22	0.13	0.27	0.00	0.12	0.20	0.13
K2O	9.24	9.59	9.50	9.40	9.28	9.46	9.34	9.79	9.27	9.65	9.71
F	1.64	1.89	1.43	1.66	1.42	1.89	1.77	1.37	1.39	1.57	1.83
H2O*	3.33	3.12	3.35	3.34	3.44	3.19	3.23	3.41	3.40	3.36	3.20
2F=O	-0.69	-0.80	-0.60	-0.70	-0.60	-0.80	-0.75	-0.58	-0.59	-0.66	-0.77
TOTAL	98.42	96.93	96.47	98.90	98.36	97.69	97.47	96.80	96.41	98.30	97.13
Si	5.90	5.76	5.84	5.91	5.86	5.94	5.80	5.92	6.00	5.86	5.94
Al IV	2.10	2.24	2.16	2.09	2.14	2.06	2.20	2.08	2.00	2.14	2.06
Al VI	0.47	0.48	0.49	0.43	0.45	0.45	0.43	0.45	0.42	0.39	0.35
Cr	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01
Tl	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.01	0.03	0.01	0.02
Fe2+	1.14	1.13	1.05	1.08	1.10	1.08	1.08	0.97	0.92	1.05	0.97
Mn	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Ni	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03
Hg	4.01	4.07	4.10	4.15	4.09	4.09	4.21	4.29	4.30	4.35	4.43
Ca	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Na	0.05	0.09	0.05	0.06	0.06	0.04	0.08	0.00	0.03	0.06	0.04
K	1.72	1.82	1.80	1.74	1.72	1.77	1.76	1.85	1.75	1.80	1.83
F*	0.76	0.89	0.67	0.76	0.65	0.88	0.82	0.64	0.65	0.73	0.85
OH	3.24	3.11	3.33	3.24	3.35	3.12	3.18	3.36	3.35	3.27	3.15
O*	21.88	21.96	21.92	21.94	21.89	21.91	21.92	21.92	21.93	21.93	21.93
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.16	5.23	5.17	5.25	5.22	5.18	5.32	5.29	5.25	5.42	5.42
R3	0.57	0.56	0.58	0.51	0.54	0.55	0.51	0.49	0.48	0.43	0.38
XII	1.77	1.91	1.85	1.84	1.79	1.81	1.83	1.85	1.82	1.85	1.86
F/F+M	22.11	21.75	20.44	20.57	21.19	20.94	20.38	18.41	17.64	19.44	18.00

	Z4B		Z4A								
	B015-5 M1	B015-5 M2	B015-4E M1	B015-4E M9	B015-4E M10	B015-4E M11	B015-4E M12	B015-4E M13	B015-4E M14	B015-4B M6	B015-4B M8
SI02	39.19	40.19	42.01	42.17	42.71	41.80	42.47	42.90	42.79	40.85	41.48
Tl02	0.18	0.15	0.13	0.00	0.14	0.10	0.00	0.07	0.07	0.08	0.18
Al203	15.05	15.26	10.94	11.72	11.89	11.61	10.96	11.27	11.08	10.76	10.44
Cr203	0.26	0.56	0.34	0.38	0.31	0.35	0.28	0.29	0.04	0.05	0.05
FeO	7.90	8.20	6.61	7.05	6.76	7.29	6.63	7.04	6.28	4.45	4.74
MnO	0.55	0.22	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.21	0.20	0.00	0.00
NiO	0.07	0.07	0.03	0.10	0.11	0.19	0.06	0.05	0.27	0.17	0.05
HgO	18.88	19.15	22.69	23.19	22.84	22.90	23.26	23.45	23.44	24.38	24.50
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.15	0.11	0.09	0.06	0.11	0.07	0.09	0.10	0.15	0.07	0.00
K2O	9.85	9.77	9.49	9.62	9.51	9.34	9.47	9.83	9.40	9.32	9.35
F	1.50	1.48	1.97	1.90	2.05	2.23	1.85	2.08	2.21	1.98	1.64
H2O*	3.30	3.39	3.15	3.26	3.21	3.08	3.26	3.21	3.11	3.09	3.28
2F=O	-0.63	-0.62	-0.83	-0.80	-0.86	-0.94	-0.78	-0.88	-0.93	-0.83	-0.69
TOTAL	96.25	97.93	96.62	98.65	98.78	98.09	97.63	99.62	98.11	94.36	95.02
Si	5.85	5.88	6.16	6.07	6.12	6.06	6.16	6.13	6.16	6.08	6.12
Al IV	2.15	2.12	1.84	1.93	1.88	1.94	1.84	1.87	1.84	1.89	1.82
Al VI	0.50	0.51	0.06	0.06	0.12	0.04	0.03	0.02	0.04	-	-
Cr	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Tl	0.02	0.02	0.01	-	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe2+	0.99	1.00	0.81	0.85	0.81	0.88	0.80	0.84	0.76	0.55	0.59
Mn	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01
Hg	4.20	4.18	4.96	4.98	4.88	4.95	5.03	4.99	5.03	5.41	5.39
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00
K	1.88	1.82	1.78	1.77	1.74	1.73	1.75	1.79	1.73	1.77	1.76
F*	0.71	0.68	0.91	0.87	0.93	1.02	0.85	0.94	1.01	0.93	0.77
OH	3.29	3.32	3.09	3.13	3.07	2.98	3.15	3.06	2.99	3.07	3.23
O*	21.96	21.93	21.90	21.89	21.88	21.87	21.89	21.91	21.88	21.90	21.88
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.26	5.21	5.77	5.83	5.69	5.84	5.84	5.86	5.81	5.96	5.98
R3	0.53	0.56	0.09	0.08	0.16	0.07	0.05	0.05	0.05	-0.02	-0.04
XII	1.92	1.85	1.80	1.78	1.77	1.75	1.78	1.82	1.77	1.79	1.76
F/F+M	19.01	19.37	14.05	14.57	14.24	15.15	13.79	14.42	13.07	9.29	9.79

Z 4A					Z 3						
	B015-4B M2	B015-4B M3	B015-4B M4	B015-4B M5	B015-3B M16	B015-3B M17	B015-3B M'18	B015-3B M'10	B015-3B M'11	B015-3B M15	B015-3B M15
SiO2	45.76	43.74	43.63	42.12	43.74	43.92	43.13	44.10	43.46	44.28	44.28
TiO2	0.05	0.05	0.16	0.06	0.09	0.15	0.05	0.17	0.03	0.00	0.00
Al2O3	9.86	10.75	10.91	10.35	10.80	10.19	10.46	10.25	10.40	10.46	10.46
Cr2O3	0.30	0.09	0.25	0.17	0.24	0.00	0.35	0.09	0.16	0.00	0.00
FeO	5.19	5.00	4.73	5.22	4.05	4.50	4.94	4.17	4.46	4.13	4.13
MnO	0.00	0.01	0.13	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
NiO	0.19	0.30	0.18	0.00	0.19	0.08	0.19	0.12	0.02	0.02	0.02
MgO	24.91	25.08	25.03	24.69	25.38	25.03	25.39	25.19	25.58	25.39	25.39
CaO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.13	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.20	0.00	0.06	0.08	0.05	0.08	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03
K2O	7.82	9.49	9.12	8.93	9.01	8.69	8.63	8.19	8.69	8.46	8.48
F	1.38	1.77	1.35	1.31	1.61	1.47	1.66	1.57	1.88	1.84	1.84
H2O*	3.65	3.40	3.60	3.49	3.47	3.50	3.41	3.47	3.31	3.36	3.36
2F=O	-0.58	-0.75	-0.57	-0.55	-0.68	-0.62	-0.70	-0.66	-0.79	-0.77	-0.77
TOTAL	98.80	98.93	98.58	95.88	97.96	97.04	97.61	96.80	97.24	97.23	97.25
Si	6.37	6.19	6.17	6.15	6.20	6.26	6.16	6.27	6.19	6.27	6.27
Al IV	1.62	1.79	1.82	1.78	1.80	1.71	1.76	1.72	1.75	1.73	1.73
Al VI	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	0.01	0.01
Cr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	-	-
Fe2+	0.60	0.59	0.56	0.64	0.48	0.54	0.59	0.50	0.53	0.49	0.49
Mn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	5.17	5.29	5.28	5.37	5.36	5.32	5.40	5.34	5.43	5.36	5.36
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K	1.39	1.71	1.65	1.66	1.63	1.58	1.57	1.48	1.58	1.58	1.53
F*	0.61	0.79	0.60	0.60	0.72	0.66	0.75	0.71	0.85	0.82	0.82
OH	3.39	3.21	3.40	3.40	3.28	3.34	3.25	3.29	3.15	3.18	3.18
O*	21.73	21.86	21.83	21.84	21.82	21.80	21.80	21.76	21.79	21.77	21.77
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.77	5.88	5.85	6.01	5.84	5.86	5.99	5.83	5.97	5.85	5.85
R3	0.01	-0.01	0.02	-0.06	0.02	-0.01	-0.06	0.01	-0.05	0.01	0.01
XII	1.45	1.71	1.66	1.68	1.64	1.60	1.59	1.51	1.58	1.54	1.54
F/F+H	10.47	10.06	9.59	10.60	8.22	9.16	9.84	8.50	8.91	8.36	8.36

Phlogopites de la colonne 2 (BODE)

Z3

	B015-3B M7	B015-3B M8	B015-3B M10	B015-3B M11	B015-3B M18	B015-3B M19	B015-3B M21	B015-3A M19	B015-3A M5	B015-3A M6	B015-3A M7
SiO2	44.21	44.17	44.72	43.58	43.86	43.36	43.19	43.46	43.78	44.30	44.11
TiO2	0.00	0.08	0.00	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	0.13	0.07	0.01
Al2O3	10.80	10.79	11.04	10.94	10.65	10.73	10.27	10.82	10.76	10.11	10.17
Cr2O3	0.12	0.09	0.00	0.16	0.22	0.20	0.09	0.22	0.14	0.06	0.18
FeO	4.77	4.59	4.91	4.72	5.21	4.41	4.70	3.93	3.97	3.85	3.89
MnO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.13	0.05	0.02	0.06	0.00	0.11	0.06
NiO	0.01	0.00	0.13	0.09	0.02	0.04	0.15	0.05	0.00	0.11	0.05
MgO	25.74	25.90	26.34	26.24	26.39	26.05	25.83	25.46	26.02	25.45	26.38
CaO	0.00	0.02	0.14	0.00	0.00	0.11	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.05	0.01	0.03	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.07
K2O	9.45	9.03	8.76	9.22	8.89	9.04	9.16	9.24	9.41	8.79	9.00
F	2.46	2.12	2.61	2.24	2.12	2.18	2.96	2.05	1.47	1.82	1.75
H2O*	3.11	3.28	3.11	3.21	3.29	3.21	2.80	3.24	3.55	3.36	3.42
2F=O	-1.04	-0.89	-1.18	-0.94	-0.89	-0.92	-1.25	-0.86	-0.62	-0.77	-0.74
TOTAL	99.77	99.18	100.69	99.49	100.01	98.58	98.01	97.68	98.61	97.31	98.35
Si	6.19	6.18	6.16	6.11	6.12	6.13	6.16	6.19	6.17	6.29	6.22
Al IV	1.78	1.78	1.79	1.81	1.75	1.79	1.73	1.81	1.79	1.69	1.69
Al VI	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Ti	-	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.00
Fe2+	0.56	0.54	0.57	0.55	0.61	0.58	0.56	0.47	0.47	0.46	0.46
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Mg	5.37	5.40	5.41	5.49	5.48	5.49	5.49	5.40	5.47	5.38	5.54
Ca	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02
K	1.69	1.61	1.54	1.65	1.58	1.63	1.67	1.68	1.69	1.59	1.62
F*	1.09	0.94	1.14	0.99	0.93	0.97	1.34	0.92	0.66	0.82	0.78
OH	2.91	3.06	2.86	3.01	3.07	3.03	2.66	3.08	3.34	3.18	3.22
O*	21.85	21.81	21.79	21.83	21.80	21.83	21.85	21.84	21.85	21.80	21.82
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.94	5.94	5.97	6.04	6.11	6.02	6.06	5.88	5.94	5.85	6.01
R3	-0.02	-0.02	-0.05	-0.07	-0.11	-0.06	-0.10	0.02	-0.02	-0.01	-0.08
XII	1.70	1.62	1.57	1.66	1.59	1.65	1.68	1.68	1.69	1.61	1.64
F/F+H	9.42	9.04	9.47	9.17	9.97	8.67	9.26	7.97	7.89	7.82	7.64

	Z3						Z2				
	B015-3A M17	B015-3A M20	B015-3A M21	B015-3A M22	B015-3A M18	B015-3A M12	B015-2B M4	B015-2B M'9	B015-2B M'10	B015-2B M13	B015-2B M15
S102	44.27	43.54	43.66	44.04	43.72	44.55	44.04	43.93	44.68	44.14	43.48
T102	0.00	0.16	0.00	0.02	0.04	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00
Al2O3	10.48	10.48	10.56	10.64	10.76	11.34	10.74	10.70	10.82	11.01	10.64
Cr2O3	0.01	0.25	0.00	0.00	0.20	0.00	0.16	0.12	0.10	0.09	0.08
FeO	4.88	3.70	3.78	4.26	3.57	4.28	3.94	3.61	3.79	3.86	4.42
MnO	0.13	0.03	0.06	0.00	0.15	0.00	0.13	0.00	0.04	0.00	0.13
NiO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.10	0.07	0.17	0.06	0.05	0.00	0.00
MgO	25.91	25.98	26.14	25.96	25.91	26.15	25.75	25.80	26.02	26.09	25.52
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.06	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00
K2O	9.07	9.03	9.23	9.35	8.97	9.28	8.97	9.45	9.46	9.38	8.45
F	1.94	1.82	1.76	2.02	2.17	2.25	2.15	2.35	1.82	2.34	1.66
H2O*	3.36	3.36	3.39	3.30	3.21	3.26	3.24	3.12	3.44	3.17	3.43
2F=O	-0.82	-0.77	-0.74	-0.85	-0.91	-0.95	-0.91	-0.99	-0.77	-0.99	-0.70
TOTAL	99.30	97.64	97.92	98.74	97.92	100.25	98.44	98.20	99.49	99.11	97.11
Si	6.20	6.18	6.19	6.20	6.18	6.16	6.20	6.22	6.23	6.18	6.18
Al IV	1.73	1.75	1.76	1.77	1.79	1.84	1.78	1.78	1.77	1.82	1.78
Al VI	-	-	-	-	-	0.01	-	0.00	0.01	-	-
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	-	0.02	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-
Fe2+	0.57	0.44	0.45	0.50	0.42	0.50	0.46	0.43	0.44	0.45	0.53
Mn	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	5.41	5.50	5.52	5.45	5.46	5.39	5.41	5.44	5.41	5.45	5.41
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	1.62	1.64	1.67	1.68	1.62	1.64	1.61	1.71	1.68	1.68	1.53
F*	0.86	0.82	0.79	0.90	0.97	0.98	0.96	1.05	0.80	1.04	0.75
OH	3.14	3.18	3.21	3.10	3.03	3.02	3.04	2.95	3.20	2.96	3.25
O*	21.82	21.83	21.84	21.84	21.82	21.82	21.81	21.86	21.84	21.84	21.77
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	6.00	5.94	5.98	5.95	5.90	5.89	5.89	5.87	5.85	5.90	5.95
R3	-0.07	-0.03	-0.05	-0.03	-0.01	0.01	-0.00	0.01	0.02	0.01	-0.03
XII	1.64	1.65	1.67	1.68	1.63	1.64	1.62	1.72	1.68	1.68	1.53
F/F+H	9.56	7.40	7.50	8.43	7.18	8.41	7.91	7.28	7.56	7.66	8.86

	Z2			Phlogopites de la colonne 3 (SOCOTO) Z4B							
	B015-2B M9	B015-2B M10	B015-2B M2	SOC20F M9	SOC20F M10	SOC20F M11	SOC20F M12	SOC20F M13	SOC20F M15	SOC20F M1c	SOC20F M2b
S102	43.99	44.18	44.27	39.94	40.14	38.30	38.28	39.92	40.54	38.84	41.12
T102	0.00	0.00	0.05	0.25	0.17	0.13	0.25	0.12	0.16	0.20	0.19
Al2O3	10.71	10.71	10.75	13.36	12.90	12.65	13.28	13.99	13.04	14.36	12.48
Cr2O3	0.00	0.01	0.14	0.11	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
FeO	3.89	3.98	3.84	7.45	7.09	7.96	7.51	7.39	6.58	8.26	6.68
MnO	0.00	0.00	0.13	0.10	0.07	0.01	0.00	0.20	0.05	0.00	0.04
NiO	0.06	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	25.40	26.28	26.00	23.14	24.55	24.72	23.69	23.36	23.68	21.92	23.38
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.09	0.05	0.05	0.14	0.07	0.18	0.13	0.12	0.15	0.18	0.12
K2O	9.01	9.18	9.36	9.71	8.65	7.29	8.85	9.38	9.35	9.27	9.37
F	1.50	1.74	2.19	1.01	1.36	1.00	1.20	1.25	1.81	1.14	1.23
H2O*	3.51	3.45	3.24	3.65	3.52	3.60	3.48	3.55	3.29	3.54	3.56
2F=O	-0.63	-0.73	-0.92	-0.43	-0.57	-0.42	-0.51	-0.53	-0.76	-0.48	-0.52
TOTAL	97.53	98.95	99.12	98.50	98.02	95.43	96.20	98.45	97.91	97.23	97.65
Si	6.24	6.19	6.21	5.79	5.78	5.64	5.66	5.72	5.86	5.71	5.95
Al IV	1.76	1.77	1.78	2.21	2.19	2.19	2.31	2.28	2.14	2.29	2.05
Al VI	0.03	-	-	0.08	-	-	-	0.10	0.08	0.19	0.08
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	-	-	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02
Fe2+	0.46	0.47	0.45	0.90	0.85	0.98	0.93	0.89	0.80	1.01	0.81
Mn	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.37	5.49	5.43	5.00	5.27	5.42	5.22	5.04	5.10	4.80	5.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03
K	1.63	1.64	1.67	1.80	1.59	1.37	1.67	1.73	1.72	1.74	1.73
F*	0.67	0.77	0.97	0.46	0.62	0.47	0.56	0.57	0.83	0.53	0.56
OH	3.33	3.23	3.03	3.54	3.38	3.53	3.44	3.43	3.17	3.47	3.44
O*	21.83	21.83	21.84	21.93	21.81	21.71	21.86	21.88	21.88	21.89	21.88
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.83	5.95	5.90	5.92	6.13	6.40	6.15	5.95	5.91	5.81	5.86
R3	0.03	-0.04	-0.00	0.11	-0.02	-0.15	0.00	0.12	0.10	0.21	0.10
XII	1.65	1.65	1.69	1.85	1.62	1.42	1.71	1.76	1.77	1.79	1.76
F/F+H	7.91	7.83	7.65	15.30	13.94	15.30	15.10	15.07	13.49	17.45	13.82

	SOC20F M4b	SOC20F M5c	SOC20F M6b	SOC20F M7c	SOC20F M8b	SOC20F M9c	SOC20F M10b	SOC20F M11c	SOC20F M12	SOC20F M3c
SiO2	38.59	40.21	39.97	40.13	40.36	40.91	40.55	40.36	40.13	39.57
TiO2	0.13	0.14	0.15	0.16	0.15	0.06	0.04	0.11	0.07	0.12
Al2O3	14.89	13.60	13.87	13.21	12.86	12.87	11.92	12.62	13.11	13.55
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.07	0.30	0.32	0.04
FeO	8.20	7.18	7.06	7.83	7.39	6.65	7.30	6.88	7.37	7.37
MnO	0.29	0.26	0.05	0.00	0.04	0.03	0.05	0.00	0.09	0.00
NiO	0.00	0.00	0.10	0.16	0.00	0.21	0.07	0.07	0.00	0.00
MgO	22.76	23.06	23.14	23.44	23.46	23.45	24.39	23.49	23.27	23.39
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.24	0.15	0.16	0.02	0.06	0.07	0.11	0.00	0.02	0.12
K2O	8.73	9.88	9.85	9.90	9.81	9.42	8.92	9.87	10.39	9.38
F	0.37	2.10	1.04	0.90	1.22	1.72	2.02	0.71	1.87	2.14
H2O*	3.95	3.15	3.65	3.72	3.56	3.33	3.18	3.78	3.24	3.10
2F=O	-0.16	-0.88	-0.44	-0.38	-0.51	-0.72	-0.85	-0.30	-0.79	-0.90
TOTAL	98.00	98.85	98.63	99.09	98.39	98.09	97.76	97.89	99.09	97.88
Si	5.60	5.81	5.78	5.79	5.85	5.91	5.88	5.88	5.83	5.76
Al IV	2.40	2.19	2.22	2.21	2.15	2.09	2.04	2.12	2.17	2.24
Al VI	0.15	0.13	0.14	0.04	0.05	0.10	-	0.04	0.07	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Ti	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe2+	1.00	0.87	0.85	0.95	0.90	0.80	0.89	0.84	0.89	0.90
Mn	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	4.92	4.97	4.99	5.04	5.07	5.05	5.27	5.10	5.04	5.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03
K	1.62	1.82	1.82	1.82	1.81	1.74	1.65	1.83	1.92	1.74
F*	0.17	0.96	0.48	0.41	0.56	0.79	0.93	0.33	0.86	0.98
OH	3.83	3.04	3.52	3.59	3.44	3.21	3.07	3.67	3.14	3.02
O*	21.84	21.93	21.93	21.91	21.92	21.88	21.84	21.92	21.96	21.89
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.95	5.87	5.85	5.99	5.97	5.86	6.16	5.94	5.94	5.97
R3	0.16	0.14	0.16	0.06	0.06	0.11	-0.07	0.07	0.09	0.10
XII	1.68	1.86	1.86	1.83	1.83	1.76	1.68	1.83	1.93	1.77
F/F+M	16.82	14.87	14.62	15.78	15.02	13.73	14.38	14.11	15.09	15.02

Phlogopites de la colonne 3 (SOCOTO) Z4A

	SOC20F M13	SOC20F M14	SOC20F M19	SOC20F M20	SOC20F M21	SOC20F M22	SOC20F M24	SOC20F M1	SOC20F M2
SiO2	42.20	41.82	41.42	40.81	41.72	41.82	40.54	41.59	42.59
TiO2	0.04	0.17	0.11	0.11	0.10	0.13	0.08	0.10	0.03
Al2O3	11.69	11.83	12.36	12.89	11.88	11.73	12.85	11.99	11.08
Cr2O3	0.41	0.31	0.52	0.45	0.18	0.30	0.54	0.26	0.34
FeO	6.23	6.08	6.65	6.34	6.49	6.44	6.48	6.45	5.91
MnO	0.00	0.07	0.00	0.20	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00
NiO	0.14	0.00	0.17	0.09	0.12	0.00	0.19	0.00	0.17
MgO	24.78	23.93	23.99	23.69	23.95	24.02	23.36	23.98	24.45
Na2O	0.03	0.03	0.02	0.00	0.05	0.12	0.14	0.08	0.08
K2O	8.70	9.39	9.82	9.97	9.47	9.07	9.51	9.75	9.10
F	1.20	1.67	1.54	1.72	1.16	1.39	2.12	1.71	1.05
H2O*	3.64	3.37	3.45	3.34	3.61	3.51	3.12	3.35	3.68
2F=O	-0.51	-0.70	-0.65	-0.72	-0.49	-0.59	-0.89	-0.72	-0.44
TOTAL	98.56	97.97	99.41	98.89	98.25	98.04	98.04	98.58	98.04
Si	6.00	6.02	5.93	5.88	6.00	6.02	5.89	5.99	6.10
Al IV	1.96	1.98	2.07	2.12	2.00	1.98	2.11	2.01	1.87
Al VI	-	0.03	0.02	0.07	0.02	0.00	0.09	0.02	-
Cr	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02
Ti	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe2+	0.74	0.73	0.80	0.76	0.78	0.77	0.79	0.78	0.71
Mn	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02
Mg	5.25	5.14	5.12	5.09	5.14	5.15	5.06	5.15	5.22
Na	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02
K	1.58	1.73	1.79	1.83	1.74	1.66	1.76	1.79	1.66
F*	0.54	0.76	0.70	0.78	0.53	0.63	0.97	0.78	0.48
OH	3.46	3.24	3.30	3.22	3.47	3.37	3.03	3.22	3.52
O*	21.79	21.87	21.90	21.92	21.88	21.85	21.90	21.91	21.84
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	6.00	5.88	5.92	5.88	5.92	5.93	5.84	5.93	5.93
R3	-0.01	0.07	0.06	0.11	0.04	0.03	0.13	0.05	-0.00
XII	1.59	1.73	1.80	1.83	1.75	1.70	1.80	1.81	1.69
F/F+M	12.36	12.48	13.46	13.06	13.20	13.08	13.47	13.11	11.94

Phlogopites de la colonne 3 (SOCOTO)												
Z4A							Z3					
SOC20F M3	SOC20E M4c	SOC20E M5b	SOC20E M6c	SOC20E M7b	SOC20D M9	SOC20D M10	SOC20D M11c	SOC20D M12	SOC20D M17c	SOC20C 7	SOC20C 10	
SiO2	42.43	43.55	43.50	42.86	43.29	41.40	42.70	43.48	43.12	43.34	42.29	42.23
TiO2	0.15	0.04	0.17	0.11	0.14	0.06	0.19	0.18	0.09	0.10	0.09	0.10
Al2O3	11.38	11.17	10.72	11.29	10.84	12.15	12.17	11.24	10.95	11.05	10.83	11.00
Cr2O3	0.28	0.06	0.17	0.14	0.28	0.16	0.22	0.06	0.00	0.15	0.12	0.10
FeO	6.34	5.41	5.47	6.20	5.92	5.67	5.68	5.84	5.03	5.31	5.38	5.28
MnO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.10	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.12
NiO	0.26	0.06	0.17	0.09	0.08	0.19	0.00	0.11	0.14	0.09	0.00	0.00
MgO	24.45	24.95	24.83	24.68	24.82	23.92	24.29	24.72	25.69	25.23	24.05	24.84
Na2O	0.06	0.16	0.08	0.07	0.01	0.04	0.08	0.00	0.14	0.12	0.06	0.01
K2O	8.77	8.91	9.08	9.23	9.10	9.55	9.46	9.44	9.06	8.92	8.49	8.01
F	2.15	2.04	1.51	1.66	1.13	1.24	0.79	2.01	1.74	1.63	2.80	2.77
H2O*	3.19	3.28	3.51	3.44	3.69	3.55	3.86	3.30	3.41	3.47	2.79	2.84
2F=O	-0.91	-0.86	-0.64	-0.70	-0.48	-0.52	-0.33	-0.85	-0.73	-0.69	-1.18	-1.17
TOTAL	98.58	98.77	98.60	99.11	98.93	97.44	99.10	99.59	98.64	98.72	95.72	96.14
Si	6.05	6.15	6.17	6.08	6.13	5.99	6.05	6.13	6.10	6.13	6.16	6.09
Al IV	1.91	1.85	1.79	1.89	1.81	2.01	1.95	1.87	1.83	1.84	1.84	1.87
Al VI	-	0.01	-	-	-	0.07	0.08	-	-	-	0.01	-
Cr	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ti	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe2+	0.76	0.64	0.65	0.74	0.70	0.69	0.67	0.69	0.60	0.63	0.65	0.64
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	5.19	5.25	5.25	5.22	5.24	5.16	5.13	5.19	5.42	5.32	5.22	5.34
Na	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00
K	1.59	1.61	1.64	1.67	1.64	1.76	1.71	1.70	1.64	1.61	1.58	1.47
F*	0.97	0.91	0.68	0.74	0.51	0.57	0.35	0.90	0.78	0.73	1.29	1.26
OH	3.03	3.09	3.32	3.26	3.49	3.43	3.65	3.10	3.22	3.27	2.71	2.74
O*	21.81	21.82	21.83	21.85	21.82	21.89	21.87	21.85	21.84	21.82	21.80	21.74
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	5.95	5.89	5.90	5.96	5.96	5.85	5.80	5.89	6.02	5.94	5.87	5.99
R3	-0.01	0.02	-0.01	-0.01	-0.03	0.08	0.11	0.02	-0.06	-0.01	0.03	-0.03
XII	1.61	1.65	1.67	1.69	1.65	1.78	1.73	1.70	1.67	1.64	1.59	1.48
F/F+M	12.70	10.85	11.00	12.35	11.80	11.74	11.60	11.70	9.90	10.56	11.15	10.66

Phlogopites d'endophlogopites (Socot)

	S012B 63	S012B 64	S012B 65	S012B 66	SOC4 77	SOC4 78	SOC7 89	SOC7 90	SOC11 54	SOC11 55	SOC11 56	
SiO2	38.89	39.28	38.52	38.74	41.38	41.13	40.80	40.64	40.99	SiO2	40.71	40.92
TiO2	1.27	0.81	0.73	0.72	0.75	0.35	0.43	0.29	0.39	TiO2	0.38	0.43
Al2O3	15.26	15.28	16.03	15.41	12.83	12.75	13.90	13.80	14.21	Al2O3	14.24	14.30
Cr2O3	0.00	0.00	0.11	0.08	0.85	0.74	0.35	0.10	0.40	Cr2O3	0.42	0.61
FeO	14.17	13.07	14.40	14.16	7.69	7.66	10.22	10.37	9.12	FeO	8.87	8.74
MnO	0.45	0.16	0.25	0.17	0.07	0.23	0.11	0.09	0.29	MnO	0.25	0.20
MgO	15.76	15.72	15.26	15.43	20.15	20.22	18.79	18.45	18.88	MgO	18.71	18.73
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00
Na2O	0.14	0.10	0.16	0.15	0.05	0.05	0.15	0.14	0.17	Na2O	0.17	0.17
K2O	9.85	10.08	9.65	9.86	10.07	10.05	10.16	10.04	9.80	K2O	9.70	10.08
F	1.89	2.03	1.29	1.79	3.07	4.04	3.70	4.13	2.69	F	2.73	3.47
H2O*	3.16	3.06	3.42	3.16	2.63	2.14	2.34	2.10	2.82	H2O*	2.77	2.44
2F=O	-0.80	-0.85	-0.54	-0.75	-1.29	-1.70	-1.56	-1.74	-1.13	2F=O	-1.15	-1.46
TOTAL	100.06	98.74	99.27	98.92	98.26	97.68	99.43	98.41	98.63	TOTAL	97.80	98.63
Si	5.75	5.85	5.73	5.79	6.07	6.07	5.97	6.00	6.00	Si	6.00	6.00
Al IV	2.25	2.15	2.27	2.21	1.93	1.93	2.03	2.00	2.00	Al IV	2.00	2.00
Al VI	0.41	0.53	0.54	0.50	0.28	0.29	0.37	0.40	0.45	Al VI	0.47	0.47
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.04	0.02	0.01	0.02	Cr	0.02	0.04
Ti	0.14	0.09	0.08	0.08	0.08	0.04	0.05	0.03	0.04	Ti	0.04	0.05
Fe2+	1.75	1.63	1.79	1.77	0.94	0.95	1.25	1.28	1.12	Fe2+	1.09	1.07
Mn	0.06	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	Mn	0.03	0.02
Mg	3.47	3.49	3.38	3.44	4.40	4.45	4.10	4.06	4.12	Mg	4.11	4.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	Ca	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.05	0.04	0.01	0.01	0.04	0.04	0.05	Na	0.05	0.05
K	1.86	1.91	1.83	1.88	1.88	1.89	1.90	1.89	1.83	K	1.82	1.88
F*	0.88	0.96	0.61	0.85	1.42	1.89	1.71	1.93	1.24	F*	1.27	1.61
OH	3.12	3.04	3.39	3.15	2.58	2.11	2.29	2.07	2.76	OH	2.73	2.39
O*	21.05	21.03	21.06	21.04	21.05	21.04	21.02	21.03	21.06	O*	21.06	21.03
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	O	22.00	22.00
R2	5.28	5.13	5.21	5.23	5.35	5.43	5.36	5.35	5.27	R2	5.23	5.19
R3	0.55	0.62	0.63	0.59	0.41	0.37	0.44	0.44	0.51	R3	0.54	0.55
XII	1.90	1.94	1.88	1.92	1.90	1.91	1.95	1.93	1.88	XII	1.87	1.93
F/F+M	33.53	31.81	34.62	33.99	17.64	17.53	23.38	23.98	21.32	F/F+M	21.01	20.75

Phlogopites (partie centrale de la colonne de Bode)

	B015-7E M8	B015-7E M9	B015-7E M11	B015-7E M12	B015-7E M13	B015-7E M14	B015-7D M16	B015-7D M18	B015-7D M23
SiO2	37.25	38.14	35.25	35.97	35.94	36.00	35.02	35.57	34.04
TiO2	1.52	1.23	1.37	1.46	1.46	1.43	1.41	1.61	1.75
Al2O3	18.05	17.33	17.78	17.59	18.35	18.21	18.44	18.81	18.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	13.06	13.05	17.51	16.10	17.81	17.38	19.92	20.03	18.45
MnO	0.25	0.19	0.15	0.00	0.10	0.42	0.25	0.49	0.41
NiO	0.08	0.05	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	13.89	14.14	10.84	10.67	9.83	9.60	8.23	8.74	8.11
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Na2O	0.12	0.10	0.04	0.07	0.13	0.07	0.05	0.02	0.05
K2O	9.40	9.39	9.23	9.12	9.44	9.43	8.12	9.06	8.98
F	0.54	0.57	0.58	0.69	0.68	0.47	0.10	0.28	0.20
H2O*	3.76	3.75	3.57	3.92	3.56	3.64	3.77	3.78	3.63
2F=O	-0.23	-0.24	-0.24	-0.29	-0.29	-0.20	-0.04	-0.12	-0.08
TOTAL	97.69	97.70	96.08	95.03	97.02	96.46	95.36	98.28	93.58
Si	5.56	5.68	5.49	5.61	5.54	5.58	5.49	5.45	5.48
Al IV	2.44	2.32	2.51	2.39	2.46	2.42	2.51	2.55	2.52
Al VI	0.74	0.73	0.75	0.84	0.88	0.90	0.90	0.85	0.90
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.17	0.14	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.21
Fe2+	1.63	1.63	2.28	2.10	2.30	2.25	2.61	2.57	2.48
Mn	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.06	0.03	0.06	0.06
Ni	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.09	3.14	2.51	2.48	2.26	2.22	1.92	2.00	1.95
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02
K	1.79	1.78	1.83	1.81	1.86	1.86	1.62	1.77	1.84
F*	0.26	0.27	0.29	0.34	0.33	0.23	0.05	0.14	0.10
OH	3.74	3.73	3.71	3.66	3.67	3.77	3.95	3.86	3.90
O*	21.91	21.91	21.92	21.92	21.95	21.94	21.82	21.89	21.93
O	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00	21.00
R2	4.76	4.79	4.81	4.58	4.57	4.52	4.57	4.63	4.48
R3	0.91	0.86	0.91	1.02	1.05	1.07	1.07	1.04	1.11
XII	1.83	1.81	1.84	1.84	1.90	1.88	1.64	1.78	1.86
F/F+M	34.54	34.12	47.54	45.85	50.41	50.39	57.59	56.25	56.07

AMPHIBOLES d'endophlogopites (Socob)

	SOC7 91	SOC7 92	SOC7 93	S0128 60	S0128 61
SiO2	45.16	43.06	44.62	48.11	48.39
TiO2	0.33	0.16	0.18	0.13	0.19
Al2O3	10.87	12.46	11.34	8.06	8.00
Cr2O3	0.22	0.24	0.19	0.05	-
FeO	12.94	14.31	12.59	13.78	12.80
MnO	0.47	0.18	0.25	0.27	0.38
MgO	12.40	11.55	12.18	13.63	14.06
CaO	12.05	12.38	12.07	12.20	12.49
Na2O	2.20	2.12	2.07	1.48	1.42
K2O	0.49	0.87	0.65	0.32	0.36
F	2.16	1.50	1.25	1.40	0.90
H2O*	1.00	1.29	1.41	1.39	1.63
2F=O	-0.91	-0.63	-0.53	-0.59	-0.38
TOTAL	99.38	99.49	98.28	100.23	100.25
Si	6.69	6.41	6.66	6.96	6.99
Al IV	1.31	1.59	1.34	1.04	1.01
Al VI	0.58	0.59	0.66	0.34	0.36
Cr	0.03	0.03	0.02	0.01	-
Ti	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02
Fe2+	1.60	1.79	1.57	1.68	1.56
Mn	0.06	0.02	0.03	0.03	0.05
Mg	2.74	2.56	2.71	2.94	3.03
Ca	1.91	1.97	1.93	1.89	1.93
Na	0.63	0.61	0.60	0.42	0.40
K	0.09	0.17	0.12	0.06	0.07
F*	1.01	0.71	0.59	0.65	0.41
OH	0.99	1.29	1.41	1.35	1.59
O*	20.73	20.63	20.71	20.85	20.82
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.91	1.97	1.93	1.89	1.93
(Na)B	0.09	0.03	0.07	0.11	0.07
Ca+Na)B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
(Na)A	0.54	0.58	0.53	0.31	0.33
(K)A	0.09	0.17	0.12	0.06	0.07
(Na+K)A	0.64	0.75	0.65	0.37	0.40
M/M+F	0.63	0.59	0.63	0.64	0.66
F/F+M	36.93	41.12	36.71	36.40	33.94

Amphiboles de la colonne 1 (BRAULIA) Z3

	BAF1E 3	BAF1E 4	BAF1E 5	BAF1E 6	BAF1E 7	BAF1E 10	BAF1E 15	BAF1E 16	BAF1E 17
SiO2	57.21	57.32	57.79	56.68	56.18	56.63	54.38	54.92	57.46
TiO2	-	-	0.02	-	-	0.02	-	0.05	0.01
Al2O3	0.30	0.21	0.10	0.50	0.97	0.20	0.28	-	0.13
Cr2O3	0.05	0.04	0.08	0.11	0.10	0.09	0.22	0.96	0.06
FeO	3.72	3.66	2.37	4.27	3.81	4.17	3.83	3.38	3.92
MnO	0.16	0.21	-	0.15	0.17	0.29	0.24	0.18	0.15
MgO	22.07	22.19	23.07	22.19	22.37	22.32	22.59	21.01	22.04
CaO	11.92	13.06	12.95	12.31	10.51	12.38	12.44	11.28	12.72
Na2O	0.08	0.10	0.08	0.18	0.09	0.11	0.10	0.08	0.16
K2O	0.03	0.01	-	0.05	0.63	0.03	0.04	0.64	-
F	0.57	0.59	0.44	0.39	0.87	0.32	0.47	0.57	0.43
H2O*	1.87	1.88	1.96	1.96	1.71	1.99	1.86	1.79	1.95
2F=O	-0.24	-0.25	-0.19	-0.16	-0.37	-0.13	-0.20	-0.24	-0.18
TOTAL	97.74	99.02	98.67	98.62	97.04	98.41	96.25	94.62	98.85
Si	8.02	7.97	8.00	7.92	7.95	7.92	7.75	8.00	8.00
Al IV	0.03	0.03	0.00	0.08	0.05	0.08	0.25	0.00	0.00
Al VI	0.07	0.00	0.01	0.00	0.11	-	-	-	0.02
Cr	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.11	0.01
Ti	-	-	0.00	-	-	0.00	-	0.01	0.00
Fe2+	0.44	0.43	0.27	0.50	0.45	0.49	0.46	0.41	0.46
Mn	0.02	0.02	-	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	4.61	4.60	4.76	4.62	4.72	4.65	4.80	4.56	4.57
Ca	1.79	1.95	1.92	1.84	1.59	1.86	1.90	1.76	1.90
Na	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
K	0.01	0.00	-	0.01	0.11	0.01	0.01	0.12	-
F*	0.25	0.26	0.19	0.17	0.39	0.14	0.21	0.26	0.19
OH	1.75	1.74	1.81	1.83	1.61	1.86	1.79	1.74	1.81
O*	21.20	21.04	21.07	21.13	21.34	21.12	21.07	21.17	21.08
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.79	1.95	1.92	1.84	1.59	1.86	1.90	1.76	1.90
(Na)B	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04
Ca+(Na)B	1.81	1.97	1.94	1.89	1.62	1.89	1.93	1.78	1.94
(Na)A	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(K)A	0.01	0.00	-	0.01	0.11	0.01	0.01	0.12	-
(Na+K)A	0.01	0.00	-	0.01	0.11	0.01	0.01	0.12	-
M/M+F	0.91	0.92	0.95	0.90	0.91	0.90	0.91	0.92	0.91

Amphiboles de la colonne 1 (BRAULIA) Z2

	BAFIX 19	BAFIX 50	BAFIX 51	BAFIX 52	BAFIX 53	BAFIX 55
SiO2	57.97	57.67	57.25	57.85	58.01	57.76
TiO2	0.05	0.16	-	-	0.12	0.02
Al2O3	0.21	0.15	0.19	0.15	0.16	0.18
Cr2O3	0.01	0.12	0.03	0.03	0.03	-
FeO	3.74	3.75	3.35	4.28	3.74	2.69
MnO	0.13	0.26	0.05	0.22	0.24	0.12
MgO	22.44	22.27	22.07	22.14	22.16	22.69
CaO	12.66	12.90	13.37	12.69	12.52	12.86
Na2O	0.13	0.09	0.10	0.09	0.13	0.10
K2O	-	0.03	0.02	0.01	-	0.03
F	0.37	0.67	0.30	0.49	0.74	0.83
H2O*	2.00	1.85	2.01	1.94	1.82	1.77
2F=O	-0.16	-0.28	-0.13	-0.21	-0.31	-0.35
TOTAL	99.55	99.64	98.61	99.68	99.36	98.70
Si	7.99	7.97	7.98	7.99	8.02	8.01
Al IV	0.01	0.03	0.02	0.01	-	-
Al VI	0.03	-	0.01	0.02	0.04	0.04
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	-
Ti	0.01	0.02	-	-	0.01	0.00
Fe2+	0.43	0.43	0.39	0.49	0.43	0.31
Mn	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01
Mg	4.61	4.59	4.58	4.56	4.56	4.69
Ca	1.87	1.91	2.00	1.88	1.85	1.91
Na	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
K	-	0.01	0.00	0.00	-	0.01
F*	0.16	0.29	0.13	0.21	0.32	0.36
OH	1.84	1.71	1.87	1.79	1.68	1.64
O*	21.11	21.08	20.99	21.11	21.13	21.07
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.87	1.91	2.00	1.88	1.85	1.91
(Na)B	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03
Ca+(Na)B	1.91	1.93	2.00	1.90	1.89	1.94
(Na)A	-	-	0.02	-	-	-
(K)A	-	0.01	0.00	0.00	-	0.01
(Na+K)A	-	0.01	0.03	0.00	-	0.01
M/M+F	0.91	0.91	0.92	0.90	0.91	0.94

Amphiboles de la colonne 2 (BODE)											
Z 3											
	B015-3C M1	B015-3C M3	B015-3C M9	B015-3C M10	B015-3B M4	B015-3B M5	B015-3B M6	B015-3B M20	B015-3B M'12	B015-3B M'13	B015-3B M'14
SiO2	56.48	56.34	56.61	56.97	57.78	56.55	56.77	56.37	56.08	56.61	56.48
TiO2	0.05	0.04	0.02	0.01	-	-	-	-	0.12	-	0.06
Al2O3	0.45	0.58	0.30	0.43	0.32	0.30	0.26	0.33	0.80	0.26	0.26
Cr2O3	0.11	0.07	0.16	-	0.14	0.18	0.02	-	0.02	0.12	0.12
FeO	4.98	5.10	4.46	5.56	5.06	4.63	4.86	4.87	4.45	4.10	4.42
MnO	0.28	0.64	0.24	0.33	0.29	0.06	0.19	0.25	0.24	0.16	0.14
NiO	0.01	-	-	0.09	-	0.24	0.04	0.03	0.06	0.12	0.15
HgO	22.65	22.69	22.64	22.46	23.07	23.03	22.65	22.75	21.54	22.36	21.97
CaO	11.70	12.06	12.44	11.78	12.55	12.65	12.21	12.11	11.91	12.27	12.19
Na2O	0.10	0.15	0.16	0.22	0.16	0.11	0.20	0.04	0.27	0.05	0.11
K2O	-	0.02	0.02	0.05	-	-	0.05	0.02	0.01	0.06	0.08
F	0.43	0.41	0.36	0.34	0.67	0.49	0.43	0.40	0.41	0.30	0.48
H2O*	1.94	1.96	1.98	2.00	1.88	1.93	1.95	1.95	1.93	1.99	1.90
2F=O	-0.18	-0.17	-0.15	-0.14	-0.28	-0.21	-0.18	-0.17	-0.17	-0.13	-0.20
TOTAL	99.00	99.89	99.24	100.10	101.64	99.96	99.45	98.96	97.66	98.28	98.16
Si	7.86	7.78	7.85	7.87	7.84	7.78	7.87	7.83	7.92	7.93	7.94
Al IV	0.14	0.22	0.15	0.13	0.16	0.22	0.13	0.17	0.08	0.07	0.06
Al VI	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-
Cr	0.01	0.01	0.02	-	0.02	0.02	0.00	-	0.00	0.01	0.01
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	0.01	-	0.01
Fe2+	0.58	0.59	0.52	0.64	0.58	0.54	0.57	0.57	0.53	0.48	0.52
Mn	0.03	0.07	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Ni	0.00	-	-	0.01	-	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
Hg	4.70	4.67	4.68	4.62	4.66	4.72	4.68	4.71	4.53	4.67	4.60
Ca	1.74	1.78	1.85	1.74	1.82	1.86	1.81	1.80	1.80	1.84	1.84
Na	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.01	0.07	0.01	0.03
K	-	0.00	0.00	0.01	-	-	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
F*	0.19	0.18	0.16	0.15	0.29	0.21	0.19	0.18	0.18	0.13	0.21
OH	1.81	1.82	1.84	1.85	1.71	1.79	1.81	1.82	1.82	1.87	1.79
O*	21.24	21.18	21.12	21.22	21.15	21.11	21.15	21.18	21.16	21.14	21.14
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.74	1.78	1.85	1.74	1.82	1.86	1.81	1.80	1.80	1.84	1.84
(Na)B	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.01	0.07	0.01	0.03
Ca+Na)B	1.77	1.82	1.89	1.80	1.87	1.89	1.87	1.81	1.88	1.85	1.87
(Na)A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(K)A	-	0.00	0.00	0.01	-	-	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
(Na+K)A	-	0.00	0.00	0.01	-	-	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
M/H+F	0.89	0.89	0.90	0.88	0.89	0.90	0.89	0.89	0.90	0.91	0.90

Amphiboles de la colonne 2 (BODE)											
Z 3											
	B015-3B M12	B015-3B M14	B015-3B M15	B015-3B M16	B015-3B M17	B015-3A M16'	B015-3A M23	B015-3A M1	B015-3A M2	B015-3A M3	B015-3A M4
SiO2	57.31	57.07	56.11	56.63	55.38	56.80	57.19	57.18	57.48	57.20	57.35
TiO2	-	-	0.03	0.02	-	-	-	-	-	0.03	-
Al2O3	0.27	0.20	0.76	0.21	0.23	0.38	0.18	0.26	0.20	0.32	0.20
Cr2O3	-	0.19	0.06	-	-	0.05	-	0.06	0.07	0.11	0.06
FeO	4.65	5.03	4.95	4.52	4.71	4.07	3.93	4.43	4.34	4.08	4.17
MnO	0.25	0.23	0.19	0.39	0.42	0.29	0.28	0.12	0.25	0.30	0.30
NiO	0.07	-	0.07	0.05	-	0.07	-	-	0.05	0.09	0.11
HgO	23.45	22.64	22.48	22.76	21.80	22.53	22.38	22.50	22.44	22.15	22.07
CaO	12.14	12.41	12.19	12.23	12.13	12.96	12.53	12.26	12.18	12.35	12.25
Na2O	0.11	0.08	0.18	0.08	0.08	0.12	0.03	0.10	0.07	0.14	0.09
K2O	0.02	0.06	-	-	0.01	0.04	0.02	0.01	0.06	0.03	-
F	0.60	0.42	0.70	0.74	0.50	0.29	0.51	0.35	0.45	0.15	0.30
H2O*	1.90	1.97	1.81	1.80	1.86	2.02	1.91	1.99	1.95	2.08	2.01
2F=O	-0.25	-0.18	-0.29	-0.31	-0.21	-0.12	-0.21	-0.15	-0.19	-0.06	-0.13
TOTAL	100.51	100.12	99.24	99.12	96.91	99.50	98.74	99.11	99.35	98.97	98.78
Si	7.83	7.86	7.79	7.86	7.88	7.86	7.96	7.94	7.97	7.96	7.99
Al IV	0.17	0.14	0.21	0.14	0.12	0.14	0.04	0.06	0.03	0.04	0.01
Al VI	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.01	0.02
Cr	-	0.02	0.01	-	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	-	-	0.00	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-
Fe2+	0.53	0.58	0.58	0.53	0.56	0.47	0.46	0.51	0.50	0.47	0.49
Mn	0.03	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04
Ni	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01
Hg	4.78	4.65	4.65	4.71	4.62	4.64	4.65	4.66	4.64	4.59	4.58
Ca	1.78	1.83	1.81	1.82	1.85	1.92	1.87	1.82	1.81	1.84	1.83
Na	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02
K	0.00	0.01	-	-	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	-
F*	0.26	0.18	0.31	0.33	0.23	0.13	0.22	0.15	0.20	0.07	0.13
OH	1.74	1.82	1.69	1.67	1.77	1.87	1.78	1.85	1.80	1.93	1.87
O*	21.20	21.14	21.15	21.16	21.13	21.05	21.12	21.16	21.18	21.14	21.16
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.78	1.83	1.81	1.82	1.85	1.92	1.87	1.82	1.81	1.84	1.83
(Na)B	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02
Ca+Na)B	1.81	1.85	1.86	1.84	1.87	1.95	1.88	1.85	1.83	1.88	1.85
(Na)A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(K)A	0.00	0.01	-	-	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	-
(Na+K)A	0.00	0.01	-	-	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	-
M/H+F	0.90	0.89	0.89	0.90	0.89	0.91	0.91	0.90	0.90	0.91	0.90

	Z3						Z2				
	B015-3A M8	B015-3A M9	B015-3A M10	B015-3A M11	B015-3A M14	B015-3A M15	B015-2B M8	B015-2B M11	B015-2B M12	B015-2B 43	B015-2B 44
SiO2	56.97	57.09	57.16	57.40	56.00	57.07	57.52	58.09	57.61	55.93	54.68
TiO2	0.03	-	-	0.05	-	-	0.04	-	-	0.05	0.04
Al2O3	0.25	0.41	0.28	0.24	1.00	0.28	0.04	0.26	0.14	0.86	0.02
Cr2O3	-	0.02	0.14	0.08	-	-	0.04	0.04	-	0.41	1.03
FeO	3.78	3.91	3.62	3.54	5.00	4.61	3.59	3.51	3.05	4.03	16.10
MnO	0.02	-	0.16	0.15	-	0.19	0.08	0.10	0.23	0.22	1.98
NiO	0.16	0.15	0.10	-	-	0.17	0.07	0.09	0.02	-	-
MgO	22.62	22.27	22.46	22.54	21.00	22.61	22.69	23.04	22.47	21.84	22.78
CaO	12.54	12.57	12.41	12.79	11.00	12.16	12.38	12.60	12.01	12.90	1.06
Na2O	0.12	0.11	0.11	0.04	-	0.07	0.04	0.09	0.05	0.29	0.02
K2O	-	0.01	-	0.04	-	0.02	0.03	0.08	-	0.10	-
F	0.29	0.15	0.10	0.25	-	0.25	0.37	0.44	0.45	0.69	0.51
H2O*	2.01	2.08	2.10	2.04	2.10	2.04	1.98	1.98	1.93	1.81	1.85
2F=O	-0.12	-0.06	-0.04	-0.11	-	-0.11	-0.16	-0.19	-0.19	-0.29	-0.21
TOTAL	98.67	98.71	98.60	99.06	96.10	99.36	98.71	100.13	97.77	98.84	99.86
Si	7.93	7.95	7.96	7.96	8.00	7.91	7.99	7.96	8.05	7.82	7.75
Al IV	0.07	0.05	0.04	0.04	0.00	0.09	0.01	0.04	-	0.18	0.25
Al VI	-	0.02	0.01	-	0.17	-	0.00	0.01	0.07	-	-
Cr	-	0.00	0.02	0.01	-	-	0.00	0.00	-	0.05	0.12
Ti	0.00	-	-	0.01	-	-	0.00	-	-	0.01	0.00
Fe2+	0.44	0.46	0.42	0.41	0.60	0.54	0.42	0.40	0.36	0.47	1.92
Mn	0.00	-	0.02	0.02	-	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.24
Ni	0.02	0.02	0.01	-	-	0.02	0.01	0.01	0.00	-	-
Mg	4.69	4.62	4.66	4.66	4.47	4.67	4.70	4.71	4.68	4.55	4.81
Ca	1.87	1.88	1.85	1.90	1.68	1.80	1.84	1.85	1.80	1.93	0.16
Na	0.03	0.03	0.03	0.01	-	0.02	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01
K	-	0.00	-	0.01	-	0.00	0.01	0.01	-	0.02	-
F*	0.13	0.07	0.04	0.11	-	0.11	0.16	0.19	0.20	0.31	0.23
OH	1.87	1.93	1.96	1.89	2.00	1.89	1.84	1.81	1.80	1.69	1.77
OH*	21.11	21.11	21.13	21.09	21.32	21.18	21.15	21.13	21.20	21.02	22.83
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.87	1.88	1.85	1.90	1.68	1.80	1.84	1.85	1.80	1.93	0.16
(Na)B	0.03	0.03	0.03	0.01	-	0.02	0.01	0.02	0.01	0.07	0.01
Ca+Na)B	1.90	1.91	1.88	1.91	1.68	1.82	1.85	1.87	1.81	2.00	0.17
(Na)A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-
(K)A	-	0.00	-	0.01	-	0.00	0.01	0.01	-	0.02	-
(Na+K)A	-	0.00	-	0.01	-	0.00	0.01	0.01	-	0.03	-
M/M+P	0.91	0.91	0.92	0.92	0.88	0.90	0.92	0.92	0.93	0.91	0.71

	Z2								Z1		
	B015-2B M7CB	B015-2B M8B	B015-2B M7	B015-2B 39	B015-2B 40	B015-2B 42	B015-2B M6C	B015-2B 45	B015-1 M15	B015-1 M1C	B015-1 M2B
SiO2	58.06	57.59	57.44	56.95	56.69	55.24	57.14	54.31	54.80	54.47	53.55
TiO2	-	-	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.11	0.03	0.05	0.03
Al2O3	0.23	2.16	0.20	0.06	0.04	0.04	-	0.10	3.37	4.04	4.70
Cr2O3	-	0.16	0.05	-	0.20	0.69	0.01	1.10	0.26	0.03	0.18
FeO	2.91	2.88	3.07	3.83	13.88	15.18	13.30	15.15	3.05	3.11	3.33
MnO	0.22	0.40	0.13	0.37	1.66	1.60	1.87	2.03	0.07	0.04	0.06
NiO	-	0.14	-	-	-	-	0.06	-	-	-	0.05
MgO	22.75	22.83	22.21	22.17	23.75	22.57	24.19	22.85	22.43	22.45	21.95
CaO	12.69	12.41	12.57	12.47	0.59	0.85	0.81	1.24	12.76	12.68	12.82
Na2O	-	-	0.11	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	0.71	0.75	1.09
K2O	0.07	0.07	-	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.07
F	0.34	0.53	0.37	0.63	0.39	0.44	0.19	0.45	0.14	0.07	0.14
H2O*	2.01	1.96	1.97	1.84	1.94	1.88	2.05	1.87	2.10	2.14	2.10
2F=O	-0.14	-0.22	-0.15	-0.27	-0.16	-0.19	-0.08	-0.19	-0.06	-0.03	-0.06
TOTAL	99.14	100.90	97.98	98.13	99.05	98.37	99.61	99.07	99.68	99.84	100.01
Si	8.01	7.82	8.02	7.99	8.01	7.93	8.01	7.75	7.56	7.50	7.40
Al IV	-	0.18	-	0.01	-	0.07	-	0.25	0.44	0.50	0.60
Al VI	0.05	0.16	0.06	-	0.01	-	0.01	-	0.11	0.15	0.16
Cr	-	0.02	0.01	-	0.02	0.08	0.00	0.12	0.03	0.00	0.02
Ti	-	-	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe2+	0.34	0.33	0.36	0.45	1.64	1.82	1.56	1.82	0.35	0.36	0.39
Mn	0.03	0.05	0.02	0.04	0.20	0.19	0.22	0.25	0.01	0.00	0.01
Ni	-	0.02	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.01
Mg	4.68	4.62	4.62	4.63	5.00	4.83	5.06	4.86	4.61	4.61	4.52
Ca	1.88	1.81	1.88	1.87	0.09	0.13	0.12	0.19	1.89	1.87	1.90
Na	-	-	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.19	0.20	0.29
K	0.01	0.01	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
F*	0.15	0.23	0.16	0.28	0.17	0.20	0.08	0.20	0.06	0.03	0.06
OH	1.85	1.77	1.84	1.72	1.83	1.80	1.92	1.80	1.94	1.97	1.94
OH*	21.12	21.19	21.10	21.12	22.90	22.87	22.87	22.80	21.01	21.02	20.95
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.88	1.81	1.88	1.87	0.09	0.13	0.12	0.19	1.89	1.87	1.90
(Na)B	-	-	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.11	0.13	0.10
Ca+Na)B	1.88	1.81	1.91	1.88	0.10	0.13	0.13	0.20	2.00	2.00	2.00
(Na)A	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.07	0.19
(K)A	0.01	0.01	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
(Na+K)A	0.01	0.01	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.20
M/M+P	0.93	0.93	0.93	0.91	0.75	0.73	0.76	0.73	0.93	0.93	0.92

colonne 2 (BODE)		Amphiboles de la colonne 3 (SOCOTO:				Z2					
Z1		Z3									
B015-1 M13	B015-1 M14	SOC20D M14c	SOC20D M15b	SOC20D M16	SOC20D M13	SOC20C 2	SOC20C 11	SOC20C 12	SOC20C 15	SOC20C 17	
SI02	54.84	53.01	56.43	56.56	57.22	56.38	57.29	56.47	56.62	56.71	57.35
TI02	-	-	0.08	0.07	-	-	0.02	0.01	0.05	0.03	0.09
Al203	3.28	3.53	0.58	0.44	0.48	0.53	0.30	0.43	0.29	0.33	0.18
Cr203	0.12	0.18	0.06	0.21	0.14	0.11	0.02	0.10	-	0.06	0.08
FeO	2.60	2.83	4.44	5.51	4.50	4.42	3.67	3.92	3.56	4.98	3.21
MnO	-	-	0.14	0.35	0.45	0.20	0.18	0.16	0.20	0.34	0.26
NiO	0.02	-	0.05	-	0.22	0.17	-	-	-	-	-
HgO	22.74	22.33	22.13	22.56	22.53	21.91	21.72	21.58	21.98	21.81	22.15
CaO	12.69	12.66	12.39	11.86	12.50	11.92	13.22	12.83	12.94	11.88	13.21
Na2O	0.63	0.82	0.33	0.17	0.27	0.33	0.21	0.23	0.16	0.15	0.11
K2O	0.01	0.02	0.05	0.02	0.05	0.01	0.02	0.03	0.06	0.01	0.03
F	0.06	0.10	0.66	-	0.21	-	0.63	0.66	0.62	0.76	0.68
H2O*	2.13	2.07	1.83	2.16	2.08	2.13	1.85	1.82	1.84	1.78	1.83
2F=O	-0.03	-0.04	-0.28	-	-0.09	-	-0.27	-0.28	-0.26	-0.32	-0.29
TOTAL	99.10	97.51	98.89	99.91	100.56	98.11	98.87	97.96	98.06	98.52	98.90
SI	7.58	7.46	7.88	7.82	7.86	7.93	7.98	7.95	7.95	7.96	7.97
Al IV	0.42	0.54	0.12	0.18	0.14	0.07	0.02	0.05	0.05	0.04	0.03
Al VI	0.12	0.05	-	-	-	0.01	0.03	0.02	-	0.01	0.00
Cr	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	-	0.01	0.01
Ti	-	-	0.01	0.01	-	-	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe2+	0.30	0.33	0.52	0.64	0.52	0.52	0.43	0.46	0.42	0.58	0.37
Mn	-	-	0.02	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03
Ni	0.00	-	0.01	-	0.02	0.02	-	-	-	-	-
Mg	4.69	4.69	4.61	4.65	4.61	4.59	4.51	4.53	4.60	4.56	4.59
Ca	1.88	1.91	1.85	1.76	1.84	1.80	1.97	1.93	1.95	1.79	1.97
Na	0.17	0.22	0.09	0.05	0.07	0.09	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
F*	0.03	0.04	0.29	-	0.09	-	0.28	0.29	0.28	0.34	0.30
OH	1.97	1.96	1.71	2.00	1.91	2.00	1.72	1.71	1.72	1.66	1.70
O*	21.03	20.97	21.10	21.21	21.12	21.16	21.00	21.03	21.03	21.19	21.01
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.88	1.91	1.85	1.76	1.84	1.80	1.97	1.93	1.95	1.79	1.97
(Na)B	0.12	0.09	0.09	0.05	0.07	0.09	0.03	0.06	0.04	0.04	0.03
Ca+Na)B	2.00	2.00	1.94	1.80	1.91	1.89	2.00	2.00	1.99	1.83	2.00
(Na)A	0.05	0.13	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-
(K)A	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
(Na+K)A	0.05	0.14	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01
M/H+P	0.94	0.93	0.90	0.88	0.90	0.90	0.91	0.91	0.92	0.89	0.92

	Z2				Z1			
	SOC20B 25	SOC20B 26	SOC20B 27	SOC20B 24	SOC20A 30	SOC20A 31	SOC20A 32	SOC20A 37
SI02	57.26	57.17	57.58	58.14	56.84	56.57	56.64	57.22
TI02	0.04	0.08	0.05	0.02	0.06	0.07	0.06	0.04
Al203	0.21	0.24	0.22	0.13	0.45	0.16	0.33	0.27
Cr203	-	0.12	-	-	0.11	0.01	-	-
FeO	4.93	5.23	3.56	6.47	3.58	6.31	3.78	5.47
MnO	0.43	0.41	0.15	0.53	0.06	0.54	0.17	0.42
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-
HgO	22.28	22.38	22.37	22.54	22.02	21.45	21.89	22.65
CaO	11.81	11.03	12.68	9.77	13.06	10.60	12.93	10.84
Na2O	0.17	0.15	0.14	0.10	0.20	0.12	0.13	0.11
K2O	0.06	0.05	0.04	0.02	-	-	0.01	0.01
F	0.53	0.54	0.52	0.38	0.28	0.37	0.50	0.26
H2O*	1.90	1.89	1.91	1.99	2.01	1.94	1.90	2.03
2F=O	-0.22	-0.23	-0.22	-0.16	-0.12	-0.16	-0.21	-0.11
TOTAL	99.40	99.07	99.00	99.93	98.56	97.99	98.13	99.21
SI	7.96	7.96	7.99	8.03	7.94	8.00	7.95	7.96
Al IV	0.04	0.04	0.01	0.05	0.06	0.00	0.05	0.04
Al VI	-	0.00	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00
Cr	-	0.01	-	-	0.01	0.00	-	-
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe2+	0.57	0.61	0.41	0.75	0.42	0.75	0.44	0.64
Mn	0.05	0.05	0.02	0.06	0.01	0.06	0.02	0.05
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	4.62	4.65	4.62	4.64	4.58	4.52	4.58	4.69
Ca	1.76	1.65	1.88	1.45	1.95	1.61	1.94	1.61
Na	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03
K	0.01	0.01	0.01	0.00	-	-	0.00	0.00
F*	0.23	0.24	0.23	0.17	0.12	0.17	0.22	0.11
OH	1.77	1.76	1.77	1.83	1.88	1.83	1.78	1.89
O*	21.21	21.33	21.09	21.54	21.02	21.38	21.04	21.37
O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
(Ca)B	1.76	1.65	1.88	1.45	1.95	1.61	1.94	1.61
(Na)B	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03
Ca+Na)B	1.80	1.69	1.92	1.47	2.00	1.64	1.98	1.64
(Na)A	-	-	-	-	0.01	-	-	-
(K)A	0.01	0.01	0.01	0.00	-	-	0.00	0.00
(Na+K)A	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	-	0.00	0.00
M/H+P	0.89	0.88	0.92	0.86	0.92	0.86	0.91	0.88

Plagioclases	Partie centrale (PC)										
	B015-7C M1	B015-7C M2	B015-7C M3	B015-7C M4	B015-7C M5	B015-7C M6	B015-7C M7	B015-7C M9	B015-7C M10	B015-7C M11	B015-7C M12
S102	58.79	58.94	58.72	58.43	58.86	59.28	59.26	58.56	60.39	61.20	58.07
T102	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al203	26.70	26.29	26.25	26.51	25.89	24.73	26.29	26.76	25.44	24.79	26.19
Cr203	-	-	-	0.11	0.09	-	0.05	0.12	0.06	-	-
FeO	-	-	0.05	0.03	0.20	0.31	0.03	0.04	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7.92	7.95	8.19	8.25	6.58	5.25	7.85	8.24	6.81	5.73	7.99
Na2O	7.24	7.09	6.96	7.07	7.00	6.20	7.33	7.17	8.08	8.50	7.48
K2O	0.13	0.15	0.12	0.11	1.40	2.08	0.11	0.07	0.06	-	0.12
BaO	0.21	-	0.21	0.06	0.17	-	-	-	0.16	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	100.99	100.42	100.50	100.57	100.19	97.85	100.92	100.96	101.00	100.22	99.85
Si	2.61	2.62	2.62	2.60	2.64	2.70	2.62	2.60	2.67	2.71	2.61
Al	1.40	1.38	1.38	1.39	1.37	1.33	1.37	1.40	1.32	1.29	1.38
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-
Fe	-	-	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	-	-
Ca	0.38	0.38	0.39	0.39	0.32	0.26	0.37	0.39	0.32	0.27	0.38
Na	0.62	0.61	0.60	0.61	0.61	0.55	0.63	0.62	0.69	0.73	0.65
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.12	0.01	0.00	0.00	-	0.01
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
FK	0.73	0.85	0.68	0.62	7.97	13.07	0.62	0.39	0.33	-	0.66
Ab	61.87	61.22	60.18	60.42	60.57	59.22	62.43	60.92	68.00	72.86	62.47
An	37.40	37.93	39.13	38.96	31.46	27.71	36.95	38.69	31.67	27.14	36.87

Plagioclases	PC						g3G albitisé				PC
	B015-7C M13	B015-7C M14	B015-7C M15	B015-7C M16	B015-7C M17	B015-7C M24	B023 M31	B023 M32	B023 M33	B023 M34	
S102	59.33	58.10	60.09	58.23	58.86	58.94	69.90	68.73	68.17	67.01	66.27
T102	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al203	25.41	26.70	25.72	26.36	26.78	26.16	20.00	20.10	20.47	20.27	20.03
Cr203	0.03	-	-	-	-	0.04	-	0.07	0.04	0.10	0.02
FeO	0.02	0.07	0.10	0.03	0.05	0.10	-	-	-	0.02	0.03
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
HgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	6.91	8.30	6.89	8.22	7.69	7.70	0.30	0.55	0.66	0.82	1.08
Na2O	7.61	7.10	7.79	6.90	7.41	7.09	11.21	11.45	11.21	11.32	10.64
K2O	0.05	0.04	0.34	0.16	0.13	0.19	0.13	0.03	0.11	0.09	0.06
BaO	0.13	-	0.12	0.17	-	-	-	0.19	0.36	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.49	100.31	101.05	100.07	100.92	100.22	101.54	101.12	101.02	99.63	98.13
Si	2.66	2.59	2.66	2.61	2.61	2.63	3.00	2.97	2.96	2.95	2.95
Al	1.34	1.40	1.34	1.39	1.40	1.37	1.01	1.03	1.05	1.05	1.05
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.00	-	-	-	-	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.00
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	0.00	-	0.00	0.00	-	-	-	0.00	0.01	-	-
Ca	0.33	0.40	0.33	0.39	0.36	0.37	0.01	0.03	0.03	0.04	0.05
Na	0.66	0.61	0.67	0.60	0.64	0.61	0.93	0.96	0.94	0.97	0.92
K	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
O	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
FK	0.29	0.22	1.89	0.91	0.73	1.09	0.75	0.17	0.62	0.50	0.35
Ab	66.40	60.62	65.90	59.75	63.09	61.81	97.81	97.25	96.25	95.67	94.36
An	33.32	39.16	32.21	39.34	36.18	37.10	1.45	2.58	3.13	3.63	5.29

Plagioclases	PC					PC à cleavelandite					
	B015-7E M4	B015-7E M10	B015-7E M37	B015-7E M38	B015-7E M39	B016-2 M41	B016-2 M42	B016-2 M43	B016-2 M44	B015-7A M1	B015-7A M2
SiO2	65.66	62.96	65.52	63.97	65.36	67.21	69.67	66.09	67.57	68.59	67.59
TiO2	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	20.50	18.10	21.29	22.28	21.16	21.36	20.36	19.96	20.87	20.47	19.93
Cr2O3	0.14	0.04	0.10	0.07	-	0.04	0.07	0.03	-	-	-
FeO	-	0.02	-	-	0.06	-	0.14	0.54	-	0.04	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.14	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
MgO	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	1.49	-	2.00	3.41	1.71	1.19	0.55	0.42	1.15	0.45	0.32
Na2O	10.65	0.14	10.57	9.52	10.53	10.06	9.36	10.54	9.86	10.06	11.62
K2O	0.06	17.08	0.08	0.11	0.19	0.10	1.49	0.28	0.07	0.05	0.05
BaO	-	-	0.14	-	-	-	-	-	0.18	-	-
F	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.07
TOTAL	98.78	98.35	99.70	99.36	99.01	99.96	101.64	97.86	99.70	99.75	99.59
Si	2.92	2.96	2.89	2.84	2.90	2.93	2.99	2.96	2.95	3.04	2.96
Al	1.07	1.00	1.11	1.16	1.11	1.10	1.03	1.05	1.08	1.07	1.03
Ti	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-
Fe	-	0.00	-	-	0.00	-	0.01	0.02	-	0.00	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.01	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Mg	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-	-
Ca	0.07	-	0.09	0.16	0.08	0.06	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02
Na	0.92	0.01	0.90	0.82	0.91	0.85	0.78	0.91	0.84	0.86	0.99
K	0.00	1.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.08	0.02	0.00	0.00	0.00
O	8.00	7.94	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.14	7.98
FK	0.34	98.77	0.45	0.63	1.08	0.61	9.21	1.68	0.44	0.32	0.28
Ab	92.51	1.23	90.13	82.95	90.78	93.29	87.93	96.20	93.53	97.28	98.23
An	7.15	0.00	9.42	16.42	8.15	6.10	2.86	2.12	6.03	2.40	1.49

Plagioclases	PC								endophlegopite		
	BAP4 53	BAP4 54	BAP4 55	BAP4 63	BAP4 64	BAP4 67	BAP4 68	B015-7D M14	B015-7D M15	S012B M45	S012B M46
SiO2	64.95	65.16	66.69	68.63	68.18	64.93	67.90	65.47	65.72	56.56	57.44
TiO2	0.02	0.01	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-	-
Al2O3	21.29	20.86	19.50	19.59	19.26	21.62	19.99	21.48	21.30	27.74	27.10
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	0.08	0.14	0.13	-	-
FeO	0.09	0.03	0.10	-	-	0.05	0.02	-	0.14	0.13	0.15
MnO	0.02	-	-	-	0.04	0.07	-	-	0.01	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	0.09	0.01	0.02	0.22	-	-	-	-	-
CaO	2.61	2.50	0.93	0.18	0.38	2.33	0.81	1.64	1.50	9.35	8.41
Na2O	10.46	10.13	10.46	11.62	11.53	10.03	11.28	10.62	11.08	6.23	6.92
K2O	0.09	0.07	0.73	0.04	0.03	0.53	0.02	0.12	0.10	0.01	0.29
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	-
F	-	-	0.02	0.11	0.09	0.23	-	0.13	-	-	-
TOTAL	99.54	98.76	98.54	100.21	99.53	100.02	100.10	99.68	100.00	100.17	100.31
Si	2.87	2.90	2.97	3.00	3.00	2.86	2.97	2.89	2.88	2.54	2.57
Al	1.11	1.10	1.02	1.01	1.00	1.12	1.03	1.12	1.10	1.47	1.43
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-
Fe	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	-	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	-	-	-	0.00	0.00	-	-	0.00	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	0.01	0.00	0.00	0.01	-	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	-
Ca	0.12	0.12	0.04	0.01	0.02	0.11	0.04	0.08	0.07	0.45	0.40
Na	0.89	0.88	0.90	0.98	0.98	0.86	0.96	0.91	0.94	0.54	0.60
K	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
O	7.97	8.01	8.01	8.01	8.00	7.98	8.01	7.99	7.95	8.00	8.00
FK	0.50	0.40	4.19	0.22	0.17	2.99	0.11	0.68	0.55	0.06	1.62
Ab	87.45	87.65	91.32	98.93	98.05	85.97	96.08	91.51	92.53	54.63	58.85
An	12.06	11.95	4.49	0.85	1.79	11.04	3.81	7.81	6.92	45.31	39.52

Spinelles de la colonne 1 (Bralla)

Z4A

	BAF3 M13b*	BAF3 M14c*	BAF3 M15b*	BAF3 M16c	BAF3 M17b	BAF3 M6c*	BAF3 M7b*	BAF3 M8b*	BAF3 M10c*	BAF3 M10c*	BAF3 M11b*
SiO2	0.02	0.03	0.01	-	0.05	0.06	0.18	-	0.02	0.02	0.05
TiO2	0.37	0.40	0.17	0.12	0.17	0.29	0.70	0.19	0.14	0.14	0.15
Al2O3	3.61	4.16	3.94	3.77	4.08	3.35	3.00	3.43	5.14	5.14	3.60
Cr2O3	49.60	45.80	50.06	47.10	49.62	46.03	44.26	49.77	51.45	51.45	52.80
V2O3	0.28	0.14	-	0.18	0.27	-	-	0.20	0.01	0.01	0.06
Fe2O3*	11.50	15.81	11.80	16.69	13.29	15.77	17.44	12.52	9.45	9.45	9.01
FeO*	29.14	29.12	29.22	27.32	29.46	29.43	29.37	28.29	30.35	30.35	29.11
MnO	1.99	2.43	1.92	3.38	1.92	1.61	2.16	2.86	1.38	1.38	2.05
NiO	-	-	-	-	0.16	0.16	-	0.06	-	-	0.13
HgO	0.40	0.47	0.50	1.06	0.68	0.38	0.34	0.41	0.39	0.39	0.35
ZnO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
TOTAL	96.91	98.40	97.62	99.62	99.71	97.08	97.47	97.73	98.33	98.33	97.31
Si	0.006	0.009	0.003	-	0.015	0.018	0.054	-	0.006	0.006	0.015
Ti	0.084	0.090	0.038	0.026	0.037	0.066	0.159	0.043	0.031	0.031	0.034
Al	1.288	1.460	1.392	1.304	1.410	1.197	1.069	1.215	1.792	1.792	1.278
Cr	11.871	10.782	11.866	10.932	11.507	11.035	10.583	11.830	12.035	12.035	12.573
V	0.056	0.028	-	0.035	0.052	-	-	0.040	0.002	0.002	0.012
Fe3+	2.619	3.542	2.662	3.687	2.933	3.598	3.969	2.832	2.104	2.104	2.042
Fe2+	7.377	7.251	7.326	6.707	7.226	7.463	7.428	7.112	7.509	7.509	7.332
Mn	0.510	0.613	0.488	0.840	0.477	0.413	0.553	0.728	0.346	0.346	0.523
Ni	-	-	-	-	0.038	0.039	-	0.015	-	-	0.031
Hg	0.180	0.209	0.223	0.464	0.297	0.172	0.153	0.184	0.172	0.172	0.157
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

Spinelles de la colonne 1	Z3			Z4A			Z2	Z1				
	BAF2F M20b*	BAF3 20	BAF3 21	BAF1E M5b	BAF1E M6c*	BAF1E M7b	BAF1 M9b	BAF0 M1*	BAF0 M2c*	BAF0 M3b*	BAF9 M18c	BAF9 M19b
SiO2	0.14	0.05	0.05	-	0.08	0.11	0.10	-	0.07	-	-	0.10
TiO2	0.04	1.92	1.71	2.20	1.63	1.70	1.17	0.44	0.17	0.23	0.25	0.06
Al2O3	4.35	1.69	2.24	0.76	0.70	1.23	1.07	0.05	-	-	-	-
Cr2O3	51.53	37.70	37.94	31.87	28.22	38.66	42.03	11.12	9.53	8.34	12.45	9.28
V2O3	-	0.39	0.38	0.25	0.38	0.03	0.47	-	0.01	0.24	-	-
Fe2O3*	9.93	21.48	19.72	32.19	37.18	26.23	22.45	59.57	60.76	61.91	55.68	60.15
FeO*	23.98	27.50	26.09	30.51	29.94	28.03	29.13	32.33	31.93	32.03	30.59	31.08
MnO	5.47	4.39	5.00	2.27	1.60	2.62	3.35	0.31	0.09	0.05	0.55	-
NiO	0.13	0.04	0.06	0.05	0.32	0.10	-	0.05	0.06	0.04	-	-
HgO	1.37	0.11	0.17	0.68	1.04	1.86	0.17	0.12	0.06	0.06	0.14	0.26
ZnO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
TOTAL	96.94	96.72	94.75	100.81	101.09	100.61	99.94	103.99	102.68	102.90	99.66	100.93
Si	0.042	0.015	0.016	-	0.024	0.032	0.030	-	0.021	-	-	0.030
Ti	0.009	0.447	0.405	0.492	0.364	0.375	0.263	0.097	0.038	0.052	0.058	0.014
Al	1.531	0.617	0.831	0.267	0.245	0.426	0.377	0.017	-	-	-	-
Cr	12.163	9.234	9.444	7.497	6.619	8.974	9.942	2.588	2.249	1.966	3.022	2.224
V	-	0.080	0.079	0.049	0.074	0.006	0.093	-	0.002	0.047	-	-
Fe3+	2.231	5.007	4.672	7.207	8.300	5.795	5.054	13.197	13.647	13.893	12.861	13.720
Fe2+	5.987	7.124	6.869	7.592	7.429	6.882	7.289	7.960	7.971	7.988	7.853	7.879
Mn	1.383	1.152	1.333	0.572	0.402	0.652	0.849	0.077	0.023	0.013	0.143	-
Ni	0.031	0.010	0.015	0.012	0.076	0.024	-	0.012	0.014	0.010	-	-
Hg	0.610	0.051	0.080	0.302	0.460	0.814	0.076	0.053	0.027	0.027	0.064	0.117
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

	Spinelles de la colonne 2 (Bode)					Z3		Z2		
	B015-4E M1c*	B015-4E M2c*	B015-4E M3b*	B015-4E M4b*	B015-4E M5b*	B015-3B M10c	B015-3B M11c	B015-2B M3b*	B015-2B M'4c	B015-2B M'5b
SiO2	0.35	0.11	0.35	0.08	0.20	0.02	0.11	0.08	0.02	0.32
TiO2	0.11	0.10	0.04	0.23	0.09	2.35	2.50	0.45	1.10	0.85
Al2O3	4.98	4.63	4.97	4.99	4.81	0.42	0.47	0.33	0.09	0.32
Cr2O3	48.25	48.62	47.32	46.28	45.63	32.85	31.66	14.91	17.30	16.11
V2O3	-	-	0.06	-	0.01	0.03	0.08	-	-	-
Fe2O3*	10.76	11.65	11.45	13.90	15.17	31.18	30.87	51.22	49.23	49.31
FeO*	26.79	27.73	27.11	27.17	27.40	32.44	32.21	30.01	30.93	30.24
MnO	2.93	3.03	2.84	3.50	3.33	1.56	1.44	1.11	1.32	0.82
NiO	-	0.04	-	-	0.07	0.18	0.23	0.07	0.14	0.34
MgO	0.90	0.49	0.62	0.76	0.64	0.03	0.00	-	0.05	0.27
ZnO	n.d	n.d	n.d	n.d	1.00	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
TOTAL	95.07	96.43	94.76	96.91	98.35	101.06	99.63	98.28	100.24	98.58
Si	0.106	0.033	0.107	0.024	0.060	0.006	0.033	0.025	0.006	0.099
Ti	0.025	0.023	0.009	0.052	0.020	0.528	0.569	0.105	0.252	0.197
Al	1.784	1.649	1.791	1.763	1.695	0.148	0.168	0.121	0.032	0.116
Cr	11.597	11.614	11.440	10.972	10.786	7.757	7.579	3.658	4.162	3.923
V	-	-	0.012	-	0.002	0.006	0.016	-	-	-
Fe3+	2.461	2.648	2.635	3.136	3.413	7.008	7.033	11.961	11.271	11.427
Fe2+	6.811	7.006	6.933	6.813	6.851	8.103	8.156	7.788	7.870	7.788
Mn	0.754	0.775	0.736	0.889	0.843	0.395	0.369	0.292	0.340	0.214
Ni	-	0.010	-	-	0.017	0.043	0.056	0.017	0.034	0.084
Mg	0.408	0.221	0.283	0.340	0.285	0.013	0.000	-	0.023	0.124
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

	Spinelles de la colonne 2			Z1			Spinelles de la colonne 3 (Socoto) Z4A				
	B015-2B M4*	B015-2B M5c*	B015-2B M2c*	B015-1 M1c	B015-1 M2b*	B015-1 M3c*	SOC20F 1c	SOC20F 2cb	SOC20F 3b	SOC20F 4c	SOC20F 5cb
SiO2	-	0.08	-	-	0.10	-	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05
TiO2	0.36	0.50	0.69	1.80	0.42	3.16	0.12	0.17	1.42	0.48	0.64
Al2O3	0.26	0.20	0.21	0.18	-	-	12.28	12.14	2.73	5.56	6.98
Cr2O3	15.30	16.68	18.48	14.01	5.20	11.60	48.90	48.10	37.86	44.37	42.85
V2O3	-	-	0.01	-	-	-	0.18	0.15	0.42	0.47	0.64
Fe2O3*	51.90	50.06	50.78	51.31	61.47	50.28	2.92	4.01	20.94	14.85	13.93
FeO*	30.07	30.11	31.49	32.29	30.57	33.01	30.26	30.50	26.51	29.41	26.12
MnO	1.30	1.05	1.36	0.58	0.08	0.70	1.20	1.22	4.89	1.99	5.32
NiO	-	0.11	0.20	-	0.02	0.02	0.01	0.02	0.05	0.05	0.03
MgO	0.01	0.15	0.06	0.11	0.12	0.04	1.07	1.22	0.19	0.57	0.61
ZnO	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	2.22	2.25	1.44	1.41	1.85
TOTAL	99.20	98.97	103.28	100.28	97.98	98.81	99.19	99.83	96.49	99.20	99.02
Si	-	0.025	-	-	0.031	-	0.008	0.014	0.012	0.012	0.015
Ti	0.083	0.116	0.153	0.412	0.099	0.734	0.026	0.036	0.330	0.106	0.141
Al	0.094	0.073	0.073	0.065	-	-	4.099	4.031	0.993	1.929	2.410
Cr	3.722	4.059	4.314	3.369	1.287	2.835	10.950	10.715	9.238	10.328	9.925
V	-	-	0.002	-	-	-	0.034	0.028	0.086	0.091	0.124
Fe3+	12.018	11.594	11.281	11.743	14.482	11.694	0.622	0.850	4.863	3.290	3.071
Fe2+	7.738	7.751	7.775	8.213	8.004	8.532	7.168	7.187	6.842	7.241	6.400
Mn	0.339	0.274	0.340	0.149	0.021	0.183	0.288	0.291	1.278	0.496	1.320
Ni	-	0.027	0.047	-	0.005	0.005	0.002	0.005	0.012	0.012	0.007
Mg	0.005	0.069	0.026	0.050	0.056	0.018	0.452	0.512	0.087	0.250	0.266
Zn	-	-	-	-	-	-	0.464	0.468	0.328	0.307	0.400
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	-	-	-	-
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	-	-	-	-

Spinelles de la colonne 3 (Socoto)

Z 4A

	SOC20F 6b	SOC20F 7c	SOC20F 8b	SOC20E 9c	SOC20E 10cb	SOC20E 11b	SOC20E 12c	SOC20E 13cb	SOC20E 14b	SOC20E 16c	SOC20E 17cb
SiO2	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.10	0.06	0.37	0.09	-
TiO2	1.88	0.45	1.25	0.40	0.37	0.47	0.71	1.42	2.15	0.21	2.44
Al2O3	1.19	8.79	3.69	10.17	9.41	6.93	5.01	2.37	0.59	9.98	0.97
Cr2O3	36.75	47.68	41.41	49.49	50.34	46.37	44.29	41.71	27.05	50.54	34.86
V2O3	0.49	0.31	0.38	0.22	0.18	0.32	0.41	0.29	0.26	0.12	0.31
Fe2O3*	23.74	7.87	17.59	4.50	4.71	11.93	14.82	19.88	33.01	5.07	25.07
FeO*	27.95	30.36	26.55	30.35	30.20	20.13	22.56	22.19	28.95	23.45	27.75
MnO	4.07	1.33	5.13	1.18	1.25	9.06	7.11	7.08	2.24	4.87	4.41
NiO	0.05	0.03	0.05	0.05	0.06	0.01	0.05	0.10	0.20	0.04	0.14
MgO	0.11	0.77	0.32	0.99	0.97	2.08	1.48	1.97	0.39	2.91	0.34
ZnO	1.34	1.72	1.43	1.90	1.83	1.96	1.58	1.22	0.79	2.23	0.94
TOTAL	97.61	99.36	97.86	99.29	99.36	99.30	98.12	98.29	96.00	99.51	97.23
Si	0.012	0.014	0.018	0.011	0.011	0.012	0.030	0.018	0.116	0.025	-
Ti	0.435	0.098	0.284	0.086	0.080	0.102	0.158	0.319	0.507	0.044	0.567
Al	0.432	2.986	1.313	3.426	3.179	2.357	1.748	0.835	0.218	3.311	0.353
Cr	8.950	10.867	9.885	11.185	11.410	10.581	10.367	9.852	6.707	11.249	8.514
V	0.100	0.059	0.076	0.042	0.034	0.061	0.080	0.057	0.054	0.022	0.063
Fe3+	5.502	1.707	3.996	0.968	1.016	2.591	3.302	4.469	7.789	1.074	5.828
Fe2+	7.200	7.319	6.704	7.255	7.240	4.859	5.586	5.544	7.592	5.521	7.169
Mn	1.062	0.325	1.312	0.286	0.304	2.215	1.783	1.792	0.595	1.161	1.154
Ni	0.012	0.007	0.012	0.011	0.014	0.002	0.012	0.024	0.050	0.009	0.035
Mg	0.051	0.391	0.144	0.422	0.414	0.895	0.653	0.877	0.182	1.221	0.157
Zn	0.305	0.366	0.319	0.401	0.387	0.418	0.345	0.269	0.183	0.464	0.214
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

Spinelles de la colonne 3	Z 3			Z 2							
	SOC20E 18b	SOC20D 22c	SOC20D 23cb	SOC20D 24c	SOC20D 25cb	SOC20D 26b	SOC20C 27c	SOC20C 28b	SOC20C 29b	SOC20C 30b	SOC20B 31c
SiO2	0.05	0.09	0.03	-	-	0.04	0.01	-	0.08	0.03	-
TiO2	2.38	0.25	1.71	2.17	2.92	0.85	2.46	1.60	1.35	2.21	2.59
Al2O3	0.41	9.34	0.43	1.00	0.60	0.29	0.59	0.08	0.11	0.14	0.15
Cr2O3	20.86	48.59	21.36	39.40	28.99	18.52	37.74	11.28	12.35	13.75	20.93
V2O3	0.20	0.16	0.37	0.24	0.27	0.34	0.21	0.22	0.23	0.27	0.19
Fe2O3*	38.68	7.37	41.23	21.55	31.02	45.83	23.62	51.70	51.08	48.08	41.22
FeO*	29.98	23.76	29.83	28.36	29.78	29.25	29.67	30.60	30.11	30.92	31.21
MnO	1.76	4.36	2.06	4.28	3.31	1.76	3.38	0.84	0.91	1.17	1.85
NiO	0.07	0.01	0.25	0.12	0.17	0.13	0.10	0.17	0.18	0.19	0.15
MgO	0.04	2.88	0.06	0.13	0.11	0.03	0.12	0.04	0.16	0.05	0.06
ZnO	0.65	2.25	0.56	1.03	0.73	0.51	0.79	0.16	0.22	0.22	0.33
TOTAL	95.08	99.06	97.89	98.28	97.90	97.55	98.69	96.69	96.78	97.03	98.68
Si	0.016	0.026	0.009	-	-	0.013	0.003	-	0.025	0.009	-
Ti	0.572	0.053	0.399	0.499	0.678	0.200	0.564	0.381	0.320	0.523	0.600
Al	0.154	3.126	0.157	0.360	0.218	0.107	0.212	0.030	0.041	0.052	0.054
Cr	5.269	10.909	5.246	9.520	7.076	4.577	9.102	2.822	3.081	3.420	5.101
V	0.042	0.030	0.076	0.048	0.055	0.070	0.042	0.046	0.048	0.056	0.039
Fe3+	9.299	1.575	9.636	4.996	7.205	10.779	5.421	12.312	12.128	11.382	9.560
Fe2+	8.010	5.642	7.749	7.248	7.688	7.646	7.569	8.099	7.946	8.135	8.045
Mn	0.476	1.049	0.542	1.108	0.865	0.466	0.873	0.225	0.243	0.312	0.483
Ni	0.018	0.002	0.062	0.029	0.042	0.033	0.025	0.043	0.046	0.048	0.037
Mg	0.019	1.219	0.028	0.059	0.051	0.014	0.055	0.019	0.075	0.023	0.028
Zn	0.153	0.472	0.128	0.232	0.166	0.118	0.178	0.037	0.051	0.051	0.075
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

	Z2			Z1			
	SOC20B 32b	SOC20B 33c	SOC20B 34b	SOC20A 35c	SOC20A 36b	SOC20A 37c	SOC20A 38b
SiO2	0.03	-	0.03	-	-	-	0.04
TiO2	0.93	1.35	0.42	0.60	0.27	1.39	0.33
Al2O3	0.05	0.04	0.04	0.08	0.02	0.50	0.03
Cr2O3	11.49	11.21	10.69	15.64	9.22	43.05	9.08
V2O3	0.21	0.21	0.25	0.36	0.31	0.14	0.24
Fe2O3*	53.04	53.06	55.33	50.16	56.87	20.24	57.05
FeO*	30.15	30.79	29.94	29.85	29.89	28.67	29.96
MnO	0.79	0.76	0.76	1.15	0.52	3.39	0.53
NiO	0.16	0.16	0.18	0.18	0.13	0.06	0.15
MgO	0.03	0.03	0.04	0.05	0.01	0.12	0.05
ZnO	0.18	0.14	0.18	0.23	0.13	0.68	0.10
TOTAL	97.06	97.75	97.86	98.30	97.37	98.24	97.56
Si	0.009	-	0.009	-	-	-	0.013
Ti	0.221	0.318	0.099	0.140	0.064	0.320	0.078
Al	0.019	0.015	0.015	0.029	0.007	0.180	0.011
Cr	2.866	2.776	2.647	3.846	2.298	10.414	2.257
V	0.044	0.043	0.052	0.074	0.065	0.028	0.050
Fe3+	12.590	12.506	13.041	11.739	13.488	4.660	13.494
Fe2+	7.954	8.065	7.843	7.764	7.879	7.336	7.876
Mn	0.211	0.202	0.202	0.303	0.139	0.879	0.141
Ni	0.041	0.040	0.045	0.045	0.033	0.015	0.038
Mg	0.014	0.014	0.019	0.023	0.005	0.055	0.023
Zn	0.042	0.032	0.042	0.053	0.030	0.154	0.023
O*	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000
O	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000	32.000

	CHLORITES Z1					Z1			
	BO15-1 M16	BO15-1 M17	BO15-1 M18	BO15-1 M3	BO15-1 M4	BAFO 21c	BAFO 22c	BAFO 25c	BAFO 26c
SiO2	31.13	30.81	32.54	33.29	32.45	34.14	33.56	33.92	33.34
TiO2	0.00	0.07	0.00	0.03	0.03	0.15	0.00	0.02	0.01
Al2O3	14.48	15.48	12.69	12.75	12.55	14.03	13.47	13.75	13.61
Cr2O3	1.01	0.59	2.19	2.13	2.27	0.40	1.03	0.55	1.05
FeO	6.54	7.71	6.70	5.93	6.01	5.98	6.02	6.47	6.15
MnO	0.00	0.04	0.00	0.18	0.00	0.09	0.00	0.04	0.01
NiO	0.00	0.07	0.15	0.10	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	32.69	30.73	32.14	32.65	31.49	31.57	31.47	31.54	31.12
CaO	0.02	0.13	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.06
K2O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.16	0.10	0.23	0.17
F	0.11	0.00	0.16	0.19	0.25	0.31	0.24	0.29	0.32
H2O*	12.16	12.15	12.12	12.26	11.91	12.34	12.18	12.28	12.10
2F=O	-0.05	0.00	-0.07	-0.08	-0.11	-0.13	-0.10	-0.12	-0.13
TOTAL	98.13	97.79	98.63	99.46	96.97	99.11	97.99	98.97	97.80
Si	6.11	6.08	6.40	6.46	6.47	6.55	6.54	6.55	6.52
Ti	-	0.01	-	0.00	0.00	0.02	-	0.00	0.00
Al	3.35	3.60	2.94	2.92	2.95	3.17	3.10	3.13	3.14
Cr	0.08	0.05	0.17	0.16	0.18	0.03	0.08	0.04	0.08
Fe2+	1.07	1.27	1.10	0.96	1.00	0.96	0.98	1.04	1.01
Mn	-	0.01	-	0.03	-	0.01	-	0.01	0.00
Ni	-	0.01	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-
Mg	9.56	9.04	9.42	9.44	9.35	9.03	9.15	9.07	9.08
Ca	0.00	0.03	-	0.01	0.01	0.00	0.00	-	-
Na	-	-	-	-	0.00	0.02	0.00	-	0.02
K	0.01	0.00	0.00	-	-	0.04	0.02	0.06	0.04
F*	0.07	-	0.10	0.12	0.16	0.19	0.15	0.18	0.20
OH	15.93	16.00	15.90	15.88	15.84	15.81	15.85	15.82	15.80
O*	27.99	27.97	28.00	27.99	27.99	27.97	27.98	27.97	27.97
O	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00
F/F+M	10.09	12.34	10.47	9.25	9.67	9.61	9.69	10.32	9.98

	CHLORITES		Z1		Z2				
	BAFO 27b	BAFO 28b	SOC20A 33	SOC20A 36	SOC20C 3	SOC20C 4	SOC20C 5	SOC20C 6	SOC20C 8
SiO2	37.15	39.32	32.89	33.93	35.16	38.01	36.56	36.07	34.90
TiO2	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01
Al2O3	8.44	7.84	13.86	12.63	13.73	13.07	13.51	13.93	13.25
Cr2O3	1.46	1.41	1.05	1.35	0.30	0.17	0.24	0.24	0.32
FeO	7.26	6.79	8.01	8.07	7.60	6.86	6.89	7.78	7.60
MnO	0.05	0.04	0.11	0.03	0.08	0.07	0.00	0.14	0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	32.22	32.09	29.79	29.36	27.66	27.07	27.28	27.83	26.97
CaO	0.02	0.06	0.00	0.06	0.04	0.00	0.04	0.06	0.04
Na2O	0.06	0.05	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01
K2O	0.00	0.02	0.00	0.00	2.76	4.57	3.52	2.65	3.17
F	0.39	0.37	0.41	0.46	1.12	1.76	1.06	1.39	1.01
H2O*	12.17	12.41	11.97	11.90	11.82	11.86	11.99	11.91	11.69
2F=O	-0.16	-0.16	-0.17	-0.19	-0.47	-0.74	-0.45	-0.59	-0.43
TOTAL	99.05	100.26	97.94	97.60	99.81	102.72	100.75	101.43	98.62
Si	7.21	7.49	6.48	6.71	6.83	7.18	7.01	6.88	6.88
Ti	-	0.00	0.00	-	-	-	0.01	0.00	0.00
Al	1.93	1.76	3.22	2.94	3.14	2.91	3.05	3.13	3.08
Cr	0.11	0.11	0.08	0.11	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Fe2+	1.18	1.08	1.32	1.33	1.23	1.08	1.11	1.24	1.25
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.02	0.01
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	9.32	9.11	8.75	8.65	8.00	7.62	7.80	7.91	7.92
Ca	0.00	0.01	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01
Na	0.02	0.02	0.00	-	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K	-	0.00	-	-	0.68	1.10	0.86	0.64	0.80
F*	0.24	0.22	0.26	0.29	0.69	1.05	0.64	0.84	0.63
OH	15.76	15.78	15.74	15.71	15.31	14.95	15.36	15.16	15.37
O*	27.98	27.98	28.00	27.99	27.65	27.45	27.55	27.66	27.59
O	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00
F/F+M	11.22	10.61	13.11	13.36	13.36	12.45	12.41	13.56	13.65

	CHLORITES		Z2		Z4B				PC	
	SOC20C 18	SOC20B 20	SOC20B 21	SOC20B 28	SOC20F M15	SOC20F M16	SOC20F M17	SOC20F M22	BA1A' 1	BA1A' 2
SiO2	35.37	34.62	34.61	34.24	30.26	29.85	30.19	30.87	28.92	27.91
TiO2	0.06	0.00	0.03	0.02	0.39	0.05	0.06	0.00	0.00	0.01
Al2O3	13.25	13.75	12.04	13.58	16.86	16.62	16.00	15.84	21.38	22.08
Cr2O3	0.32	0.14	0.22	0.49	0.70	0.91	1.49	0.72	0.00	0.00
FeO	6.96	7.76	7.72	7.10	9.33	10.08	9.66	9.94	11.20	12.00
MnO	0.18	0.03	0.06	0.09	0.80	0.14	0.17	0.00	0.16	0.26
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	29.01	29.72	29.55	29.55	28.60	28.96	28.95	29.47	24.16	24.33
CaO	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.08	0.00	0.00	0.16	0.12
Na2O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.04
K2O	1.72	1.44	1.12	1.14	0.23	0.04	0.03	0.02	0.70	0.04
F	1.01	0.76	0.85	0.74	0.71	0.00	0.29	0.49	0.00	0.30
H2O*	11.91	12.09	11.75	11.94	11.81	12.12	11.93	11.96	12.13	11.98
2F=O	-0.43	-0.32	-0.36	-0.31	-0.30	0.00	-0.12	-0.21	0.00	-0.13
TOTAL	99.38	100.05	97.62	98.60	98.59	98.94	98.65	99.10	98.81	98.94
Si	6.84	6.67	6.83	6.68	5.97	5.90	5.99	6.07	5.71	5.52
Ti	0.01	-	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01	-	-	0.00
Al	3.02	3.12	2.80	3.12	3.92	3.87	3.74	3.67	4.98	5.15
Cr	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.07	0.12	0.06	-	-
Fe2+	1.13	1.25	1.27	1.16	1.54	1.67	1.60	1.63	1.85	1.98
Mn	0.03	0.00	0.01	0.01	-	0.02	0.03	-	0.03	0.04
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg	8.36	8.53	8.69	8.59	8.41	8.54	8.57	8.64	7.11	7.17
Ca	-	0.01	0.01	0.00	-	0.02	-	-	0.03	0.03
Na	0.00	0.01	-	-	-	0.03	-	-	-	0.02
K	0.42	0.35	0.28	0.28	0.06	0.01	0.01	0.01	0.18	0.01
F*	0.62	0.46	0.53	0.46	0.44	-	0.18	0.30	-	0.19
OH	15.38	15.54	15.47	15.54	15.56	16.00	15.82	15.70	16.00	15.81
O*	27.79	27.81	27.85	27.85	27.97	27.96	28.00	28.00	27.88	27.96
O	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00	28.00
F/F+M	11.86	12.78	12.78	11.88	15.47	16.34	15.77	15.91	20.64	21.68

Talcs

Z2

	BO15-2B M1	BO15-2B M3	BO15-2B M5	BO15-2B M6	BO15-2B M14	BO15-3C M2	BO15-3C M4	BAF1 26	BAF1 27
SiO2	62.91	62.96	61.94	61.95	62.43	61.04	60.52	62.59	62.38
TiO2	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.06
Al2O3	0.04	0.12	0.30	0.33	0.20	0.93	0.29	0.25	0.14
Cr2O3	0.12	0.09	0.00	0.06	0.00	0.09	0.32	0.05	0.02
FeO	2.42	2.19	2.29	2.53	2.47	4.49	5.27	3.71	3.41
MnO	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.19	0.00	0.04	0.01
NiO	0.16	0.07	0.18	0.01	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
HgO	30.01	29.85	29.65	30.30	29.75	28.75	27.68	27.97	27.04
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00
Na2O	0.05	0.00	0.06	0.10	0.10	0.27	0.09	0.04	0.06
K2O	0.01	0.05	0.07	0.03	0.00	0.14	0.10	0.03	0.04
F	0.60	0.47	0.60	0.39	0.39	0.67	0.71	1.10	1.10
H2O*	4.43	4.48	4.36	4.50	4.49	4.33	4.22	4.12	4.06
2F=O	-0.25	-0.20	-0.25	-0.16	-0.16	-0.28	-0.30	-0.46	-0.46
TOTAL	100.56	100.09	99.21	100.09	99.85	100.63	98.91	99.55	97.86
Si	8.00	8.03	7.98	7.93	8.00	7.87	7.95	8.07	8.16
Al IV	-	-	0.02	0.05	0.00	0.13	0.04	-	-
Al VI	0.01	0.04	0.03	-	0.03	0.02	-	0.11	0.18
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ti	0.00	-	-	-	0.00	-	-	0.01	0.01
Fe2+	0.26	0.23	0.25	0.27	0.26	0.48	0.58	0.40	0.37
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Hg	5.69	5.67	5.70	5.78	5.68	5.53	5.42	5.38	5.27
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.07	0.02	0.01	0.02
K	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01
F*	0.24	0.19	0.24	0.16	0.16	0.27	0.30	0.45	0.45
OH	3.76	3.81	3.76	3.84	3.84	3.73	3.70	3.55	3.55
O*	22.01	22.01	22.01	22.02	22.01	22.05	22.02	22.01	22.01
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
R2	5.95	5.91	5.95	6.06	5.94	6.03	6.00	5.78	5.64
R3	0.02	0.05	0.03	-0.02	0.03	0.02	0.01	0.12	0.18
XII	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.09	0.04	0.02	0.02
F/F+M	4.33	3.95	4.15	4.48	4.45	8.06	9.65	6.93	6.61

Serpentines

	BO15-1 M5	BO15-1 M9	BO15-1 M10	BO15-1 M11	BO15-1 M12	BO15-1 M20	BO15-1 M21	BAF0 20	BAF0 24
SiO2	42.30	40.66	41.48	40.37	42.11	41.54	40.81	42.69	43.17
TiO2	0.13	0.09	0.01	-	0.01	-	0.07	0.01	-
Al2O3	2.42	2.00	2.30	2.75	3.04	1.72	2.96	1.71	2.63
Cr2O3	0.03	0.52	0.43	0.52	0.46	0.08	0.78	-	0.31
FeO	7.24	7.93	7.39	7.37	8.00	7.19	7.82	7.57	7.90
MnO	0.05	0.18	0.18	0.09	0.14	-	-	0.13	0.12
NiO	0.05	0.02	0.02	-	0.17	0.10	0.14	-	-
HgO	35.57	35.70	34.69	34.08	34.93	36.42	35.96	34.79	33.60
CaO	0.06	0.06	0.07	0.10	-	0.01	0.03	-	-
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02
F	0.15	0.18	0.17	0.14	0.27	0.23	0.32	0.58	0.42
H2O*	12.45	12.33	12.22	12.06	12.46	12.36	12.46	11.56	12.18
TOTAL	100.45	99.67	99.79	98.30	102.48	100.45	102.22	101.04	100.36
Si	2.02	1.96	2.02	2.00	2.00	2.00	1.94	2.07	2.09
Ti	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00	-
Al	0.14	0.11	0.13	0.16	0.17	0.10	0.17	0.10	0.15
Cr	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	-	0.01
Fe3+	-	-	0.30	0.30	0.32	0.29	0.31	-	-
Fe2+	0.29	0.32	-	-	-	-	-	0.31	0.32
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	-	-	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	-	0.01	0.00	0.01	-	-
Hg	2.54	2.57	2.52	2.51	2.48	2.61	2.55	2.52	2.42
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	-	0.00	0.00	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00
F*	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.09	0.06
OH	3.98	3.97	3.97	3.98	3.96	3.97	3.95	3.75	3.94
O*	7.09	7.03	7.24	7.23	7.26	7.19	7.19	7.12	7.17
O	7.10	7.03	7.25	7.24	7.26	7.19	7.19	7.12	7.17