Carte à : NICOLLET (C.)
Litec
Inv. N° 9153
Service Bibliothèque
Inv. Litec N° 9153

N° d'ordre : 413

Thèse d'Etat

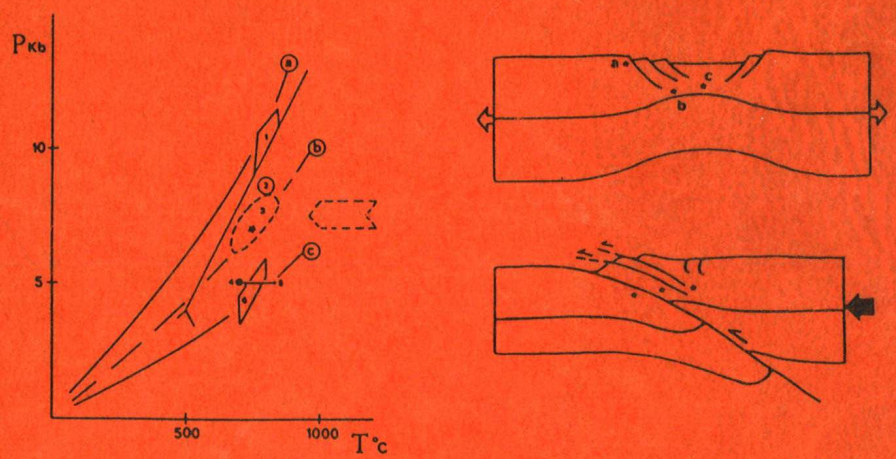
Université Blaise Pascal, Clermont-Fd

Bibliothèque du Département de Géologie et Minéralogie
UNIVERSITÉ de CLERMONT-Fd

METABASITES GRANULITIQUES, ANORTHOSITES ET ROCHES ASSOCIEES DE LA CROUTE INFERIEURE

Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central français

ARGUMENTS EN FAVEUR D'UN METAMORPHISME ASSOCIE A L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE



144

Christian NICOLLET

- 1988 -

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Classé à : NICOLLET (c)

Litec
Inv. N° 9153

Service Bibliothèque

Inv. Litec N°9153

THESE

Bibliothèque du Département de Géologie et Minéralogie
UNIVERSITÉ
de
CLERMONT-Fd

présentée à l'Université Blaise Pascal
pour obtenir le grade de
Docteur ès Sciences Naturelles

METABASITES GRANULITIQUES, ANORTHOSITES ET ROCHES ASSOCIEES DE LA CROUTE INFERIEURE

Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central français

ARGUMENTS EN FAVEUR D'UN METAMORPHISME ASSOCIE A L'EXTENSION LITHOSPHERIQUE

par

Christian NICOLLET

Soutenue le 27 Juin 1988 devant la Commission d'Examen

Membres du Jury

MM.	Ph.	VIDAL	Président
	J.	KORNPROBST	Rapporteur
	D.	VIELZEUF	-
	J.P.	BARD	-
	B.	LASNIER	Examinateur
	J.	KIENAST	-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

classé d' : NICOLLET (c.)

Ltec
Inv. N° 9153

Service Bibliothèque

Inv. Litec N° 9153

Bibliothèque du Département de Géologie et Minéralogie
UNIVERSITÉ de CLERMONT-Fd

- ERRATA -

p. 193 - Tab. 1 A. Fk 11 : nbre d'ox. : 8

p. 216 - Tab. 4. Korn : nbre d'ox. : 21,5 ; Tourm. : 24,5

p. 263 - Hensen B.J. (1977a) - The stability of osumilite in high grade metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 197-204.

à Mireille

à Lucile

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLE DES MATIERES

Avant propos

Abréviations

Introduction

Chapitre I - Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. Chem. Geol., (1980) en collaboration avec Andriambololona D..... 5

Chapitre II - La réaction Opx An H2O = Hb Ky (Ga Q) à l'origine du disthène dans les amphibolites ? 15

I - Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus (Aveyron) : Bull. mineral. (1982)..... 16

II - Etude pétrologique de la métanorite du Bois de Verdus : données nouvelles..... 21

A - Rappels sur le contexte géologique et la pétrographie de la métanorite et des roches associées..... 21
B - Données complémentaires sur la chimie des minéraux de la norite et réactions partielles..... 23
C - Contrôle cinétique de la coronitisation 24
D - Evaluations P-T de la coronitisation 25

III - Approche théorique de la coronitisation. Application aux métabasites à disthène..... 26

A - Elaboration d'une grille pétrogénétique dans la système CMASFH... 26
B - Evolution coronitique de la métanorite du Bois de Verdus..... 34
C - Application de la grille CMASFH aux systèmes naturels (influence de la fusion partielle, des variations de PH_2O, $aSiO_2$, aNa_2O et prise en compte de nouveaux minéraux)..... 37
D - Rareté du disthène dans les amphibolites : instabilité à "basses températures" des assemblages produits par la réaction Opx An H_2O = Hb Ky Ga Q ?..... 38

Planche photos 42

Annexe..... 43

Chapitre III- Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar... 55

I - Contexte géologique des amphibolites à saphirine et roches associées..... 55

II - Existence de granulites de haute pression à clinopyroxène-grenat (CRAS, 1983)..... 57

III - Origine des amphibolites à saphirine, corindon et grenat (CRAS, 1985)..... 61

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

IV - Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome (Bull. Mineral., 1986) 65

V - Données complémentaires sur la chimie des minéraux
Influence du sodium sur les paragénèses des amphibolites à Sa 79

VI - La métatroctolite d'Anavoha.
Pétrographie - clouding du plagioclase - Evaluations P, T de la coronitisation 82

Planche photos 86

Chapitre IV - Les clinopyroxénites à grenat-clintonite-sérendibite associées aux amphibolites à Sa-Co : métarodingites ou métasomatisme calcique en base de croûte ? 87

I - Introduction 88

II - Contexte géologique des calcaires métamorphiques et gneiss à silicates calciques 89
A - Les calcaires métamorphiques
B - Les gneiss à silicates calciques

III - Les gneiss à clintonite et sérendibite au contact des amphibolites à Sa-Co 93
A - Les clinopyroxénites à grenat et clintonite
B - Le gneiss à sérendibite et tourmaline

IV - Réactions de formation de la clintonite 97

V - Evaluations des conditions P, T, XCO_2 de stabilité des paragénèses des clinopyroxénites et gneiss à sérendibite 98

VI - Origine et évolution des roches associées aux amphibolites à Sa-Co 100

VII- Remarques sur les conditions de stabilité de la sérendibite : un deuxième gisement de ce minéral à Ihosy 106

Planches photos 108

Chapitre V - Le complexe gabbro-anorthositique du SW malgache : une coupe de la partie inférieure de la croûte 109

Première partie : Pétrographie des anorthosites, troctolites et granulites associées 109

A - Les granulites orthodérivées de composition basique et intermédiaire 111
1 - Mode de gisement
2 - Pétrographie : pyroxènes-amphibole-grenat-biotite-quartz-plagioclase -minéraux accessoires
3 - Les paragénèses variées dans les roches basiques
a - Nomenclature, b - Vingt neuf paragénèses, c - Le tracé des isogrades

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

B - Les massifs anorthosito-noritiques du groupe d'Ampanihy 120
1 - Contexte géologique
2 - Pétrographie

C - Les métatroctolites 123
1 - Le massif d'Anabohitsy
2 - Les métatroctolites d'Analafisaka

Planches photos 126

Deuxième partie : Evaluations des conditions P, T du complexe gabbro-anorthositique 127

A - La composition chimique des principaux minéraux.
Le plagioclase-l'olivine-les pyroxènes-le grenat-l'amphibole-la biotite -l'ilménite-le spinelle 129

B - Evaluation des conditions thermodynamiques 145
1 - Géothermobarométrie et coronitisation 145
2 - Géothermométrie (Cpx-Ga, Hb-Ga, Ga-Opx, biotite-Ga, Opx-Cpx,le titane dans la biotite - le titane dans l'amphibole, autres géothermomètres) 149
3 - Géobarométrie 156
a - Les granulites et anorthosites à la limite des groupes d'Ampanihy du Vohibory
b - Mise en évidence d'une baisse de la pression d'Ouest en Est
4 - Estimations sur la nature et la pression partielle des fluides 162
a - Estimation de l'activité de l'eau
b - Fugacités de l'oxygène et du CO_2
5 - Récapitulatif des estimations thermodynamiques dans les métabasites 164

Troisième partie : Mise en place et évolution du complexe gabbro -anorthositique 167

A - Origine et mise en place du complexe anorthositique 168
1 - Relations cogénétiques entre anorthosites-troctolites-granulites
2 - Géochimie
a - Les éléments majeurs, b - Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd
3 - Origine et mise en place des anorthosites et métabasites associées

B - Evolution métamorphique du complexe anorthositique 179
1 - Les relations mise en place-métamorphisme : les différents points de vue
2 - Evolution rétrograde des granulites sans grenat du SW
3 - Origine de la hornblende et de la biotite
4 - Origine du grenat : magmatique ou subsolidus
évolution rétrograde à "haute pression", grenat magmatique ou subsolidus ?, le grenat coronitique d'Anabohitsy

Chapitre VI - Gneiss et leptynites du Sud malgache : associations à spinelle-quartz, kornérupine-saphirine, grandidiérite-quartz 191

I - Aperçu sur le métamorphisme des métasédiments dans le Sud malgache 191

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

II - Le gneiss à Sill-Ga-Cord-Fk d'Anavoha 192

III - Les gneiss à graphite et sillimanite de la formation d 'Ampanihy 197

IV - Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy (Precambrian Res., 1985). Le gneiss à grandidiérite. Les filons sécants. Chronologie de la migmatisation granulitique 200

V - Le gneiss à kornérupine - saphirine - cordiérite d'Ianakafy 213

VI - Les leptynites à Sp-Q ou Opx-Ga 220

Planches photos 224

Chapitre VII - L'éclogite de Faratsiho (Madagascar) : un cas exceptionnel de métamorphisme de HP-BT au Protérozoïque supérieur 225

I - Introduction 226

II - Contexte géologique 227

III - Description de l'échantillon 227

IV - Composition des minéraux 230

V - Evolution P-T-t de l'éclogite 232

VI - Discussion 236

Chapitre VIII - Le métamorphisme de très haute température (~1000°C) associé aux ceintures basiques-ultrabasiques du Précambrien malgache 239

I - Introduction 240

II - Les granulites à grenat de la formation de Vondrozo 243

III - Les métagabbros de la ceinture d'Andriamena 244

IV - Les granulites à orthopyroxène ou orthoamphibole et cordiérite associées aux métagabbros 249
Les gneiss à orthoamphibole
Les granulites à orthopyroxène
Chimie des minéraux

V - Evaluation des conditions de pression et température de formation des granulites à orthoamphibole ou orthopyroxène 259
Géothermobarométrie
Evaluations des conditions paroxysmales
Evidence de l'osumilite dans l'épisode paroxysmal
Développement de la biotite et de l'orthoamphibole :
évaluations de la pression des fluides

VI - Origine des métabasites et granulites associées de la formation d'Andriamena 265

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

VII - Implications géotectoniques du métamorphisme de THT 268
Contexte géotectonique de formation des granulites de la formation d'Andriamena
Conservation des paragénèses de THT : inefficacité des géothermomètres conventionnels
Influence des processus cinétiques
Extension du métamorphisme de THT dans la croûte inférieure ?

Planches photos 276

En guise de conclusion - Le Précambrien malgache : sa place dans la ceinture mobile Mozambicaine 277

I - Le Panafricain : bref épisode aux alentours de 550 MA ou mégacycle Protérozoïque supérieur 279

II - Aperçu sur la géologie du socle cristallin de Madagascar 281

III - Signification géodynamique du mégacycle Kibaro-Panafricain 283

IV - Tentatives d'interprétation géodynamique du Précambrien malgache 285
A - Les ceintures métamorphiques doubles (Katz, 1972 ; 1974)
B - Le linéament de Bongolava-Ranotsara (BR)
C - Existence d'un accident crustal profond, subméridien au Nord du linéament de BR
D - Le SW malgache, une coupe de la croûte profonde

V - Conclusions 290

Bibliographie générale 293

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

AVANT PROPOS

La majeure partie de ce travail a été réalisée durant mon séjour à Tuléar, entre les années 79 et 86, avec l'autorisation de la Direction de la Recherche Scientifique de Madagascar. Cette étude a bénéficié de l'aide technique du Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes de Montpellier jusqu'en 1984 et, par la suite, du Département de Géologie de Clermont-Ferrand.

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont apporté une aide matérielle : J.P. Bard, B. Lasnier, F. Seifert, D. Ackermand, A. Leyreloup et J. Kornprobst qui a dirigé ce travail.

Dans l'isolement scientifique où je travaillais à Tuléar, les "conversations écrites" avec E.S. Grew furent précieuses. Le chapitre II a bénéficié de l'aide amicale de D. Vielzeuf.

La réalisation des lames minces est essentiellement due à Mrs Tejedo et Derval. Je tiens à souligner que la qualité des lames minces de M. Derval est une véritable aubaine pour le pétrologue à la recherche d'un minéral "canularesque" ou du plus petit indice d'une réaction commençante. Les analyses chimiques ont été réalisées dans les meilleurs délais par Mmes Cantagrel, Couturié et Vidal. J'ai apprécié l'aide efficace de Mme Veschambre à la microsonde.

Je dois l'agréable présentation de cet ouvrage à la compétence de L. Vialle et E. De Oliveira.

Je remercie Ph. Vidal qui préside le jury ainsi que J. Kienast qui a bien voulu s'associer aux autres personnes déjà citées pour juger ce travail.

Je terminerai en citant Noizet (1969) : "Pour le géologue expatrié, oeuvrant loin des Centres Universitaires où sont rassemblés à la fois les moyens techniques propres aux études modernes et les animateurs toujours prêts à aborder les sujets les plus difficiles avec l'esprit critique si indispensable, il ne peut être question de présenter un travail complet - ou tentant de l'être - sur un domaine particulier".

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ABREVIATIONS

Ab : albite ; act : actinote ; alm : almandin ; amp, amph. : amphibole ; an : anorthite ; an : andalousite ; anth : anthophyllite ; AS : silicate d'alumine.

Ba : barroisite ; bi, bt, biot : biotite.

Calc : calcite ; ch, chl : chlorite ; clint : clintonite ; clz : clinozoïsite ; cn, co : corindon ; cor : coronitique ; cord, crd, cd : cordiérite ; c, cpx : clinopyroxène.

Di : disthène ; di : diopside (chap. IV) ; dol : dolomie.

Ed : édénite ; en, enst : enstatite ; ep : épidote.

F, feld : feldspath ; fk : feldspath potassique ; fO_2 : fugacité de l'oxygène.

Ga, gt : grenat ; gd : gédrite ; glob : globuleux ; graph : graphite ; gr, gros : grossulaire.

Hb v, bv, b : hornblende verte, brun-vert, brune ; HM : hématite-magnétite (tampons fO_2).

Id : idocrase ; ilm : ilménite ; jd : jadéite.

Ky : disthène ; korn, kp :kornérupine ; ma : margarite ; MA : millions d'années.

Ol : olivine ; omp., omph : omphacite ; o, opx : orthopyroxène ; osu, osum : osumilite.

Par : paragénèse ; parg : pargasite ; pg : paragonite ; pl : plagioclase ; Prxs : opx et cpx ; Pt, PH_2O : pression totale, pression partielle H_2O ; py : pyrope.

Q, Qz : quartz ; QFM : quartz-fayalite-magnétite (tampon fO_2).

Sa, sap : saphirine ; si, sill : sillimanite ; sp : spessartine ; sph : sphène ; sp v, b : spinelle vert, brun ; s.s. : solution solide ; std : staurotide.

Tr : trémolite ; tourm : tourmaline.

V : vapeur ; W, M : wüstite-magnétite (tampon fO_2).

XMg (ou Fe) : Mg^{2+}(ouFe^{2+}) x 100 / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) ; XMgO (ou FeO) : MgO (ou FeO) x 100 / (MgO + FeO) ; X An (ou Ab) : An (ou Ab) x 100 : (Ab + An).

Zo : zoïsite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

INTRODUCTION

Les formations métamorphiques montrant une évolution progressive entre les faciès schistes verts, amphibolite et granulite, peuvent représenter dans certains cas, des portions de la croûte continentale inférieure ancienne. Ces régions sont si diversifiées en composition, en lithologie, en style tectonique qu'aucun modèle uniforme ne peut être proposé quant à la nature de cette portion de la croûte. Il s'avère donc nécessaire de multiplier les études des régions présentant de tels profils fossiles en précisant bien les processus tectoniques qui ont permis leur exhumation. A l'exception du chevauchement crustal profond intracontinental ou dans une zone de convergence océan-continent, processus le plus souvent invoqué, les mécanismes de remontée de la croûte profonde restent obscurs. Or ces mécanismes sont typiques de contextes géotectoniques qui auront marqué de leur empreinte la croûte inférieure (ex. : complexe granulitique calco-alcalin dans la croûte remontée dans une zone de convergence). Ainsi, ces sections de croûte inférieure à l'affleurement ne sont certainement pas représentatives de toute la croûte basale, mais seulement de celle des zones actives. Les xénolithes remontés par les volcans peuvent nous fournir des matériaux formés dans des contextes géodynamiques divers. Malheureusement, la représentation verticale de l'échantillonage est biaisée et les relations mutuelles sont inconnues.

L'étude des formations catazonales et des xénolithes permet de caractériser la nature et la diversité de la croûte inférieure ; elle permet aussi de préciser où et comment elle est générée par le manteau et comment elle se différencie. Le processus de formation de la croûte inférieure nécessite l'intrusion de magma basique depuis le manteau et l'enfoncement de roches supracrustales par chevauchement et faille inverse. Il est généralement admis que les marges actives sont les sites les plus importants d'addition crustale : ce mécanisme est au moins opérationnel depuis 900 MA et peut-être 2000 MA (Harris et al, 1987 ; Kröner, 1984 ; Windley, 1983 ; etc.). Quoiqu'il en soit, si l'on admet une composition moyenne andésitique pour la croûte terrestre, le modèle de marge active actuel n'est pas directement applicable aux époques anciennes, puisque le magma juvénile est basique (Kay et Kay, 1986). Il est possible que la croûte archéenne se soit formée à partir d'intrusions mantelliques plus siliceuses qu'actuellement : la signature mantellique de la majorité des granitoïdes archéens (Ben Othman, 1982), pourrait être en accord avec cette hypothèse. A moins que la partie basale basique de la croûte ne retourne dans le manteau par un processus de délamination (Kay et Kay, 1986).

La croûte inférieure est plus basique que la partie supérieure. Cette différenciation intracrustale peut se réaliser de différentes manières :

- par incorporation de portions de croûte océanique sous la croûte continentale ;

- par différenciation magmatique du magma juvénile (par ex., dans les marges actives : cumulats gabbroïques, granodiorites, andésites) ;

- par densité : les magmas basiques, de densité plus élevée que celle des matériaux crustaux, ont tendance à s'accumuler dans la partie inférieure de la croûte ;

- par fusion crustale (modèle restitique) : la fusion partielle de la croûte inférieure produit des granites qui migrent vers les niveaux superficiels du globe et laissent sur place des résidus non fondus (granulites alumineuses anhydres). Le transfert thermique nécessaire à cette fusion, depuis le manteau, pourra être réalisé par des intrusions basiques ;

- par percolation et infiltration de fluides, en particulier aqueux, qui favorisent le transfert métasomatique de matière.

Ecaillage, redoublement et chevauchement de la croûte auront pour effet d'atténuer cette différenciation en amenant, dans la croûte inférieure, des formations supracrustales qui sont effectivement abondantes dans certaines formations granulitiques.

On retiendra donc l'importance du magmatisme basique tant dans le nourrissage que dans les processus de différenciation de la croûte. Les métabasites sont abondantes dans les formations granulitiques et xénolithes, mais elles sont aussi très diversifiées, provenant de contextes géodynamiques divers : arcs insulaires, rifts continentaux et océaniques (Kay et Kay, 1986) ; elles peuvent être intrusives dans la croûte inférieure ou avoir séjourné dans la partie superficielle du globe avant leur enfoncement.

Une première approche pour caractériser ces métabasites et leur provenance, est géochimique. Elle consiste à rechercher les éléments peu affectés par le métamorphisme afin de comparer métabasites et roches magmatiques. Une telle étude, présentée dans le chapitre I, a été réalisée en 1979, en collaboration avec D. Andriambololona, afin de tester les comportements des éléments de transition.

Cependant, c'est une approche essentiellement pétrologique qui sera présentée dans la suite de ce travail. A l'inverse des métasédiments, les roches ignées métamorphiques peuvent montrer deux types (principaux) de trajectoires Pression-Température-temps au cours d'un épisode métamorphique : l'un lié à une mise en place en profondeur, essentiellement rétrograde (autométamorphisme), l'autre lié à une mise en place superficielle suivie d'un enfoncement (métamorphisme prograde, puis éventuellement, rétrograde).

Dans le chapitre II, je décris une association coronitique à Hb-Ky-Ga dans la métanorite du Bois de Verdus (Rouergue, MCF), formée au cours d'une évolution rétrograde depuis les conditions du faciès granulite de PI jusqu'à celles du faciès amphibolite. Une analyse géométrique des relations de phases permet une approche théorique de cette coronitisation et, d'une manière générale, aborde le problème de la rareté du disthène dans les métabasites. De plus, pour la suite de ce mémoire, cette grille sera une excellente introduction à l'étude des granulites basiques : elle nous permettra d'expliquer clairement la très grande diversité des paragénèses de ces roches, le télescopage des paragénèses des différents faciès : amphibolite, granulites de BP, PI et HP. Il sera discuté de la multivariance des réactions isogrades (à l'origine des "zones de transition"), liée aux solutions solides dans les minéraux et à l'influence de l'activité des différents éléments. Toutes sortes de problèmes bien connus, mais dont la mise au point graphique s'avérait nécessaire.

L'origine leucotroctolitique des amphibolites à Sa-Co-Ga du SW malgache est clairement démontrée au chapitre III : métatroctolites coronitiques et amphibolites se sont formées dans les mêmes conditions de Pt et T, mais PH_2O est faible dans un cas et proche de Pt dans l'autre. Dans une méta-anorthosite, j'ai suggéré que l'association rare Sa-Std riche en magnésium (XMg = 52) est liée à l'absence du sodium dans cette roche très calcique. Cette constatation et les réflexions concernant l'origine métasomatique (perte en sodium notamment) des clinopyroxénites associées à ces métabasites, laissent à penser que la transformation troctolite —> amphibolite à Sa n'est peut-être pas strictement isochimique.

Des clinopyroxénites à grossulaire-clintonite ou sérendibite, associées aux amphibolites à Sa, témoignent d'un important métasomatisme (impliquant Ca, Na, Al, Si) des troctolites à l'origine de ces différentes roches (chap. IV). Notons la présence de la sérendibite,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

borosilicate très rarement signalé, puisque seules huit occurrences de ce minéral (dont 2 décrites dans ce chapitre) sont connues au monde. L'hypothèse de l'origine métarodingitique de ces roches est attrayante : leurs compositions chimiques, leurs associations avec des serpentinites, l'abondance, dans la formation du Vohibory, de gneiss à silicates calciques et de roches supracrustales (quartzites, calcaires, métavolcanites ?) sont en faveur de cette alternative. Cependant, l'hypothèse d'une métasomatose synchrone du métamorphisme catazonal ne peut être écartée. La perméabilité et la porosité des roches restent importantes dans les conditions de haut degré métamorphique (e.g. Etheridge et al, 1984), autorisant une importante migration des fluides. L'infiltration de ces fluides vers les hauts niveaux de la croûte provoquerait des changements métasomatiques significatifs (e.g. Stähle et al, 1987). Tracy et al (1983) affirment que les calcaires pourraient perdre la moitié de leur volume par dissolution au cours d'une infiltration massive d'eau. De plus la métasomatose sera facilitée si elle est contemporaine de la mise en place magmatique du complexe troctolitique. Un parallélisme intéressant est fait avec les grospydites pour lesquelles le problème de l'origine se pose dans les mêmes termes (voir par ex. dans Kornprobst et al, 1987). Lorsque l'on sait que les rodingites représentent 10 % des mélanges tectoniques des marges actives (Moore, 1986), il parait logique de penser que certaines grospydites sont des métarodingites (Helmstaedt et al, 1979).

Le socle précambrien du SW malgache, présenté aux chapitres V et VI, montre une coupe de la croûte inférieure. Les conditions du métamorphisme vont depuis la base du faciès schistes verts jusqu'à celles des faciès granulites de HP et de PI. Ce socle ne représente pas une portion de croûte ancienne "normale" : le gradient géothermique augmente sensiblement d'W en E et cette formation est traversée par un complexe gabbro-anorthositique, considéré comme témoignant d'un contexte de paléorift. Contrairement à ce que l'on observe habituellement dans les suites anorthositiques protérozoïques, les termes basiques sont abondants et les termes intermédiaires et acides, rares : ceci suggère une mise en place en profondeur, synchrone du métamorphisme granulitique, de ce complexe. Les relations mise en place des anorthosites et métamorphisme granulitique qui leur est souvent associé, sont controversées : les données isotopiques récentes montrent que le principe couramment admis d'une relation génétique systématique entre ces deux événements doit être abandonnée. Pour prendre un autre exemple (historique), le classique scénario d'autométamorphisme des gabbros coronitiques de Norvège (Griffin et Raheim, 1973) est remis en question à la lumière des données radiochronologiques (Griffin et al, 1985). Dans le SW malgache, le contexte géologique, la chimie des minéraux et les données thermobarométriques, suggèrent, malgré tout, une mise en place synmétamorphe du complexe anorthositique.

Dans les pélites et leptynites du Sud malgache, diverses associations rares sont décrites au chapitre VI : leptynites à Q-Sp, à Opx-Ga-Cord. Un épisode d'anatexie de grande extension régionale et d'âge panafricain produit des gneiss migmatitiques à sept phases et des restites biotitiques et alumineuses pouvant contenir de la saphirine, de la kornérupine ou de la grandidiérite. On note le lien entre les borosilicates et la migmatisation (de précurseurs à tourmaline), en accord avec les travaux récents (Grew, 1988 ; Lonker, 1988). Ces métasédiments confirment la variation du gadient géothermique mise en évidence précédemment dans les métabasites. Signalons l'apparente prépondérance des gneiss à biotite (et graphite) dans la formation granulitique d'Ampanihy, tandis que les leptynites à Opx abondent dans le système Androyen.

L'éclogite de Faratsiho (chap. VII), échantillonée dans... les tiroirs du Muséum d'Histoire Naturelle, montre des conditions de HP-BT tout à fait inhabituelles dans une formation précambrienne. En effet, si les éclogites de BT ont certainement existé au Protérozoïque, au moins terminal, leurs chances d'arriver jusqu'à nous sont quasi nulles, car elles ont généralement été réchauffées (= éclogites de HT) ou érodées. En tout cas, cet échantillon prouve qu'au Protérozoïque supérieur, le gradient géothermique dans les zones de convergence

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

n'était pas sensiblement différent de l'actuel. En fait, la transition précambrien-phanérozoïque ne marque certainement aucune modification notable dans le régime de la tectonique globale. Une limite plus ancienne serait sans doute plausible (~1000 MA : cycle de Wilson avec ophiolites et magmatisme d'arc ou ~2500 MA : période où la majeure partie de la croûte continentale est formée ?).

La formation d 'Andriamena montre un ensemble de roches complexes dont une étude préliminaire est présentée au chapitre VIII. A un important complexe gabbroïque granulitique sont associés des métasédiments : ces derniers seraient des métavolcanites métasomatiques (et/ou des résidus d'un haut degré de fusion partielle), hypothèse confortée par l'association de ces roches avec des formations ferrifères, considérées comme provenant justement du lessivage de métavolcanites. Ces roches témoignent d'un métamorphisme de THT (≥1000 ° C à P~6 Kb). De telles roches sont exceptionnelles et sont instructives à différents points de vue. Dans quel contexte géotectonique se forment-elles ? Sont-elles répandues à la base de la croûte ? Ou, au contraire, sont-elles liées à des conditions de formations inhabituelles ? En fait, ce qui est peut-être le plus étonnant, c'est sans doute la conservation de ces conditions extrêmes. Compte tenu de la vitesse de refroidissement certainement lente, la diffusion des éléments, rapide à (très) haute température (e.g. Lasaga, 1983), aurait dû provoquer la réhomogénéisation complète de la composition des minéraux : c'est d'ailleurs ce qui s'est passé pour l'échange fer-magnésium. Comme il a déjà été remarqué (e.g. Lasaga, 1983), on est amené à s'interroger sur la validité des géothermomètres conventionnels, aspect déjà soulevé au chapitre V.

L'idée d'un style orogénique spécifique au Protérozoïque (antérieur à 1000 MA), impliquant le concept de tectonique globale (mais avec des déplacements de plaques limités), est proposée par Kröner (1984, 1985, etc.) : le raccourcissement crustal provoquerait le chevauchement d'une croûte continentale amincie et (?) la délamination de la lithosphère. Le stade précoce d'amincissement lithosphérique serait associé à une accrétion verticale par magmatisme sous et basi-crustal (dont, dans certains cas, des anorthosites). De nombreux auteurs admettent que certaines formations granulitiques soient la conséquence d'un régime d'extension lithosphérique (Newton, 1985, 1987 ; Percival et Berry, 1987 ; Sandiford et Powell, 1986 a ; etc.). Le magmatisme basi-crustal favorise le transfert de chaleur depuis le manteau vers la croûte.

C'est ainsi que je propose d'interpréter, en guise de conclusion, les métamorphismes (Protérozoïque supérieur ?) de la formation d'Andriamena et du SW malgache. Par ailleurs, l'éclogite de BT de Faratsiho témoigne d'une tectonique tangentielle impliquant la croûte dans son ensemble. Cette tectonique ensialique n'est pas incompatible avec un modèle collisionnel tel que Shackleton (1986) le propose dans la ceinture mobile mozambicaine. Notre connaissance du Précambrien malgache est, cependant, insuffisante pour qu'un (ou des) modèle géodynamique détaillé soit proposé ; de plus les idées avancées ne sont, certes pas, les uniques solutions possibles.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chemical Geology, 28 (1980) 79—90

© Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam — Printed in The Netherlands

Chapitre I

DISTRIBUTION OF TRANSITION ELEMENTS IN CRUSTAL METABASIC IGNEOUS ROCKS

CHRISTIAN NICOLLET and DAUPHIN RICHARD ANDRIAMBOLOLONA*

Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes—Laboratoire associé au C.N.R.S. No. 266, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (U.S.T.L.), 34060 Montpellier Cedex (France)
Laboratoire de Géochimie du Centre Géologie et Géophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (U.S.T.L.), 34060 Montpellier Cedex (France)

(Received June 5, 1979; revised and accepted September 12, 1979)

ABSTRACT

Nicollet, C. and Andriambololona, D.R., 1980. Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. Chem. Geol., 28: 79—90.

The study of transition elements (Ti, V, Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Fe, Mn) and Mg in metabasic crustal igneous rocks (amphibolites, granulites, eclogites) suggests that the distribution is not specially affected by medium- and high-grade metamorphism. In some cases, anomalously low contents of Ni, Cr and Cu may be more likely related to a previous low-grade metamorphic event. It seems that the fractionation of these elements is related to initial magmatic assemblages. It is demonstrated from the elements studied that most of the metabasites have an affinity with extrusive oceanic tholeiites and continental intrusive tholeiites. Thus, the subsequent high-grade metamorphism may be related either to the emplacement of basaltic magmas in the lower continental crust or to the underthrusting of the oceanic crust.

INTRODUCTION

The ancient magmatic rocks are one of the keys to understanding the past geotectonic history of the crust. Unfortunately, these rocks are generally strongly altered by metamorphic processes and their original chemical composition may have changed. Various workers (Pearce et al., 1975; Winchester and Floyd, 1976, etc.) have tried to avoid this difficulty by analysing those trace elements considered to be relatively immobile during metamorphic processes (Y, Zr, Nb, Ti, P, REE). The aim of this paper is to contribute to such studies by analysing in medium- and high-grade crustal metabasites (amphibolites, granulites and eclogites) the transition elements which are also considered to be stable during metamorphism (Jolly and Smith, 1972; Holland and Lambert, 1975; Bridgwater and Collerson, 1976). The advantage of such elements (Ti, V, Ni, Cr, Co, Cu, Zn, Mn) is that each of them has a specific af-

Present address: Service de Géologie, Université de Madagascar, Tananarive (Madagascar).

finity for a given mineralogical phase (e.g., Ni for olivine). The behaviour of the transition elements during their successive mineralogical transformations and the comparison with the behaviour and contents of such elements in recent volcanic rocks may help to characterize their original magmatic type and geotectonic setting.

For this purpose, we have gathered data published by various authors as well as our own results on the metabasic rocks of the French Massif Central. The study was restricted to basic rocks whose magmatic origin is clearly demonstrated by these authors. These basic terms are chosen using the classification of volcanic rocks: SI > 35 for tholeiitic basalts, DI < 35 for alkali basalts, SiO_2 < 56% for basic andesites and basalts related to orogenic zones (Taylor, 1969; Maury, 1976; Andriambololona, 1978; Andriambololona and Dupuy, 1978).

BEHAVIOUR OF TRANSITION ELEMENTS IN METABASIC ROCKS

The transition element data are plotted in Fig. 1 against the FeO*/MgO ratio (FeO* = total Fe as FeO) (Miyashiro and Shido, 1975) for some representative examples of amphibolites, granulites and eclogites. All the series show characteristic trends of volcanic rocks (Miyashiro and Shido, 1975). Cr, Ni and Co decrease more or less steadily with the FeO*/MgO ratio. Ti and V generally increase, displaying a trend characteristic of tholeiitic series (Miyashiro and Shido, 1975). However, in some localities (Odenwald amphibolites: Klemm and Weber-Diefenbach, 1971; Madras granulites: Sen and Ray, 1971), Ti remains constant or slightly decreases as in modern volcanics of orogenic zones. In some sequences which have suffered different grades of metamorphism, the behaviour of transition elements is not disturbed (e.g., amphibolites and granulites of the Strona Valley, D.R. Andriambololona, unpublished data, 1978; amphibolites of Greenland found both in amphibolite and granulite facies, Rivalenti and Rossi, 1975).

In spite of these similarities, some differences remain: (1) for a given value of the differentiation index, the transition-element contents are more scattered in metabasites than in volcanic rocks, especially for Cu and Zn; (2) low Ni and/or Cr contents (up to 5 ppm) in many metabasites (eclogites of Bohemia: Fediukova and Dudek, 1977; amphibolites of Sardinia: Ricci and Sabatini, 1973, etc.); (3) depletion in Cu, especially in amphibolites and granulites as already pointed by Andriambololona et al. (1977) and Dupuy et al. (1977) (amphibolites of the Strona Valley; D.R. Andriambololona, unpublished data, 1978; amphibolites of Brazil: Roeser and Müller, 1977; granulites of Bournac: Leyreloup et al., 1977). These contents are close to those found for oceanic gabbros (Table I).

The averaged contents are reported in Tables I and II for metabasic rocks, subdivised according to the previous considerations.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

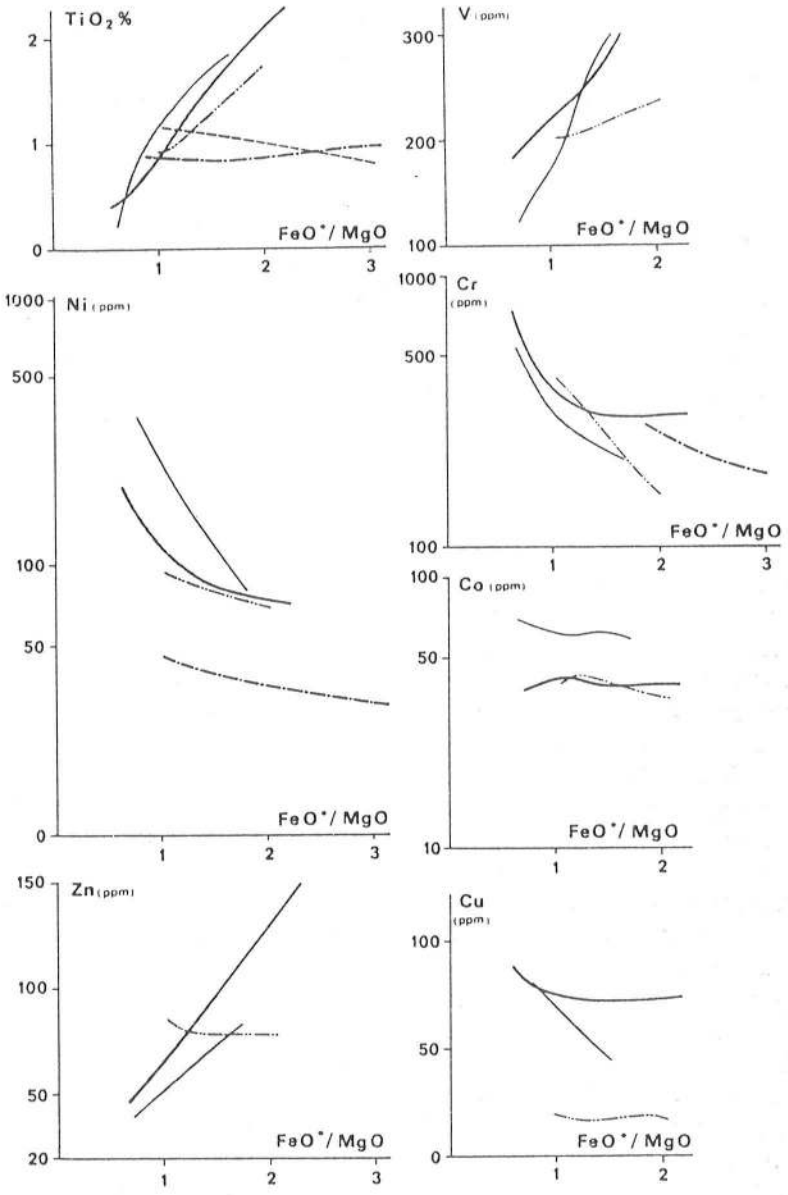


Fig. 1. Variation of the transition elements vs. the FeO*/MgO ratio in some representative metabasic rocks suites.
Amphibolites: Acebuches (Dupuy et al., 1979) (——); and Odenwald (Klemm and Weber-Diefenbach, 1971) (— . —).
Granulites: Bournac (Leyreloup et al., 1977) (— . . —); and Madras (Sen and Ray, 1971) (— — —).
Eclogites: Hohen Tauern (Richter, 1973) (——).
Shaded area: abyssal tholeiite fields after Andriambololona (1978).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLE I

Average contents for tholeiitic metabasites, abyssal tholeiites and oceanic gabbros

	n	TiO_2	n	V	n	Cr	n	MnO
Amphibolites:								
PI	4	0.56 (0.33)	2	162 (53)	4	723 (573)	4	0.16 (0.03)
PII	1	0.96	1	188	1	960	1	0.18
BII	22	1.16 (0.33)	16	237 (55)	22	316 (102)	22	0.17 (0.04)
BIII	19	1.34 (0.32)	10	283 (73)	19	300 (132)	19	0.19 (0.05)
Granulites:								
PI	4	0.70 (0.19)	4	201 (37)	4	483 (274)	4	0.14 (0.02)
PII	4	1.28 (0.58)	4	226 (50)	4	364 (185)	4	0.13 (0.04)
BII	9	1.15 (0.48)	9	202 (16)	9	372 (144)	9	0.13 (0.04)
BIII	2	1.98 (1.36)	2	255 (98)	2	269 (64)	2	0.15 (0.02)
Eclogites:								
PI	7	0.45 (0.4)	7	164 (33)	7	540 (197)	7	0.10 (0.04)
PII	16	0.53 (0.35)	3	235 (7)	16	457 (201)	16	0.12 (0.07)
BII	11	0.87 (0.43)	6	250 (45)	11	342 (124)	11	0.14 (0.04)
BIII	10	0.86 (0.13)	7	226 (18)	10	325 (55)	10	0.19 (0.08)
Olivine abyssal tholeiites:								
PI	6	0.69 (0.18)	2	176 (36)	6	1,022 (413)	6	0.16 (0.01)
PII	14	0.85 (0.41)	14	204 (34)	14	541 (154)	14	0.16 (0.02)
BII	12	1.14 (0.22)	12	245 (32)	12	399 (129)	12	0.16 (0.02)
BIII	14	1.53 (0.19)	14	292 (37)	14	256 (113)	14	0.18 (0.02)
Plagioclase abyssal tholeiites:								
PI	4	0.78 (0.20)		—	4	393 (122)	4	0.15 (0.02)
PII	5	0.75 (0.40)	5	195 (20)	5	270 (114)	5	0.12 (0.04)
BII	7	0.99 (0.23)	7	218 (29)	7	296 (142)	7	0.16 (0.05)
BIII	11	1.24 (0.20)	11	290 (14)	11	253 (70)	11	0.15 (0.03)
Oceanic gabbros:								
PI	15	0.33 (0.01)	15	153 (10)	15	1,028 (507)	15	0.13 (0.02)
BII	4	0.53 (0.17)	4	223 (19)	4	210 (50)	4	0.14 (0.01)

Data are taken for:
(A) Amphibolites, from Knauer et al. (1974); Rivalenti and Rossi (1975); Van Calsteren (1978); Dupuy et al. (1979); unpublished data for French Massif Central (C. Nicollet, 1978), and Strona Valley rocks (D.R. Andriambololona, 1978).
(B) Granulites, from Leyreloup et al. (1977) unpublished data of Strona Valley rocks (D.R. Andriambololona, 1978).
(C) Eclogites, from Bryhni et al. (1969); Richter (1973); Raheim (1976); Van Calsteren (1978); unpublished data for French Massif Central rocks (C. Nicollet, 1978).
For comparison various averaged values are reported for Recent tholeiites compiled by Andriambololona (1978). The subdivision in each rock type is established as follows:
PI: IS $>$ 45, R = Mg/(Mg + Fe) $>$ 0.72; PII: IS $>$ 45, 0.72 $\geqslant R \geqslant$ 0.66.
BI: 45 $\geqslant$ IS $\geqslant$ 35, $R >$ 0.72; BII: 45 $\geqslant$ IS $\geqslant$ 35, 0.72 $\geqslant R \geqslant$ 0.66; BIII: 45 $\geqslant$ IS $\geqslant$ 35, 0.66 $>$ R $\geqslant$ 0.60; BIV: 45 $\geqslant$ IS $\geqslant$ 35, 0.60 $> R$.
n = number of samples in the four groups; ( ) = standard deviation.
*Total Fe as FeO.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

n	FeO*	n	Co	n	Ni	n	Cu	n	Zn	Ti/V	Mg/Ni
4	7.96 (1.66)	3	54 (15)	2	214 (234)	2	37 (35)	2	59 (21)	21 (7)	313 (243)
1	8.42	1	52	1	358	1	13	1	58	30	154
22	9.05 (1.75)	17	59 (8)	20	121 (57)	16	58 (55)	16	67 (18)	29 (2)	389 (45)
19	9.22 (2.42)	12	62 (14)	17	111 (87)	10	42 (56)	10	78 (29)	28 (3)	421 (81)
4	8.43 (2.65)	4	37 (12)	4	104 (44)	4	17 (4)	4	69 (17)	21 (3)	554 (122)
4	10.93 (1.53)	4	70 (12)	4	191 (117)	4	22 (16)	4	95 (42)	34 (9)	319 (102)
9	9.07 (1.18)	9	49 (7)	9	102 (54)	9	17 (1)	9	84 (9)	34 (5)	473 (84)
2	9.84 (1.63)	2	58 (25)	2	106 (51)	2	24 (10)	2	136 (31)	46 (25)	429 (153)
7	6.80 (0.68)	7	51 (13)	7	463 (215)	7	74 (22)	4	49 (13)	16 (6)	142 (28)
16	7.53 (1.18)	16	40 (25)	16	143 (73)	16	84 (59)	14	53 (10)	14 (2)	407 (62)
11	8.51 (1.34)	11	46 (22)	11	99 (45)	10	73 (36)	9	64 (21)	21 (3)	503 (71)
10	9.90 (1.25)	10	48 (18)	9	92 (41)	4	67 (38)	2	92 (47)	23 (1)	535 (84)
6	8.56 (0.55)	7	57 (2)	6	423 (216)	6	91 (8)	2	63 (10)	—	122 (119)
14	8.79 (0.63)	14	56 (12)	14	216 (48)	14	91 (27)	14	64 (4)	25 (13)	277 (69)
12	8.86 (0.25)	12	53 (16)	12	168 (69)	12	82 (14)	12	67 (4)	28 (6)	321 (134)
14	9.99 (1.07)	14	48 (15)	14	122 (51)	14	76 (18)	14	80 (14)	31 (5)	394 (169)
4	8.01 (1.25)		—	4	144 (22)	4	66 (18)		—	—	403 (68)
5	6.80 (1.67)	5	34 (13)	5	102 (23)	5	73 (25)	5	56 (7)	23 (12)	449 (149)
7	8.29 (0.90)	7	35 (6)	7	108 (37)	7	67 (5)	7	61 (12)	27 (7)	443 (164)
11	9.02 (0.74)	11	42 (4)	11	96 (20)	11	62 (19)			26 (4)	472 (104)
15	5.70 (0.19)	15	41 (16)	15	219 (30)	15	64 (6)			13 (1)	277 (67)
4	6.63 (0.85)	4	39 (19)	4	105 (35)	4	18 (4)			14 (5)	476 (93)

COMPARISON BETWEEN METABASIC ROCKS AND CORRESPONDING NON-METAMORPHIC VOLCANICS

Main components factorial analysis applying to the first series of transition elements has been carried out both for basalts and metabasic rocks and reported graphically in Fig. 2. The following results were obtained from the program printout: the lower right-hand side of this figure is a plot of loadings on factors F_1 and F_2. This figure divides the elements in two groups: Ni, Cr and Mg, and Zn, Ti and Fe; in each group, these elements display a strong positive correlation indicating a close similarity in their behaviour; the eigenvalues F_1 and F_2 comprise a total of 67% of the information available for separating the magma types; the eigenvectors show that these two functions are:

$$F_1 = -0.037\, x'_{MnO} + 0.519\, x'_{MgO} + 0.018\, x'_{TiO_2} + 0.158\, x'_{Fe_2O_3} + 0.508\, x'_{Cr} + 0.384\, x'_{Co} + 0.518\, x'_{Ni} + 0.171\, x'_{Cu} - 0.016\, x'_{Zn}$$

$$F_2 = -0.376\, x'_{MnO} + 0.047\, x'_{MgO} - 0.555\, x'_{TiO_2} - 0.517\, x'_{Fe_2O_3} + 0.128\, x'_{Cr} - 0.065\, x'_{Co} + 0.020\, x'_{Ni} - 0.032\, x'_{Cu} - 0.501\, x'_{Zn}$$

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLE II

Averaged contents of calc-alkali amphibolites (Klemm and Weber-Diefenbach, 1971; Weber-Diefenbach, 1976) and volcanic rocks (Andriambololona, 1978).

	n	TiO_2 (%)	*n*	Cr (ppm)	*n*	MnO (%)	*n*	FeO* (%)	*n*	Co (ppm)	*n*	Ni (ppm)	Ni/Co	Mg/Ni
Amphibolites:														
B	53	1.03 (0.33)	40	137 (126)	53	0.23 (0.09)	53	12.3 (3.10)	40	35 (26)	53	44 (30)	1.26 (0.19)	807 (81)
AB	7	1.02 (0.17)	5	98 (105)	7	0.25 (0.11)	7	9.69 (0.7)	5	38 (19)	7	25 (10)	0.66 (0.18)	1,247 (268)
Continental margin:														
B	13	1.29 (0.46)	13	143 (76)	13	0.19 (0.18)	13	8.01 (1.53)	13	34 (3)	13	72 (66)	2.12 (1.95)	450 (424)
AB	21	1.10 (0.14)	17	199 (36)	21	0.13 (0.01)	21	7.26 (0.30)	10	30 (3)	17	70 (29)	2.33 (0.99)	488 (314)
Island arc:														
B	43	0.97 (0.27)	43	69 (173)	43	0.18 (0.06)	43	9.22 (1.40)	43	38 (12)	43	34 (80)	0.89 (2.12)	943 (2,241)
AB	43	0.86 (0.08)	10	38 (81)	53	0.17 (0.04)	53	8.02 (0.61)	8	33 (8)	10	16 (14)	0.61 (0.44)	1,611 (1,085)

Basalt (B) and basic andesites (AB) subdivision: B: $SiO_2 < 53\%$; AB: $53\% \leq SiO_2 < 56\%$.
n = number of samples in the two groups.
*Total Fe as FeO.

TABLE III

Mean and standard deviations obtained for 93 selected basic rocks

	MnO (%)	MgO (%)	TiO_2 (%)	Fe_2O_3 (%)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)
$\bar{x}$	0.166	9.45	1.65	11.22	419	54	219	79	82
s	0.024	4.10	0.91	1.85	389	17	268	40.2	25

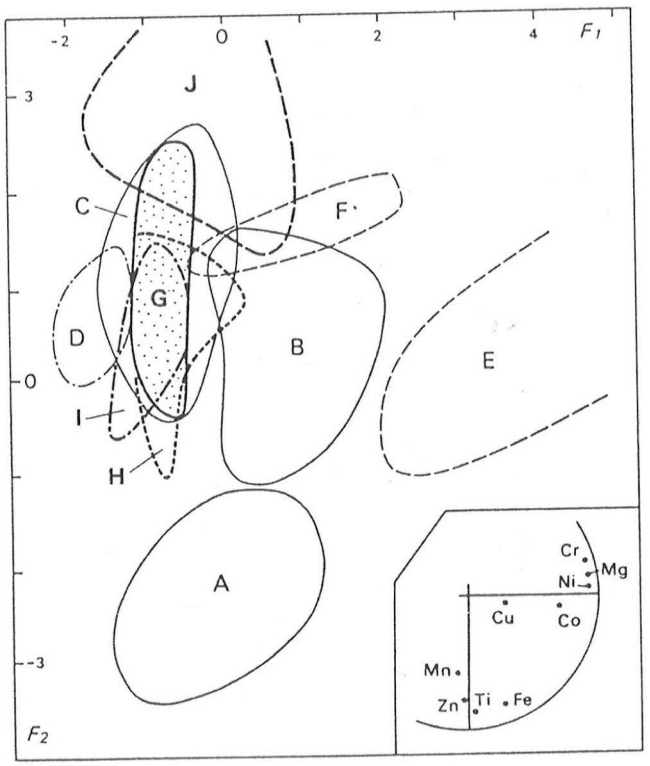


Fig. 2. Plot of factors score F_1 and F_2 for volcanic rocks (picrites and basalts) and metabasites (data from Table I). $F_1 + F_2$ account for 67% of the total variance with factor 1 contributing 37%.
A = alkali basalts; B = extrusive continental and island tholeiites; C = abyssal tholeiites; D = orogenic volcanic rocks; E = picrites of continental and island tholeiites; F = picrites of abyssal tholeiites; G = eclogites; H = granulites; I = amphibolites; and J = picrites of metabasites.

with $x' = (x - \bar{x})/s$; $\bar{x}$ and s are respectively mean and standard deviations obtained for 93 selected basic rocks and reported in Table III.

Fig. 2 shows that the transition elements discriminate the different volcanic rocks (Andriambololona, 1978). The three types of metabasites cluster in the abyssal tholeiites field. This kind of representation accounts for the different

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

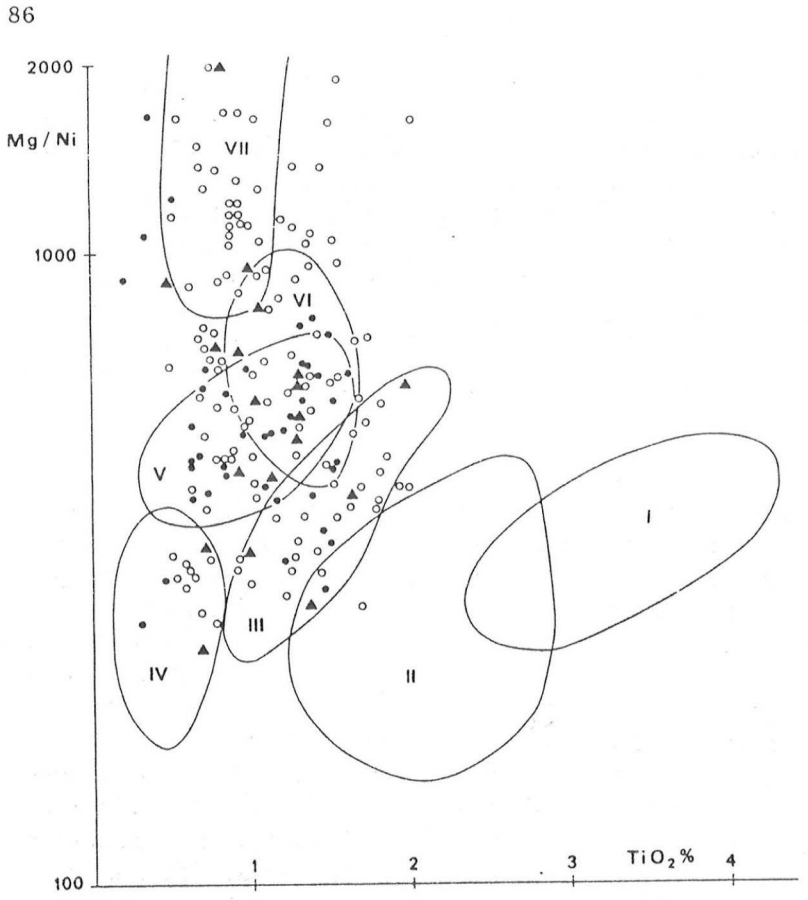


Fig. 3. Mg/Ni ratio vs. TiO_2.
Open circles: amphibolites (Van de Kamp, 1969; Prato, 1970; Klemm and Weber-Diefenbach, 1971; Knauer et al., 1974; Rivalenti and Rossi, 1975; Weber-Diefenbach, 1976; Dupuy et al., 1979; unpublished data for Rouergue, French Massif Central: C. Nicollet (1978); and Strona Valley: D.R. Andriambololona (1978).
Triangles = granulites (Leyreloup et al., 1977; unpublished data for French Massif Central: Marchand; and Strona Valley: Andriambololona (1978).
Full circles = eclogites (Bryhni et al. 1969; Ernst, 1977: Matthes and Seidel, 1977; Miller, 1970; Råheim, 1976; Richter, 1973; unpublished data for Rouergue: Nicollet (1978).
Continuous lines define the fields occupied by alkali and transitional basalt (*I*); extrusive continental tholeiites (*II*); olivine abyssal tholeiites and oceanic island tholeiites (*III*); oceanic gabbros and olivine normative dolerites (*IV*); plagioclase abyssal tholeiites, quartz--normative dolerites and Skaergaard gabbro (Wager and Mitchell, 1951 (*V*); continental margin calc-alkali rocks (*VI*); and island arc tholeiites and calc-alkali rocks (*VII*).

transition elements but remains restrictive because of the scarcity of the samples in which all transition elements are available. In consequence, another graph, Mg/Ni vs. TiO_2 using only three elements, but allowing us to consider increased numbers of samples, is presented in Fig. 3. TiO_2 displays large variations and specially discriminates between alkali and tholeiitic affinities and

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

the Mg/Ni ratio may control the olivine fractionation (Gunn, 1971). Moreover, this graph discriminates between intrusive and extrusive rocks. It shows that most of the metabasites cluster in the field of oceanic tholeiites, gabbros and dolerites except some examples which lie in the field of orogenic volcanic rocks (Odenwald amphibolites: Klemm and Weber-Diefenbach, 1971; Tyrol amphibolites: Weber-Diefenbach, 1976). None of the series studied falls in the field of the continental tholeiites nor in that of alkali basalts. However, Ricci and Sabatini (1978) have shown (by analysing Y, Zr, Nb, La and Ce) the alkaline affinity of the Sardinian amphibolites. This affinity is corroborated by high Ti, V and Ti/V contents despite low Ni and Cr contents.

DISCUSSION

The similarity in behaviour of the transition elements in the metabasites and in the volcanic rocks, suggests that the magmatic fractionation trend is preserved during the medium- and high-grade metamorphic events. In consequence, the distribution of the transition elements is more likely related to the mineralogical phases of the original basalt than to those of the corresponding metabasite as claimed by Fediukova and Dudek (1977). Although olivine and spinel are generally absent in metabasites, the rapid decrease of Cr and Ni during the earliest step of differentiation suggests a fractionation due to olivine and spinel. These two minerals are the only ones with partition coefficients high enough to deplete Ni and Cr rapidly during the differentiation (Frey et al. 1974). We believe thus that metamorphic transformations do not necessarily change the chemical composition of medium- and high-grade basic rocks, as was suggested by Forbes (1965) and Bryhni et al. (1969).

In this hypothesis, the very low Cr, Ni and Cu contents of some metabasites could be explained by some event earlier than the medium- or high-grade metamorphism. However, Andriambololona and Chikhaoui (in prep.) have shown that Cr, Ni and Cu may be depleted during low-grade metamorphism. Furthermore, Miyashiro et al. (1969), Thompson (1973), Bonatti et al. (1975), Pamic, (1974), and C.G. Engel and Fisher (1975) argued that the low Cu content of oceanic gabbros is due to seawater alteration. Such events may affect the rocks before the high-grade metamorphism. Low Cr and Ni contents of Bohemian eclogites (Fediukova and Dudek, 1977) and Cu depletions of some eclogites of the French Massif Central (C. Nicollet, unpublished data, 1978) showing gabbroic characters (honeycomb structure and low TiO_2 content) may be related to such processes.

Most of these metabasites have an affinity with oceanic tholeiites. Some of them may have a continental affinity (granulites of Bournac: A. Leyreloup, pers. commun., 1978); or quartz dolerites: Råheim, 1976). Only a few amphibolites have a calc-alkaline affinity. These observations are in agreement with the conclusions of Matthes (1978) for the German eclogites but in disagreement with the conclusions of Forbes (1965) who believes that the scarcity of alkali eclogites is only due to the alkali loss during metamorphism.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

88

CONCLUSIONS

This study suggests that the distribution and the behaviour of the transition elements in metabasites is not specially affected by medium- and high-grade metamorphism. The depletion of Ni, Cr and Cu in some localities may be more likely the result of a previous low-grade event. In metabasites, the fractionation of transition elements is related to the initial magmatic mineralogic phases of the original basalt. Thus, these elements appear very useful in the determination of the original geochemical affinity of the metabasic rocks. However, it is very difficult to separate, with transition elements alone, the extrusive oceanic tholeiites and the intrusive continental tholeiites. The two rock types with tholeiitic affinity are the most widespread among the metabasites. This feature appears logical by reference to the respective proportions of the actual magmatic type (A.E.J. Engel et al., 1965). The subsequent high-grade metamorphism may be related either to the emplacement of basaltic magmas in the lower continental crust (Griffin and Heier, 1973), or to the underthrusting of the oceanic crust (Miyashiro, 1972).

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support was provided by Laboratoire de Géochimie du Centre Géologie et Géophysique. P. Matte is gratefully acknowledged for his help in the English translation.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre II

LA REACTION OPX AN H_2O = HB KY (GA Q) A L'ORIGINE DU DISTHENE DANS LES AMPHIBOLITES ?

Résumé :

Une association coronitique réactionnelle inhabituelle à hornblende - disthène - grenat est décrite entre les orthopyroxène et plagioclase magmatiques d'une métanorite. Cet assemblage se forme au cours du refroidissement de la roche magmatique, à la transition faciès granulite de pression intermédiaire (paragénèse à Opx - Pl ± Cpx ou Ga ± Q) et faciès amphibolite à grenat. Dans les mêmes conditions de P et T évaluées à 650-700 °C aux environs de 10 Kb, les roches voisines montrent des paragénèses éclogitiques (métatroctolite coronitique à omphacite et éclogite à Mg hornblende et disthène). Dans la métanorite, la disposition séquentielle des minéraux : zones à Pl + Ky, (Ga), Hb, (Hb + Q), (Anth), Opx (les minéraux entre parenthèses sont occasionnels) et la zonation très marquée de l'amphibole et du plagioclase sont remarquables. Les variations de la composition du feldspath s'étendent entre An 60 (composition magmatique) et An 25 et s'accompagnent, lorsque la teneur est inférieure à An 40 de la cristallisation du disthène. On peut écrire la réaction partielle : 2 An + 5 Si + 2 Na = 2 Ab + Ky + 2 Ca. Cette réaction, ainsi que la zonation de l'amphibole, essentiellement contrôlée par une substitution pargasitique, et la disposition séquentielle des minéraux, témoignent d'un gradient chimique de l'alumine, élément peu mobile. Par contre Fe, Mg et, dans une moindre mesure (?), Ca sont très mobiles. La mobilité du sodium est difficile à préciser, car la zonation de cet élément, guidée par la substitution édénitique de l'amphibole, est directement liée à celle de l'alumine. En conséquence, les assemblages Opx-Hb-Pl-Ky (-Ga-Q), formés au cours des réactions Opx Pl H_2O = Hb Ky (Ga Q) (réac. 14 et 21), qui sont pourtant multivariantes dans les systèmes naturels, ne sont pas à l'équilibre.

Une grille pétrogénétique dans le système CMASFH (fig. 10) est proposée pour une approche plus théorique de la coronitisation de cette métanorite et pour aborder le problème de la rareté du disthène dans les métabasites. Cette grille apporte des contraintes nouvelles pour l'étude des éclogites et (plagio)pyrigarnites à disthène. Son application aux systèmes naturels nécessite de prendre en compte d'autres minéraux que ceux considérés ici : cordiérite, zoïsite, paragonite, margarite, fayalite. L'absence de ces phases dans cette grille limite la validité de celle-ci au domaine HP-HT. Il est également nécessaire de prendre en compte d'autres éléments, notamment le sodium et les variations de l'activité de l'eau et de la silice. Une diminution de l'activité de la silice a, en particulier, pour effet d'augmenter le champ de stabilité de l'assemblage Cpx-Ga vers les basses pressions, de telle sorte que la paragénèse Cpx Ga Hb Pl est atypique, car peut exister dans les conditions des faciès granulite (à Hb) de haute pression et de pression intermédiaire, mais aussi dans celles du faciès amphibolite. Les diagrammes T-XMg isobares permettent d'expliquer par 2 ou 4 réactions consécutives les structures coronitiques de la métanorite, au cours d'une évolution rétrograde en température : Opx Cpx An H_2O = Hb (13) ; Opx An H_2O = Hb Ky (14) et éventuellement Opx An H_2O = Hb Ky Ga Q (21) ; An Ga Q H_2O = Hb Ky (5). De faibles variations de a H_2O et/ou a SiO_2 et/ou a Na_2O expliquent que la réaction univariante d'ordre supérieur (21) soit impliquée ou non.

La grille pétrogénétique dans le système CMASFH suggère que le disthène devrait être un minéral relativement commun des amphibolites par le biais des réactions (14) et (21). En réalité, l'assemblage multivariant Opx An Ky Ga Hb Q n'est pas stable : en effet, l'association Opx - Ky - Q (-Pl) est une association de très hautes températures. En conséquence, il est vraisemblable que les réactions (21) et (20) : Hb Ga Q = Opx Cpx An H_2O dégénèrent pour donner la réaction Opx An H_2O = Hb Ga Q (15) dans laquelle le disthène est absent. Ainsi, dans l'assemblage coronitique de la métanorite et dans de rares amphibolites, la présence de disthène pourrait être liée à un facteur cinétique qui permettrait à l'assemblage de haute température : Opx-Ky-Q, produit par la réaction (21), de persister à relativement basses températures.

Bull. Minéral.
(1982), **105**, 691-696

I-Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus (Aveyron).

par CHRISTIAN NICOLLET,
C.U.R. de Tuléar, B.P. 92, Tuléar 601 Madagascar
et Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes, U.S.T.L.,
Place Eugène Bataillon, 34060 Montpellier Cedex, France.

Résumé. — Dans le complexe leptyno amphibolique du Lévezou (Aveyron), un ensemble de roches basiques orthodérivées (gabbros, troctolites, norite) est métamorphisé dans les conditions du faciès granulite, donnant des éclogites à omphacite, grenat, amphibole et disthène et des corinites complexes. La norite du Bois de Verdus montre l'assemblage coronitique amphibole + disthène + grenat qui s'est formé vraisemblablement en deux temps : (1) amphibole + disthène s'accompagnant d'une diminution du pourcentage en anorthite du plagioclase (avec PT = PH_2O ?) ; ainsi les amphibolites à disthène ne sont pas nécessairement le résultat d'un métamorphisme rétrograde affectant les éclogites à disthène ; (2) la formation de grenat s'accompagne vraisemblablement d'une diminution de la pression d'eau. Ce stade à amphibole + plagioclase + grenat + disthène pourrait représenter un stade intermédiaire entre les amphibolites à disthène et les éclogites à disthène et amphibole.

Mots clés : Aveyron, complexe cumulatif, norite, réactions coronitiques, amphibolites à disthène, éclogitisation.

Reactionnal assemblages with amphibole, kyanite and garnet in the metanorite of the Bois de Verdus (Aveyron).

Abstract. — In Lévezou (Aveyron), the leptyno-amphibolitic complex contains basic rocks (gabbros, troctolites, norite) which are transformed into eclogites (omphacite + garnet + amphibole + kyanite) and into various coronitic rocks. The norite of Bois de Verdus displays the following coronitic assemblage : amphibole + kyanite + garnet, probably formed in two successive steps : (1) amphibole + kyanite associated with decrease in the anorthite content of plagioclase (with PH_2O = PT ?) ; (2) appearance of garnet accompanied with a decrease of PH_2O. It seems that kyanite bearing amphibolites do not result necessarily from retrograde metamorphism of kyanite bearing eclogites. Finally, step 2 (amphibole + plagioclase + garnet + kyanite) may represent an intermediate stage between kyanite bearing amphibolites and kyanite bearing eclogites.

Key words : Aveyron, cumulate complex, norite, coronitic reactions, kyanite amphibolite, eclogitisation.

INTRODUCTION

On a parfois considéré les orthoamphibolites à disthène comme étant le résultat du métamorphisme rétrograde de métabasites de haut degré : granulites à grenat et éclogites (par ex : Tilley, 1937). Dans les éclogites, divers mécanismes ont été proposés pour expliquer la formation du disthène (par ex : Miller, 1970, Holland, 1979, etc.) mais aucun n'envisage clairement l'existence d'un stade amphibolite à disthène au cours de l'éclogitisation. La présence d'assemblages à amphibole, plagioclase, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus peut apporter des renseignements sur cette éventualité pétrogénétique ainsi que sur les conditions de formation du disthène dans les métabasites de haut degré.

CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA METANORITE DU BOIS DE VERDUS

La métanorite du Bois de Verdus (environs de Pentézac, Aveyron) affleure dans la partie ouest du groupe leptyno-amphibolique du dôme du Lévezou. Ce groupe est constitué d'un ensemble de roches basiques essentiellement orthodérivées, d'ortholeptynites, de gneiss pélitiques et de quartzites (Nicollet, 1978). La région de Pentézac et Dournets constitue un important massif de métagabbros de plusieurs kilomètres carrés. Ces roches présentent une texture ophitique relictuelle à clinopyroxène pseudomorphosé par de la hornblende verte. Elles passent localement à des éclogites par l'intermédiaire de faciès coronitiques à grenat. (Piboule et Coffrant, 1970). Des

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

métatroctolites coronitiques forment des septas décamétriques dans le massif gabbroïque. Des éclogites sont également associées aux métatroctolites. La paragenèse de l'éclogite de Dournets en septa dans une métatroctolite est : omphacite + grenat + magnesio-hornblende + disthène + minéraux opaques. La norite de Pentézac, ainsi qu'une éclogite et une grenatite se trouvent en septa dans une troctolite. Les métagabbros et les roches associées sont des cumulats à olivine, plagioclase et clinopyroxène. Dans un tel contexte, la métanorite, dont l'origine orthodérivée est proposée dès 1917 par Lacroix est un cumulat à orthopyroxène + plagioclase ± clinopyroxène.

COMPOSITION MINERALOGIQUE DE LA NORITE

La norite du Bois de Verdus est essentiellement constituée de gros cristaux (2 à 3 cm) de bronzite schillérisée (Tableau) à exsolutions lamellaires de hornblende et/ou clinopyroxène. Cet orthopyroxène n'est pas zoné ; il forme fréquemment des agrégats polycristallins en mosaïque (texture de recuit) dans lesquels les microcristaux ont la même composition. On rencontre quelques clinopyroxènes qui n'ont pas été analysés. Le plagioclase nuageux, faiblement zoné est du labrador (Tableau) avec une bordure plus sodique. Il peut recristalliser en un mortier régulier de plagioclase secondaire plus acide dont la limite des cristaux peut être le lieu de la nucléation d'inclusions limpides d'un silicate d'alumine optiquement indéterminable (Figure 1).

Les contacts entre le plagioclase et l'orthopyroxène sont réactionnels et caractérisé par le développement de couronnes de deux types :

a) **couronne à amphibole et silicate d'alumine :**

L'amphibole est une magnesio-hornblende dans la classification de Leake (1978) (Tableau). Elle forme une ceinture de cristaux verts disposés radialement autour de l'orthopyroxène. On observe des vermicules d'un minéral limpide pouvant être du quartz (Figure 1). Le contact amphibole-pyroxène, très irrégulier est dentelé et ne représente certainement pas la limite originelle des grains pyroxène-plagioclase. (Figures 1 et 2) suggérant que l'amphibole se développe partiellement au détriment du pyroxène (Grieve et Git-

	Opx	Pl	Amph	Gr cor	Gr
N	3	1	1	5	1
SiO_2	52,96(0,68)	52,47	49,47	39,85(0,46)	38,98
TiO_2	0,03(0,04)	-	0,5	0,01(0,01)	0,18
Al_2O_3	3,19(0,59)	29,77	8,47	22,72(0,15)	22,54
Cr_2O_3	0,23(0,08)	-	-	-	-
FeO t	14,24(0,35)	1,23	6,06	19,47(0,83)	23,65
MnO	0,30(0,11)	0,02	0,04	0,96(0,1)	1,43
MgO	27,44(0,53)	0,01	17,94	11,5 (0,27)	9,01
CaO	0,36(0,28)	12,14	10,96	4,82(0,37)	4,74
Na_2O	-	5,17	1,12	0,01(0,01)	-
K_2O	-	0,17	0,05	-	-
Totaux	98,75	100,98	94,61	99,34	100,53
Nombre d'oxygènes	6	32	23	24	24
Si	1,922	9,5	7,139	6,003	5.939
Al 4	0,078		0,861	-	0.061
Al 6	0,059	6,35	0,581	4,036	3.988
Ti	0,001	-	0,054	0,001	0.015
Cr	0,007	-	-	-	-
Fe	0,432	0,19	0,731	2,453	3.014
Mn	0,009	-	0,005	0,123	0.185
Mg	1,484	-	3,859	2,582	2.046
Ca	0,014	2,35	1,695	0,778	0.774
Na	-	1,81	0,238	0,003	-
K	-	0,04	0,009	-	-
	Mole % Ab :43,1			Py :42,65(0,91)	33,6
	An :56			Alm :42,47(1,41)	50,6
	Or : 0,9			Sp : 2,02(0,21)	3
				Gr :12,8 (0,89)	12,8

TABLEAU. — *Compositions chimiques des minéraux* - Les analyses à la microsonde ont été réalisées au B.R.G.M. Orléans. n : nombre d'échantillons ; ( ):écart type ; les 5 analyses de grenats coronitiques (Gr cor) sont faites sur une traversée de la couronne ; la dernière analyse (Gr) est celle d'un grenat isolé dans le plagioclase ; Fe total sous forme FeO.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

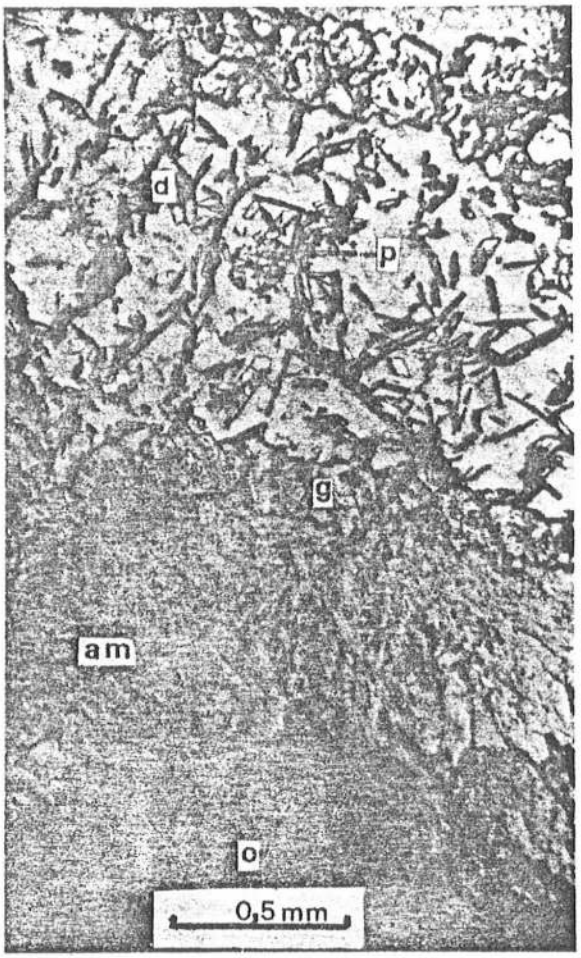


FIG. 1. — *Auréole coronitique à amphibole* (am), *grenat* (g), *et disthène* (d) *entre l'orthopyroxène* (o) *et le plagioclase* (p). Le disthène se situe aux joints des grains des néoplagioclases. Remarquer les gouttelettes limpides dans l'amphibole. (L.N.)

FIG. 2. — *Auréole coronitique à amphibole et disthène.* Les aiguilles de disthène se localisent ici au joint amphibole-plagioclase (L.N.).

tins, 1975). La présence d'aiguilles entremêlées d'amphibole et de silicate d'alumine dans le plagioclase suggère que l'amphibole croît également au détriment du plagioclase. Il se forme alors des petits niveaux d'amphibolites dans lesquels on peut reconnaître optiquement que le silicate d'alumine est du disthène (Figure 3). On note que lorsque le clinopyroxène primaire est en contact avec le plagioclase, il se développe au joint des minéraux une auréole amphibolique dépourvue de disthène (Figure 4).

b) **courone à amphibole, grenat, silicate d'alumine:**

L'assemblage coronitique précédent est sporadiquement frangé d'une couronne de grenats (Figure 1). L'amphibole peut se situer de part et d'autre de cette couronne. Le grenat est automorphe aussi bien du côté du plagioclase que du côté de l'amphibole. C'est un almandin-pyrope dont la teneur en grossulaire ne dépasse pas 14% (Tableau). Il n'est pas zoné et contient en inclusions des aiguilles d'amphibole. Ces inclusions sont légèrement plus riches en alumine et ont une teneur en silice un peu plus faible que les amphiboles de la couronne intérieure. Le grenat coronitique n'a jamais été rencontré à proximité du clinopyroxène. La rareté de ce minéral primaire ne permet pas de conclure que la couronne de grenat ne peut pas se développer à son contact. Quelques gros cristaux de grenat d'un centimètre sont isolés dans le plagioclase. Ils ne sont pas zonés et leur rapport almandin-pyrope est légèrement supérieur à celui du grenat coronitique (Tableau).

DISCUSSION

Foslie (1945) observe l'association hornblende + disthène dans une métanorite et la considère comme le produit de la réaction : enstatite + anorthite + H_2O → hornblende + disthène. Dans la métanorite du Bois de Verdus, la réaction peut s'écrire : bronzite + labrador (Pl I) + H_2O → magnésio-hornblende + plagioclase II (Pl II) + disthène où PlII a un pourcentage en anorthite inférieur à celui du labrador. Cette réaction se forme dans le faciès amphibolite, en présence d'eau comme pourrait en témoigner le large développement de la couronne d'amphibole (jusqu'à 2 cm) : ce large développement peut s'expliquer partiellement par la migration des deux limites

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

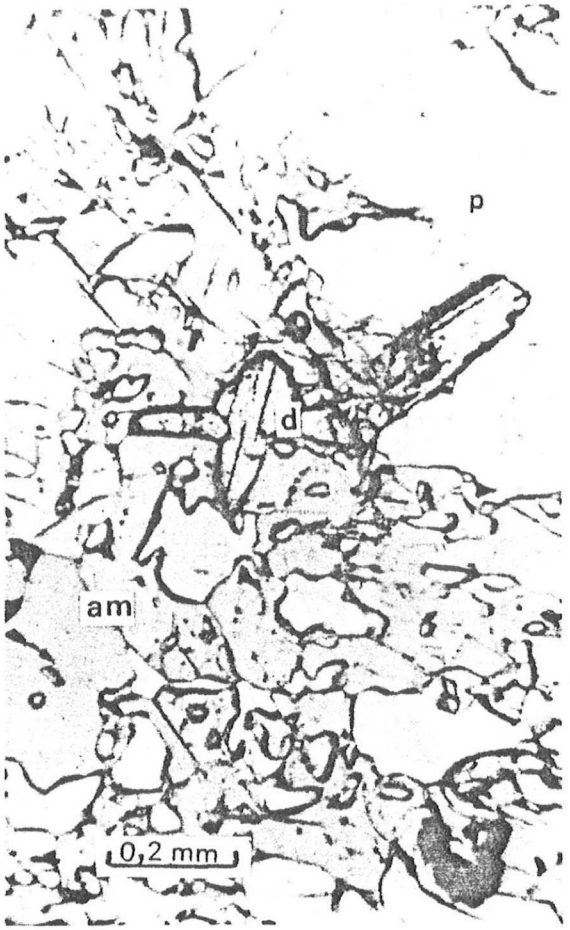


FIG. 3. — *Développement accentué de la couronne am + di dans le plagioclase formant une amphibolite à disthène* (L.N.).

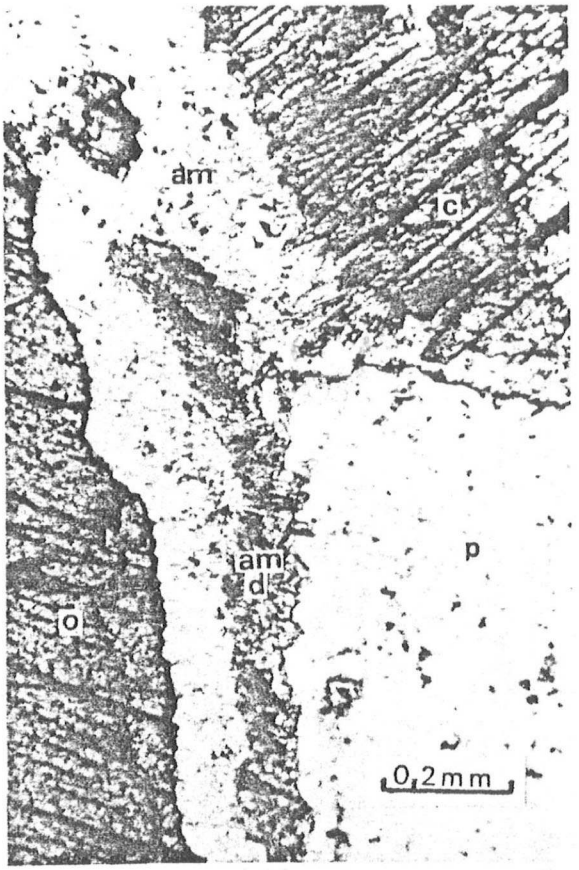


FIG. 4. — *Auréole amphibolique entre le plagioclase et les pyroxènes : am + di au contact orthopyroxène-plagioclase ; am seule au contact clinopyroxène* (c) - *plagioclase* (L.N.).

des grains, pyroxène-amphibole, amphibole-plagioclase qui favorise le processus de dissolution des phases réactantes (Yund et Mc Callister, 1970; Smidoda *et al.*, 1978) ; cependant, ce mécanisme paraît insuffisant pour expliquer les textures observées et devrait s'accompagner d'une importante diffusion intergranulaire favorisée par la présence d'eau.

Dans le diagramme ACF de la figure 5A, nous avons représenté les lignes jointives probables de l'association magmatique initiale de la norite et celles qui découleraient d'un rééquilibrage dans les conditions du faciès amphibolite. Les lignes Opx-An et Hb-di s'intersectent conformément à la réaction de Foslie. Au contraire, les lignes Cpx-An et Hb-di ne se coupent pas, ce qui expliquerait l'absence de disthène dans la couronne amphibolique autour du clinopyroxène. Le diagramme met en évidence des paragenèses d'amphibolites à disthène : hornblende + disthène + plagioclase ± quartz et éventuellement hornblende + disthène + orthopyroxène ± quartz si l'orthopyroxène et le disthène ne réagissent pas. La formation du grenat ne semble pas postérieure au développement de la couronne amphibolique comme le suggère Engels et Vogel, (1966) mais liée à une diminution locale de la teneur en eau. L'eau n'étant plus un constituant en excès mais un constituant indépendant, le système sera représenté par un tétraèdre ACF-H_2O et la figure 5B est la projection de ce tétraèdre sur le triangle ACF. Pour des compositions chimiques adéquates, on aura des amphibolites à disthène et grenat. Au cours de l'éclogitisation, ces amphibolites vont se transformer en éclogites à disthène et à amphibole. La figure 5C représente la paragenèse de l'éclogite de Dournets qui pourrait avoir suivi une telle évolution.

CONCLUSION

L'existence d'un assemblage amphibole + plagioclase + disthène au cours du métamorphisme de la norite de Pentézac montre que les amphibolites à disthène ne sont pas nécessairement le résultat d'un métamorphisme rétrograde affectant des granulites à grenat et des éclogites. L'addition de grenat donne un assemblage qui peut représenter un stade intermédiaire entre les amphibolites à disthène et les éclogites à disthène. La présente d'amphibole comme phase stable ou relictuelle dans de nombreuses éclogites à disthène (par ex : Brière, 1920 ; Mottana *et al.*, (1968) ; Bryhni *et al.*, 1969 ; Matthes *et al.*, 1970 ;

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Holland, 1979 ; etc.) suggère que les amphibolites à disthène (et grenat) peuvent représenter un stade précoce vers l'éclogitisation.

Reçu le 15 février 1982
Accepté le 17 septembre 1982

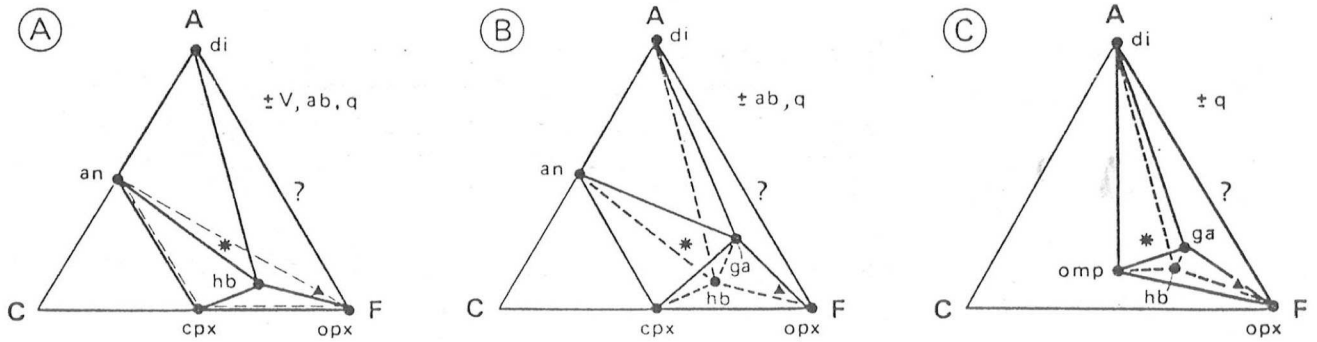


FIG. 5. — *Evolution métamorphique possible de la norite de Pentézac et de l'éclogite de Dournets.*
A : diagramme ACF (avec H_2O saturé) représentant la paragenèse magmatique initiale (pointillés) et les paragénèses dans le faciès amphibolite (traits pleins) ; ▲ : norite de Pentézac ; * : éclogite de Dournets en septa dans une métatroctolite (données non publiées) ; an = anorthite ; di = disthène ; opx = orthopyroxène ; cpx = clinopyroxène ; V = vapeur ; q = quartz ; ab = albite ; hb = composition chimique de la hornblende coronitique de la norite. La ligne jointive opx-di est hypothétique car il est vraisemblable que ces deux minéraux réagissent (Hensen et Essene, 1971).

B : projection du tétraèdre ACF - H_2O sur sa base dans les conditions transitionnelles entre le faciès amphibolite et le faciès granulite de haute pression. Traits pleins : lignes jointives sur la base ; traits tiretets : lignes jointives projetées sur la base ; ▲ projection du point représentatif de la composition chimique de la norite de Pentézac qui se situe dans le volume di-opx-ga-hb (?) ; *idem pour l'éclogite de Dournets qui se situe dans le volume di-an-ga-hb; ga= grenat coronitique de la norite.

C : projection du tétraèdre ACF - H_2O représentant la paragenèse de l'éclogite de Dournets ; omph, hb, ga = points représentatifs des compositions chimiques de l'omphacite, magnésio-hornblende et grenat de l'éclogite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

II - ETUDE PETROLOGIQUE DE LA METANORITE DU BOIS DE VERDUS : DONNEES NOUVELLES

Des données analytiques et thermodynamiques nouvelles permettent d'apporter quelques précisions sur l'évolution métamorphique de la métanorite du Bois de Verdus et fournissent des contraintes pour l'étude des métabasites à disthène. La numérotation des figures (à l'exception des nouvelles photos) fait suite à celle de l'article précédent. Dans l'annexe, les figures sont numérotées : fig. A1, A2, etc.

A - Rappels sur le contexte géologique et la pétrographie de la métanorite et roches associées :

Le massif gabbroïque de Dournets-Pentézac-Arvieu comprend un ensemble d'amphibolites banales dans lesquelles quelques "boules" décamétriques de métatroctolites (plus ou moins serpentinisées) coronitiques et éclogites sont dispersées. Dans les gabbros et métatroctolites, l'excellente conservation de la texture magmatique est remarquable et s'accorde avec le caractère statique de l'évolution métamorphique de ces roches : j'ai mentionné précédemment la texture ophitique relictuelle dans les amphibolites banales ; les photos 1 et 2 montrent la texture cumulative (orthocumulats) de la métatroctolite de la Croix d'Arvieu et d'une enclave homéogène dans celle-ci. Dans la métatroctolite (éch. Ru 619), l'olivine magnésienne (Fo ~ 83) est enveloppée de 3 ou 4 fines couronnes d'orthopyroxène, clinopyroxène (II) et/ou amphibole et grenat (photo 3). Le plagioclase magmatique est remplacé à 90 % par de l'omphacite contenant de fines aiguilles non identifiées (disthène ?) (photos 3). La composition reconstituée du plagioclase identique à celle donnée par la composition normative est de 31 % de composant albite. Spinelle chromifère, ilménite et clinopyroxène (minéral post-cumulus) complètent la minéralogie de cette roche. Dans l'enclave homéogène (éch. Ru 619 b), les plagioclases automorphes sont entourés par des clinopyroxènes post cumulii ; de rare cristaux d'ilménite montre une couronne de grenat.

A Dournets, une éclogite (éch. 619 a) se caractérise par son abondance en magnésio-hornblende (de composition identique à celle de la métanorite : comparez l'an. 21 avec les an. 6 et 11 : tableau 1) dont la proportion est supérieure à celle de l'omphacite. Une observation tout à fait inhabituelle est la kélyphitisation de cette amphibole.

Dans la norite du Bois de Verdus, l'association minéralogique est complexe et l'on peut distinguer des minéraux précoces :

orthopyroxène I - clinopyroxène I - plagioclase I ± grenat I (glob.) ± quartz ± opaques

et des minéraux (II) en association coronitique :

hornblende verte II - grenat (II cor.) - plagioclase II - disthène ± quartz

La composition du grenat I globuleux est différente de celle du minéral coronitique (voir tableau dans la note précédente), avec un rapport XMg sensiblement plus faible. Aussi peut-on le considérer comme appartenant à la paragénèse antérieure à la coronitisation. La répartition des minéraux précoces et variable et l'on peut proposer les paragénèses (locales) suivantes : Opx - Pl ; Opx - Pl - Cpx ; plus rarement Opx - Pl ± Ga auxquels s'ajoute exceptionnellement du quartz. Ces paragénèses sont celles du faciès granulite de pression intermédiaire. L'absence de l'association Opx - Cpx - Pl - Ga et la rareté du quartz montrent que cette roche

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	1 R	2 Opx	3 Cpx	4 Anth.	5 Hb(Pl)	6 Hb	7 Hb	8 Hb(Opx)	9 Hb (Pl)	10 Hb
SiO2	52,14	52,98	49,77	55,91	44,96	47,47	50,25	51,11	44,22	44,98
Al2O3	6,40	3,61	6,44	2,51	15,03	12,38	9,45	8,25	15,95	15,49
TiO2	0,52	0,19	1,12	0,05	0,36	0,33	0,19	0,25	0,46	0,67
Cr2O3	0,24	0,25	0,44	0,20	-	0,20	0,24	0,25		0,06
FeO	12,56	14,59	4,24	12,44	7,15	7,76	7,51	7,72	7,97	7,71
MgO	22,26	26,97	14,15	25,42	15,37	15,69	17,44	17,82	15,10	15,47
MnO	0,27	0,38	0,09	0,33	0,21	0,10	0,16	0,15	0,11	0,17
CaO	3,59	0,24	22,26	0,56	10,98	10,97	10,80	10,41	10,55	10,90
Na2O	0,55	0,07	0,55	0,18	1,96	1,58	1,14	0,92	2,15	2,17
K2O	0,04	0,02	0,04	-	0,16	0,14	0,09	0,07	0,21	0,19
P2O5	0,09	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TOTAL	98,42	99,32	99,22	97,61	96,20	96,63	97,28	96,94	96,72	97,81
Si		1,914	1,834	7,748	6,467	6,783	7,094	6,783	6,350	6,383
Al		0,154	0,280	0,410	2,549	2,085	1,572	2,085	2,700	2,591
Ti		0,005	0,031	0,006	0,039	0,036	0,020	0,036	0,050	0,072
Cr		0,007	0,013	0,022	-	0,022	0,027	0,022	-	0,007
Fe2+		0,434	0,113	1,442	0,861	0,928	0,887	0,928	0,957	0,915
Fe3+		0,007	0,018	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg		1,452	0,777	5,251	3,296	3,342	3,669	3,342	3,232	3,273
Mn		0,012	0,003	0,039	0,025	0,013	0,019	0,013	0,014	0,020
Ca		0,009	0,879	0,083	1,693	1,680	1,633	1,680	1,623	1,658
Na		0,005	0,039	0,049	0,548	0,439	0,312	0,439	0,598	0,598
K		0,001	0,002	-	0,029	0,026	0,017	0,026	0,038	0,035
XMg		77	87	78	79	78	80	80	77	78

	11 Hb	12 Hb(Opx)	13 Pl	14 Pl	15 Pl	16 Pl	17 Pl	18 R	19 Ga	20 Cpx	21 Hb
SiO2	46,52	48,74	52,49	61,46	52,23	55,15	57,33	47,02	40,86	54,51	46,75
Al2O3	12,86	9,51	30,09	24,75	29,76	28,02	26,80	18,78	23,48	9,32	12,55
TiO2	0,58	0,54	0,01	0,02	0,04	0,05	-	0,77	0,06	0,18	0,38
Cr2O3	0,60	0,60	-	0,03	0,07		-	0,04	-	-	-
FeO	7,53	7,17	-	0,05	0,05	0,03	-	6,51	15,00	2,18	5,38
MgO	16,34	17,35	-	-	-	-	-	11,54	12,85	11,19	17,57
MnO	0,11	0,13	-	-	0,07	0,02	0,02	0,12	0,35	-	-
CaO	10,77	10,79	12,44	5,31	12,10	10,09	8,54	11,07	7,34	16,94	9,55
Na2O	1,76	1,34	4,36	8,49	4,65	5,84	6,83	2,39	-	4,79	2,66
K2O	0,11	0,11	0,04	0,08	0,03	0,01	0,07	0,10	-	-	0,61
P2O5	nd		nd	nd	nd	nd	nd	0,03	nd	nd	nd
TOTAL	97,17	96,26	99,43	100,18	98,94	99,20	99,59	98,33	99,94	99,11	95,45
Si	6,625	6,974	9,554	10,878	9,562	10,002	10,310		6,009	1,956	6,670
Al	2,159	1,603	6,454	5,162	6,420	5,990	5,681		4,080	0,394	2,114
Ti	0,062	0,058	0,001	0,003	0,006	0,006	-		0,007	0,005	0,041
Cr	0,068	0,068	-	0,004	0,005	0,001	-		-	-	-
Fe2+	0,897	0,858	-	0,007	0,008	0,004	-		1,845	0,065	0,608
Fe3+	nd	nd	-	-	-	-	-		-	0,003	nd
Mg	3,469	3,700	-	-	-	-	-		2,815	0,599	3,741
Mn	0,013	0,015	-	-	0,011	0,003	0,003		0,044	-	-
Ca	1,644	1,655	2,426	1,008	2,374	1,960	1,645		1,157	0,652	1,462
Na	0,487	0,372	1,538	2,914	1,652	2,053	2,380		-	0,333	0,742
K	0,02	0,02	0,01	0,018	0,008	0,003	0,015		-	-	0,111
XMg	79	81								90	86
An			61	26	59	49	41				
Py									46		
Alm									34		
Gros.									19		
Sp									1		
Jd										33	

Tableau 1 - Analyses chimiques des minéraux et roche (R) de la métanorite du Bois de Verdus (an. 1 à 17) et de l'éclogite de Dournets (an. 18 à 21). An. 5 à 8 : traversée dans une couronne à Hb + Ky + Q sans Ga depuis le contact avec le plagioclase : Hb (Pl) ; an. 6 : zone à Hb sans Q ; an. 8 : au contact avec l'Opx : Hb (Opx) dans la zone à Hb + Q ; an. 7 se situe à la limite des deux zones. Idem pour les an. 9 à 12 à travers une couronne à Hb + Ky sans Q ni Ga ; an 13 : coeur d'un plagioclase primaire ; an. 14 : feldspath de la zone à "amphibolite à disthène" (fig. 3) ; an. 15 à 17 : traversée dans une mosaïque à Pl II + Ky (fig. 1) ; an.15 : coeur d'un cristal demi-millimétrique ; an. 16 : bord de ce cristal (distance entre an. 15 et 16 : d = 0,3 mm) ; an. 17 : petit cristal (+ Ky) au joint du feldspath précédent (d entre an. 16 et 17 = 0,05 mm). PF (perte au feu) pour an. 1 et 18 sont respectivement de 0,08 % et 0,43 %.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

est saturée en silice (voir fig. 3B du chap. V). Ceci justifie l'utilisation des diagrammes ACF (fig. 5) et des géobaromètres usuels (voir plus loin).

B - Données complémentaires sur la chimie des minéraux de la norite et réactions partielles :

Une étude à la microsonde sur deux lames a permis de confirmer la présence de quartz dans la couronne amphibolique de la fig. 1 de l'article précédent et la zonation très accentuée du plagioclase (tableau 1). Elle a également permis de mettre en évidence la présence d'anthophyllite du côté orthopyroxène de la couronne amphibolique et une zonation très marquée de l'amphibole, depuis son contact avec le plagioclase jusqu'à son contact avec le pyroxène (an. 5 à 8 et 9 à 12 : tableau 1).

La composition du plagioclase varie sensiblement dans une même lame mince depuis le coeur des gros cristaux (an 13), dont la composition de labrador est certainement proche de celle du plagioclase magmatique, jusqu'à celle des petits cristaux secondaires dans les plages "d'amphibolite à disthène" (fig. 3) qui sont plus sodiques, avec 75 % de pôle albite. Lorsque le plagioclase I a recristallisé en une fine mosaïque de cristaux millimétriques dont les joints sont matérialisés par des aiguilles de disthène (fig. 1), il montre une zonation très brutale et localisée à son extrême périphérie (an 15 et an 16 qui se situe à 0,1 mm de la bordure du cristal). An 17 est l'analyse d'un tout petit cristal associé au silicate d'alumine et intercalé aux joints de cristaux millimétriques. Cette diminution importante du composant anorthite lors de la recristallisation du feldspath, est sans aucun doute liée au développement des réactions coronitiques. Si l'on ajoute à cela que l'amphibole est modérément sodique, on en conclut que le composant albite du plagioclase intervient faiblement au cours des réactions. Aussi, cette zonation à laquelle est associée la présence de disthène permet d'écrire la réaction partielle suivante, qui se réalise au niveau des joints des grains de plagioclase (fig.1) et au contact hornblende-plagioclase (fig. 2 et 4) :

$$2\ Ca\ Al_2\ SiO_8 + 5\ Si + 2\ Na = 2\ Na\ Al\ Si_3O_8 + Al_2\ SiO_5 + 2\ Ca \qquad (22)$$

Cette réaction contribue à la transformation du plagioclase I en Pl II dans l'équation proposée dans la note précédente. Si et Na nécessaires à cette réaction seront fournis par les minéraux réactifs, Opx et Pl I remplacés par la couronne d'amphibole (et de grenat), tandis que le calcium libéré sera disponible pour les minéraux produits. Ainsi, cette réaction nécessite une migration limitée de la silice, du sodium et du calcium, et une immobilité de l'aluminium. La formation de silicate d'alumine dans le plagioclase, au lieu du spinelle qu'il est courant d'observer dans le feldspath des métagabbros (= "clouding" : voir chap. III et V et Lasnier, 1970), implique que tout le fer et le magnésium fournis par l'orthopyroxène sont utilisés par les minéraux ferromagnésiens coronitiques.

Dans la classification de Leake (1978), les compositions des amphiboles coronitiques s'étendent largement dans le domaine des magnésio-hornblendes et hornblendes tschermakitiques. La zonation est essentiellement contrôlée par une substitution de type pargasitique (corrélations correctes entre Al_4 d'une part, et (Na+K)A ou Al_6 d'autre part). Cette substitution s'explique par un échange tschermakitique entre le pyroxène primaire et l'amphibole d'une part, et par un échange édénitique entre le plagioclase et l'amphibole d'autre part. Cependant, des variations quantitatives différentes à travers les différentes couronnes (par ex. X Mg est constant dans la première traversée mentionnée dans le tableau 1 : an 5 à 8, tandis que ce rapport augmente dans la 2ème traversée : an 9 à 12) montrent que d'autres substitutions peuvent intervenir. Dans la première traversée, une bonne corrélation entre Na M_4 et Al_6 suggère l'intervention de la substitution glaucophane.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

En comparant les analyses 2 et 4 du tableau 1, on constate que l'orthopyroxène et l'orthoamphibole qui se forme au contact de celui-ci, le séparant de la hornblende, ont une composition remarquablement identique, à la silice près. Les teneurs légèrement inférieures dans l'amphibole sont dues à un effet de dilution, puisque la somme des oxydes, excepté H_2O est de 97,61 %. Ce minéral est apparu au cours de la réaction :

$$Opx + Q + H_2O = Anth \qquad (23)$$

Il est vraisemblable que cette réaction est sub-contemporaine de la coronitisation de la roche qui a fourni le quartz nécessaire (Fig. 1).

C - Contrôle cinétique de la coronitisation :

Lorsque les minéraux produits d'une réaction ont un habitus coronitique, leur disposition est liée à un problème de transfert de la matière. Dans une réaction produisant du grenat et du clinopyroxène ou de l'amphibole, entre un minéral ferromagnésien (olivine ou orthopyroxène) et du plagioclase (par ex. réac. 11 et 13, tableau 3), le grenat se situera systématiquement du côté du plagioclase qui fournit l'alumine. Habituelle dans les skarns et autour de veines monominérales (quartz, par ex.), la disposition séquentielle des minéraux est liée au(x) gradient(s) chimique(s) de certain(s) élémént(s) qui contrôle(nt) la production des phases néoformées (e.g. Burt, 1973). Cependant, à petite échelle, dans une réaction coronitique, les minéraux produits ne sont généralement pas (ou peu) zonés chimiquement (voir par ex. au chap. III et V) et l'on peut admettre que l'équilibre existe (ou est rétabli) entre les différents minéraux, réactifs et produits, au moins tant que l'on reste dans le domaine multivariant de la réaction.

Dans la norite du Bois de Verdus, la disposition séquentielle des minéraux est très marquée avec des zones à : Pl-Ky, (Ga), Hb, (Hb + Q), (Anth), Opx. Une zonation chimique accentuée dans le plagioclase et l'amphibole se superpose à cette zonation minérale. Les compositions des différentes phases impliquées (tableau 1) suggèrent une migration du fer, du magnésium, du calcium, du sodium et de l'aluminium à travers la structure coronitique ; le silicium largement disponible dans les phases réactives ne semblent pas avoir à migrer notablement. Le grenat, au contact amphibole-plagioclase, est abondamment alimenté en fer-magnésium par le pyroxène grâce à une bonne mobilité de ces éléments. De même, la concentration du calcium, constante à travers la couronne d'amphibole, suggère que celui-ci se "déplace" relativement facilement à travers les minéraux coronitiques. Seuls le sodium et l'aluminium présentent une variation continue à travers la couronne entre les deux minéraux magmatiques. Cependant, la zonation du sodium n'implique pas nécessairement que cet élément soit peu mobile. En effet, cette zonation est liée à celle de l'aluminium par l'intermédiaire de la substitution édénitique de la hornblende. Par contre, une très faible mobilité de l'aluminium est classiquement admise (e.g. Mongkoltip et Ashworth, 1983) et explique, à elle seule, les zonations séquentielle et chimique et la réaction partielle (22) : en d'autres termes, la vitesse de formation des minéraux coronitiques, leur développement et leur structure, seront essentiellement contrôlés par la vitesse de diffusion de l'alumine, ainsi que le suggèrent Tracy et Mc Lellan (1985) et Grant (1988).

La disposition séquentielle et la zonation importante des minéraux montrent que les assemblages Opx - Hb - Pl - Ky - (Ga - Q), formés au cours des réactions $Opx + Pl + H_2O = Hb + Ky$ (+ Ga + Q) (réact. 14 et 21 des tableaux 3 et 4) qui sont pourtant multivariantes dans les systèmes naturels (voir plus loin), ne sont pas à l'équilibre.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

D - Evaluations pression-température de la coronitisation :

Une évaluation thermodynamique sur un assemblage en déséquilibre doit être réalisée avec prudence et les résultats utilisés avec circonspection (pour une discussion sur l'utilisation des géothermo-baromètres sur les assemblages coronitiques, voir chap. III ce qui concerne la métatroctolite d'Anavoha et chap. V, 2° partie). Cependant, on peut admettre que l'équilibre chimique est atteint localement entre deux phases en contact, surtout en ce qui concerne le partage Fe-Mg utilisé dans les géothermomètres usuels. La répartition de ces éléments entre le grenat coronitique et la hornblende, donne des températures de l'ordre de 600 à 640° C (tableau 2 ; ligne 3-4). La température obtenue grâce au couple grenat coronitique (II) - orthopyroxène (I) (tableau 2, ligne 2) est voisine de 680° C (en utilisant le thermomètre de Harley, 1984a, calibré sur des roches magnésiennes : voir chap. V, 2ème partie pour une justification de ce choix). La température obtenue avec le grenat précoce (I), isolé dans le plagioclase, est visiblement trop faible (tableau 2, ligne 1). Le géothermomètre Cpx - Ga (Ellis et Green, 1979), appliqué au grenat coronitique et à un clinopyroxène (I) isolé dans l'orthopyroxène, permet d'évaluer la température à 670° C (à 10 Kb, tableau 2, ligne 5). Les résultats obtenus avec les pyroxènes (I) sont plus élevés, entre 880°-920°C (Wood et Banno, 1973) ou 830°-890°C (Wells, 1979). La relative concordance entre les températures obtenues grâce aux minéraux en contact et celles fournies par les minéraux éloignés (Opx I ou Cpx I et Ga cor.) suppose une bonne diffusion du fer et du magnésium à l'intérieur des minéraux ferromagnésiens. En conséquence, ces évaluations doivent être considérées comme des limites inférieures.

Ces résultats peuvent être testés en comparant avec ceux obtenus dans les roches du même massif. Dans la métatroctolite de la Croix d'Arvieu (éch. 619), le partage fer-magnésium entre le grenat coronitique et le clinopyroxène primaire magmatique d'une part, et le clinopyroxène coronitique (non jadéitique) d'autre part, donne des estimations sensiblement plus élevées que précédemment (entre 740° et 790°C). Les températures obtenues avec l'omphacite sont dispersées entre 600 et plus de 800°C, avec des valeurs proches de 1000°C : cette dispersion tient à la difficulté à estimer le fer ferrique dans un minéral dans lequel le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est élevé, alors que la concentration en FeO total est faible (~ 3 %). Le couple Ga-Opx coronitiques donne des températures aux alentours de 680°C (Harley, 1984 a), tandis que hornblende-grenat indique un résultat entre 780° et 820°C. Les estimations faites sur l'éclogite de Dournets sont moins dispersées que les précédentes et sont compatibles avec celles de la norite du Bois de Verdus (entre 600° avec le couple Hb-Ga et 700°C avec le couple Cpx-Ga : tableau 2).

En conclusion, la température (minimum) de 650-700°C sera retenue pour l'évolution coronitique de la métanorite, celle de la métatroctolite et pour l'éclogitisation de l'échantillon Ru 619 a. Cette valeur est en accord avec celle couramment observées dans la nature pour la transition entre les faciès granulite et amphibolite (e.g. Spear, 1981), mais, cependant, très inférieures à celles d'un système purement magnésien avec PH_2O identique à la pression totale (Wells, 1979 : fig. 3) : l'introduction du fer dans le système et la diminution de la pression d'eau sont responsables de cette différence de température.

Bien que le quartz ne soit pas régulièrement réparti dans la métanorite, j'ai montré que celle-ci était saturée en silice, autorisant l'utilisation des géobaromètres Opx-Ga-Pl-Q et Ga-Pl-Ky-Q. Dans les deux cas, le choix de la composition du plagioclase est important, puisque celle-ci varie fortement. Avec le premier baromètre, j'ai choisi d'utiliser les compositions des minéraux précoces ; plagioclase calcique et grenat (I) isolé dans le feldspath (malgré les résultats médiocres obtenus avec le thermomètre Opx-Ga). Les pressions variables en fonction de la calibration utilisée (Bohlen et al, 1983 ; Newton et Perkins, 1982), s'échelonnent entre 7 et 10 Kb à 700°C (tableau 2 ; l'utilisation du grenat coronitique ne modifie pas sensiblement ces résultats). L'application du géobaromètre Ga-Pl-Ky-Q est plus satisfaisante, car il est facile de localiser de petites zones dans lesquelles les trois premiers minéraux sont en contact, microsys-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tèmes dans lesquels l'équilibre sera atteint. Une première estimation, réalisée dans la zone que j'ai qualifié d'"amphibolite à disthène" sur la photo de la figure 3, est de 11 Kb à 700°C (ligne 9 du tableau 2). Différents calculs effectués dans la mosaïque à plagioclase + disthène de la figure 1 indiquent des pressions de 10 à 12 Kb à la même température (lignes 10 et 11 : tableau 2).

La pression minimum évaluée dans l'éclogite de Dournets, grâce à la teneur en jadéite de l'omphacite (~ 33 %, tableau 1), varie entre 8 et 14 Kb en fonction du modèle thermodynamique utilisé (pour plus de détails sur l'évaluation des pressions minimums dans les éclogites, voir chap. VII). Si l'on exclut les valeurs maximales, ces résultats sont compatibles avec ceux de la métanorite.

Ces estimations thermobarométriques sont sensiblement inférieures à celles proposées antérieurement pour le métamorphisme précoce de haute pression du complexe leptyno-amphibolique du Lévezou dans les roches acides (Nicollet et Leyreloup, 1978 ; Nicollet et al, 1979) et dans les éclogites (Nicollet, 1977 et plus récemment Bouchardon, 1987 qui redécouvre des valeurs semblables). Des évaluations complémentaires seront nécessaires afin de préciser la validité et éventuellement la signification de cet écart. Il est intéressant de noter qu'une éclogite à disthène et magnésio-hornblende, formée en climat statique (texture en nid d'abeille), qui aurait suivi une évolution comparable à l'éclogite de Dournets, montre comme celle-ci des teneurs faibles en jadéite de son pyroxène (~ 20 % : Delor et Leyreloup, 1986).

III - APPROCHE THEORIQUE DE LA CORONITISATION - APPLICATION AUX METABASITES A DISTHENE

A - Elaboration d'une grille pétrogénétique dans le système CMASFH :

Dans le précédent article, j'ai proposé que le développement occasionnel et discontinu de la couronne de grenat entre la hornblende et le plagioclase était lié à une variation locale de la teneur en eau de la roche (fig. 5). Cependant, cette solution n'est pas unique : si le fer et le magnésium sont des constituants indépendants, la figure 5B pourrait tout aussi bien être "la projection du tétraèdre ACFM sur sa base" dans les conditions de l'isograde séparant les faciès amphibolite et granulite de pression intermédiaire (en supprimant la distinction entre lignes jointives pleines et tirets et en remplaçant la ligne Cpx-Ga par celle reliant Opx-An). La structure simple de la couronne de la métanorite, la nécessité d'une approche plus méthodique et les implications pétrologiques importantes pour l'explication de la rareté du disthène dans les métabasites, sont autant d'arguments en faveur d'une analyse topologique de cette réaction coronitique. Aussi une analyse géométrique des relations de phases dans les métabasites à disthène a été réalisée en utilisant la méthode et les programmes mis au point par Vielzeuf et Boivin (1984) et Vielzeuf (1984).

Les phases minérales utilisées dans cette étude sont celles rencontrées dans la métanorite : Opx-Cpx-Hb-Ga-Ky-Q dans un système CaO-(Mg, Fe) O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : C(MF)ASH. Silice et H_2O sont en excès. L'influence de la substitution fer-magnésium sera ensuite abordée dans le système CMFASH. Les compositions chimiques de ces minéraux sont choisies les plus proches possibles des pôles purs avec des rapports XMg voisins de ceux des minéraux de la norite (voir tableau en annexe). La composition de l'amphibole est celle du pôle pur hornblende. La réaction partielle (22) et la faible teneur en Na_2O de l'amphibole coronitique montrent que le composant anorthite du plagioclase intervient essentiellement dans l'élaboration des minéraux coronitiques : aussi le pôle anorthite sera utilisé dans cette étude théorique.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Géothermométrie (T° C)
Norite du Bois de Verdus

Couple Ga-Opx(I) T1 : Harley (1984a) ; T2 :Sen et Battacharya (1984)

	XCa-Ga	ln Kd	T1		T2	
1 (Ga I)	0,1327	1,621	507°	529°	510°	536°
2 (Ga II-Cor)	0,1338	1,183	665°	691°	704°	737°

Couple Hb(II)- Ga(IIcor) (Graham et Powell, 1984)

3	0,1079	1,257	605°
4	0,1660	1,330	638°

Couple Cpx(I)-Ga(IICor.) (Ellis et Green, 1979)

5	0,1311	1,877	653°	667°

Eclogite de Dournets

Couple Omp-Ga (Ellis et Green, 1979)

6	0,1974	1,989	675°	689°

Couple Hb-Ga

7	0,1973	1,394	650°

Géobarométrie (P Kb)
Norite du Bois de Verdus (Bohlen et al, 1983 ; Newton et Perkins, 1982 ; Newton et Haselton, 1981)

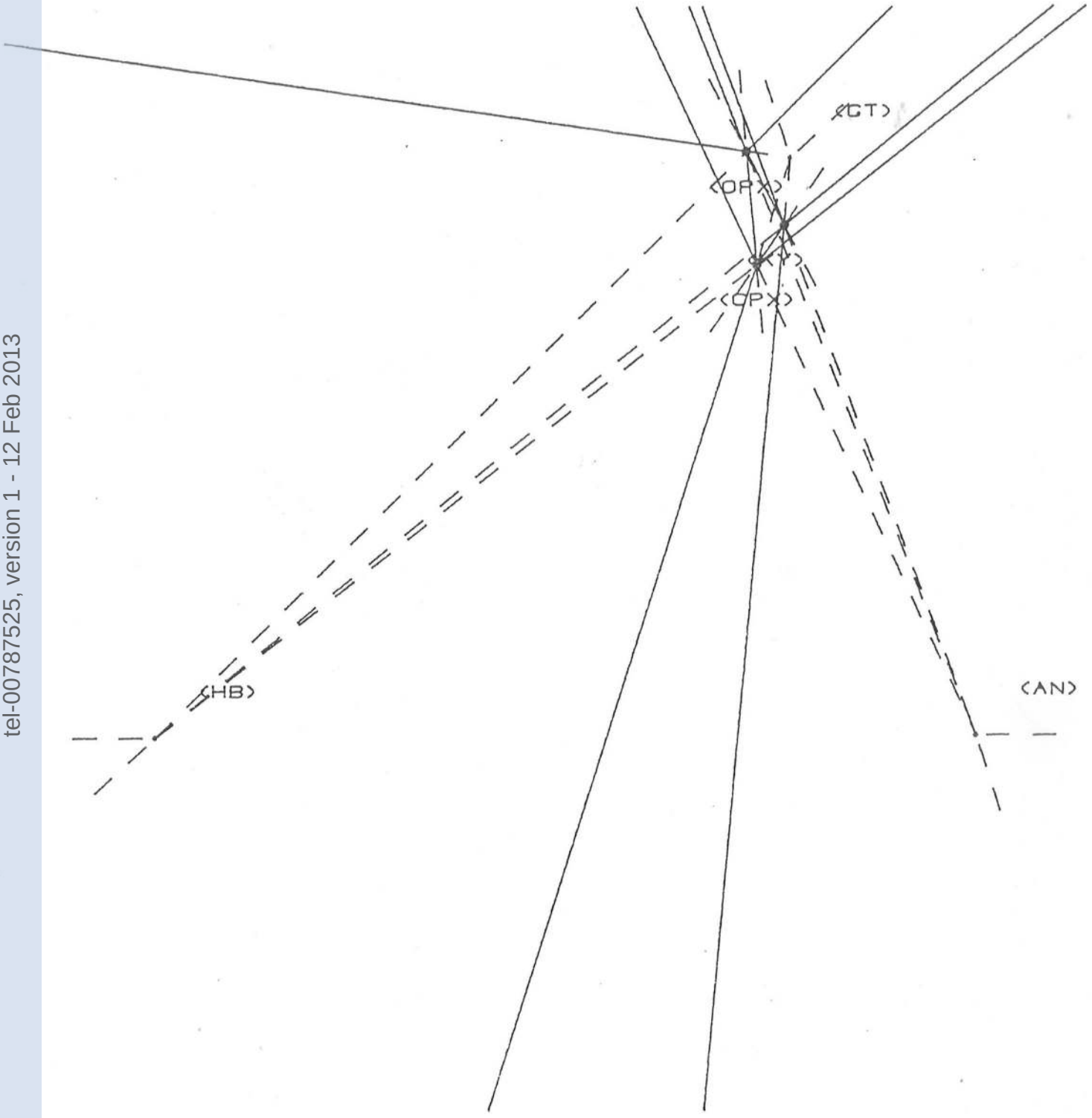
Opx-Ga-Pl-Q	Xpy	Xalm	Xgros	XAn	aEn	aFS	P1		P2		P3	
							700°	800°	700°	800°	700°	800°
8	0,336	0,506	0,128	0,56	0,5504	0,0466	10,3	11,8	9,0	10,6	6,9	7,1

Ga-Pl-Ky-Q	V alm	V py	X An	P	
				700°	800°
9	127,6	127,25	0,2558	11,2	13,5
10	129	129	0,5996	10,4	12,4
11	129	129	0,3592	11,7	14

Tableau 2 - Evaluation P-T dans la métanorite du Bois de Verdus et dans l'éclogite de Dournets.
Géothermomètre Opx-Ga et Cpx-Ga : T°C à 5 et 10 Kb.
Géobaromètre Opx-Ga-Pl-Q pôle Fe : P1 (Bohlen et al, 1983 ; W des auteurs), P2 (Bohlen et al, 1983 ; W de Newton et Perkins, 1982) ; pôle Mg : P3 (Newton et Perkins, 1982). Coeur des plagioclase primaire et grenat non coronitique.
Géobaromètre Ga-Pl-Ky-Q - ligne 9 : zone "amphibolite à disthène" (fig. 3) - lignes 10 et 11: mosaïque à Pl II + Ky de la fig. 1 ; ligne 10 : coeur d'un Pl demi-millimétrique ; ligne 11 : bordure du Pl (+ Ky) (cor. = coronitique).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

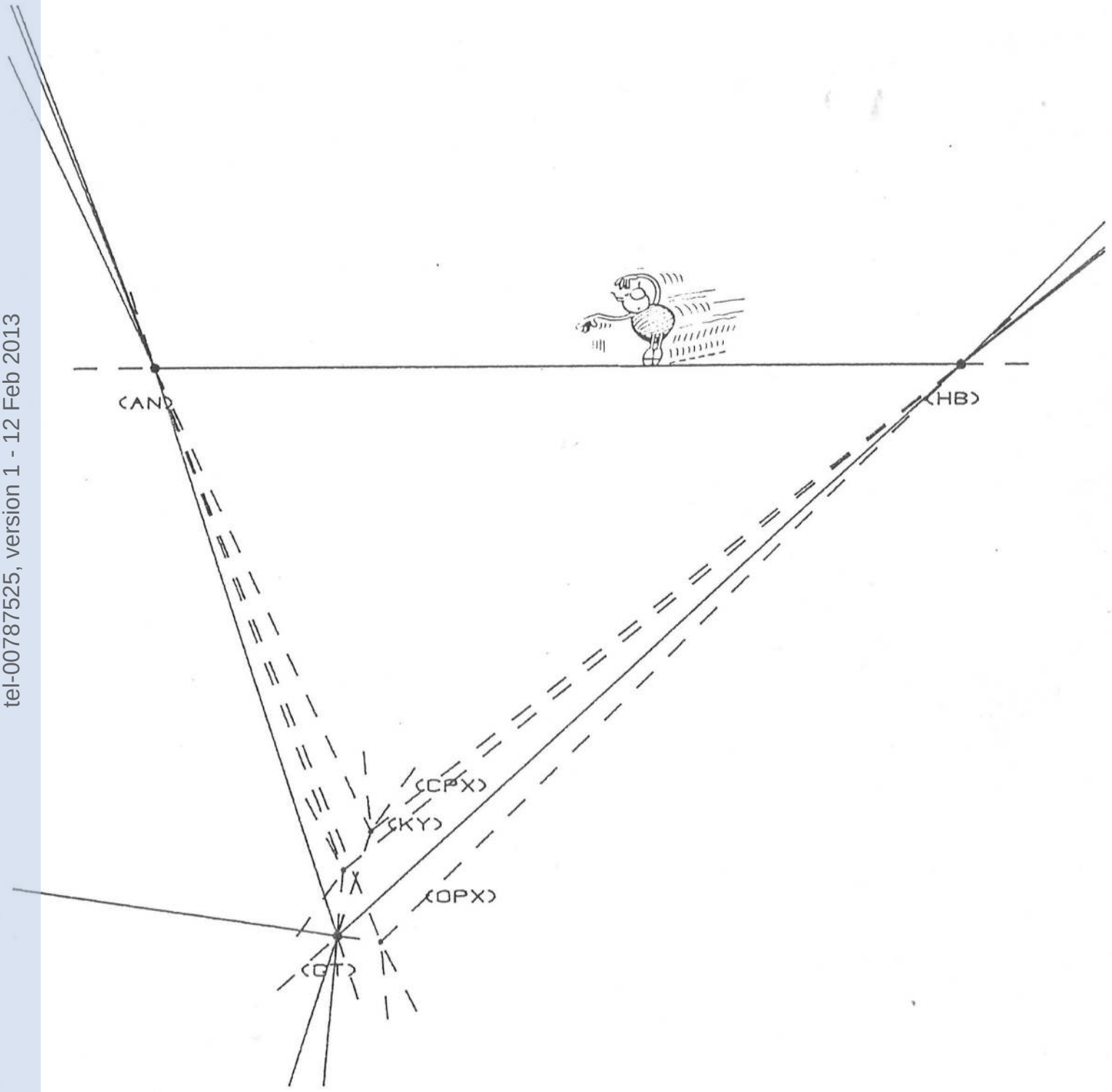
Figure 6 - Grille pétrogénétique (Hb, Ga, An) dans le système C(MF)ASH ; U1 : calcul des pentes selon Albee (1965) ; voir fig. A4 et tableau 3 pour le libellé des réactions.



tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

PRESSION

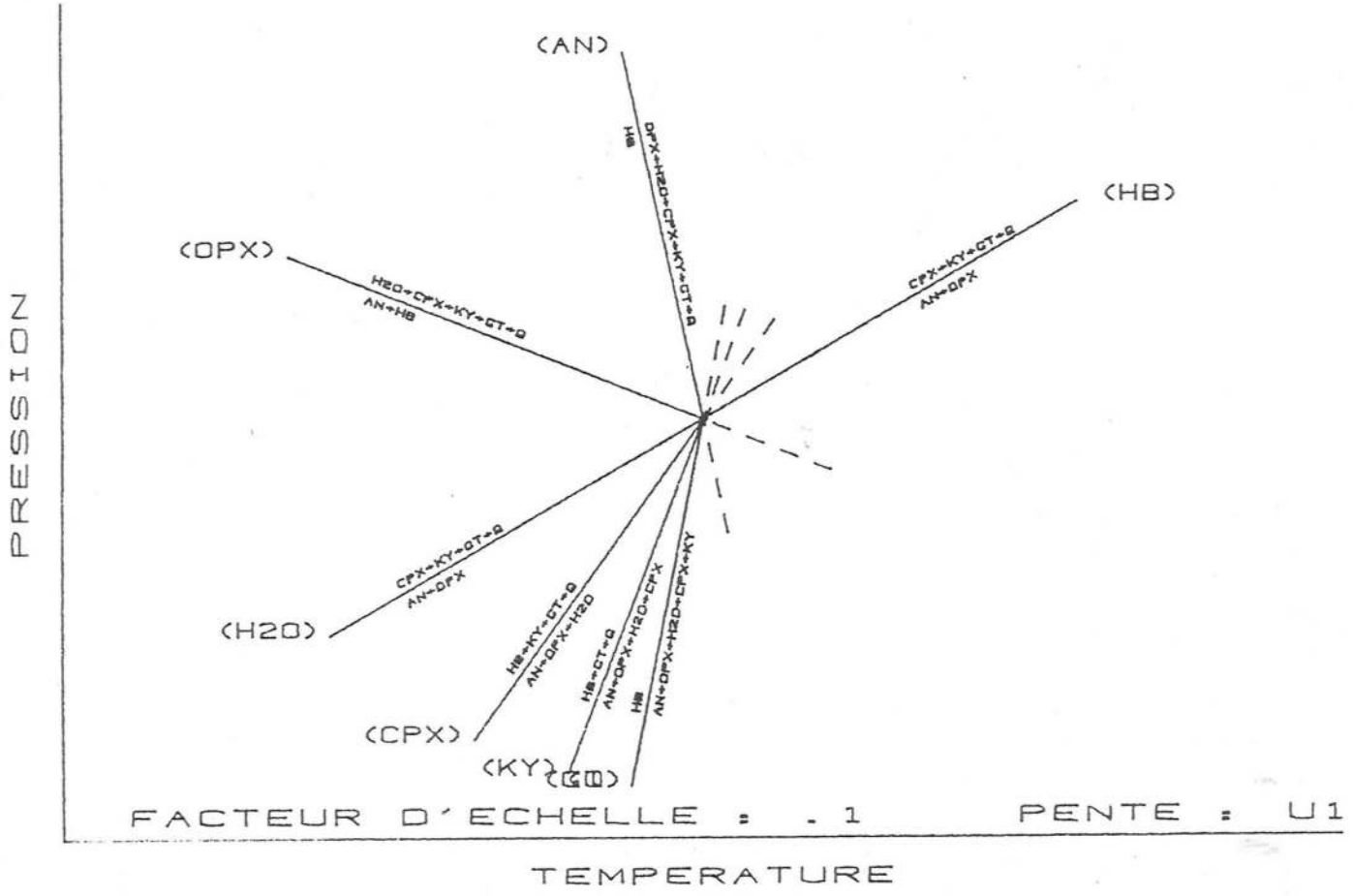
Figure 7 - Grille résiduelle (Ky, Cpx, Opx) dans le même système.



tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure 8 - Point invariant [XMg] dans le système CMASFH, formé à partir du développement des points invariants du système C(MF)ASH. Remarquer que les réactions [Hb, H_2O, X] et [Ga, Q, X] sont dégénérées.



POINT INVARIANT (X)

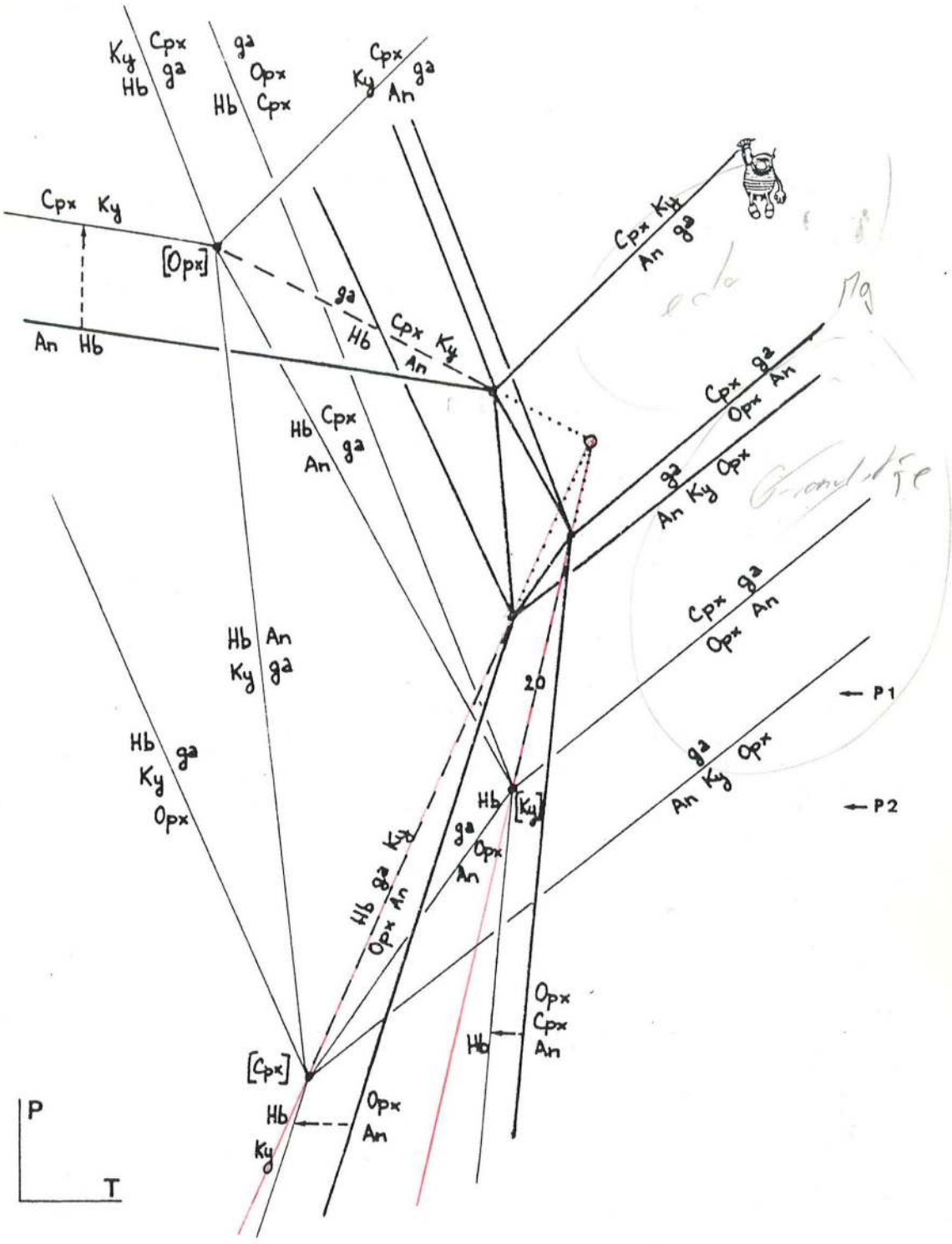


Figure 9 - Grille pétrogénétique dans le système CMASFH, obtenue par projection homothétique de la grille (Hb, Ga, An) de la fig. 6. Traits épais : pôle magnésien des réactions continues ; traits fins : pôle ferrifère ; lignes tirets : réactions univariantes d'ordre supérieur ; lignes pointillés : prolongements métastables de ces réactions jusqu'au point invariant [X] (lui-même métastable) ; P2 : localisation de la coupe T-XMg de la fig. 12. Q et H_2O n'ont pas été mentionnés dans les réactions bien que n'étant pas toujours présents (voir tableaux 3 et 4). Lorsque la compréhension de la figure l'autorise, les deux pôles, ferrifère et magnésien, des réactions divariantes sont reliés par une flèche pointillé, sur les figures 9 et 10.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

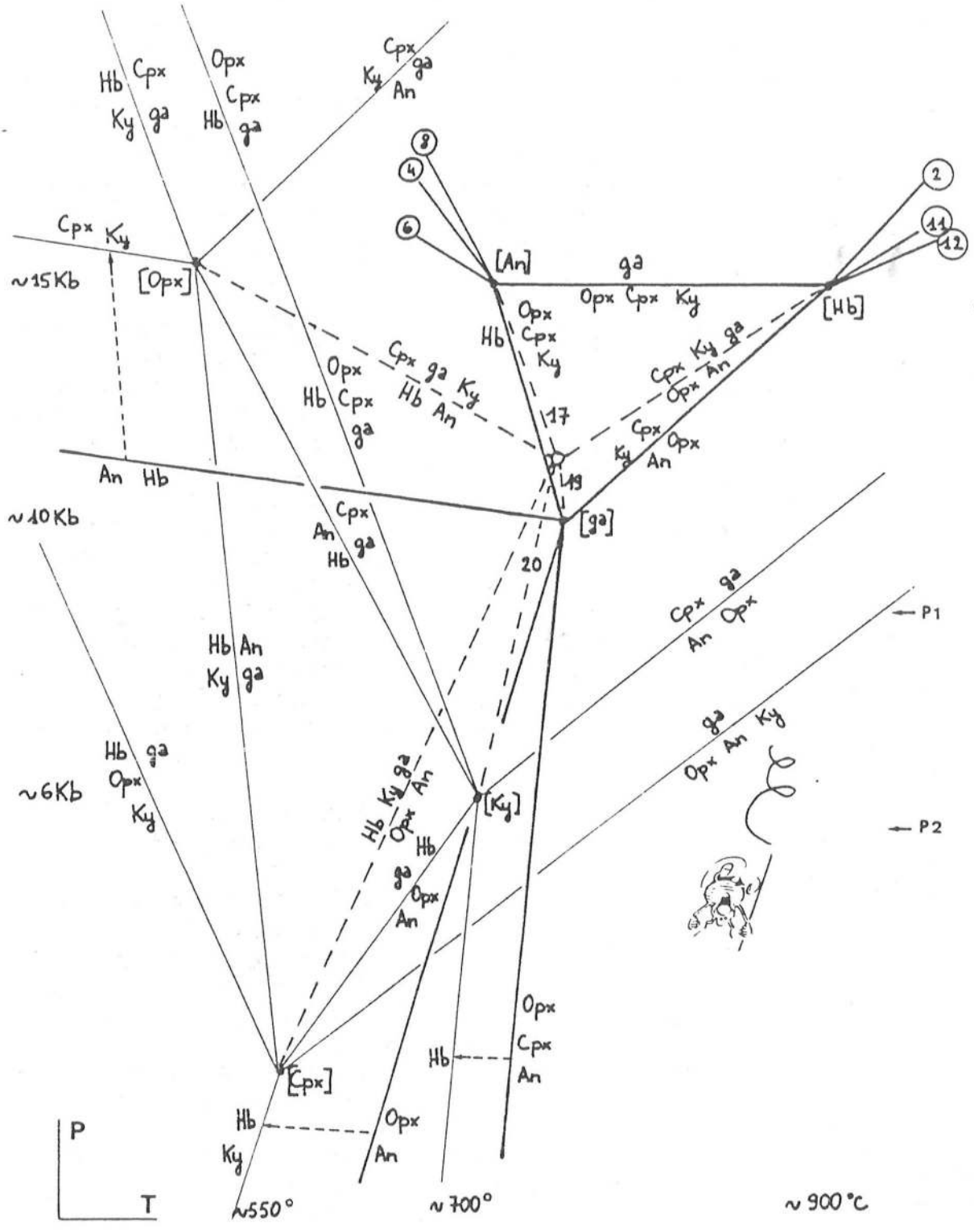


Figure 10 - Grille pétrogénétique dans le système CMASFH en utilisant la grille initiale (traits fins) de la fig. 6 comme pôle ferrifère des réactions continues et la grille résiduelle (en traits épais) de la fig. 7 comme pôle magnésien ; lignes tirets : réactions univariantes d'ordre supérieur autour du point invariant [X] (fig. 8). P1 et P2 : localisations des coupes T-X des figures 11 et 13. Les coordonnées P et T sont approximatives (voir texte). Q et H_2O non représentés (voir tableaux 3 et 4).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Pour les 6 phases minérales considérées dans le système C(MF)ASH, on pourra construire une grille "initiale" (fig. 6 : voir un agrandissement en traits épais sur la fig. 9) et sa "réciproque" (fig. 7) qui mettent en jeu 15 réactions (tableau 3 : le tracé de ces réactions autour de chaque point invariant, ainsi que le choix du calcul des pentes : pentes 1 et 2 des tableaux 3 et 4 et U1 ou U2 sur les figures, est détaillé en annexe). La prise en compte de la substitution fer-magnésium (ou Na-Ca) donne une variance supplémentaire aux assemblages minéralogiques : les points invariants vont devenir des assemblages univariants qui se rejoindront pour définir un point invariant d'ordre supérieur [X] (ou [XMg] : fig. 8). Le long de ces lignes univariantes d'ordre supérieur, les 15 réactions précédentes vont "glisser" (= sliding reactions) depuis un pôle magnésien jusqu'à un pôle ferrifère, pour délimiter des domaines divariants dans l'espace P-T.

Deux constructions sont possibles pour obtenir cette grille d'ordre supérieur dans le système CMASFH. La première solution consiste à effectuer une projection homothétique (Vielzeuf, 1984) de l'une des deux grilles des figures 6 et 7 : les observations dans les systèmes naturels nous permettent de choisir laquelle de ces deux grilles est la plus probable. Dans le cas présent, le choix est facile, puisque seule la grille de la figure 6, dans laquelle les points invariants [Hb], [An] et [Ga] sont métastables, contiendra l'assemblage de ces trois minéraux, paragénèse banale des amphibolites. On remarquera que la partie centrale de cette grille (fig. 6 et 9), entre les points invariants [Opx], [Ky], [Cpx] (domaine des amphibolites à grenat à Hb-Ga-An), est identique à la figure de Wells (1979). Sur la figure 9, la projection de la grille en traits épais, le long des réactions univariantes d'ordre supérieur définies dans la figure 8, pour donner la grille en trait fin, a considérablement élargi le domaine de stabilité du grenat vers les basses températures et les basses pressions : le fer se concentrant préférentiellement dans ce minéral, il est évident que la grille en trait épais correspond au système purement magnésien, tandis que la seconde représentera les réactions du pôle purement ferrifère (fig. 9). Cette construction suppose que le point invariant d'ordre supérieur [X] est métastable ainsi que les trois réactions univariantes d'ordre supérieur [Hb], [An] et [Ga].

Lorsque le point invariant [X] (et l'ensemble des réactions univariantes qui en dérivent : fig. 8) est stable, c'est-à-dire si la paragénèse Opx-Cpx-Ga-Hb-Pl-Ky-Q existe dans la nature, Vielzeuf (1984) et Vielzeuf et Boivin (1984) proposent d'utiliser les deux grilles initiale et réciproque (fig. 6 et 7) et de les relier par les réactions univariantes d'ordre supérieur rayonnant autour du point invariant [X]. Dans la grille antithétique (Vielzeuf, 1984) de la figure 10, la grille (en trait fin) de la figure 6 correspond au pôle ferrifère dans le système CMASFH tandis que la grille réciproque (en trait épais) de la figure 7, dans laquelle le domaine du grenat est réduit et limité aux hautes pressions, hautes températures, correspond au pôle magnésien.

Le choix entre ces deux constructions, homothétique et antithétique, n'est pas toujours facile d'autant que celles-ci ne montrent pas nécessairement de différences notables entre elles. Les figures 9 et 10 se distinguent essentiellement dans leur portion hautes températures, hautes pressions. Il parait cependant vraisemblable que l'assemblage invariant [X] existe dans la nature dans les pyriclasites à grenat-disthène-hornblende et dans un stade de l'évolution (prograde ou rétrograde) des éclogites et (plagio) pyrigarnites à Ky et Hb. Par ailleurs, la réaction Opx+An = Cpx+Ga+Ky+Q (réac.18 : tableau 4) est mentionnée par Hensen (1976) au cours de l'évolution des éclogites à disthène ; Lasnier (1977) décrit,dans une pyriclasite à grenat-disthène du Haut Allier, l'assemblage de la réaction (19) : Hb-Opx-Cpx-Pl-Ky ; la réaction (6) : Ga+Q = Opx+Cpx+Ky est obtenue expérimentalement par Hansen (1981). Hensen (1976) et Perkins (1983) étudient expérimentalement les réactions (2), (11) et (12) autour du point invariant [Hb] dans le système CMAS. L'observation de ces assemblages, qui sont métastables dans la figure 9 (réactions (6), (18), (19) et point invariant [Hb]) confirme la stabilité du point invariant d'ordre supérieur [X] et la validité de la grille pétrogénétique de la figure 10. Par ailleurs, la confirmation expérimentale de la stabilité du point invariant [Hb] dans le système

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

magnésien (Hensen, 1976 ; Perkins, 1983) est en accord avec le choix de la grille réciproque (fig. 7) comme pôle magnésien de la figure 10.

Ainsi, la grille pétrogénétique de la figure 10 apporte des contraintes nouvelles pour l'étude de l'évolution des métabasites de haut degré à disthène, en particulier, éclogites et granulites à grenat.

B - Evolution coronitique de la métanorite du Bois de Verdus :

Trois diagrammes T-XMg à pression constante (fig. 11 à 13) ont été dessinés à partir des figures 9 et 10 afin d'illustrer l'influence de la substitution fer-magnésium sur l'évolution coronitique de la norite du Bois de Verdus : celle-ci s'effectue au cours d'une baisse de température (avec ou sans variation de la pression) dans les conditions de la transition entre le faciès granulite de pression intermédiaire et le faciès amphibolite. Les diagrammes T-X des figures 12 et 13 montrent que l'utilisation des grilles homothétique ou antithétique n'apporte pas de modifications qualitatives dans cette portion de l'espace P-T ; il en serait de même pour une traversée effectuée à la pression P1 (fig. 11) : seules les compositions des phases des réactions univariantes d'ordre supérieur [Cpx] et [Ky] seront plus ferrifères (à P constante) dans la grille antithétique (fig. 13) que dans la grille homothétique (fig. 12). Ceci est lié à un problème de construction et est arbitraire (voir Fig. A5 et A7 de l'annexe).

Les diagrammes T-X des figures 11 à 13 expliquent par quatre réactions consécutives, les structures coronitiques de la métanorite du Bois de Verdus, au cours d'une évolution rétrograde en température. La couronne à amphibole seule autour du clinopyroxène s'est formée tout d'abord, au cours de la réaction :

$$Opx + Cpx + An + H_2O = Hb \qquad (13)$$

Une partie de la couronne amphibolique autour de l'orthopyroxène est sans doute contemporaine de cette réaction (photo 4). Lorsque le refroidissement se poursuit, la réaction :

$$Opx + An + H_2O = Hb + Ky \qquad (14)$$

est rencontrée : une couronne à Hb-Ky apparait autour de l'orthopyroxène (Fig. 2 et 4, photo 4), tandis que la croissance de l'amphibole seule autour du clinopyroxène s'interrompt, expliquant ainsi le développement coronitique plus réduit autour de ce minéral (photo 4). Selon le cas, la réaction univariante d'ordre supérieur [Cpx] :

$$Opx + An + H_2O = Hb + Ga + Ky + Q \qquad (21)$$

sera croisée ou non. Une simple variation du rapport XMg de l'orthopyroxène peut expliquer que la réaction (21) soit impliquée ou non. Cependant, la composition de ce minéral est très homogène d'un échantillon à l'autre, tandis que couronnes avec ou sans grenat voisinent dans une même lame mince, autour d'un même orthopyroxène. En fait, il ne faut pas perdre de vue que dans un système naturel, le diagramme T-XMg est un diagramme pseudo-binaire et que l'influence (ou les variations) d'autres éléments - H_2O, silicium et sodium principalement (voir ci-après) - pourra modifier la composition des phases des réactions univariantes d'ordre supérieur, contrôlant ainsi la présence ou l'absence du grenat. A pression constante, une diminution de l'activité de l'eau et/ou du sodium et/ou de la silice, déplaceront la réaction univariante [Cpx] vers les basses températures et basses pressions et, en conséquence, les phases minérales deviendront plus magnésiennes (voir fig. A5 et A6) (Ainsi que je l'avais proposé (Nicollet, 1982), la formation du grenat coronitique peut être liée, entre autres, à une diminution locale de

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

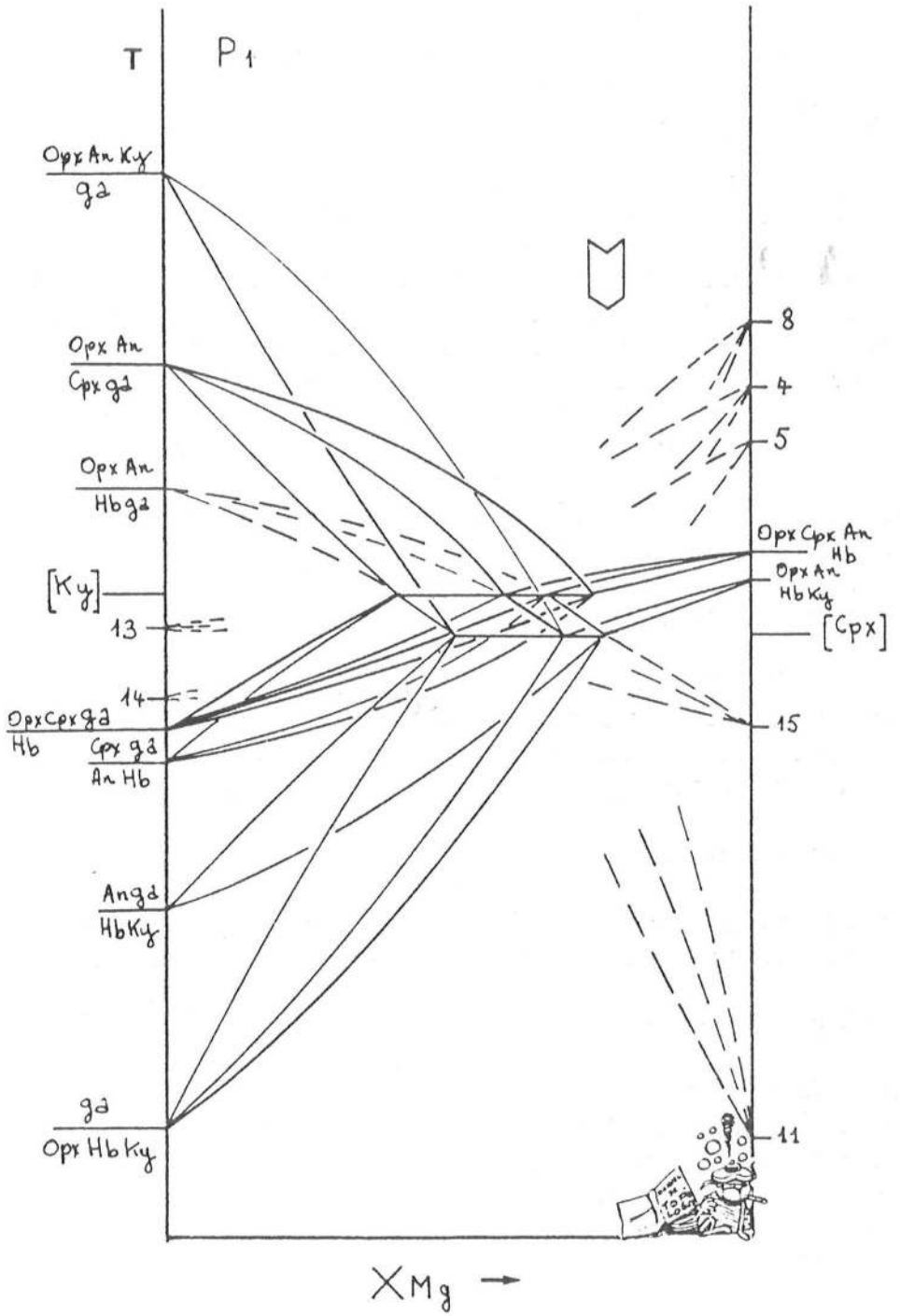


Figure 11 - Diagramme T-XMg isobare tracé à P1, à partir de la fig. 10. La flèche indique l'évolution de la métanorite du Bois de Verdus. Les rapports XMg des phases des réactions univariantes d'ordre supérieur sont arbitraires et sont estimés à l'aide de la fig. A 7. L'échelle des températures est proportionnelle à celle de la fig. 10.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

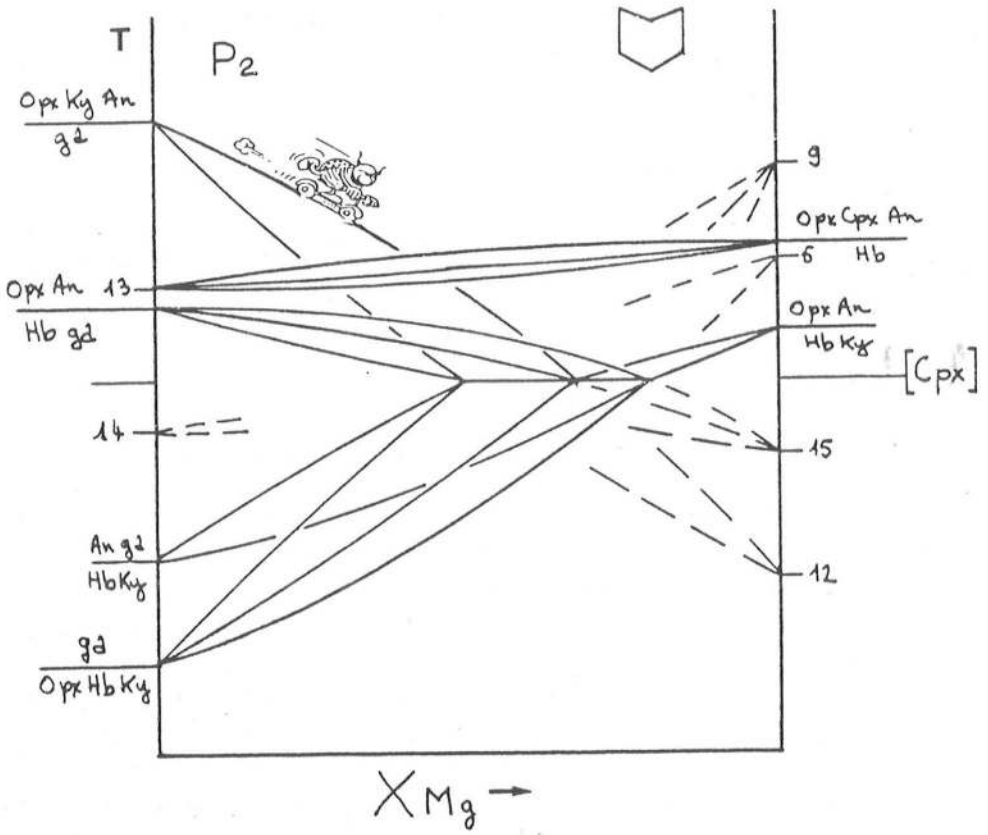


Figure 12 - Diagramme T-XMg tracé à P2, à partir de la fig. 9. Les rapports XMg des minéraux des réactions univariantes sont estimés à l'aide de la fig. A5.

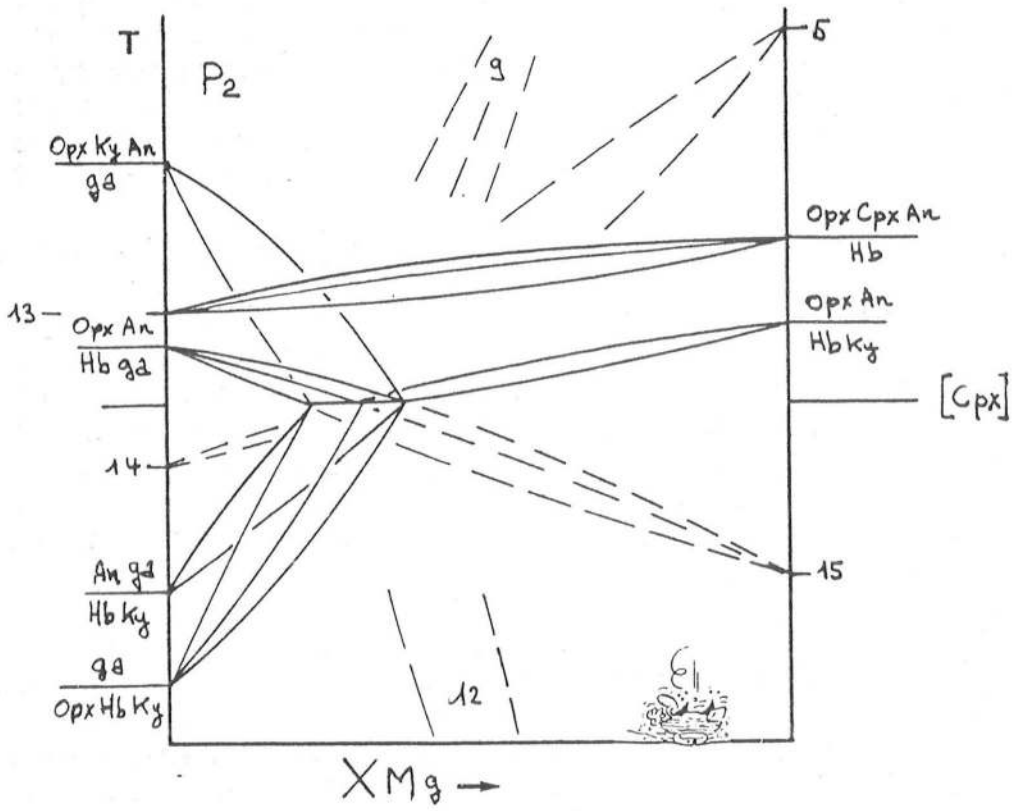


Figure 13 - Même chose que la fig. 11 à P2.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

la teneur en eau). Enfin, dans le cas où la réaction [Cpx] est impliquée, la croissance de hornblende à l'extérieur de la couronne de grenat, du côté du plagioclase, suppose l'intervention de la réaction :

$$An + Ga + Q + H_2O = Hb + Ky \qquad (5)$$

Ainsi, au cours d'une évolution rétrograde en température, les réactions (14) et (21) devraient être à l'origine de nombreuses amphibolites à disthène aux rapports XMg élevés. Par ailleurs, une diminution de la pression devrait étendre le domaine de ces roches aux compositions plus ferrifères.

C - Application de la grille CMASFH aux systèmes naturels :

La grille de la figure 10 rend bien compte de l'évolution coronitique de la norite d'Arvieu. Cependant, l'extrapolation d'une grille pétrogénétique aux systèmes naturels est compliquée par l'influence de la fusion partielle, de la sous-saturation d'éléments considérés en excès (SiO_2-H_2O), d'autres composants chimiques et par la prise en compte de nouvelles phases minéralogiques. Ces dernières peuvent être stables, dans certaines portions P-T du diagramme, à la place de celles considérées dans le système simplifié. En conséquence de ces différentes restrictions, seule une portion d'une grille pétrogénétique est correcte.

Ainsi, une large portion de la figure 10 est instable relativement à la fusion partielle. Cependant, on se situera hors du domaine de la fusion grâce à une diminution de la pression d'eau qui aura pour conséquence d'étendre la grille vers les basses températures (et dans une moindre mesure, vers les basses pressions) : les points invariants glissent le long des réactions [H_2O] qui se trouvent dans les prolongements métastables des réactions [Hb] (puisque la hornblende est la seule phase hydratée dans cette étude ; voir par exemple, fig. A6). Ainsi, la diminution de la pression d'eau réduira le domaine de stabilité de la hornblende et, par voie de conséquence, augmentera celui des métabasites de haute pression (éclogite, pyrigarnite) à disthène en étendant le domaine compris entre les points invariants [Ga], [Hb] et [An].

Une forte sous saturation en silice fera apparaître de nouvelles phases (olivine ss, corindon, spinelle, saphirine : voir chap. III) ; l'absence de quartz exprimé et une diminution modérée de l'activité de la silice étendra le champ du grenat vers les basses températures et les basses pressions (fig. 14) : en effet, les réactions de la figure 10 vont "glisser" le long des réactions [Q] qui coincident avec les réactions [Ga]. Cette constatation est bien connue en ce qui concerne la transition entre les faciès granulite de haute pression et de pression intermédiaire : lorsque le quartz n'est pas présent dans la roche (a $SiO_2 \leq 1$), l'assemblage haute pression de la réaction isograde (13) : Ga-Cpx peut se former à plus basse pression que lorsque la roche est saturée en silice (voir par ex. dans le chapitre V et en particulier la fig. 23 ; De Waard, 1965 ; Hansen, 1981).

Une autre conséquence moins connue de cette variation de l'activité de la silice concerne la transition entre les faciès amphibolite et granulite de haute pression. La figure 14 montre que l'assemblage Cpx-Ga-An-Hb peut s'étendre dans le domaine du faciès amphibolite. Ainsi, autour des massifs d'amphibolites à saphirine et de serpentinites du SW malgache, il n'est pas rare d'observer cette paragénèse associée à celle, banale dans les amphibolites à grenat : Hb-Ga-Pl-Q (voir chap. III et fig. 4c, chap. V). Ainsi, la paragénèse Cpx-Ga-Hb-An est atypique et peut se former dans les faciès granulites (à Hb) de haute pression ou de pression intermédiaire et dans le faciès amphibolite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Le sodium est l'élément le plus susceptible de modifier la figure 10. L'addition de ce constituant, qui se concentre préférentiellement, à basses pressions, dans l'amphibole et le plagioclase, augmentera la stabilité de ces minéraux vers les hautes pressions. Cependant, cette variation devra être nuancée en ce qui concerne les compositions éclogitiques, car le sodium est un important constituant des clinopyroxènes de ces roches.

La prise en compte de nouveaux minéraux apporte des contraintes importantes quant à la validité de la figure 10. A haute pression (dans les éclogites), l'association zoïsite-disthène-quartz remplace l'anorthite. Par ailleurs, la paragonite remplace le disthène (+ Ab) dans les éclogites de "basses températures et de températures intermédiaires" (Newton, 1986 ; voir aussi le chap. VII). A pressions (5 à 10 Kb) et températures intermédiaires, dans les amphibolites essentiellement, la réaction Pl+Ky+H_2O = Marg ss + Q (24) limite le champ de stabilité du silicate d'alumine vers les basses températures. Il est vraisemblable que le pôle ferrifère de la réaction An Ga Q H_2O = Hb Ky (5) soit métastable et se situe dans le domaine basse température de la réaction précédente : en effet, il n'y a aucune évidence, dans la nature, qu'une telle réaction limite, vers les basses températures, le champ des amphibolites à grenat.

A basses pressions, les assemblages Opx-Sill-Q, Ga-Sill-Q sont instables relativement à la cordiérite ; l'assemblage fayalite-quartz remplace la ferrosilite : le pôle ferrifère de la réaction (11) est remplacé par la réaction fayalite + anorthite = grenat. A 5-6 Kb, un minimum de 15 % de composant enstatite dans l'orthopyroxène ss est nécessaire pour stabiliser la réaction univariante d'ordre supérieur [Ky] (20). De la même manière, une importante portion de la réaction [Cpx] : Hb+Ga+Ky+Q = Opx+An+H_2O (21) sera également métastable dans sa partie ferrifère. Les transitions polymorphiques : Qα = Qß , Ky = Sill modifieront, à basses pressions, les pentes des réactions impliquant ces minéraux.

L'ensemble de ces remarques limite la validité de cette grille à sa portion hautes pressions- hautes températures.

Les indications thermobarométriques de la figure 10 sont approximatives (notons que les échelles de P et T ne sont pas nécessairement proportionnelles). Elles tiennent compte des contraintes pétrologiques précédentes et des évaluations pression-température de la coronitisation de la métanorite du Bois de Verdus : la température de 700°C impose, je l'ai signalé, que la pression partielle de l'eau soit inférieure à la pression totale ; cette valeur est cependant compatible avec celles généralement admises dans la nature pour l'isograde de la transition entre les faciès amphibolite et granulite et qui supposent une PH_2O d'environ 2 Kb (eg. Touret, 1971a ; Spear, 1981). La température de 550°C a été choisie afin de situer la réaction (5) dans un domaine où elle est métastable (faciès schistes verts). La pression de 10 Kb est définie à partir des données barométriques concernant la métanorite. Par ailleurs, les valeurs de 6 et 10 Kb sont en accord avec les travaux expérimentaux de Green et Ringwod (1967) concernant l'apparition du grenat dans les tholéiites à quartz (réac. 11), pour des rapports XMg entre 0,10 et 0,90, avec XAb entre 34 et 46 (voir fig. 23 du chap. V). Le point invariant [Hb] est situé aux environs de 15 Kb - 900°C en accord avec les travaux expérimentaux de Hensen (1976 ; fig. 4) et Perkins (1983 : fig. 6) et ceux, concernant le pôle magnésien de la réaction (11), de Hansen (1981).

D - Rareté du disthène dans les amphibolites : instabilité à "basses températures" des assemblages produits par la réaction Opx An H_2O = Hb Ky Ga Q :

Les remarques du paragraphe précédent montrent que les amphibolites à disthène sont limitées aux pressions intermédiaires, à cause de l'instabilité des portions ferrifères des réactions d'ordre supérieur (20) et (21) et, par voie de conséquence, aux compositions magné-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

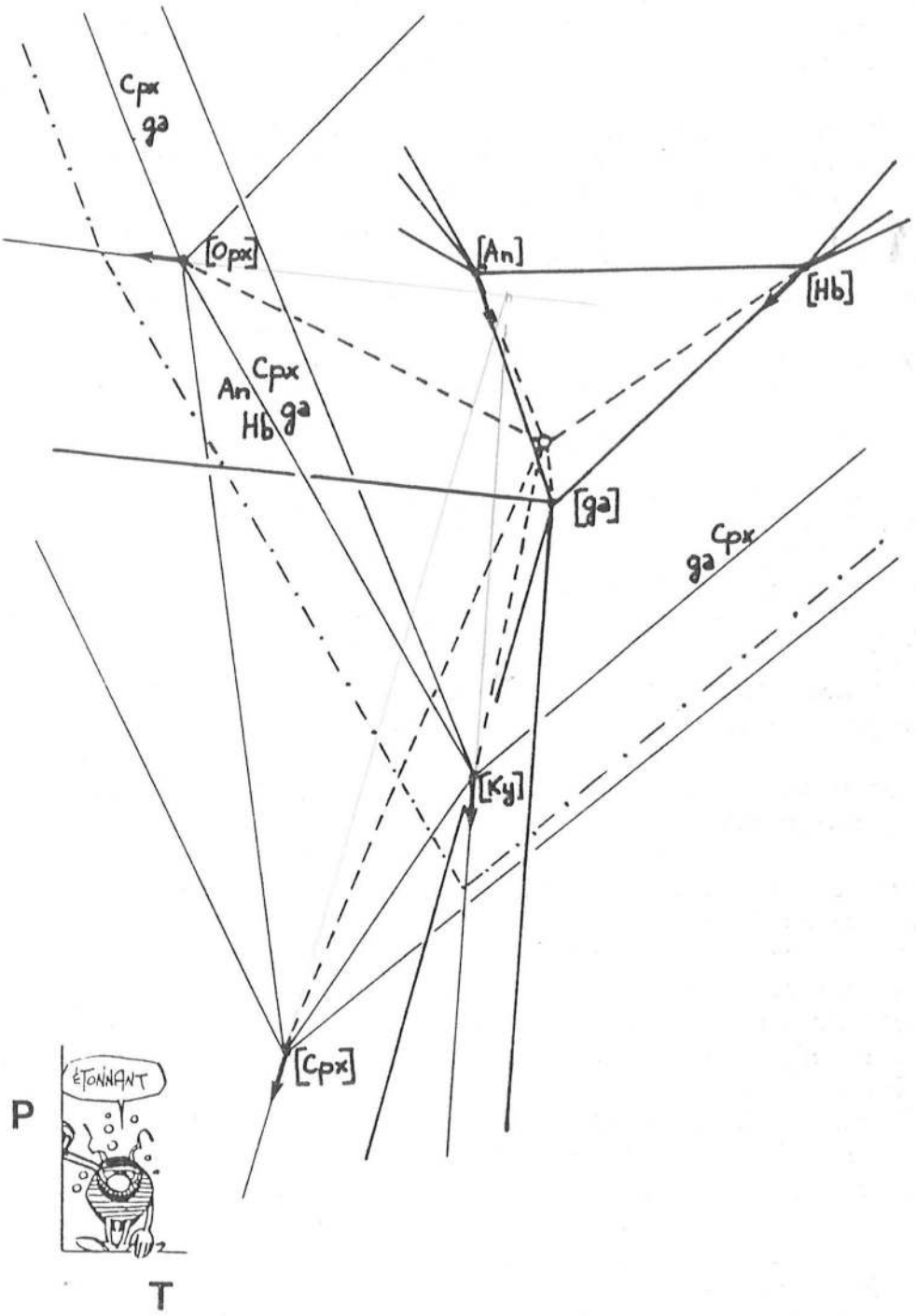


Figure 14 - Extension du champ du grenat et, plus particulièrement, de l'assemblage Cpx-Ga (ligne mixte) le long des réactions [Ga, Q] (flèches) lors d'une diminution de l'activité de la silice ; grille de la fig. 10.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

siennes. Elles seront également cantonnées au domaine hautes températures du faciès amphibolite par la réaction (24), mais seulement pour des valeurs élevées du pôle anorthite du plagioclase. Ceci n'est pas suffisant pour expliquer la rareté du disthène dans les amphibolites et le caractère exceptionnel de l'assemblage coronitique observé dans la norite du Bois de Verdus. En effet, les métabasites montrent souvent des gammes de compositions très diversifiées, avec des rapports XMg variés (voir par ex. les chap. V et VIII), sans nécessairement contenir de disthène. Pourtant, comme je l'ai noté précédemment, les réactions Opx An H_2O = Hb Ky (Gaz Q) (réac. 14 et 21) devraient être à l'origine de nombreuses amphibolites à disthène, au cours du refroidissement de gabbros à deux pyroxènes et de norites.

Sur la grille de la figure 10, la rareté du disthène pourrait s'expliquer par une dégénérescence des réactions univariantes [Ky] et [Cpx] (réac. 20 et 21) qui seraient remplacées par la réaction

$$[Ky, Cpx, X]\ Opx + An + H_2O = Hb + Ga + Q$$

qui n'est autre que la réaction (15) dans laquelle le disthène est absent. L'instabilité des assemblages produits par les réactions multivariantes (14) et (21) (Opx An H_2O = Hb Ky (Ga Q)) pourrait être la cause de la dégénérescence des réactions (20) et (21). En effet, l'assemblage Opx-Ky-Q et/ou Pl est un assemblage de hautes températures (voir chap. VIII) qui n'est pas stable dans les conditions définies pour la coronitisation de la métanorite du Bois de Verdus (650°-700°C) : les conditions minimales proposées sont de 750-850°C (Newton et al, 1974), mais seraient sous-estimées (Hensen, 1977). J'ai remarqué, au paragraphe II C, que la disposition séquentielle des phases de l'assemblage Opx-Hb-Ga-Pl-Ky-Q, implique que l'ensemble de ces minéraux ne sont pas à l'équilibre entre eux, tout au moins dans les conditions de relativement basses températures estimées.

Ainsi, la présence de disthène dans de rares amphibolites pourrait être liée à un facteur cinétique qui permettrait la conservation des assemblages multivariants des réactions (14) et (21) dans des conditions de basses températures dans lesquelles ces derniers ne sont plus normalement stables.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Réactions :			ΔV	ΔS1	ΔS2	Pente 1	Pente 2
1	(Opx, An)	3 Cpx + 4 Ga + 4 Q + 3 H2O = 3 Hb + 1 Ky	56,13	-1470	-1077,76	-26,2	-19,2
2	(Opx, Hb)	2,25 Cpx + 2,5 Ky = 1 Ga + 1,5 An + 1 Q	30,22	-300	780,80	9,9	25,8
3	(Opx, Ga, Q)	4 Cpx + 3 Ky + 1 H2O = 1 Hb + 2 An	59,00	-90	681,81	-1,5	11,6
4	(Opx, Ky)	6,5 Cpx + 6 Ga + 6 Q + 5 H2O = 5 Hb + 1 An	113,70	-2250	-1275,74	-19,8	-11,2
5	(Opx, Cpx)	2,67 Ga + 1 An + 2,67 Q + 1,5 H2O = 1,5 Hb + 2,17 Ky	7,92	-935	-1059,41	-118,1	-133,8
6	(An, Hb)	1,33 Ga + 1,33 Q = 1 Cpx + 2 Opx + 1,33 Ky	3,49	0	-112,22	0	-32,2
7	(An, Ga, Q)	2 Cpx + 2 Opx + 1 Ky + 1 H2O = 1 Hb	15,22	-490	-247,00	-32,2	-16,2
8	(An, Ky)	1 Opx + 2,5 Cpx + 2 Ga + 2 Q + 2 H2O = 2 Hb	35,68	-980	-662,40	-27,5	-18,6
9	(An, Cpx)	2,67 Ga + 2,67 Q + 1 H2O = 2 Opx + 1 Hb + 1,67 Ky	22,20	-490	-471,48	-22,1	-21,2
10	(Hb, Ga, Q)	1 Cpx + 1 Ky = 1 Opx + 1 An	21,89	200	464,42	9,1	21,2
11	(Hb, Ky)	1 Cpx + 4 Ga + 4 Q = 10 Opx + 4 An	98,03	800	1521,01	8,2	15,5
12	(Hb, Cpx)	4 Ga + 4 Q = 9 Opx + 3 An + 1 Ky	76,14	600	1056,59	7,9	13,9
13	(Ga, Ky, Q)	1 Hb = 3 Opx + 1 Cpx + 1 An + 1 H2O	6,67	690	711,45	103,4	106,7
14	(Ga, Cpx, Q)	1 Hb + 1 Ky = 4 Opx + 2 An + 1 H2O	28,56	890	1175,87	31,2	41,2
15	(Ky, Cpx)	1 Hb + 4 Ga + 4 Q = 13 Opx + 5 An + 1 H2O	104,70	1490	2232,46	14,2	21,3

Tableau 3 - Liste des réactions (et calculs de leurs pentes) impliquant les minéraux Opx, Cpx, Ga, Hb, An, Ky, Q, H_2O dans le système SiO_2 - Al_2O_3 - (Fe, Mg)O - CaO - H_2O. (ΔS1 calculée selon la méthode de Albee, 1965 ; ΔS2 à partir des entropies à 25°C ; V en cm3, S en dJ/mole°K, Pente en °/bar).

16	(X, Opx)	6,7 Cpx + 1 Ga + 4,21 Ky + 1 Q + 2,24 H2O = 2,24 Hb + 2,98 An	101,80	-501,38	744,75	-4,9	7,3
17	(X, An)	12,65 Cpx + 11,9 Opx + 1 Ga + 5,7 Ky + 1 Q + 6,7 H2O = 6,7 Hb	56,99	-3283,00	1739,27	-57,6	-30,5
18	(X, Hb, H2O)	3,72 Cpx + 1 Ga + 3,47 Ky + 1 Q = 5,97 Opx + 4,47 An	124,26	893,30	1990,24	7,2	16,0
19	(X, Ga, Q)	3 Hb = 8 Opx + 4 Cpx + 2 An + 1 Ky + 3 H2O	30,12	1870,00	1669,93	62,1	55,4
20	(X, Ky)	10,4 Hb + 1 Ga + 1 Q = 33,7 Opx + 10,15 Cpx + 11,4 An + 10,4 H2O	228,68	7376,00	7779,33	32,3	34,0
21	(X, Cpx)	2,79 Hb + 1 ga + 2,54 Ky + 1 Q = 13,4 Opx + 6,33 An + 2,79 H2O	152,25	2630,88	3541,89	17,3	23,3

Tableau 4 - Liste des réactions univariantes (et calculs de leurs pentes) autour du point invariant X, impliquant les même minéraux que précédemment dans le système SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - H_2O.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDES DES PHOTOS

Photo 1 - Texture d'orthocumulat d'une métatroctolite coronitique (éch Ru 619). Les olivines, serpentinisées, sont entourées de couronnes multiples. Un grand cristal de clinopyroxène post cumulus, partiellement opacifié, englobe des olivines non coronitiques ; remarquer les formes rectangulaires des anciens cristaux de plagioclase cumulii (actuellement transformés en omphacite (en gris clair)) contre le clinopyroxène magmatique. LN. Grand côté de la photo : environ 3 mm.

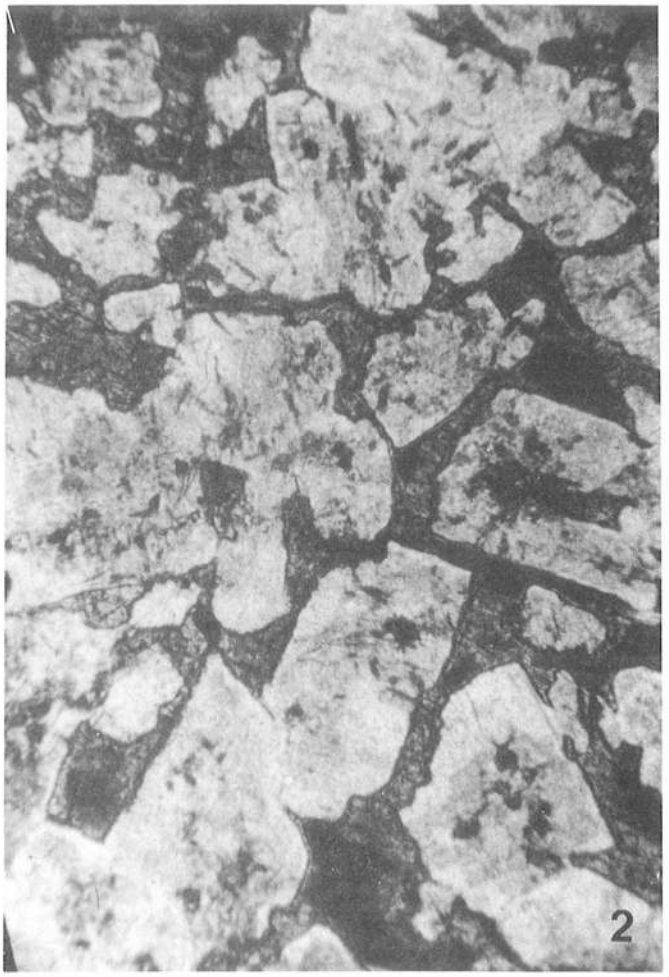
Photo 2 - Texture d'orthocumulat d'une enclave homéogène (éch. Ru 619 b) dans la roche précédente. Le plagioclase est conservé et le clinopyroxène constitue le minéral post cumulus. LN. ; même échelle que la photo 1.

Photo 3 - Olivine (partiellement serpentinisée) entourée successivement d'Opx, de Cpx (ou amph ?) et grenat (remarquer un grain de spinelle brun dans celui-ci) ; le plagioclase magmatique est remplacé par de l'omphacite qui contient de fines aiguilles (disthène ?). Ech. Ru 619 ; LN. ; grand côté de la photo : environ 0,65 mm.

Photo 4 - Couronne amphibolique autour des pyroxènes : remarquer l'interruption brutale de l'assemblage Hb-Ky au contact Opx-Cpx et la variation d'épaisseur de l'amphibole coronitique. Ech. R 27a ; LN ; même échelle que la photo 1.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



ANNEXE

Les grilles pétrogénétiques du chapitre II ont été calculées en utilisant les méthodes et programmes mis au point par Vielzeuf (1984) et Vielzeuf et Boivin (1984).

Elaboration des grilles dans le système CMASFH :

Les compositions et les données thermodynamiques (Helgeson et al, 1978 ; Robie et al, 1978) des phases minéralogiques utilisées dans cette étude sont indiquées dans le tableau suivant :

Constituants	Opx	An	Hb	Gt	H_2O	Q	Ky	Cpx
SiO_2	1.00	2.00	7.00	3.00	0.00	1.00	1.00	2.00
Al_2O_3	0.00	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	1.00	0.00
MgO	0.75	0.00	3.20	1.13	0.00	0.00	0.00	0.90
FeO	0.25	0.00	0.80	1.12	0.00	0.00	0.00	0.10
CaO	0.00	1.00	2.00	0.75	0.00	0.00	0.00	1.00
H_2O	0.00	0.00	1.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00
Molar vol.	35.28	100.79	273.50	115.27	19.45	22.69	44.09	66.09
Nbre Al IV	0.00	2.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Entropie	677.81	2054.34	6694.40	2597.50	1887.15	413.38	836.80	1430.93

(Volume molaire en cm3, entropie en dJ/mole°K)

Le calcul des pentes des réactions a été effectué selon deux méthodes : P1 et P2 sur les tableaux 3 et 4 et U1 et U2 sur les figures 6 à 8 et A1 à A4. Ces deux méthodes dépendent du mode de calcul de ΔS. Dans la première méthode (Albee, 1965), le ΔS de la réaction se compose d'une entropie de déshydratation à laquelle s'ajoute l'entropie liée au changement de coordination de Al_6 en Al_4. La deuxième méthode consiste à faire la différence entre les entropies des minéraux produits et celles des minéraux réactifs. Les résultats de ces deux méthodes sont différents, mais généralement dans la marge d'erreur, relativement large, de celles-ci.

Dans le cas présent, les résultats sont très différents pour la réaction (6) (tableau 3) dont la pente 1 est nulle, puisqu'il n'y a pas de transformation Al_4 - Al_6 dans une réaction par ailleurs anhydre (à noter, cependant, que les pentes P1 et P2 seraient semblables si le silicate d'alumine était la sillimanite). Cette différence de pente de la réaction (6) va modifier sensiblement l'allure du point invariant [An] (fig. A3 et A4) dans les grilles U1 et U2. Dans les grilles U1 (fig. 6 et 7 du chap. II), le point invariant [An] est stable (ou métastable) avec les points [Hb] et [Ga]. Dans les grilles U2 (fig. A1 et A2), ce point est stable (ou métastable) avec les points [Ky], [Opx] et [Cpx]. Cette différence n'a pas de conséquence importante sur la grille "initiale" (fig. 6 et A1), mais, par contre, modifie sensiblement la grille "réciproque" (fig. 7 et A2). Par voie de conséquence, la figure 9 ne sera pas modifiée notablement en utilisant U1 ou U2 tandis que la portion hautes pressions-hautes températures de la figure 10 montrera des modifications qui demanderont à être précisées pour l'application de cette figure aux éclogites et granulites de haute pression. Par contre, l'utilisation de U1 et U2 n'affecte pas l'étude des réactions (14) et (21) de la métanorite du Bois de Verdus. La solution U1 a été choisie, car la pente P1 de la réaction (11 : tableau 3) est plus proche de celle obtenue expérimentalement par Hansen (1981) et Perkins (1983).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La figure 10 est donc dessinée à partir des grilles initiale (fig. 6) et résiduelle (fig. 7) dont les positions relatives sont contraintes par les pentes des réactions univariantes d'ordre supérieur émanant du point invariant d'ordre supérieur [XMg] (fig. 8). Chacune de ces réactions [Hb], [An], etc. doit relier, sur l'une ou l'autre grille des fig. 6 et 7, le point invariant correspondant : [Hb], [An], etc. Sur la figure 10, les pentes, les relations mutuelles des réactions entre elles et par rapport aux points invariants sont conservées, mais les longueurs de ces réactions et les intervalles entre elles sont totalement arbitraires : ceci explique pourquoi les échelles de température et de pression ne sont pas nécessairement proportionnelles.

Les diagrammes T-X :

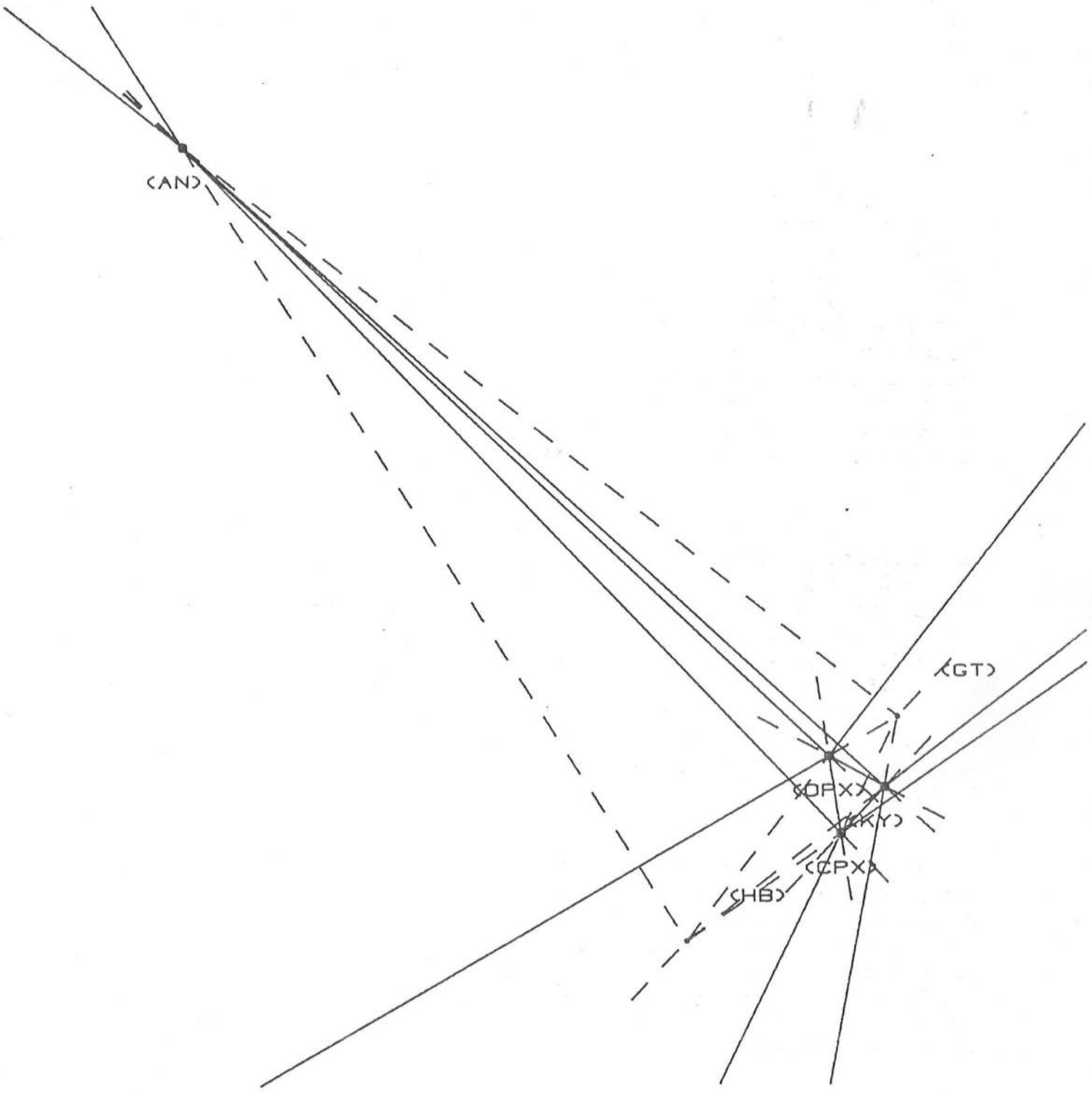
Les diagrammes T-XMg polybares (fig. A5 et A7), dessinés à partir des figures 9 et 10 respectivement, permettent d'estimer les compositions relatives des minéraux des réactions univariantes d'ordre supérieur dans les diagrammes T-X à pression constante (fig. 6 à 8). Les valeurs absolues des rapports XMg et des températures sont arbitraires (mais, en ce qui concerne la température, identiques à celles des figures 9 et 10) et seules les valeurs relatives sont significatives. On comprend aisément, d'après le mode de construction des fig. A5 et A7, que les compositions des phases d'une réaction univariante d'ordre supérieur sont différentes, à P = cte, sur les figures 9 et 12 d'une part, et les figures 10 et 13 d'autre part. Il faut également noter que sur les diagrammes T-X polybares (fig. A5 et A7), l'échelle de pression varie en sens et en valeur pour chaque réaction considérée. Ainsi, P et T varient ensemble (mais pas dans le même rapport) pour les réactions [Cpx] et [Ky] mais varient en sens inverse pour [Opx].

L'influence de nouveaux composants (ou de la variation de l'activité de composants considérés en excès) sur les diagrammes T-X et P-T est schématisée sur les figures A5 et A6. Une diminution de la pression partielle en eau provoque le glissement des points invariants le long des réactions [H_2O] (c'est-à-dire le long des prolongements métastables des réactions [Hb]) vers les basses températures et basses pressions (fig. A6). Le déplacement correspondant de la loupe de la réaction [Opx] est représenté (en tiret) sur la figure A5. Une traversée à P3 (fig. A5 et A6) croisera cette réaction à plus basse température lorsque PH_2O diminue : en conséquence, les compositions des phases de la réaction [Opx] seront plus ferrifères (fig. A5). De la même manière une traversée à P1 (ou P2) croisera la réaction [Cpx] à plus basse température lorsque PH_2O diminue, mais cette fois les compositions des minéraux seront plus magnésiennes (fig. A7).

Les variations locales d'un élément seront responsables de la diversité des assemblages minéralogiques à petite échelle. J'ai montré au paragraphe IIIB du chapitre II, que les variations locales en H_2O, silicium, sodium et fer-magnésium étaient responsables de l'implication ou non de la réaction 21. L'influence du composant sodium sur la diversité des assemblages coronitiques, est bien illustrée dans la métatroctolite coronitique à grenat d'Anabohitsy (chap. V, éch. 172 a). Dans cette roche, la présence ou l'absence de couronnes diversifiées (à Ga, Ga + Opx, Ga + Cpx), dans une même lame mince et parfois autour d'un même cristal d'olivine, est contrôlée par les variations importantes de la composition de la périphérie des plagioclases magmatiques.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

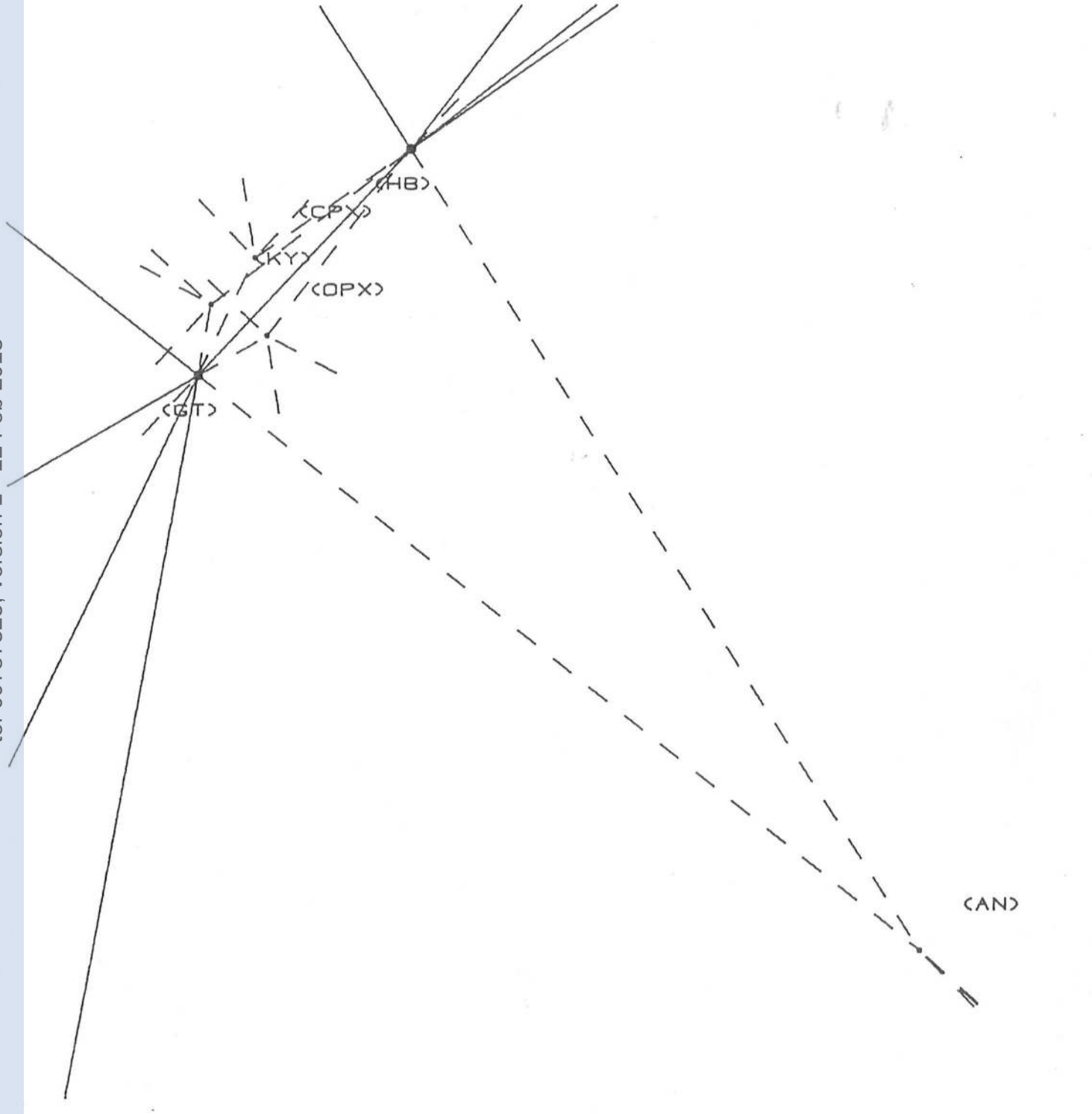
Figure A1 - Grille pétrogénétique (Hb, Ga) dans le système C(MF)ASH ; U2 : calcul des pentes en utilisant les entropies à 25°C ; voir fig. A3 et tableau 3 pour le libéllés des réactions.



tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

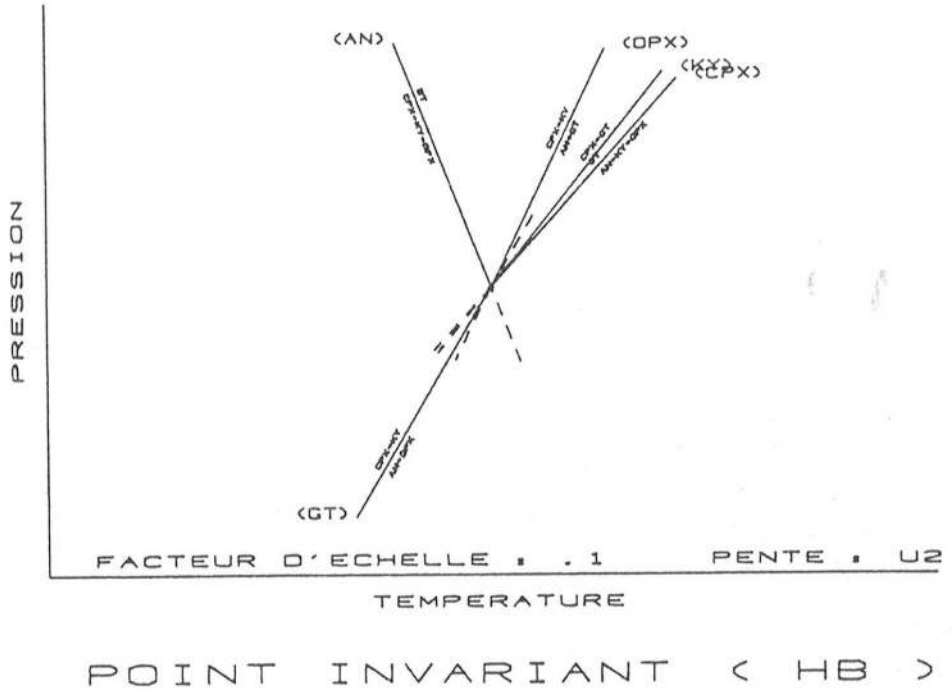
PRESSION

Figure A 2 - Grille résiduelle (Ky, Cpx, Opx, An) dans le même système.

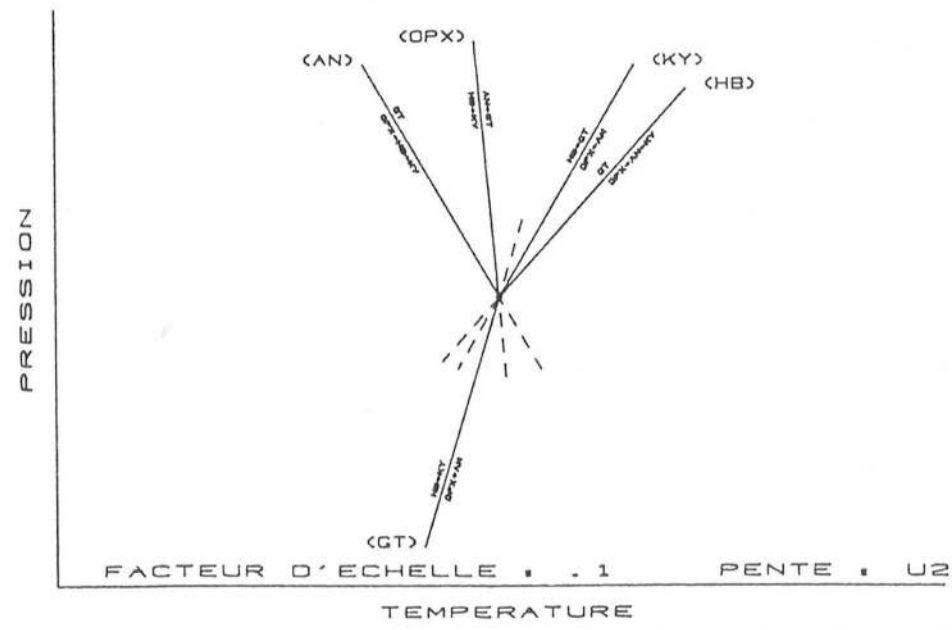


tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A3 - Arrangement des réactions autour des points invariants des fig. A1 et A2.



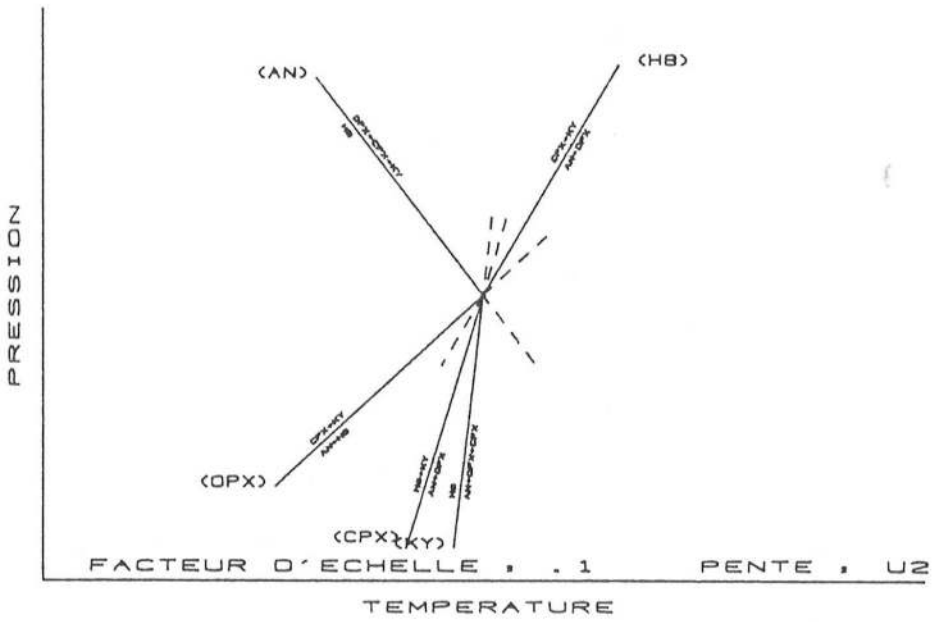
POINT INVARIANT < HB >



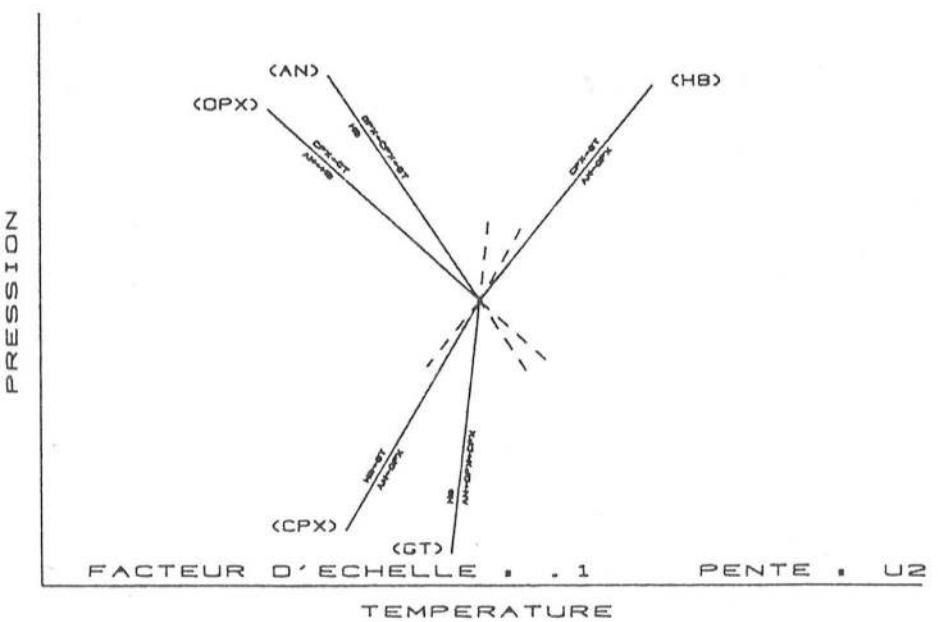
POINT INVARIANT < CPX >

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A3 - Suite.



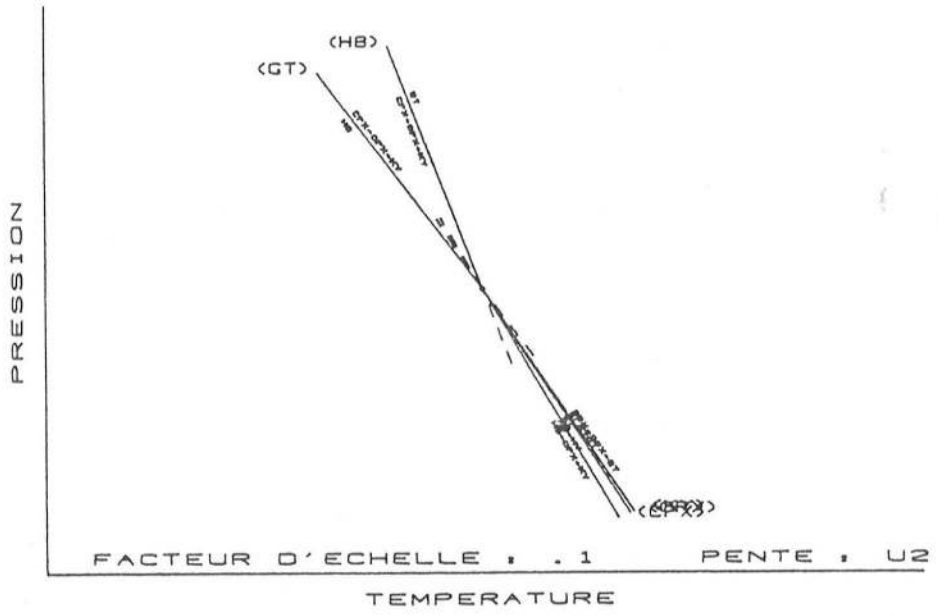
POINT INVARIANT < GT >



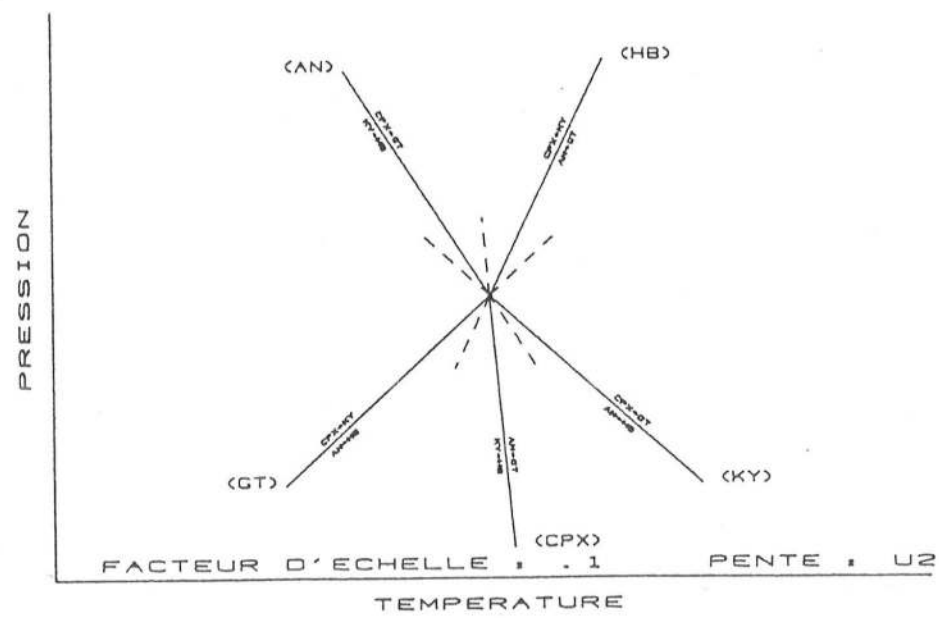
POINT INVARIANT < KY >

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A3 - Suite.



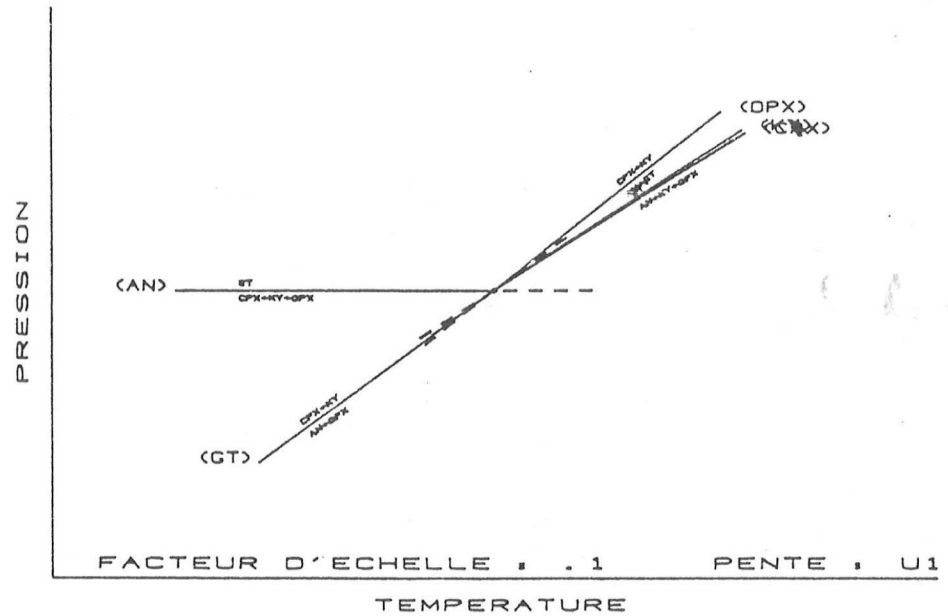
POINT INVARIANT (AN)



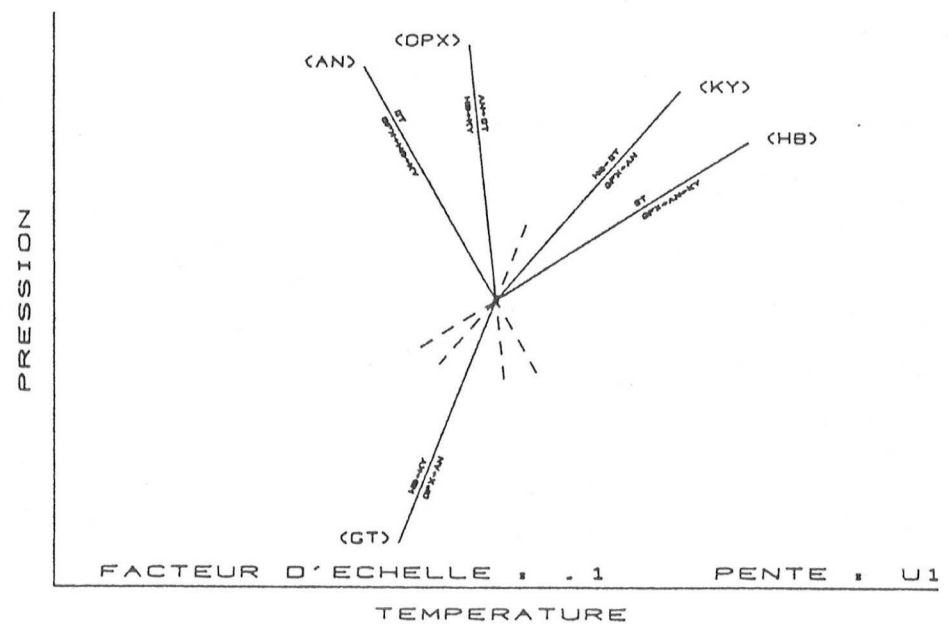
POINT INVARIANT (OPX)

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A4 - Arrangement des réactions autour des points invariants des figures 6 et 7 du chap. II.



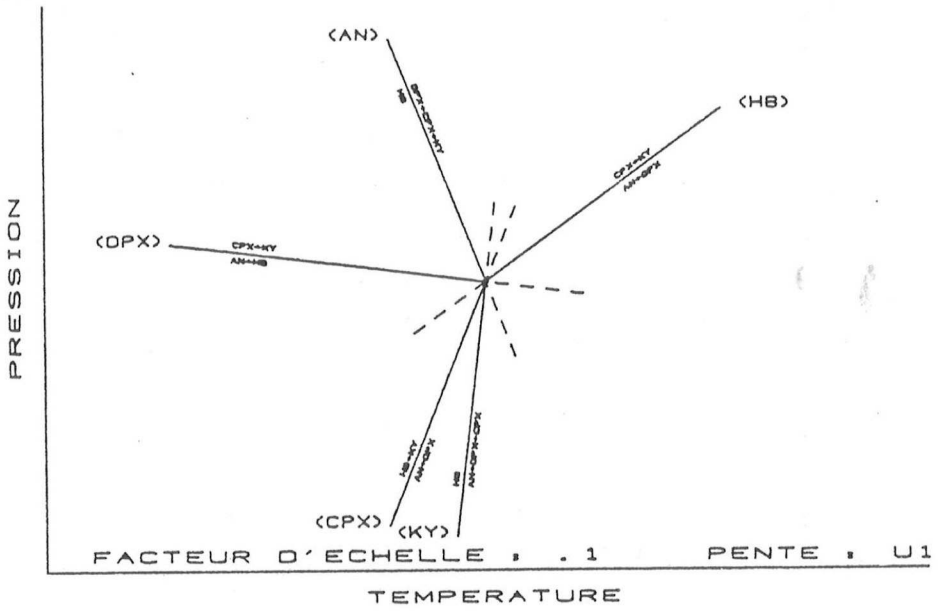
POINT INVARIANT < HB >



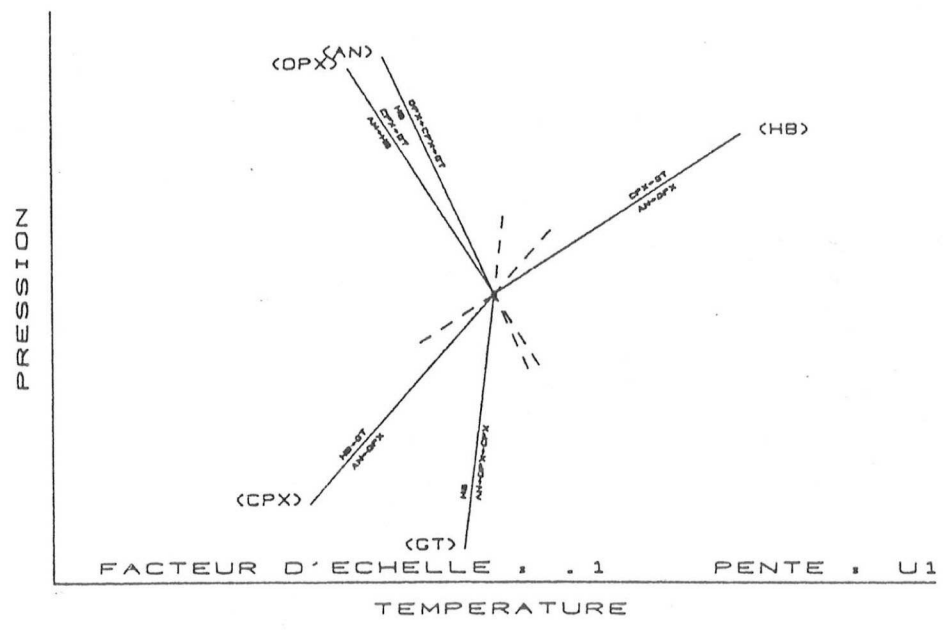
POINT INVARIANT < CPX >

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A4 - Suite.



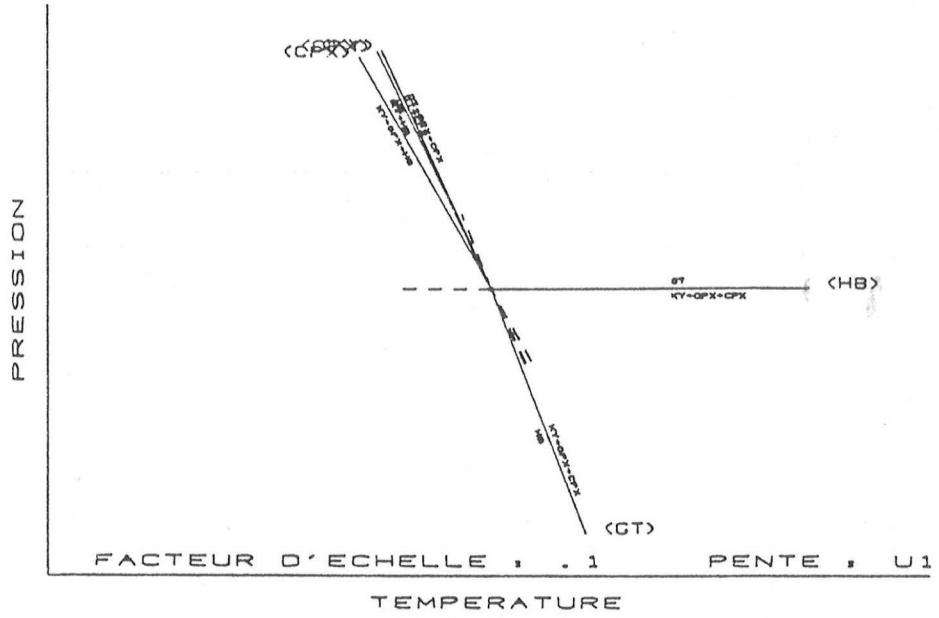
POINT INVARIANT (GT)



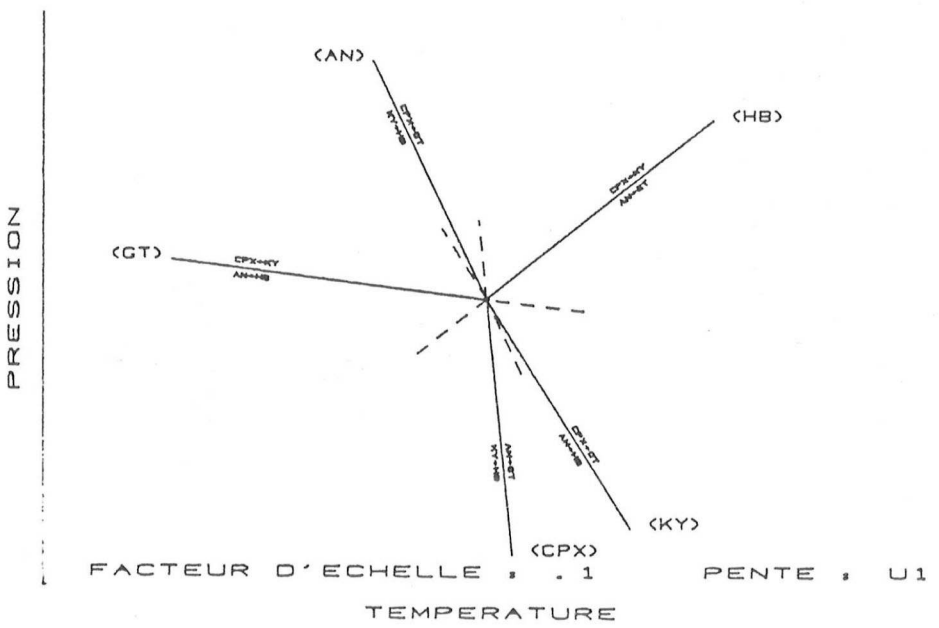
POINT INVARIANT (KY)

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure A4 - Suite.



POINT INVARIANT < AN >



POINT INVARIANT < OPX >

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

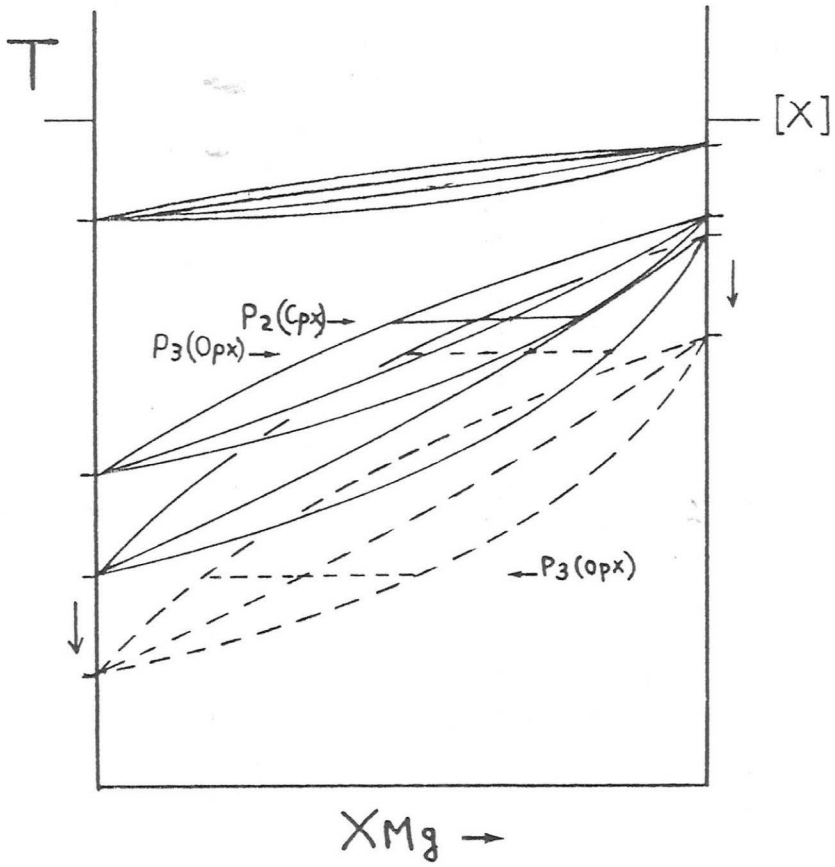


Figure A5 - Diagramme T-XMg polybare, dessiné à partir de la fig. 9, permettant d'estimer les rapports XMg des minéraux des réactions univariantes stables dans cette figure. P2 (Cpx) : compositions des minéraux de la réactions [Cpx] à la pression P2. La loupe en tiret illustre le déplacement de la réaction [Opx] lors d'une diminution de PH_2O et, par voie de conséquence, les variations de la T°C et de la composition des minéraux à P3 (Opx) constante. Même échelle de T°C sur tous les diagrammes T-X et P-T.

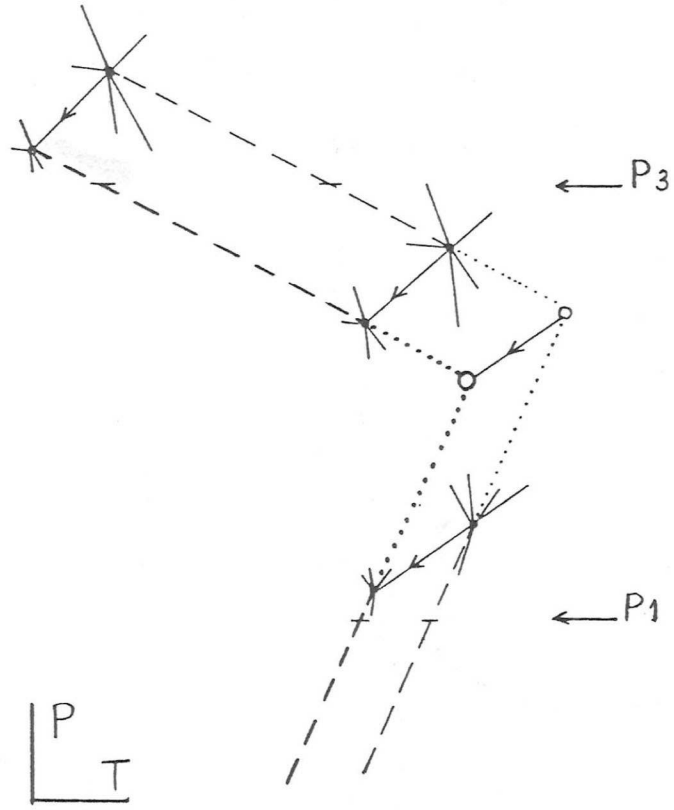


Figure A6 - Déplacements des réactions [Opx] et [Cpx] de la fig. 9, le long des réactions [H2O], lors d'une diminution de PH_2O.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

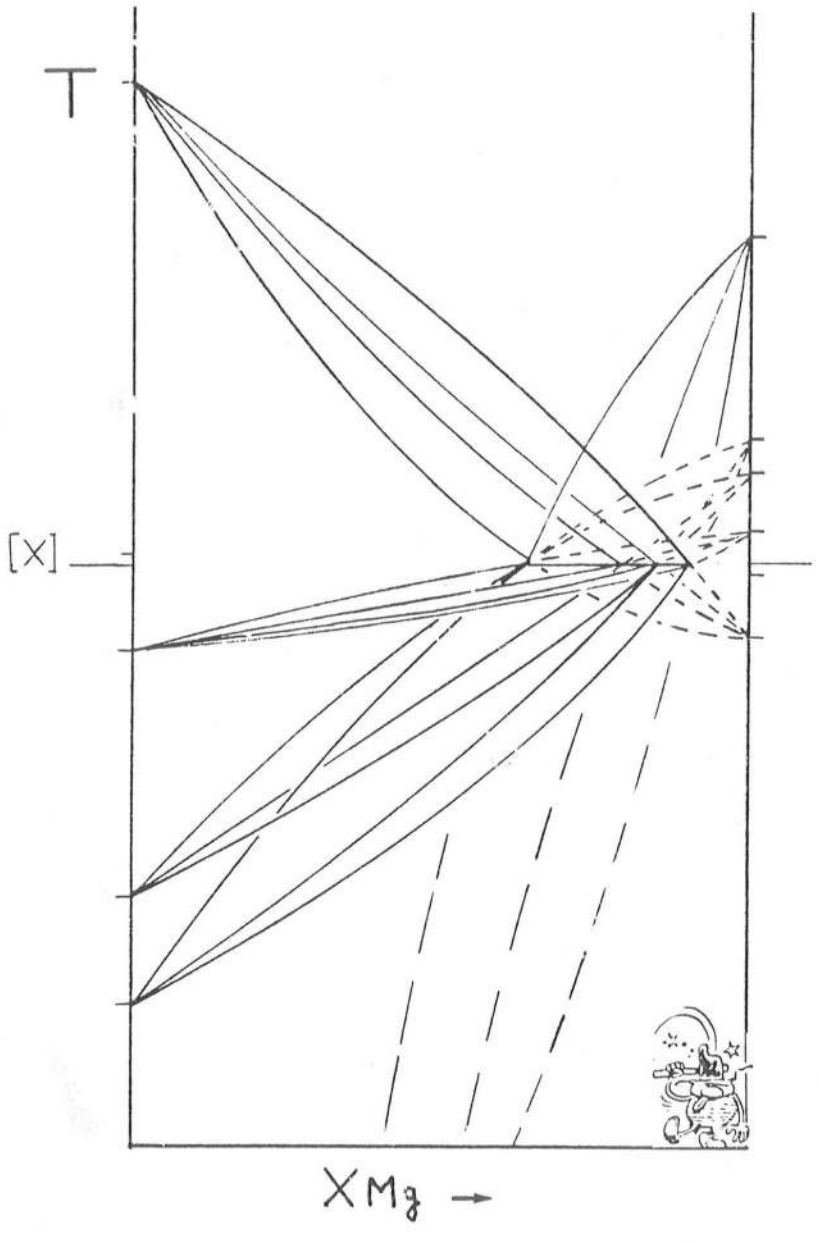


Figure A7 - Diagramme T-XMg polybare dessiné à partir de la fig. 10. La loupe de la réaction univariante [Ga] n'a pas été représentée.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre III

SAPHIRINE ET STAUROTIDE RICHE EN MAGNESIUM ET CHROME DANS LES AMPHIBOLITES ET ANORTHOSITES A CORINDON DU VOHIBORY SUD, MADAGASCAR

Deux notes aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Nicollet, 1983, 1985b) et un article au Bulletin de Minéralogie (1986) constituent l'essentiel de ce chapitre. Des informations complémentaires sur le contexte géologique des amphibolites à saphirine précèdent ces trois publications, et des précisions sur la chimie des minéraux de ces roches et sur l'évolution de la métatroctolite qui leur est associée à Anavoha, concluront ce chapitre. La numérotation des figures (à l'exception des nouvelles photos) et des tableaux complémentaires fait suite à celle de l'article principal de ce chapitre.

I - CONTEXTE GEOLOGIQUE DES AMPHIBOLITES A SAPHIRINE ET ROCHES ASSOCIEES

Ces informations sur le contexte régional des amphibolites mettent en évidence l'origine variée de ces roches : para ou orthodérivée, et leur lien avec des roches d'origine métasomatique d'extension régionale. Dans le prochain chapitre, sont étudiés les processus métasomatiques qui ont affecté les troctolites à l'origine des amphibolites à saphirine et il ne faudra pas oublier l'ampleur régionale de ces mécanismes.

Les amphibolites représentent un élément caractéristique du groupe du Vohibory, seule région de Madagascar où la saphirine a été rencontrée (à ce jour !) dans des métabasites. Elles sont rares plus à l'Est, dans les groupes d'Ampanihy et dans le système Androyen (fig. 1 de la note dans le chap. VI) : les amphibolites à hornblende brune rencontrées dans ces régions seront rattachées aux métabasites granulitiques (voir chap. V) dans lesquelles ce minéral est omniprésent. Les amphibolites constituent des bancs allongés d'épaisseur généralement décamétrique, rarement hectométrique, dans des gneiss amphiboliques ; ils sont conformes à la foliation régionale et on peut les suivre sur plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres (fig. 1). Le mode de gisement de ces amphibolites et les roches associées suggèrent une origine paradérivée pour les unes, et une origine orthodérivée pour les autres, mais il est souvent difficile de faire la distinction entre les deux.

Certaines amphibolites, très rubanées (rubanement lié à une variation brutale de la proportion hornblende-plagioclase) sont étroitement associées à des roches carbonatées dans les gneiss amphiboliques et pourraient représenter d'anciens sédiments métamorphisés. Une origine volcanosédimentaire est également possible. Ces roches à hornblende verte et plagioclase contiennent souvent une porportion notable de silicates calciques : épidote s.l., scapolite, clinopyroxène, grenat riche en grossulaire, sphène. Elles passent à des gneiss à silicates calciques dans lesquels l'amphibole est rare. L'abondance de ces gneiss à silicates calciques (Boulanger, 1954) et leur association avec des amphibolites, dont le caractère orthodérivée est

incontestable (démontré par la présence de minéraux magmatiques relictuels, par l'association avec des serpentinites, par la composition chimique gabbroïque et troctolitique des quelques roches analysées), témoignent sans doute de phénomènes métasomatiques entre roches magmatiques basiques et formations sédimentaires (voir chapitre IV).

Besairie (1970) pense que les ortho-amphibolites dérivent de coulées basiques. Cependant, cette intéressante hypothèse d'un magmatisme basique extrusif (ainsi que le caractère volcano-sédimentaire de certaines "para"-amphibolites) reste à démontrer. Par contre, l'association d'orthoamphibolites et d'importants massifs de serpentinites à chromite et rares pyroxènes relictuels, témoigne d'un magmatisme basique intrusif. Boulanger (1954) signale des faciès ultrabasiques conservés à l'intérieur des massifs de serpentinites. Celles-ci sont souvent transformées en roches brunes, siliceuses et ferrugineuses résistantes à l'érosion qui constituent, avec les orthogneiss, les rares inselbergs de cette région pénéplanée. Le massif de serpentinite du Mont Vohibory, point culminant de la région, a été protégé de l'érosion par l'existence d'une étroite crête siliceuse en son sommet. Au microscope, le réseau maillé de l'antigorite est marqué par de l'hématite, tandis que l'intérieur est envahi par du quartz et de la calcédoine.

Ces serpentinites sont entourées d'un ensemble d'amphibolites à la minéralogie variée qui témoigne de la diversité minéralogique et chimique de l'ensemble magmatique initial. Ces amphibolites contiennent de la hornblende verte à brun vert, du plagioclase, du clinopyroxène, du grenat, du quartz. On peut y trouver plus rarement : de l'épidote, du scapolite, une orthoamphibole de type anthophyllite, de la biotite, de la chlorite. Les minéraux accessoires sont des minéraux opaques, de l'apatite, du spinelle vert et du sphène. Les paragénèses principales sont : (1) Hb-Pl ; (2) Hb-Pl-Q et/ou Biot, (3) Hb-Ga, (4) Hb-Ga-Pl, (5) Hb-Ga-Pl-Q ±Biot, (6) Hb-Cpx-Pl, (7) Hb-Cpx-Ga-Pl, (8) Hb-anthophyllite.
Elles sont caractéristiques du faciès amphibolite à l'exception de la paragénèse (7) : celle-ci est atypique et peut aussi bien se former dans les conditions du faciès granulite que dans celle du faciès amphibolite (voir chap. II). La figure 4c du chapitre V donne la répartition de quelques unes de ces amphibolites.

Plus rarement, certaines amphibolites contiennent de la saphirine et/ou du corindon : ces roches sont systématiquepment associées à des serpentinites et parfois à des clinopyroxénites à la minéralogie exceptionnelle (chap. IV).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297 (19 septembre 1983) Série II — 145

II - PÉTROLOGIE. — *Existence de granulites de haute pression à clinopyroxène-grenat dans les formations précambriennes du Vohibory (SW de Madagascar).* Note (*) de **Christian Nicollet,** présentée par Maurice Roques.

La formation précambrienne du Vohibory est affectée par un métamorphisme barrovien qui atteint les conditions du faciès amphibolite de haut degré et celles de la palingenèse granitique hydratée. Au sein des migmatites, des roches réfractaires montrent des associations minéralogiques rares mais diversifiées qui nous permettent d'estimer les conditions optimales de ce métamorphisme : ce sont, en particulier des amphibolites à corindon, sapphirine et grenat, des anorthosites à sapphirine, corindon, grenat et staurotide. Des plagiopyrigarnites à Cpx + Pl + Gr + Hb brune sont associées à ces roches. La présence de ces granulites d'affinité de haute pression (sous-faciès Cpx − Alm − Hb) au sein d'un complexe où dominent des métamorphites « hydratées » (faciès amphibolite de haut degré) peut classiquement s'expliquer par des variations locales de P_{H_2O} au cours d'un seul et même épisode métamorphique.

PETROLOGY. — Occurrence of High Pressure Granulites in the Precambrian Vohibory Area (SW Malagasy).

The Precambrian Vohibory area attains the conditions of high grade amphibolite facies. Among the migmatites, refractory rocks show rare mineralogical associations. Using these rocks (in peculiar corundum, sapphirine-garnet amphibolites and corundum-sapphirine-garnet-staurolite anorthosites), we estimate the optimal P-T conditions of this metamorphism. Garnet granulites (clinopyroxene + plagioclase + garnet + brown hornblende) are probably formed in response to a lower water activity under a high grade amphibolite metamorphism but during the same metamorphic event.

Le métamorphisme des terrains cristallins du Sud de Madagascar passe progressivement de l'Ouest vers l'Est d'un type de pression intermédiaire à un type de basse pression [1]. Un important volume de granulites de pression intermédiaire [2] (sous-faciès à orthopyroxène-plagioclase de de Waard [3]) lui est associé dans le SE de l'Ile ([4], [5], [6]).

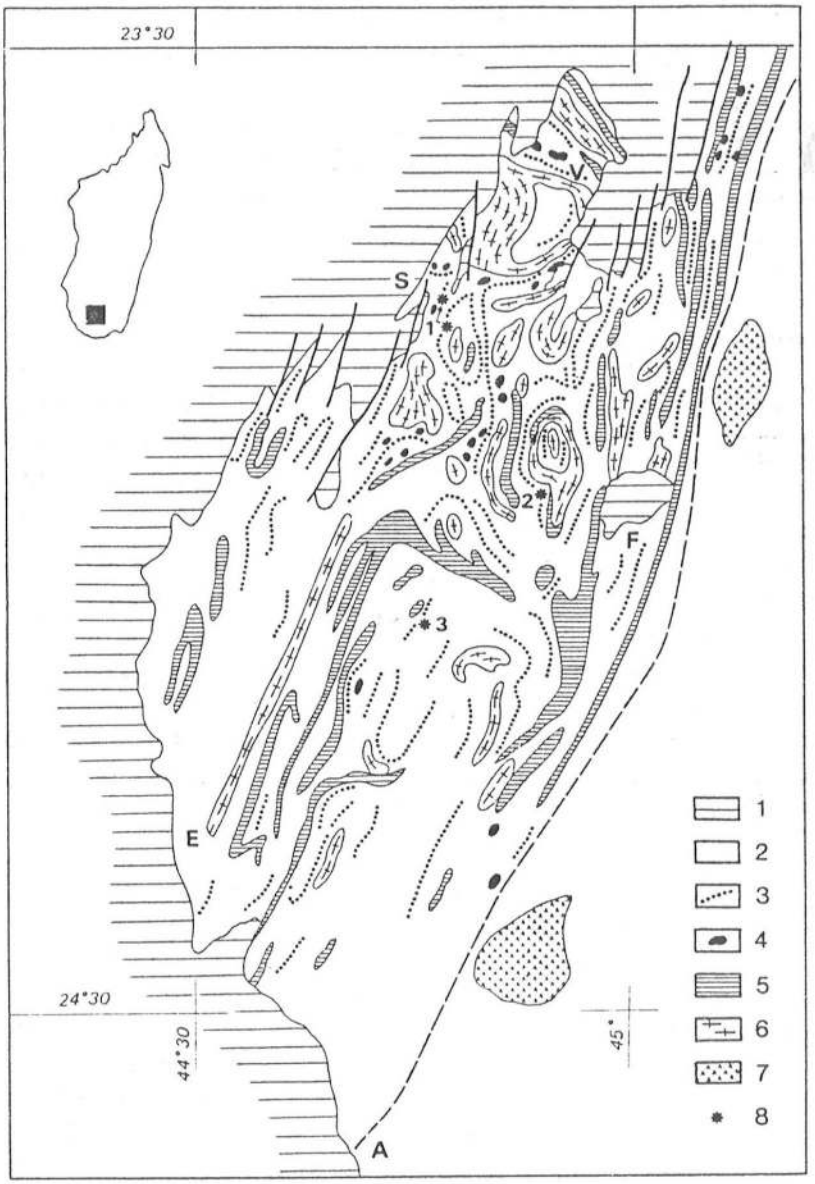
La formation du Vohibory, caractérisée par l'abondance d'amphibolites, de leptynites et de cipolins [7], représente l'extrémité occidentale des terrains cristallins du Sud de Madagascar. Elle est recouverte à l'Ouest, au Nord et au Sud par les terrains sédimentaires post-précambriens et passe, à l'Est, à la formation métamorphique, pétrographiquement distincte d'Ampanihy (*fig.*).

CONTEXTE GÉOLOGIQUE. — A l'exception de l'extrémité nord, (dans les environs du Mont Vohibory) le fond pétrographique de la région est composé de gneiss migmatitiques. Ce sont principalement des gneiss amphiboliques à hornblende, plagioclase, biotite, grenat, minéraux accessoires et parfois quartz, diopside. On observe plus rarement des gneiss silico-alumineux à biotite, plagioclase, quartz, grenat, feldspath potassique, sillimanite, minéraux accessoires et des gneiss pyroxéniques à diopside, plagioclase, quartz contenant souvent de la hornblende, du scapolite et parfois de la calcite, du sphène, de l'épidote et du grenat.

Dans cet ensemble gneissique, affleurent sporadiquement des roches qui ont été réfractaires à la fusion donnant les migmatites. Il s'agit d'amphibolites, de serpentinites, de leptynites, d'orthogneiss, de quartzites, de cipolins et de roches telles que des skarns, épidotites, grenatites. Ces matériaux réfractaires montrent des associations minéralogiques très diversifiées permettant de préciser les conditions extrêmes du métamorphisme. C'est le cas d'amphibolites à corindon et de roches qui leur sont associées.

LES AMPHIBOLITES A CORINDON ET ROCHES ASSOCIÉES. — Ces roches affleurent dans plusieurs secteurs (*fig.*) L'affleurement d'Anavoha montre une grande variété de faciès pétrographiques. Les amphibolites entourent un noyau hectométrique de métatroctolites et de serpentinites. L'olivine de la métatroctolite est généralement remplacée par un amas polycristallin d'orthopyroxène autour duquel se développent successivement une auréole de clinopyroxène, une auréole de grenat et/ou une auréole symplectitique de spinelle vert

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



Carte simplifiée de la formation métamorphique précambrienne du Vohibory. (Les nombreux filons basaltiques crétacés [17] qui traversent la région ne sont pas représentés.) (1) formations sédimentaires; (2) gneiss migmatitiques; (3) principaux bancs d'amphibolites; (4) serpentinites; (5) cipolins; (6) orthogneiss; (7) anorthosites; (8) principaux affleurements d'amphibolites à corindon : 1, Marolinta; 2, Anavoha; 3, Vohitany, tirets : limite entre les formations du Vohibory et d'Ampanihy; V, Mont Vohibory; S, ancienne mine de charbon de la Sakoa; A, E, F, Villes d'Ampanihy, Ejeda et Fotadrevo.

Sketch map of the Precambrian metamorphic Vohibory area. (*The numerous Cretaceous basaltic dykes* [17] *which cut across the area are not shown.*) (1) *sedimentary rocks;* (2) *migmatic gneisses;* (3) *main amphibolites layers;* (4) *serpentinites;* (5) *marbles;* (6) *orthogneiss;* (7) *anorthosites;* (8) *main outcrops of corundum amphibolites :* 1, *Marolinta;* 2, *Anavoha;* 3, *Vohitany; dashed line, boundary between the Vohibory and Ampanihy areas; V, Mount Vohibory; S, abandoned Sakoa coal mine; A, E, F, towns of Ampanihy, Ejeda and Fotadrevo.*

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297 (19 septembre 1983) Série II — 147

et d'amphibole verte. L'association minéralogique des amphibolites à corindon est : clinoamphibole verte, orthoamphibole beige, anorthite, spinelle, corindon, sapphirine et grenat. Un banc métrique d'anorthosite interlité avec les amphibolites et les métatroctolites contient essentiellement de l'anorthite, mais aussi du corindon et/ou du grenat, de la sapphirine, de la staurotide, du spinelle brun, des clino- et orthoamphiboles. On note également la présence de plagiopyrigarnites (selon la définition de Vogel [8]), à clinopyroxène vert clair, plagioclase, grenat et hornblende brune : cette paragenèse est typique des granulites de haute pression [2] (sous-zone des granulites à clinopyroxène-almandin-quartz de la zone du métamorphisme régional à hypersthène [9] ou sous-faciès à Cpx — Alm — Hb [3]).

Toutes ces roches proviennent vraisemblablement de la transformation métamorphique d'un massif gabbroïque différencié. *On notera l'existence d'associations exceptionnelles à sapphirine-grenat et à sapphirine-staurotide.*

Estimations des conditions P et T. — L'existence de micaschistes à staurotide et disthène [7] dans la région du Mont Vohibory montre que le métamorphisme est de type barrovien. La majeure partie de la région se situe au-delà de l'isograde de disparition de la muscovite en présence du quartz sous les conditions de l'anatexie (métamorphisme de haut degré [9]). Les roches réfractaires, en particulier les amphibolites à corindon, sapphirine, grenat et l'anorthosite à corindon, nous permettent d'estimer les conditions optimales à $6 < P(kb) < 10$; $700 < T(°C) < 800$ [10]. La présence de granulites de haute pression au sein du faciès amphibolite de haut degré peut s'expliquer par des variations locales de la pression d'eau ([9], [11]) au cours d'un seul épisode métamorphique.

Conclusion. — La région du Vohibory est affectée par un métamorphisme régional de pression intermédiaire qui atteint localement les conditions du faciès granulite de haute pression (à la faveur de pression d'eau faible). C'est la première fois que des granulites de haute pression sont signalées à Madagascar et cette découverte ne semble pas limitée à la seule région étudiée. En effet, nous avons trouvé de nombreuses plagiopyrigarnites dans la région voisine d'Ampanihy. Par ailleurs les données bibliographiques suivantes paraissent confirmer cette impression :

— minéraux mafiques entourés de grenat coronitique dans le massif anorthositique d'Ankafotia (NE de Fotadrevo, *fig.*) [12];

— existence de gabbros à deux pyroxènes et grenat au Nord de Tamatave [13];

— présence d'éclogites dans le « système du graphite » ([14], [15]).

Enfin, le faciès granulite à hornblende associé à un métamorphisme barrovien dans la zone axiale de Madagascar ([1], [16]) montre certainement des granulites de haute pression.

(*) Remise le 30 mai 1983, acceptée le 20 juin 1983.

[1] G. Hottin, *Bull. B.R.G.M.*, 3, 1976, p. 117.
[2] D. H. Green et A. E. Ringwood, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 1967, p. 767.
[3] D. de Waard, *J. Petrol.*, 6, 1965, p. 165.
[4] H. de La Roche, *Annales géologiques de Madagascar*, 28, 1963.
[5] G. Noizet, *Thèse d'État*, Nancy, 1969.
[6] E. Armstrong, *Thèse de Spécialité*, Nancy, 1, 1975, 143 p.
[7] J. Boulanger, *Travaux du Bureau géol.*, 45, 1953 et 56, 1954, Tananarive.
[8] D. E. Vogel, *Leidse Geol. Mededel.*, D. 40, 1967, p. 121.
[9] H. G. F. Winkler, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer-Verlag, New York, 1979.
[10] C. Nicollet, *Bull. Acad. Malg.* 1983 (sous presse).
[11] G. N. Phillips *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 1980, p. 377.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

[12] J. BOULANGER, *Annales Géologiques de Madagascar*, 26, 1959.
[13] G. EIJKELBOOM, *Comptes rendus Sem. Geol. de Madagascar*, 1966, p. 65.
[14] *Feuille au* 1/500 000 *de Fianarantsoa*, 7, 1970.
[15] A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, Challamel, Paris, 1922-1923.
[16] G. BAZOT, L. BOUSTEYAK G. HOTTIN et RAZAFINIPARANY, *Document du Bureau géol.*, 183, 1971.
[17] J. BOULANGER, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 1957, p. 529.

Centre Universitaire Régional de Tulear-Madagascar
et Laboratoire de Pétrologie des Zones profondes, U.S.T.L., 34000 *Montpellier.*

Précisions sur la présence de staurotide

A Madagascar où le métamorphisme est essentiellement de basse pression et où les faciès pélitiques sont peu répandus, ce minéral n'a pas été souvent signalé. Remarquons que dans le Nord du groupe du Vohibory, les baguettes noires centimétriques observées par Boulanger (1954), ne sont pas de la staurotide mais de la hornblende verte. L'absence totale de ce minéral dans les très nombreux (186) concentrés des sables lourds des rivières de la moitié Nord du groupe du Vohibory confirme sans aucun doute son absence dans les roches de cette région. Quelques très rares grains ont été recueillis dans les concentrés des sables des rivières Manakaralahy et Linta, dans la partie Sud du groupe (Boulanger, 1954). Notons que l'anorthosite à staurotide d'Anavoha se situe précisément aux sources de la Linta.

Par contre, le disthène est effectivement présent, dans le Nord du groupe du Vohibory, en cristaux centimétriques de couleur grise (à cause de la présence d'abondantes inclusions de graphite), dans une quartzite à mica blanc (muscovite ?).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n° 3, 1985 167

III – PÉTROLOGIE. — *Origine des amphibolites à saphirine, corindon et grenat de la formation précambrienne du Vohibory (SW de Madagascar).* Note de **Christian Nicollet,** présentée par Maurice Roques.

Les amphibolites à saphirine, corindon et parfois grenat (associées à des métatroctolites) du Vohibory, proviennent du métamorphisme de cumulats magmatiques à plagioclase + olivine ± clinopyroxène. Amphibolites et métatroctolites se sont formées dans les mêmes conditions Pt-T (Pt = 9-11,5 Kb; T = 750-850°C). Cependant, l'évolution métamorphique de la métatroctolite est inachevée (assemblages coronitiques) certainement à cause d'une faible activité de l'eau et l'amphibolitisation n'a pas lieu.

PETROLOGY. — Origin of sapphirine, corundum and garnet bearing amphibolites from the Precambrian Vohibory formation (SW Malagasy).

The sapphirine, corundum and sometimes garnet bearing amphibolites (associated with metatroctolites) from Vohibory result from the metamorphism of igneous cumulates of plagioclase + olivine ± clinopyroxene. Metatroctolites and amphibolites are formed under the same Pt-T conditions (Pt = 9-11.5 Kb; T = 750-850°C). However, the metamorphic evolution of the metatroctolites is unfinished (coronitic assemblages), certainly on account of a low water activity and the "amphibolisation" does not occur.

La saphirine apparaît dans des roches de composition chimique bien précise : il s'agit de roches riches en magnésium et alumine, pauvre en silice: métasédiments magnésiens et roches anorthositiques dans des complexes plutoniques basiques-ultrabasiques métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolite profond-faciès granulite [e. g. 1].

Dans le précambrien malgache, les roches à saphirine sont connues depuis longtemps et une origine paradérivée est généralement proposée ([2], [3]). Nous avons signalé [4] l'existence d'amphibolites à corindon et saphirine dans la formation du Vohibory (SW de Madagascar). Trois gisements sont connus : Anavoha, Marolinta et Ianapera (extrémité NE de la formation).

Dans la région affectée par un métamorphisme barrovien atteignant les conditions de la migmatisation, ces amphibolites sont systématiquement associées à des serpentinites et des granulites à grenat (salite, grenat almandin, andésine, magnésiohornblende brune).

A Anavoha, elles contiennent du grenat et entourent un massif de métatroctolite coronitique. Un filon anorthositique métrique recoupe ces roches. Dans les amphibolites d'Ianapera la saphirine en abondance est visible à l'œil nu et peut être centimétrique dans des filonnets anorthositiques.

ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DES GISEMENTS D'ANAVOHA ET MAROLINTA. — *Anavoha.* — La métatroctolite est une roche à grain fin (< 3 mm). Le plagioclase calcique (bytownite) est schillérisé. Quelques cristaux d'augite de la paragenèse magmatique sont bordés de hornblende brune. La majorité des minéraux ferromagnésiens est représentée par un ensemble coronitique qui comprend au centre un agrégat polycristallin granuleux de bronzite autour duquel se développe une fine auréole médiane de clinopyroxène ou de pargasite, une auréole de grenat riche en composant magnésien (pyr ≃ 50 %, alm ≃ 30 %, gro ≃ 20 %) et/ou une auréole symplectitique de pargasite + spinelle vert. La présence rare d'olivine au cœur de ces amas coronitiques montre que ceux-ci sont le résultat d'une réaction classiquement décrite entre l'olivine et le plagioclase dans les conditions du faciès granulite (e. g. [5]). La proportion des minéraux Fe-Mg/Pl est variable et on observe quelques niveaux décimétriques d'anorthosites.

Les paragenèses des amphibolites entourant la métatroctolite sont :

(1) gédrite + Mg hornblende verte;

(2) gd + Mg Hbv + Pl calcique + corindon;

0249-6305/85/03010167 $ 2.00 © Académie des Sciences

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

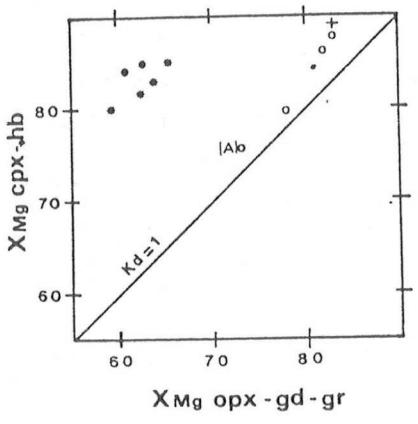


Fig. 1

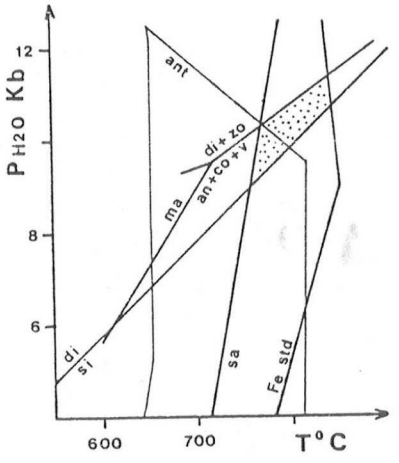


Fig. 2

Fig. 1. — Répartition Fer-Magnésium entre les couples Opx-Cpx (+), Opx-Hb (.) dans les métatroctolites, Hb-gd (○) dans les amphibolites et dans l'anorthosite d'Anavoha (A), Hb-Ga dans les métatroctolites (●) et dans les amphibolites (*). XMg = Mg × 100/Mg + Fe^{++}. Analyses réalisées par D. Ackermand (Kiel) et A. Leyreloup (Montpellier).

Fig. 1. — Magnesium-Iron distribution for the mineral pairs.

Fig. 2. — Conditions de stabilité de l'anorthosite d'Anavoha à partir des courbes expérimentales ([12], [15] à [18]). Std, staurotide; sa, saphirine; ant, anthophyllite; di, disthène; si, sillimanite; ma, margarite; co, corindon; an, anorthite; zo, zoïsite; V, vapeur.

Fig. 2. — P-T conditions of stability for the Anahova anorthosite according to experimental curves of mineral equilibria.

(3) gd + Mg Hbv + Pl Ca + Co + grenat;

(4) Mg Hbv + Pl Ca + Co + ga + saphirine;

± spinelle vert.

Ces minéraux ont une composition chimique homogène et ne sont pas zonés. Les minéraux ferromagnésiens ont des rapports Mg/Fe élevés qui diminuent lorsque la proportion de plagioclase augmente. On remarque que l'orthoamphibole et la saphirine n'existent pas ensemble. L'orthoamphibole grise est une gédrite dans la classification de Leake [6]. Toutefois, une analyse aux rayons X réalisé par Seifert montre qu'il s'agit d'une orthoamphibole intermédiaire composé de lamelles d'exsolution invisibles au microscope d'anthophyllite dans la gédrite [7]. Le plagioclase est calcique (bytownite-anorthite). La teneur en pyrope des grenats varie entre 53 et 59 % pour des valeurs de 30-35 % d'almandin et moins de 10 % de grossulaire. Certains cristaux en atoll ou disposés en chapelet se localisent à la limite plagioclase-amphibole, suggérant une disposition coronitique. La saphirine forme des tablettes dans le plagioclase ou dans la hornblende. Elle est souvent intimément liée au corindon et au spinelle vert, ce qui suppose un équilibre entre ces trois minéraux. On peut trouver du spinelle brun chromifère appartenant à l'association magmatique initiale.

Le passage est progressif entre ces amphibolites et l'anorthosite dont l'association minéralogique est : anorthite + corindon et/ou grenat ± Mg Hbv ± gd ± staurotide ± saph ± sp brun. Signalons que la saphirine est très rare et qu'une augmentation de la proportion de la staurotide (quelques pour cent au maximum) s'accompagne d'une diminution de celle des amphiboles. Du disthène, associé à du plagioclase et de la staurotide est inclus dans le grenat. Tous ces minéraux, à l'exception du plagioclase et du grenat, sont chromifères. La staurotide est magnésienne avec 5 % (et 1 à 2 % Cr 203).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLEAU

Analyses (1) d'une métatroctolite, (2) d'une amphibolite d'Anavoha (paragenèse 4) et (3) d'une amphibolite de Marolinta (paragenèse 2) (XMg, voir *fig.* 1). Analyses réalisées au Centre géologie géophysique de Montpellier.

Analyses of (1) *a metatroctolite*, (2) *an amphibolite from Anahova* (*paragenesis* 4) *and* (3) *an amphibolite from Marolinta* (*paragenesis* 2).

	(1)	(2)	(3)
SiO_2	44,19	42,96	43,81
Al_2O_3	21,42	21,80	20,60
Fe_2O_3	7,40	6,23	4,80
MnO	0,11	0,10	0,09
MgO	13,07	13,31	14,33
CaO	10,87	11,90	10,12
Na_2O	1,37	1,21	1,37
K_2O	0,05	0,07	0,83
TiO_2	0,18	0,11	0,13
P_2O_5	0,05	0,02	0,02
H_2O	0,42	1,37	3,07
TOTAL	99,13	99,07	99,17
X Mg	78	81	86

	(1)	(2)	(3)
Ol	30,2	29,7	30,4
Hy	2,2	–	–
Di	1,4	4,4	2,3
Or	0,3	0,4	5
Ab	11,5	6,3	11,5
An	52,3	53,7	47,5
Ne	–	2,3	–
Ilm	0,3	0,2	0,2
Ap	0,1	0,1	0,1

Signalons un peu de clinochlore dans des fissures.

A Marolinta, les amphibolites n'ont pas de grenat. Les paragenèses sont : (2) et (5) Mg Hbv + Pl Ca + Co + saph ± spv.

Les amphiboles sont plus magnésiennes que dans l'affleurement précédent. Dans la paragenèse (2), du talc-chlorite remplit de nombreuses fissures. Dans la paragenèse (5), le plagioclase est remplacé par un agrégat polycristallin de muscovite. La présence de ces deux minéraux témoignent de circulations hydrothermales tardives.

ORIGINE DES AMPHIBOLITES A SAPHIRINE ET CORINDON ET CONDITIONS DE FORMATION DE LA SAPHIRINE. — A Anavoha, le passage progressif entre les métatroctolites et les amphibolites suggère que l'ensemble de ces roches provient de la transformation d'un massif de troctolite. Les analyses (tableau) d'une métatroctolite, d'une amphibolite d'Anavoha (paragenèse 4) et une amphibolite de Marolinta (paragenèse 2) confirme cette hypothèse : la composition normative fait apparaître dans les trois roches de composition chimique voisine environ 60 % de plagioclase normatif et 30 % d'olivine : il s'agit donc de cumulat à plagioclase et olivine. On note une forte teneur en eau dans les amphibolites (particulièrement dans l'amphibolite de Marolinta contenant de la chlorite). On a porté dans la figure 1, les variations du rapport $Mg \times 100/Mg + Fe^{++}$ (XMg) entre les différents couples Hb-gd dans les amphibolites, Opx-Cpx et Opx-Hb dans les métatroctolites et Hb-ga dans les deux types de roches. La variation linéaire de XMg pour les différents couples montre que les conditions d'équilibre sont atteintes. Nous pensons que les amphibolites et les métatroctolites se sont formées au cours d'un même épisode métamorphique sous des pressions d'eau variable. L'évolution coronitique de la troctolite peut s'expliquer par les réactions : ([5], [8], [9], [10]) :

(1) $$Ol + Pl \rightarrow Opx + Cpx + Sp,$$

ou :

(2) $$Ol + Pl + H_2O \rightarrow Opx + Amph + Sp$$

et :

(3) $$Opx + Cpx + Pl + H_2O \rightarrow Amph + Sp,$$

ou :

(4) $$Opx + Cpx + Pl + H_2O \rightarrow Amph + Ga,$$

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ou :

(5) $$Opx + Cpx + Pl + Sp \rightarrow Ga.$$

Dans les amphibolites, l'association saphirine-spinelle (-corindon) suggère que la saphirine se développe à partir du spinelle si de la silice est disponible. Celle-ci pourra être fournie au cours de réactions entre l'orthopyroxène et le plagioclase. En effet, l'abondance de l'orthopyroxène dans les amas coronitiques de la métatroctolites impose que le clinopyroxène disparaîtra avant l'orthopyroxène dans les réactions 3, 4 et 5 si ces dernières se poursuivent, grâce à la présence d'eau en excès. On peut proposer les réactions :

(6) $$Opx + Sp + Pl + H_2O \rightarrow Hb + Saph \pm Co,$$

ou :

(7) $$Opx + Sp + Pl + H_2O \rightarrow Hb + Ga + Saph \pm Co.$$

L'alumine en excès forme des germes de corindon dans la saphirine.

Les conditions métamorphiques pourront être estimées grâce à la présence dans l'anorthosite d'Anavoha, de saphirine, du disthène, de l'assemblage anorthite + corindon et de la staurotide (*fig.* 2). Précisons que les conditions de stabilité de la gédrite et de la staurotide solution solide seront déplacées vers les hautes pressions et les hautes températures (environ 100°C) par rapport à celles de l'anthophyllite [11] et de la Fe staurotide [12]. L'absence de grenat dans les amphibolites de Marolinta peut s'expliquer par les compositions chimiques plus magnésiennes mais aussi par des conditions métamorphiques de plus basses pressions qu'Anavoha.

Conclusions. — Les compositions chimiques des métatroctolites et des amphibolites à saphirine-corindon sont celles de leucotroctolites, compositions semblables aux roches à saphirine du Massif Central français [13] et de la zone d'Ivrée [14]. Les répartitions Fe-Mg identiques dans les différents couples de minéraux des métatroctolites et amphibolites suggèrent que ces roches se sont formées au cours d'un seul épisode métamorphique dans des conditions Pt-T identiques (Pt = 9-11,5 Kb; T = 650-750°C) : en l'absence d'eau en quantité suffisante, la métatroctolite n'a pu évoluer jusqu'à l'amphibolitisation.

Remise le 22 avril 1985.

Références bibliographiques

[1] B. F. Windley, D. Ackermand et R. K. Herd, *Contib. Mineral. Petrol.*, 86, 1984, p. 342-358.
[2] A. Lacroix, *An. géol. Madagascar*, II, 1941.
[3] G. Noizet, *Thèse Dr. Sc.*, Nancy, 1969.
[4] C. Nicollet, *Comptes rendus*, 297, série II, 1983, p. 145-148.
[5] W. Griffin et K. Heier, *Lithos*, 6, 1973, p. 315-335.
[6] B. E. Leake, *Mineral. Mag.*, 42, 1978, p. 533-563.
[7] P. Robinson, M. Ross et H. W. Jafe, *Amer. Mineral.*, 56, 1971, p. 1005-1041.
[8] H. van Lamoen, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 1979, p. 259-268.
[9] M. Obata et A. Thompson, *Contrib. Miner. Petrol.*, 77, 1981, p. 74-81.
[10] C. Herzberg, *Geochim. Cosmochim. Act.*, 42, 1978, p. 945-957.
[11] W. Schreyer et F. Seifert, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 1970, p. 422-430.
[12] J. Ganguly, *J. Petrol.*, 131, 1972, p. 335-365.
[13] F. Forestier et B. Lasnier, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23, 1969, p. 194-235.
[14] J. Sills, D. Ackermand, R. Herd et B. Windley, *J. metamorphic geol.*, I, 1983, p. 337-351.
[15] H. Day et H. Halbach, *Amer. Mineral.*, 64, 1979, p. 809-823.
[16] D. Ackermand, F. Seifert et W. Schreyer, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 1975, p. 79-92.
[17] M. Holdaway, *Amer. J. Sc.*, 269, 1971, p. 97-131.
[18] B. Storre et K. Nitsch, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, 1974, p. 1-24.

Centre universitaire régional de Tuléar, Madagascar
et *Département de Géologie et de Minéralogie de l'Université de Clermont-II,*
5, rue Kessler, 63000 *Clermont-Ferrand.*

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Bull. Minéral.
(1986), **109**, 599-612

IV - Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar

par CHRISTIAN NICOLLET

C.U.R. de Tuléar, Madagascar et Institut de Géologie, 5, rue Kessler, 63000 Clermont-Ferrand, France.

Résumé. — Les amphibolites à corindon, saphirine *ou* gédrite et parfois grenat du Vohibory dérivent du métamorphisme de leucotroctolites dans les conditions intermédiaires entre le faciès amphibolite de haut degré et le faciès granulite de haute pression (Pt ≃ 9-11,5 kbar ; T = 750°-800°C). La présence de saphirine *ou* gédrite est liée aux variations du rapport SiO_2/(FeO+MgO) de la roche ; celui-ci est fonction de la proportion Ol/Pl et de la teneur en anorthite du plagioclase de la roche magmatique. L'association hornblende-corindon exclut gédrite = saphirine dans les roches à plagioclase selon la réaction hb + co ⇌ gd + sa + pl + H_2O. Un banc d'anorthosite à corindon, saphirine et grenat (Py35 Alm50 Gr13) contient une staurotide riche en magnésium (XMg = 52) et en chrome (Cr_2O_3 = 0,8 − 2,2 %). D'une manière générale, la staurotide magnésienne est rare car limitée à des métasédiments ou métasabites peralumineux, pauvres en silice et de rapport Mg/Fe élevé. De plus, la présence de sodium semble favoriser l'association gédrite-hornblende (+ corindon) aux dépens de staurotide-saphirine (+ anorthite). Pour les températures considérées, la limite inférieure de stabilité en pression de la staurotide magnésienne (XMg ~ 50) est proche de la transition disthène-sillimanite.

Mots-clés : saphirine, staurotide (Mg, Cr), gédrite, amphibolite, anorthosite, granulite, Vohibory-Madagascar.

Sapphirine and Mr-, Cr-rich staurolite in corundum-bearing amphibolite and anorthosite from Vohibory, Madagascar.

Abstract. — Corundum, sapphirine *or* gedrite, and locally garnet occur in amphibolites derived from leucotroctolites during regional Barrovian metamorphism. The latter reached conditions transitional between amphibolite facies and granulite facies at high pressure, estimated to be Pt ≃ 9 - 11.5 kbar, T = 750 - 800°C. The occurrence of sapphirine *or* gedrite depends on the SiO_2/(FeO + MgO) ratio and on anorthite content of the primary plagioclase. The hornblende - corundum assemblage precludes gedrite + sapphirine in plagioclase-bearing rocks according to the reaction hb + co ⇌ gd + sa + pl + H_2O. An anorthosite vein with corundum, garnet and sapphirine contains Mg-, Cr-rich staurolite (XMg = 52 ; Cr_2O_3 : 0.8 - 2.2 wt. %). Mg-rich staurolite is unusual because restricted to peraluminous, silica-deficient rocks with high Mg/Fe ratio. Moreover the presence of sodium favours gedrite-hornblende-corundum assemblages instead of staurolite-sapphirine-plagioclase. For the temperatures considered, the low pressure stability limit of magnesian staurolite (XMg ~ 50) is close to the kyanite-sillimanite transition.

Key words : sapphirine, staurolite (Mg-, Cr-rich), gedrite, amphibolite, anorthosite, granulite, Vohibory-Madagascar.

INTRODUCTION

La saphirine se forme dans un large domaine de pression et de température à la limite entre le faciès amphibolite profond et le faciès granulite (Seifert, 1974 ; Ackermand *et al.*, 1975). La relative rareté de ce minéral dans la nature ne tient donc pas à des conditions de stabilité restreintes mais au fait que la saphirine ne peut apparaître que dans des roches de composition chimique très limitée : il s'agit de métasédiments magnésiens constitués presque exclusivement de MgO-Al_2O_3-SiO_2 (Windley *et al.*, 1984) ; ou bien de roches magmatiques associées à des complexes intrusifs basiques-ultrabasiques (Sills *et al.*, 1983). Ce dernier type de roche contient également CaO. Cette différence notable dans le chimisme des deux types de roche-hôte va influencer la nature des phases minérales associées à la saphirine. Ainsi le feldspath est généralement absent dans les métasédiments tandis que les roches orthodérivées sont souvent des amphibolites.

Dans le secteur étudié, de telles amphibolites à saphirine et corindon sont associées à un banc d'anorthosite qui contient une staurotide riche en magnésium (que nous nommerons "staurotide magnésienne" dans la suite de cet article) avec un rapport XMg atteignant 52. Des staurotides magnésiennes ont été récemment signalées dans un schiste, en Antarctique (XMg=40-42, Grew et Sandiford, 1984), dans des granulites à saphi-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

rine, dans les Alpes centrales (XMg=34-43, Droop et Bucher-Nurminen, 1984) et en Afrique du Sud (XMg=49, Schreyer *et al.*, 1984), dans une éclogite, en Norvège (XMg=50, Smith, 1984) et dans une métatroctolite en Nouvelle Zélande (XMg=43-56, Ward, 1984). Dans tous ces cas, à l'exception de la staurotide magnésienne de l'anorthosite du Vohibory, ce minéral n'est pas en équilibre avec les autres minéraux des roches-hôtes. Les roches susceptibles de contenir de la staurotide magnésienne ont des compositions voisines de celles dans lesquelles se forme la saphirine.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La formation précambrienne du Vohibory (Figure 1) est affectée par un métamorphisme de pression intermédiaire de type barrovien (Boulanger, 1954). Le métamorphisme est progressif depuis le faciès schiste vert (extrémité NW du secteur) jusqu'au faciès granulite de haute pression à hornblende (sur la bordure Est). Les amphibolites à saphirine et corindon sont systématiquement associées à des serpentinites, des amphibolites à grenat et des granulites à grenat (salite + almandin + magnésiohornblende + andésine) (Nicollet, 1983). Trois gisements sont actuellement connus (Figure 1). A Anavoha, on distingue :

— des amphibolites à saphirine *ou* gédrite, corindon et grenat,
— des amphibolites sans saphirine ni gédrite,
— un banc métrique d'anorthosite à corindon et grenat,

Un massif de métatroctolite coronitique est associé à ces roches.

A Marolinta et à Ianapera, le grenat est absent dans les amphibolites à saphirine ou gédrite et corindon.

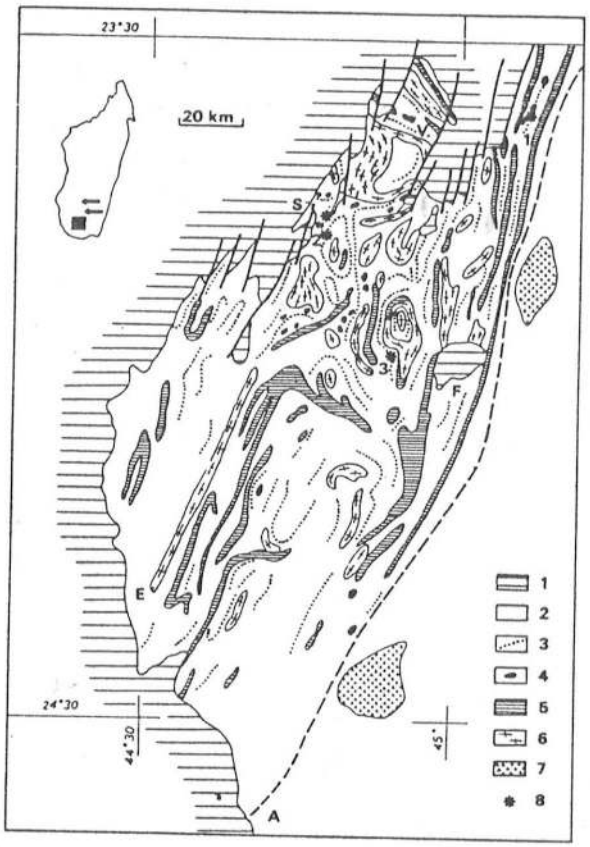


FIG. 1. — *Carte simplifiée de la formation métamorphique du Vohibory.* (Les nombreux filons basaltiques crétacés qui traversent la région (Boulanger, 1957 ; Nicollet, 1983) ne sont pas représentés). (1) formations sédimentaires, (2) gneiss migmatitiques, (3) principaux bancs d'amphibolites, (4) serpentinites, (5) calcaires métamorphiques, (6) orthogneiss, (7) anorthosites, (8) amphibolites à saphirine et corindon : 1 - Ianapera, 2 - Marolinta, 3 - Anavoha ; tirets : limite entre les formations du Vohibory et d'Ampanihy. V : Mont Vohibory, S : ancienne mine de charbon de la Sakoa ; A, E, F : villes d'Ampanihy, Ejeda et Fotadrevo. (En encart les flèches indiquent l'origine approximative des saphirines décrites par Lacroix (1929)).

Sketch map of the Precambrian metamorphic rocks of the Vohibory area.

ETUDE PÉTROGRAPHIQUE DES AMPHIBOLITES À CORINDON ET ROCHES ASSOCIÉES

Abréviations utilisées

ab : albite, amp : amphibole, an : anorthite, anth : anthophyllite, ch : chlorite, co : corindon, cpx : clinopyroxène, di : disthène, ga : grenat, gd : gédrite, hbv : hornblende verte, ma : margarite, ol : olivine, opx : orthopyroxène, pl : plagioclase, sa : saphirine, si : sillimanite, spv, spb : spinelle vert, brun, Mg ou Fe std : staurotide, pôle magnésien ou ferrifère, zo : zoïsite, ss : solution solide, V : vapeur, XMg = $Mg^{++} \times 100 / Mg^{++} + Fe^{++}$, Pt : pression totale.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La métatroctolite associée aux amphibolites d'Anavoha est une roche à grain fin présentant un litage magmatique grossier ; elle contient de rares lentilles décimétriques d'anorthosite. Le plagioclase avec 72 % du pôle anorthite est plus sodique que le plagioclase normatif. Quelques cristaux d'augite bordés d'amphibole brune montrent une texture ophitique relictuelle. Le plus souvent, les minéraux ferromagnésiens constituent un ensemble coronitique qui comprend depuis le centre jusqu'à la périphérie (Figure 2) :

— un agrégat polycristallin granuleux de bronzite ;
— une auréole médiane de diopside et/ou pargasite ;
— une auréole de grenat et/ou une auréole externe symplectitique de spinelle vert et pargasite.

On observe exceptionnellement de l'olivine au cœur des amas d'orthopyroxène. Ces minéraux sont magnésiens. En particulier, la composition du grenat exprimée en pôles purs est : 50 % Py, 32 % Alm-Spe, 17 % Gros.

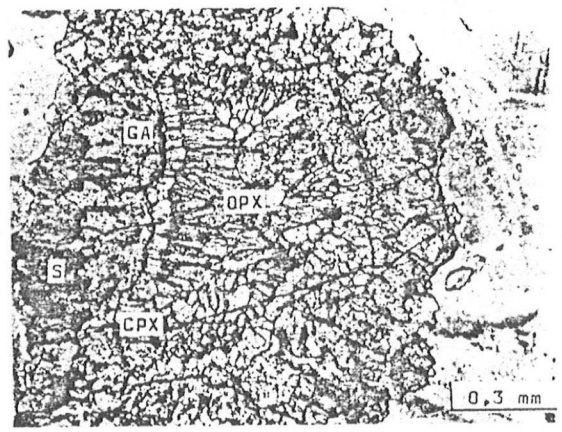


FIG. 2. — *Auréole réactionnelle complexe dans une métatroctolite d'Anavoha composée, du centre vers la périphérie, par :* — un amas d'orthopyroxènes granuleux, — une auréole médiane de clinopyroxènes, — une auréole de grenat, — une auréole symplectitique (S) de spinelle vert et d'amphibole verte ; échantillon A4. L.N.

Complex reaction coronas within metatroctolite from Anavoha. Central mosaic of granular orthopyroxene is successively surrounded by a middle corona of clinopyroxenes, a garnet corona and a symplectitic corona (S) composed of green spinel and green amphibole ; sample A4 ; plane polarized light.

La transition est brutale entre la métatroctolite et les *amphibolites à saphirine ou gédrite*. La minéralogie de ces roches est variée et on peut définir les paragenèses suivantes :

(1) gd+hbv
(2) gd+hbv+pl+co
(3) gd+hbv+pl+co+ga
(4) hbv+pl+co+ga+sa±spv

L'orthoamphibole et la saphirine n'existent pas ensemble dans une même paragenèse. Exceptionnellement, quelques cristaux de saphirine ont été rencontrés dans une amphibolite à deux amphiboles (échantillon 54b). La proportion des amphiboles avec le plagioclase est très variable et on passe progressivement à une anorthosite. Le grenat n'est pas présent systématiquement. Il présente des habitus et des dimensions variables : en grains millimétriques, disposés en chapelet ; en cristaux en atoll (Figures 4 et 5) ou en cristaux demi-centimétriques et automorphes. Les deux premiers habitus témoignent d'une évolution coronitique. La saphirine forme des tablettes allongées à l'intérieur du plagioclase (Figure 3) ou de la hornblende (Figure 4). Elle englobe souvent du corindon et/ou du spinelle vert. Le spinelle vert est rare dans les roches à orthoamphibole. Le spinelle brun est exceptionnel dans les amphibolites.

Les amphibolites à saphirine ou gédrite passent à des *amphibolites à gros grain* dans lesquels ces deux minéraux sont absents. Signalons l'existence de disthène et staurotide en inclusions dans un grenat décimétrique. Le corindon est entouré d'une couronne de spinelle vert sombre et d'une couronne de plagioclase. Cet assemblage Spv+pl va remplacer complètement le corindon. L'association minéralogique est : hbv+pl+ga+co±spv±minéraux opaques.

Le passage est progressif entre *l'anorthosite à grenat et corindon* et les amphibolites à corindon. Des tablettes de corindon et du grenat sont irrégulièrement répartis dans l'anorthosite. A côté de ces minéraux centimétriques, des minéraux millimétriques peuvent être présents en petite quantité (< 5 %). Il s'agit des deux amphiboles, de staurotide, de spinelle brun, plus rarement de saphirine, rutile et chlorite ; du disthène n'existe qu'en inclusion dans le grenat, associé ou non avec de la staurotide et du plagioclase. La staurotide forme des cristaux squelettiques de quelques millimètres de long, asso-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

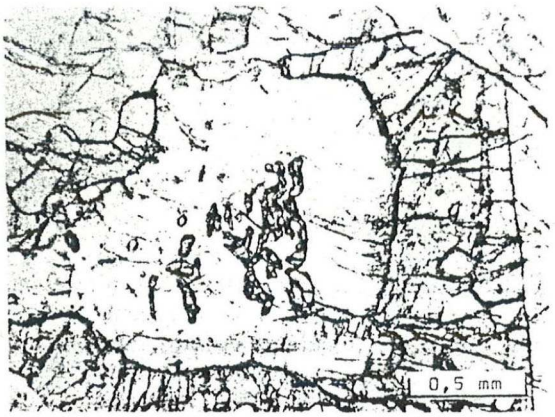


FIG. 3. — *Saphirine incluse dans un plagioclase entouré par un grenat en atoll, automorphe à l'extrados*. Echantillon A7. L.N.

Sapphirine included plagioclase rimmed by garnet. Sample A7. ; plane polarized light.

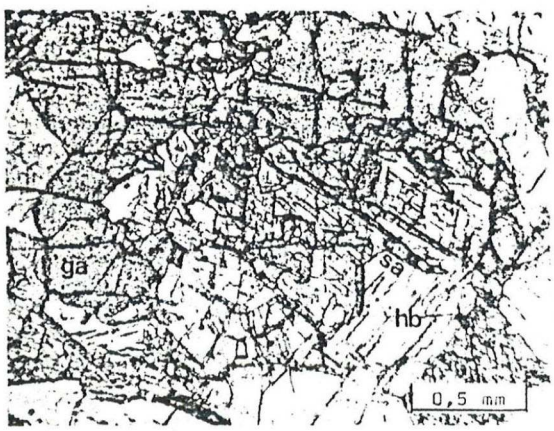


FIG. 4. — *Tablettes de saphirine dans une hornblende entourée par un grenat en atoll*. Echantillon 52. L.N.

Sapphirine platelets in hornblende rimmed by garnet. Sample 52 ; plane polarized light.

ciés à du plagioclase et parfois du spinelle brun et de la saphirine (Figure 5). Elle est pléochroïque : brun jaune selon Ng, jaune clair selon Np et vert pâle selon Nm. La saphirine, très rare dans cette roche, forme de très petits cristaux (quelques dizièmes de millimètres) isolés dans le plagioclase ou associés à du spinelle brun ou encore aux agrégats à staurotide+plagioclase+spinelle brun (Figure 5). Elle n'est pas directement associée au corindon comme dans les amphibolites. Quelques rares petits cristaux de rutile sont isolés dans le plagioclase ou associés au spinelle brun. De la chlorite (tardive ?) jalonne des fissures dans la staurotide et la saphirine (Figure 5). La roche est hétérogène même à l'échelle d'une lame mince. On remarque en particulier qu'une augmentation de la proportion de la staurotide s'accompagne d'une diminution de celle des amphiboles. Il semble que l'on puisse définir les paragenèses suivantes :

(2') Pl+co±gd±hbv
(3') Pl+ga+co±gd±hbv
(5) Pl+ga+co±std±amph(?)±spb
(6) Pl+ga+co±std±sa±spb
(7) Ga±di±std±pl

A Marolinta et Ianapera, on remarque l'absence de grenat dans les amphibolites à corindon. Les paragenèses sont :

(2) et (8) hbv+pl+co+sa+spv.

COMPOSITION DES MINÉRAUX DES AMPHIBOLITES ET ANORTHOSITES

Tous les minéraux des amphibolites et de l'anorthosite ont des compositions très homogènes. Les zonations sont faibles, par exemple dans les grenats, ou absentes. Les minéraux mafiques ont des rapports XMg élevés. Toutefois, ces rapports diminuent lorsque la proportion plagioclase/amphiboles augmente. Ils sont plus élevés à Marolinta qu'à Anavoha. De plus, dans l'anorthosite, les minéraux mafiques, à l'exception du grenat, sont chromifères.

Amphiboles :

Dans la classification de Leake (1978), l'amphibole vert pâle se range parmi les magnésiohornblendes tschermackitiques (Tableau I). Elles sont moins siliceuses et moins sodiques que les pargasites des auréoles coronitiques de la troctolite. Le rapport XMg est élevé : il varie entre 75 dans l'anorthosite, 85 dans les amphibolites les plus pauvres en plagioclase d'Anavoha et 88 dans les amphibolites de Marolinta.

L'orthoamphibolite est une gédrite selon la classification de Leake (1978). Toutefois, les teneurs élevées en magnésium et relativement faibles en alumine suggèrent qu'il s'agit d'une orthoamphibole intermédiaire entre les gédrites et les anthophyllites (Robinson *et al.*, 1971).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

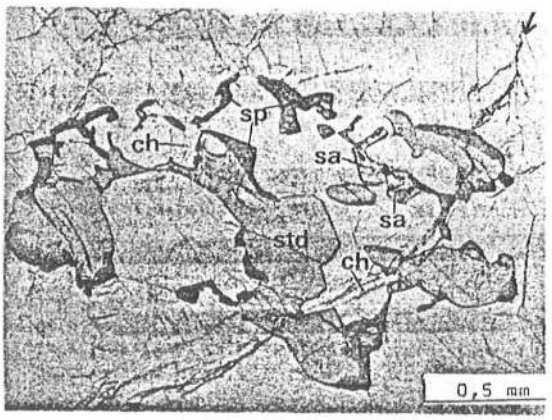


FIG. 5. — *Staurotide squelettique associée à de la saphirine et partiellement frangée par du spinelle chromifère dans l'anorthosite d'Anavoha.* La chlorite se localise préférentiellement le long d'une fracture (entre les flèches). Echantillon A24. L.N.

Skeletal staurolite associated with sapphirine and partly rimmed by chromian spinel. Anorthosite from Anavoha. Chlorite is preferentially located along a fracture (between the arrows). Sample A24 ; plane polarized light.

Une diffractométrie aux rayons X montre en effet que cette amphibole est constituée de deux phases. Les paramètres du réseau cristallin :

	anthophyllite	gédrite
a	18,50±0,02 Å	18,54±0,02 Å
b	17,96±0,03 Å	17,77±0,02 Å
c	5,25±0,01 Å	5,26±0,01 Å

démontrent bien l'existence de fines exsolutions (invisibles au microscope) d'anthophyllite dans la gédrite. XMg varie entre 73 dans l'anorthosite et 82 dans les amphibolites sans plagioclase d'Anavoha tandis qu'il atteint 83 à Marolinta. Ces valeurs sont voisines de celles des amphiboles calciques. Le coefficient de distribution dans les couples hornblende - gédrite (Kd=Mg/Fe(Hb)/Mg/Fe(Gd)) est légèrement supérieur à l'unité (Figure 6) : ceci suggère que les conditions d'équilibre sont atteintes entre ces deux minéraux. On remarque également que le couple pargasite - orthopyroxène des couronnes internes dans une métatroctolite coronitique (éch. AI) montre des valeurs semblables de ce coefficient de distribution (Figure 6).

Plagioclase :

Il est calcique (anorthite). Il est plus basique que le plagioclase normatif.

Grenat :

Les grenats des amphibolites sont très magnésiens. Leurs compositions exprimées en pôles purs varient d'un échantillon à l'autre entre 53 et 60 % Py, avec 30-35 % Alm et 7-13 % Gros. Le grenat de l'anorthosite est nettement plus ferrifère avec 50 % Alm et 35 % Py (Tableau I). La répartition du magnésium et du fer entre hornblende et grenat est relativement homogène dans les amphibolites (Kd=2,6-3,5 : figure 6). Ces valeurs sont similaires à celles observées entre la pargasite et le grenat des couronnes externes de métatroctolites. Le couple hb-ga de l'anorthosite, par les fortes teneurs en fer du grenat, présente un Kd légèrement supérieur (=4,14).

Spinelles :

Le spinelle vert des amphibolites à saphirine est une solution solide de spinelle et hercynite identique à celle des métatroctolites. XMg est compris entre 65 et 71. Le spinelle brun, rare dans les amphibolites, est chromifère (éch. 54b : Cr_2O_3=19 %, tableau I). Dans l'anorthosite, le spinelle brun ne contient que 9 % de Cr_2O_3. Dans les deux types de roche, le rapport XMg est égal à 48 (Tableau I). Le zinc n'a pas été dosé.

Saphirine :

Dans le système SiO_2-(Mg,Fe)O-(Al,Fe,Cr)$_2O_3$, les saphirines se localisent sur la ligne de substitution $R^{2+}+Si \rightleftharpoons 2R^{3+}$: elles montrent une faible substitution au voisinage de la composition 7-9-3 (Figure 7). La saphirine de l'anorthosite se situe à droite de cette composition, dans le domaine des saphirines peralumineuses considérées comme métastables (Schreyer et Abraham, 1975). Les teneurs en Fe^{3+}, calculées selon la méthode de Higgins *et al.* (1979) sont très faibles ($Fe^{3+} < 0,01$). Le chrome, inférieur à 1 % dans les amphibolites, atteint 3 % dans la saphirine de l'anorthosite, valeur relativement élevée : dans le Massif Central français, Braud (1981) signale une saphirine avec 5,7 % de Cr_2O_3 ; dans le massif de Fiskenaesset, Herd (1973) et Friend (1982) indiquent des teneurs de

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Echantillon	54b	A7(4)	A24	54b	A7	A24	A24	54b	A7	A24	A24
Minéral	Ga	Ga	Ga	Sa	Sa	Sa	Std	Sp	Sp	Sp	Ch
SiO_2	40,30	41,10	39,50	13,63	14,40	12,30	27,90				28,92
Al_2O_3	22,50	23,04	22,40	63,90	63,40	63,40	53,80	46,96	66,18	56,80	21,02
FeO	18,30	15,49	24,00	4,61	4,10	6,05	9,10	22,48	14,27	23,40	7,53
MnO			1,00								
MgO	14,80	16,39	9,40	17,76	18,20	16,30	5,40	11,64	19,34	12,20	24,19
CaO	3,78	3,89	5,00								1,34
Na_2O											
K_2O											0,09
TiO_2							1,00				0,52
Cr_2O_3						2,77	2,20	19,04		8,30	
Total	99,68	99,91	101,30	99,92	100,10	100,82	99,40	100,12	99,79	100,70	83,61
Nombre d'oxygène	24			20			46	32			28
Si	5,98	6,00	5,97	1,60	1,68	1,45	7,53				5,80
Al	3,93	3,96	3,99	8,83	8,72	8,83	17,08	12,50	15,82	14,48	4,97
Fe	2,27	1,87	3,03	0,45	0,40	0,60	2,04	4,25	2,42	4,23	1,26
Mn			0,13								
Mg	3,27	3,56	2,12	3,11	3,16	2,87	2,19	3,92	5,85	3,93	7,23
Ca	0,60	0,61	0,81								0,29
Na											
K											0,02
Ti							0,20				0,08
Cr						0,26	0,47	3,39		1,42	
Σ cat.	16,05	16,00	16,05	13,99	13,96	14,01	29,51	24,06	24,09	24,05	19,65
X Mg	59	66	41	87	89	83	52	48	71	48	85
Py	53	59	35								
Alm	37	31	50								
Gr	10	10	13								
Sp			2								

Echantillon	A14(1)		50b(2)		54b(3)		A24(3'-5-6-7)		54b	A24
Minéral	Hb	Gd	Hb	Gd	Hb	Gd	Hb	Gd	Pl	Pl
SiO_2	47,30	48,36	46,73	45,70	44,80	44,68	43,90	43,43	45,75	46,72
Al_2O_3	11,97	12,86	15,65	19,06	15,97	18,74	16,02	19,17	35,02	35,87
FeO	5,45	9,00	4,63	7,97	7,13	10,81	8,35	12,53		
MnO	0,06	0,12				0,25				
MgO	17,67	25,35	16,91	22,07	15,53	21,26	14,53	19,58		
CaO	11,70	0,84	12,21	0,74	11,29	0,72	10,95	0,56	18,65	17,92
Na_2O	1,35	1,25				0,50		0,50	0,80	1,24
K_2O	0,06						0,23			
TiO_2	0,12	0,06			0,18		0,94	0,45		
Cr_2O_3	0,10	0,10					0,77	0,32		
Total	95,78	95,94	96,13	95,54	94,90	96,96	95,69	96,54	100,22	101,75
Nombre d'oxygène	23								32	
Si	6,76	6,77	6,58	6,35	6,47	6,24	6,35	6,14	8,40	8,43
Al	2,02	2,12	2,60	3,12	2,72	3,09	2,73	3,20	7,59	7,63
Fe	0,65	1,05	0,55	0,93	0,86	1,26	1,01	1,48		
Mn	0,01	0,01				0,03				
Mg	3,76	4,87	3,55	4,57	3,34	4,43	3,13	4,13		
Ca	1,79	0,13	1,84	0,11	1,75	0,11	1,70	0,08	3,67	3,47
Na	0,37	0,34				0,13		0,14	0,29	0,43
K	0,01						0,04			
Ti	0,01	0,01			0,02		0,10	0,05		
Cr	0,01	0,01					0,09	0,04		
Σ cat.	15,40	15,32	15,12	15,08	15,16	15,29	15,15	15,26	19,95	19,96
X Mg	85	82	88	83	80	78	76	74		
An									93	89

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

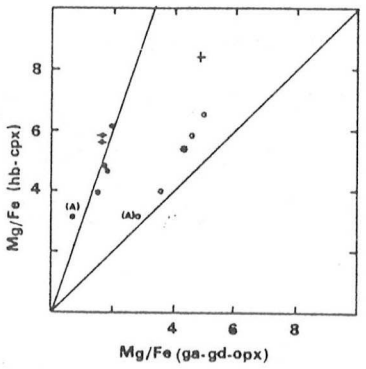


FIG. 6. — *Répartition magnésium-fer des couples :* opx-cpx (+) et opx-hb (*) dans les métatroctolites, hb-gd (o) dans les amphibolites à corindon et dans l'anorthosite d'Anavoha (A), hb-ga dans les métatroctolites (-⊖-) et dans les amphibolites et anorthosite d'Anavoha (●) ; lignes : Kd=1 et 3.

Magnesium-iron distribution for the mineral pairs : opx-cpx (+), opx-hb (*) in metatroctolites, hb-gd (o) in corundum amphibolites and anorthosite from Anavoha (A), hb-ga in metatroctolite (-⊖-) and in corundum amphibolites and anorthosite from Anavoha (●) ; lines : Kd=1 and 3.

4,9 % et 7,4 % respectivement. Selon ce dernier auteur, c'est le chrome qui, se substituant à l'aluminium, stabilise les saphirines peralumineuses. Le coefficient de répartition Fe-Mg entre saphirine et spinelle vert (Figure 8) est voisin de 0,28, conformément à la composition de Higgins *et al.* (1979). Par contre, le Kd entre saphirine et spinelle brun chromifère s'écarte sensiblement de cette valeur : il est égal à 0,14 dans une amphibolite (éch. 54b) et 0,19 dans l'anorthosite. Braud (1981) remarque également une dispersion des couples de minéraux chromifères par rapport à la valeur de 0,28. En effet, dans le spinelle, la substitution de l'aluminium par le chrome s'accompagne de la substitution du magnésium par le fer. Ainsi, le coefficient de distribution varie en fonction de la teneur en chrome dans le spinelle et il semble qu'il existe une relation linéaire entre ln Kd et le rapport Cr/Cr+Al dans le minéral.

Staurotide

L'association de la staurotide avec des minéraux aussi magnésiens est exceptionnelle. Aussi présente-t-elle des teneurs inhabituellement élevées en magnésium : entre 4,7 % et 5,46 % MgO (Tableau I) ; les valeurs du rapport XMg qui varient habituellement entre 14 et 39 (Ganguly, 1972) sont ici de 44 à 52. La formule

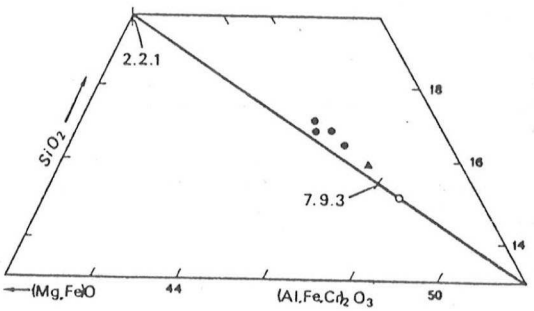


FIG. 7. — *Position des saphirines des amphibolites d'Anavoha (●), de Marolinta (▲) et de l'anorthosite (o) dans une portion du système ternaire (Mg, Fe)O-(Al,Fe,Cr)$_2$O$_3$-SiO$_2$* (Higgins *et al.*, 1979).

Sapphirines of amphibolites from Anavoha (●), Marolinta (▲) and anorthosite (o) plotted in a part of the ternary system (Mg,Fe)O-(Al,Fe,Cr)$_2$O$_3$-SiO$_2$ (Higgins *et al.*, 1979).

structurale est calculée sur la base de 46 oxygènes, équivalant à 44(O)+4(OH), comme le suggèrent Griffen *et al.*, (1982). Si varie entre 7,52 et 7,78. Ces valeurs sont élevées par rapport aux staurotides magnésiennes de la littérature : 7,09-7,28 (Grew et Sandiford, 1984), 7,23 (Schreyer *et al.*, 1984) ; 7,37-7,54 (Ward, 1984). Les teneurs en titane (0,24 à 1,08 %) et chrome (0,8 à 2,2 %) sont relativement fortes. Ce dernier élément est certainement responsable de la teinte verte selon Nm, comme le suggère Ward (1984). Le manganèse n'a pas été détecté ; le zinc n'a pas été analysé. Les compositions de la staurotide se situent largement en dessous de la "ligne de probabilité maximale" de Griffen *et al.*, (1982) : Al+Si−8=Al′=20,5−0,80(Fe+

TABLEAU I. — *Analyses des minéraux des amphibolites à corindon* de Marolinta (éch. 50b) et d'Anavoha (éch. 54b et A7) et de l'anorthosite (éch. A24) ; ( ) : paragenèse : voir texte. Analyses réalisées par D. Ackermand (Kiel).

Analyses of minerals of curundum amphibolites from Marolinta (sample 50b) and Anavoha (samples 54b, A7) and of the anorthosite from Anavoha (sample A24) ; ( ) : paragenesis : see text.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

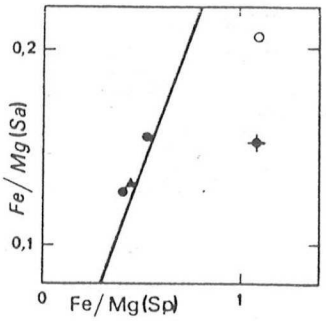


FIG. 8. — *Répartition fer - magnésium dans les couples spinelle vert - saphirine dans les amphibolites de Marolinta (▲) et d'Anavoha (●) et les couples spinelle brun chromifère - saphirine dans l'amphibolite 54b (⊕) et dans l'anorthosite (o) ;* ligne : Kd= 0,28, d'après Higgins *et al,* (1979).

Iron - magnesium distribution in green spinel - sapphirine pairs in amphibolites from Marolinta (▲), Anavoha (●) and in brown Cr-spinel - sapphirine pairs in amphibolite 54b (⊕) and anorthosite (o) ; line : Kd = 0,28, after Higgins *et al.* (1979).

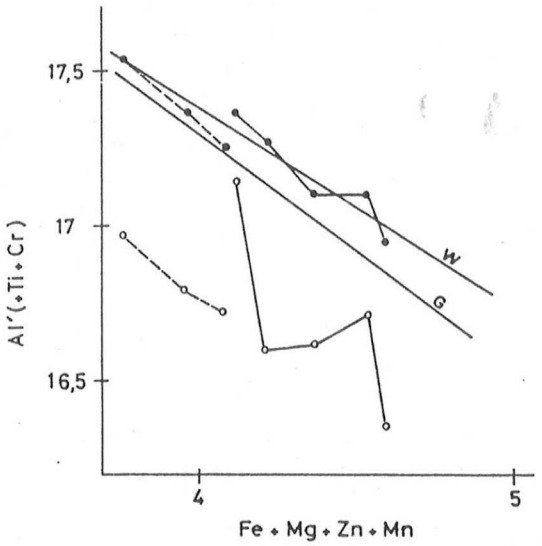


FIG. 9. — *Al (=Al+Si−8) (o) et Al'+Ti+Cr (●) versus Mg+Fe+Mn+Zn pour les staurotides de l'anorthosite d'Anavoha (ligne pleine) et pour les staurotides chromifères de Fiordland (ligne pointillé ; Ward, 1984).* "Lignes de probalité maximale" de Griffen *et al.*, 1982 : (G) et de Ward, 1984, calculée par Grew et Sandiford, 1985 : (W).

Al' (=Al+Si−8) (o) and Al'+Ti+Cr (●) versus Mg+Fe+Mn+Zn for staurolites from the Anavoha anorthosite (solid line) and for chromian staurolites from Fiordland (dashed line ; Ward, 1984). "Maximum likelihood lines" of Griffen *et al.*, 1982 : (G) and of Ward, 1984, calculated by Grew and Sandiford, 1985 : (W).

Mg+Zn) ou celle de Ward (1984) calculée par Grew et Sandiford (1985) : Al' = 19,9−0,63 (Mg+Fe) (Figure 9). L'écart entre les analyses et ces lignes varie entre 0,05 et 0,55 atomes et est étroitement lié à la teneur en chrome du minéral. Aussi, si l'on ajoute Ti, comme le suggèrent Schreyer *et al.*, (1984) et Cr à Al', les staurotides d'Anavoha vont se regrouper autour de ces lignes. Il en est de même pour les staurotides chromifères de Fiordland (Ward, 1984) (Figure 9). Ceci confirme la substitution de l'aluminium octaédrique par le chrome suggérée par Ward (1984).

Le Kd Fe/Mg entre le grenat et la staurotide est supérieur à l'unité (Kd=1,14 à 1,54), ce qui représente une distribution "normale" (Holdaway, 1978) qui peut s'expliquer par le fait que ces deux minéraux sont en équilibre textural. Le coefficient de distribution du fer et du magnésium entre la staurotide et le spinelle brun est voisin de l'unité.

Autres minéraux :

Un peu de chrome est à signaler dans le disthène (≤ 0,9 %) et le corindon (≤ 0,75 %). Ce dernier minéral peut contenir à la place un peu de fer (= 0,5 %). Le titane n'y a pas été détecté. La chlorite de l'anorthosite est très magnésienne (Tableau I).

ORIGINE DES AMPHIBOLITES À CORINDON - SAPHIRINE OU GÉDRITE ET ROCHES ASSOCIÉES

Des roches similaires sont rencontrées dans de nombreux pays : les amphibolites à saphirine sont signalées en Caroline du Nord (Hadley, 1949) ; dans le Massif Central français (Forestier et Lasnier, 1969) ; elles sont associées à des roches ultrabasiques à spinelle en Finlande (Haapala *et al.*, 1971), localisées au contact gabbro-lherzolite dans la zone d'Ivrée (Sills *et al.*, 1983) ; au Groenland, les assemblages à saphirine apparaissent au contact supérieur du complexe anorthositique de Fiskenaesset (Herd, 1973 ; Friend, 1982) ; dans le massif d'anorthosite de Sittampundi, en Inde, la saphirine se trouve dans des niveaux anorthositiques séparés par des niveaux de chromitite (Janardhan et Leake, 1974 ; Grew, 1982). Une origine ortho-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

dérivée est toujours retenue par les auteurs. Cependant, la formation de saphirine peut être liée à un échange de matériel entre anorthosite et chromitite (Grew, 1982) ou entre anorthosite et roches ultrabasiques (Friend, 1982).

La staurotide magnésienne est un minéral rare rencontré dans le même type de roche que la saphirine : métasédiments (Grew et Sandiford, 1984 ; Schreyer *et al.*, 1984) et métabasites (éclogite : Smith, 1984 ; métatroctolite : Ward, 1984) ; ces roches sont peralumineuses, avec un rapport Mg/Fe élevé, et pauvres en silice. Gibson (1978) observe une staurotide de composition "normale" (XMg≃30) dans des amphibolites à disthène ou corindon.

A Anavoha, le passage entre les métatroctolites et les amphibolites à corindon suggère que l'ensemble de ces roches provient de la transformation métamorphique d'un massif de troctolite. Les analyses chimiques (Tableau II) d'une métatroctolite, d'une amphibolite d'Anavoha (paragenèse 4) et d'une amphibolite de Marolinta (paragenèse 2) confirment cette hypothèse. Les trois roches ont des compositions chimiques très voisines, à l'exception de l'eau. L'amphibolite de Marolinta a une teneur en H_2O particulièrement élevée ainsi que 0,83 % de K_2O. Ceci est certainement lié à des circulations hydrothermales matérialisées par la transformation du plagioclase en muscovite et par l'existence de chlorite dans les fissures. La composition minéralogique normative fait apparaître dans les trois roches environ 60 % de plagioclase et 30 % d'olivine. Ces roches ont des compositions de leucotroctolites, comme les roches à saphirine de la Zone d'Ivrée (Sills *et al.*, 1983) et celle du Massif Central français (Lasnier, 1977). Le passage progressif de l'amphibolite à l'anorthosite avec une variation de la proportion plagioclase/amphiboles témoigne d'une variation dans la composition minéralogique de la roche magmatique initiale. Ainsi, serpentinites, métatroctolites, amphibolites et anorthosites sont le produit de la transformation métamorphique d'un ancien complexe magmatique cumulatif stratifié contrôlé par le fractionnement à basse pression d'olivine + plagioclase + clinopyroxène. L'abondance de la saphirine dans les amphibolites n'est pas influencée par la proximité du filon d'anorthosite ; ceci exclut la formation de ce minéral par échange métasomatique entre métabasite et anorthosite.

	A4	52	50b		A4	52	50b
SiO_2	44,19	42,96	43,81				
Al_2O_3	21,42	21,80	20,60				
Fe_2O_3	7,40	6,23	4,80	Ol	30,2	29,7	30,4
MnO	0,11	0,10	0,09	Hy	2,2	-	-
MgO	13,07	13,31	14,33	Di	1,4	4,4	2,3
CaO	10,87	11,90	10,12	Or	0,3	0,4	5
Na_2O	1,37	1,21	1,37	Ab	11,5	6,3	11,5
K_2O	0,05	0,07	0,83	An	52,3	53,7	47,5
TiO_2	0,18	0,11	0,13	Ne	-	2,3	-
P_2O_5	0,05	0,02	0,02	Ilm	0,3	0,2	0,2
H_2O	0,42	1,37	3,07	Ap	0,1	0,1	0,1
Total	99,13	99,07	99,17	$\frac{An}{An+Ab}$	82	89,5	80,5
X Mg	78	81	86				

TABLEAU II. — *Analyses d'une métatroctolite (A4), d'une amphibolite à saphirine-corindon-grenat (52) d'Anavoha et d'une amphibolite à corindon-gédrite (50b) de Marolinta.* Analyses réalisées au Centre Géologie Géophysique de l'USTL Montpellier.

Chemical compositions of a metatroctolite (A4), a saphirine - corundum - garnet amphibolite (52) from Anavoha and a corundum - gedrite amphibolite (50b) from Marolinta.

EVOLUTION MÉTAMORPHIQUE DU COMPLEXE MAGMATIQUE

Les métatroctolites et amphibolites à corindon, saphirine ou gédrite peuvent s'être formées au cours d'un même épisode métamorphique ou bien au cours de deux épisodes successifs, les amphibolites résultant de la rétromorphose des métatroctolites. Les variations linéaires du rapport XMg (Figure 6), identiques entre les couples hb-gd dans les amphibolites et opx-hb dans les métatroctolites d'une part, et dans les couples hb-ga dans les deux types de roches, suggèrent que les différents assemblages minéralogiques sont à l'équilibre et qu'ils se sont formés dans des conditions Pt-T identiques, au cours d'un seul épisode métamorphique. En l'absence de dosage du fluor dans les amphiboles, on peut penser que seule l'activité de l'eau aurait varié, croissante depuis les assemblages coronitiques à deux pyroxènes puis à un pyroxène, avec $PH_2O \ll Pt$, jusqu'aux amphibolites dans lesquelles la pression d'eau aurait approché la pression totale. Ceci nécessite une variation brutale de l'apport d'eau à l'intérieur du massif de troctolite. A moins que la petite quantité d'eau nécessaire à la coronitisation ne soit déjà présente dans la structure des minéraux de la roche magmatique, comme le suggère Barink (1984) dans un métagabbro. Dans ce cas, seule

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

l'amphibolitisation nécessiterait un apport d'eau de l'extérieur. La disparition de la saphirine puis du corindon au profit du spinelle vert sombre dans les amphibolites à gros grain, sans gédrite, peut correspondre à une évolution rétrograde dans les conditions du faciès amphibolite (Lasnier, 1977).

Coronitisation de la troctolite :

La présence d'olivine au cœur des amas d'orthopyroxène montre que les ensembles coronitiques résultent de réactions classiquement décrites entre l'olivine et le plagioclase sous les conditions du faciès granulite (Griffin et Heier, 1973). La présence de phases minérales différentes dans les amas coronitiques d'un même échantillon montre que des équilibres très localisés peuvent exister, certainement grâce à une faible mobilité des phases fluides. De nombreuses réactions subsolidus ont été proposées pour expliquer la formation de couronnes multiples : ces réactions impliquent généralement une évolution rétrograde par refroidissement d'un magma basique en climat métamorphique.

Amphibolites à saphirine ou gédrite :

Les amphibolites du Vohibory et les roches à saphirine orthodérivées de la littérature se distinguent des roches à saphirine dérivant de métasédiments magnésiens par la présence d'une proportion notable de calcium. De ce fait, les roches orthodérivées et leurs minéraux doivent être représentés dans un modèle simplifié par un minimum de cinq constituants chimiques : SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-CaO (-H_2O en excès). On néglige le sodium en faible quantité dans le plagioclase et la hornblende ainsi que le chrome principalement concentré dans le spinelle brun, rare. Si nous traitons (Mg,Fe)O comme un seul constituant, nous pouvons représenter minéraux et roches dans un tétraèdre SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O-CaO et utiliser une projection sur le plan SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O à partir de l'anorthite (Figure 10). Les paragenèses à grenat d'Anavoha (Figures 10*a* et *b*) contiennent cinq phases minérales, ce qui suggère que MgO et FeO doivent être traités séparément, comme l'ont déjà remarqué Lal *et al.* (1978). Toutefois, la figure 10*c* montre clairement que la présence de saphirine *ou* de gédrite est liée à des variations du rapport SiO_2/(Mg,Fe)O de la roche. Ces variations sont réalisées par une diminution de la proportion Ol/Pl ou par une baisse de la teneur en anorthite du plagioclase (Tableau II) dans la roche magmatique initiale. L'association hb+co exclut l'association gd+sa dans les roches à plagioclase selon la réaction hb+co$\rightleftharpoons$gd+sa+pl+v. L'existence de saphirine rare dans l'amphibolite 54b, à deux amphiboles et grenat, est peut-être le témoin de cette réaction (Figure 10*b*) qui est en fait divariante si l'on considère Fe et Mg. Janardhan et Leake (1974) mentionnent également l'assemblage clinoamphibole+gd+pl+co +sa dans le massif de Sittampundi.

La majorité des paragenèses contient du corindon : l'alumine est en excès. Nous pouvons donc utiliser le tétraèdre SiO_2-MgO-FeO-CaO en projetant sur le plan SiO_2-MgO-FeO à partir de l'anorthite (Figure 11). La figure 11*b* résume les paragenèses des amphibolites à corindon. Il apparaît nettement que les minéraux et roches totales sans grenat de Marolinta sont plus magnésiens que les minéraux et roches à grenat d'Anavoha.

L'anorthosite à corindon - grenat - staurotide magnésienne - saphirine :

La figure 11*a* représente les associations minérales observées dans l'anorthosite d'Anavoha. Certaines lignes de liaison se coupent alors que les associations minérales — en particulier gd-hb-ga et std-ga-sa — paraissent à l'équilibre. Ces intersections peuvent s'expliquer par le fait que nous prenons en considération des phases en très petite quantité (saphirine, spinelle brun) et qu'il est donc nécessaire de faire intervenir également des composants chimiques en faible proportion : il s'agit du sodium présent dans les amphiboles et le plagioclase et du chrome présent dans tous les minéraux ferromagnésiens à l'exception du grenat. Les assemblages à deux amphiboles (+ corindon) semblent se former préférentiellement aux assemblages à std-sa (+ anorthite) en présence de sodium, ce qui expliquerait la rareté de std-sa et la fréquence de gd-hb dans la nature ainsi que les variations en sens opposé des proportions de staurotide et d'amphibole dans l'anorthosite à corindon-grenat. Cependant, il est également possible que nous ayons des équilibres localisés correspondant à des conditions différentes de P_{H_2O}.

L'association staurotide - disthène à l'intérieur du grenat suggère que la staurotide ait pu se former au cours d'une réaction similaire à celle invoquée par Ganguly (1972) pour la Fe staurotide :

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

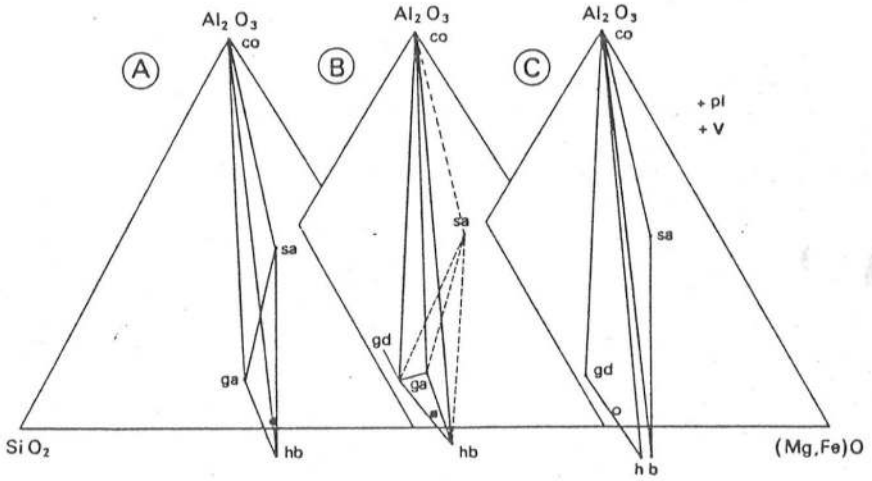


FIG. 10. — *Projection à partir de l'anorthite sur le plan SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O du système SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O-CaO-(H_2O).* **Anavoha :** A) Echantillon 52 (minéraux et roche totale : ●) ; B) Echantillons 54b (minéraux) et métatroctolite AI (roche totale : ■) ; lignes pointillées : assemblage relictuel (?) **Marolinta :** C) Echantillons 50a (minéraux) et 50b (minéraux et roche totale : o).

Projection from anorthite onto the SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O plane in the system SiO_2-Al_2O_3-(Mg,Fe)O-CaO-(H_2O). **Anavoha :** A) sample 52 (minrals and rock : ●) ; B) samples 54b (minerals) and metatroctolite AI (whole rock : ■) ; dashed lines : relict assemblage (?) **Marolinta :** C) samples 50a (minerals) and 50b (minerals and whole rocke : o).

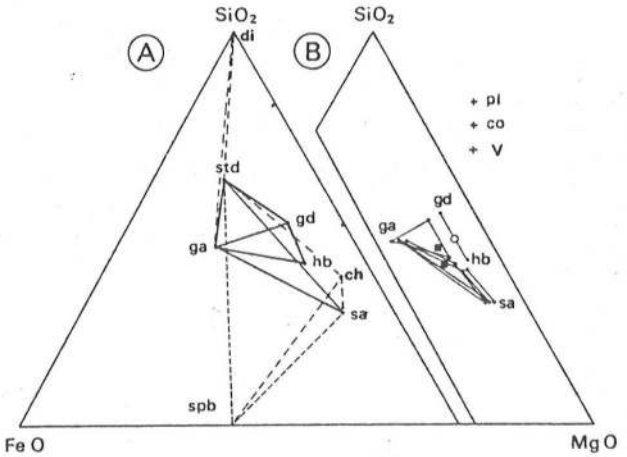


FIG. 11. — *Projection à partir de l'anorthite sur le plan SiO_2-FeO-MgO dans le système SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-CaO-(H_2O).* Al_2O_3 et H_2O sont en excès. A) Anorthosite d'Anavoha ; lignes pointillées : réactions possibles d'apparition et disparition de la staurotide ; B) Amphibolites (minéraux : Anavoha : 54b, A7, A9 ; Marolinta : 50a, 50b ; roches : voir figure 10).

Projection from anorthite onto the SiO_2-FeO-MgO plane in the system SiO_2-Al_2O_3-MgO-FeO-CaO-(H_2O) with excess of Al_2O_3 and H_2O. A) Anorthosite from Anavoha, dashed lines : possible formation and breakdown reactions of staurolite ; B) Amphibolites (minerals : 54b, A7, A9, Anavoha, 50a, 50b Marolinta ; whole rocks : see figure 10).

ga ss+di+co+H_2O⇌std ss (Figure 11*a*)

Cette réaction impliquerait la formation de la staurotide au cours d'une évolution rétrograde,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

par baisse de la température (comme pour la troctolite coronitique). En l'absence de disthène, la formation de staurotide parfois associée à la saphirine pourrait s'expliquer par la réaction :

$$\text{ga ss} + \text{co} + H_2O \rightleftharpoons \text{std ss} + \text{sa ss}$$

Cette réaction a été proposée par Ackermand *et al.* (1975) pour le pôle magnésien univariant, non réalisé dans la nature. La réaction divariante permet aux quatre minéraux de coexister dans la roche : corindon et grenat sont souvent en contact, sans réaction. Ward (1984) propose la formation de staurotide riche en magnésium au cours de réactions coronitiques impliquant l'orthopyroxène et le plagioclase dans une métatroctolite.

Le spinelle brun est associé à la staurotide et à la saphirine (Figure 5). Cette association peut être liée à une syncristallisation ou bien à un début de déstabilisation de la staurotide. Dans ce dernier cas, la chlorite parfois présente pourrait participer à cette déstabilisation et on peut proposer la réaction :

$$\text{std} \pm \text{sa} + \text{pl 1} \pm H_2O \rightleftharpoons \text{spb} + \text{pl 2} \pm \text{Ch}$$ (Figure 11*a*)

CONDITIONS THERMODYNAMIQUES

Nous avons admis précédemment que les différentes roches du massif magmatique d'Anavoha se sont formées dans les mêmes conditions de température et pression totale : seule la pression partielle d'eau varie. La métatroctolite a enregistré l'évolution métamorphique grâce à ces couronnes minérales, tandis qu'amphibolites et anorthosite ne retiennent que les conditions finales (contemporaines des couronnes externes à pargasite+grenat de la métatroctolite).

L'association saphirine-pyrope nécessite des pressions supérieures à 15 kbar (Seifert, 1974). Celles-ci sont notablement diminuées par la présence des composants almandin (Hensen et Green, 1971) et grossulaire. Toutefois, le grenat des amphibolites reste riche en composant pyrope (jusqu'à 60 %), ce qui suppose des pressions relativement élevées. Les conditions P-T des amphibolites à saphirine et roches associées peuvent être estimées grâce à la présence dans l'anorthosite d'Anavoha de saphirine, de disthène, de gédrite et de l'assemblage anorthite+corindon (Figure 12). Notons que la gédrite possède un domaine de stabilité plus vaste que celui de l'anthophyllite, étendu vers les hautes pressions et les hautes températures : vers 10 kbar, l'assemblage Mg gédrite+corindon est stable jusqu'à 800-900°C (Windley *et al.*, 1984), températures voisines de la limite de stabilité de la Fe staurotide (Figure 12). L'association ga-sa suppose des températures supérieures à 730°C (Grew, 1982, Fig. 14). Les conditions définies sur la figure 12 sont : T°C=750°-850°C pour PH_2O=9-11,5 kbar. Ces valeurs dépendent largement du choix des courbes expérimentales ; en particulier, du choix de la courbe si⇌di et dans une moindre mesure de la courbe co+an+v ⇌di+zo (Storre et Nitsch, 1974 ; Chatterjee, 1976). De plus, ces valeurs doivent être nuan-

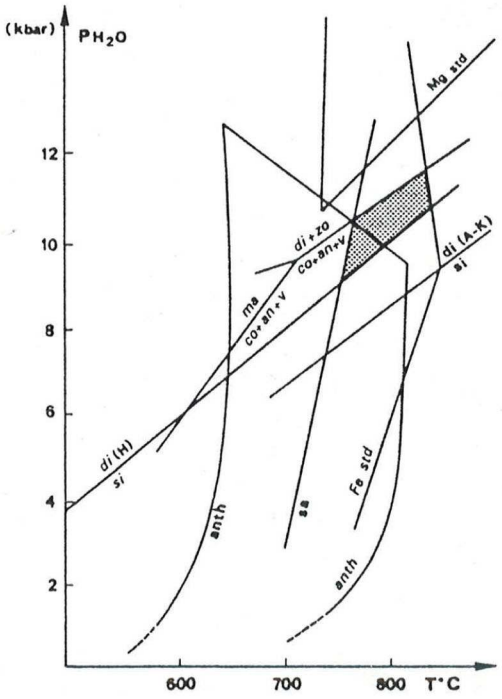


FIG. 12. — *Evaluation Pression - Température des conditions de formation des amphiboles à corindon* (et roches associées) à partir des courbes expérimentales de Holdaway (1971) (H) et Anderson et Kleppa (1969) (A-K) (di=si), Storre et Nitsch, 1974 (ma=co+an+V ; di+zo=co+an+V), Day et Halbach, 1979 (domaine de stabilité calculé pour l'anthophyllite), Ackermand *et al.*, 1975 (limite de stabilité de la saphirine), Ganguly, 1972 et Schreyer, 1968 (limites de stabilité de la Fe std et Mg std respectivement).

P-T estimates for the formation of corundum amphibolites and related rocks using experimental curves.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

cées en fonction de l'activité de H_2O et de la teneur en fer des ferromagnésiens, ce qui conduit à des valeurs inférieures.

Nous avons appliqué aux amphibolites le géothermomètre hb-ga mis au point par Graham et Powell (1984). Les températures obtenues varient entre 640°C et 730°C. Les températures inférieures à 700°C sont incompatibles avec la présence de la saphirine (si l'on considère que Pt est voisine de PH_2O) et avec l'association sa-ga. La paragenèse des granulites à grenat associées aux amphibolites d'Anavoha est : salite+grenat alm+magnésiohornblende brune+andésine± ilménite. La température obtenue grâce au couple clinopyroxène - grenat varie de 750°C (bordure des minéraux) à 800°C (cœur des minéraux) en utilisant la calibration d'Ellis et Green (1979) qui prend en compte l'influence du composant grossulaire du grenat. Le couple hb - ga donne une température de 740°C. L'ensemble de ces données permet d'estimer les conditions de formation des associations à saphirine et staurotide entre 750 et 800°C, 9 et 11,5 kbar.

En Afrique du Sud, Schreyer *et al.* (1984) signale une staurotide magnésienne, relictuelle à 7-8 kbar pour une température de 800°C : selon ces auteurs, cette staurotide aurait été stable à plus haute pression et plus basse température. En Antarctique, une staurotide magnésienne est blindée dans un assemblage formé à 6 kbar-700°C (Grew et Sandiford, 1984) ; cet assemblage succède à un assemblage dans lequel la staurotide était à l'équilibre, dans le champ de stabilité du disthène. La staurotide magnésienne de l'anorthosite du Vohibory semble montrer un début de déstabilisation. En conséquence, nous pouvons considérer en première approximation que la limite inférieure de stabilité en pression de la staurotide magnésienne (XMg≃50) coïncide avec la transition disthène-sillimanite.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé avec l'autorisation du Ministère de la Recherche Scientifique de Madagascar et grâce à l'aide matérielle du Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes de Montpellier et de D. Ackermand de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Kiel. La plupart des dessins sont de M. Bœuf. Je remercie E.S. Grew, F. Seifert et C. Chopin pour leurs suggestions et commentaires.

Reçu le 9 septembre 1985
Accepté le 10 avril 1986

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

V - DONNEES COMPLEMENTAIRES SUR LA CHIMIE DES MINERAUX

Les analyses du tableau 1 aimablement effectuées par Ackermand (Kiel) ont été faites avec un système par dispersion d'énergie. En conséquence, les teneurs en sodium des analyses de ce tableau (à l'exception des deux amphiboles de l'éch. A 14) sont approximatives. L'influence de cet élément "mineur" des amphiboles et du plagioclase sur les paragénèses inhabituelles de ces roches (voir fig. 11A), m'a incité à effectuer quelques analyses complémentaires sur les minéraux des métatroctolites (tableau 3) et sur ceux des amphibolites et métaanorthosites (tableau 4). Ce dernier tableau contient également les analyses des minéraux de deux échantillons du gisement d'Ianapera : une amphibolite à saphirine (paragénèse 8 ; éch. 260) et un filon pegmatitique anorthositique (éch. 261 j), à clinopyroxène (non analysé), corindon et saphirine ; ces deux derniers sont entourés de spinelle coronitique. Les minéraux des deux roches sont très magnésiens et très calciques, et on notera le caractère peralumineux de la saphirine du filon anorthositique. La teneur du fluor mesurée sur les minéraux de l'échantillon 260 se situe en dessous des possibilités de détection de la microsonde (l'analyse de cette roche est donnée dans le tableau 4 du chapitre IV).

D'une manière générale, les analyses du tableau 4 montrent que les amphiboles et le plagioclase des amphibolites sont peu sodiques avec moins de 2 % de Na_2O dans chacun de ces minéraux. Avec des concentrations légèrement supérieures, les amphiboles de la métatroctolite d'Anavoha sont des pargasites. Les hornblendes des amphibolites et les pargasites des métatroctolites ont été portées sur un diagramme Al_6 vs Al_4 (fig. 13A). La ligne de Leake (1971) qui délimite la teneur maximum d'Al_6 dans les amphiboles calciques est également représentée : selon cet auteur, les amphiboles des roches très alumineuses se localisent près de cette ligne lorsque la pression est élevée. On constate que ce n'est pas le cas pour les amphibolites à corindon, saphirine ou gédrite du Vohibory Sud (ni pour les amphibolites à saphirine du Haut Allier : Braud, 1981). La figure 13A montre que l'on passe des pargasites des métatroctolites aux hornblendes des amphibolites sans modification de la teneur en aluminium octaédrique. La relation linéaire de pente 1 qui lie les variations de l'aluminium tétraédrique et les variations de la somme des alcalins dans le site A (fig. 13B), suggèrent que les modifications chimiques entre les deux amphiboles des deux types de roches sont contrôlées par une substitution de type édénite ($Si + \square A = (Na, K)A + Al_4$).

Influence du sodium sur les paragénèses des amphibolites à saphirine :

J'ai noté précédemment que la relative fréquence du couple hornblende-gédrite, plutôt que l'assemblage staurotide-saphirine de la métaanorthosite, pouvait être liée à la présence du sodium. Dans les amphibolites à saphirine, la présence de saphirine ou gédrite est liée à des variations du rapport $SiO_2/(Mg, Fe)O$ de la roche. Ces modifications chimiques sont obtenues par une diminution de la proportion Ol/Pl ou par une baisse de la teneur en anorthite du plagioclase dans la roche magmatique initiale. Dans le tableau 2, on constate que c'est principalement la teneur en anorthite du plagioclase normatif (représentatif en première approximation de la composition du plagioclase magmatique), qui contrôle la présence de la saphirine ou de la gédrite. En effet, l'augmentation du pourcentage en albite du plagioclase magmatique a pour conséquence d'augmenter le rapport $SiO_2/FeO + MgO$ de la roche, mais également de fournir le sodium nécessaire à la formation de la gédrite. Dans les roches sans grenat, les paragénèses (2) : Gd + Hbv + Pl + Co et (8) : Hb v + Pl + Co + Sa + Spv permettent de proposer la réaction :

Hb + Co = Gd + Sa + Pl + V (fig. 10 C)

Cette réaction est trivariante si l'on considère que FeO et MgO d'une part, Na_2O et CaO

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Echant.	A4										A1				
Minéral	Cpx(m)	Opx(c.i.)	Cpx(c.i.)	Ga(c.e.)	Hb(c.e.)	Sp(c.e.)	Pl	Hb(Cpx)	Hb(Pl)	Sp(Pl)	Opx(c.i.)	Hb(c.i.)	Ga(c.e.)	Hb(c.e.)	Pl
SiO2	52,45	55,00	54,64	42,09	43,19	0,41	50,81	41,77	42,87	0,42	54,59	43,37	42,03	43,47	47,03
Al2O3	3,42	1,95	3,15	24,57	17,66	69,57	32,71	17,30	17,99	67,58	3,56	17,25	24,60	18,43	34,74
FeO	3,71	12,19	3,39	15,63	5,20	14,03	-	5,74	5,98	14,93	12,22	5,46	14,88	5,02	0,03
MnO	0,06	0,09	0,08	0,35	0,05	-	-	0,07	-	0,01	0,09	0,02	0,37	-	-
MgO	15,07	29,96	15,89	13,72	16,12	17,80	-	15,28	15,12	16,54	29,03	16,18	13,90	16,34	-
CaO	22,38	0,24	22,41	6,48	11,55	0,07	14,11	11,75	11,63	0,13	0,20	11,08	6,37	11,19	16,24
Na2O	0,84	-	0,77	-	3,01	-	3,03	3,31	3,10	-	-	2,97	-	3,07	1,50
K2O	-	-	-	-	0,25	-	-	0,26	0,30	-	-	0,19	-	0,20	0,02
TiO2	0,71	0,04	-	-	0,10	-	-	0,82	1,21	-	0,02	0,11	-	0,33	-
Cr2O3	0,50	0,05	-	0,06	0,02	0,03	-	0,11	-	0,04	0,02	0,04	-	-	-
TOTAL	99,68	99,54	100,33	99,43	97,15	101,91	100,66	96,43	98,20	99,65	99,73	96,66	102,15	98,05	99,56
Nbre d'Ox	6	6	6	24	23	32	32	23	23	32	6	23	24	23	32
Si	1,925	1,955	1,973	5,996	6,107	0,081	9,157	6,038	6,044	0,085	1,935	6,151	6,009	6,070	8,629
Al	0,148	0,082	0,134	4,127	2,944	16,179	6,951	2,947	2,991	16,169	0,149	2,885	4,147	3,034	7.516
Fe	0,114	0,362	0,102	1,862	0,615	2,315	-	0,694	0,705	2,534	0,362	0,646	1,779	0,585	0,005
Mn	0,002	0,003	0,002	0,042	0,006	-	-	0,009	-	0,002	0,003	0,002	0,045	-	-
Mg	0,823	1,587	0,855	2,913	3,397	5,233	-	3,292	3,177	5,003	1,533	3,420	2,962	3,400	-
Ca	0,880	0,009	0,867	0,989	1,750	0,015	2,725	1,821	1,757	0,028	0,008	1,684	0,976	1,674	3,193
Na	0,060	-	0,054	-	0,825	-	1,059	0,927	0,847	-	-	0,817	-	0,831	0,534
K	-	-	-	-	0,045	-	-	0,048	0,054	-	-	0,034	-	0,036	0,005
Ti	0,020	0,001	-	-	0,011	-	-	0,089	0,128	-	0,001	0,012	-	0,035	-
Cr	0,015	0,004	-	0,007	0,002	0,005	-	0,012	-	0,006	0,001	0,004	-	-	-
XMg	88	81	89	61	85	69		83	82	66	81	84	62	85	
An							72								86
Py				50,2									51		
Alm				32,0									31		
Gr				16,9									17		
Sp				0,7									1		

Tableau 3 : Analyses des minéraux des métatroctolites coronitiques d'Anavoha. (m) minéral primaire magmatique ; (c.i.) couronne interne ; (c.e.) couronne externe ; Hb(Cpx) : hornblende brune frangeant le clinopyroxène primaire ; (Pl) minéral inclus dans la plagioclase. XMg=Mg x 100/Mg + Fe. Analyses réalisées à la microsonde Sud de l'USTL Montpellier par A. Leyreloup et à l'Institut de géologie de Clermont-Ferrand.

Echantillon (paragénèse) minéral	A11 Hb	A13(2) Hb	A23 Hb	260(8) Hb	A11 Pl	A13 Pl	A23 Pl	260 Pl	261j Pl	260 Sa	261j Sa	260 Sp	261j Sp
SiO2	45,19	45,96	45,24	44,86	48,08	46,25	46,72	42,88	43,08	12,94	11,56	-	-
Al2O3	15,24	15,77	16,75	16,78	34,28	35,70	35,87	37,00	36,83	65,47	68,59	68,29	69,72
FeO	7,12	7,06	7,80	4,28	0,05	0,12	-	0,04	0,12	3,54	1,82	11,04	6,12
MnO	0,11	0,03	0,16	0,14	-	-	-	-	0,07	-	-	0,13	0,09
MgO	15,38	15,25	15,02	16,96	-	-	-	0,01	-	18,50	18,26	20,24	22,99
CaO	10,50	10,80	10,28	12,71	15,85	18,07	17,92	19,91	19,83	0,05	0,04	-	-
Na2O	2,01	1,62	1,83	1,39	2,02	0,82	1,24	0,05	0,01	-	-	-	-
K2O	0,26	0,15	0,13	0,58	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-
TiO2	0,39	0,25	0,75	0,01	-	-	-	0,23	-	-	0,02	0,07	0,04
Cr2O3	-	0,15	0,91	0,05	-	-	-	-	-	0,12	0,21	0,45	0,83
TOTAL	96,20	97,04	98,87	97,75	100,28	100,96	101,75	100,40	100,00	100,70	100,70	100,47	99,92
Nbre d'Ox.	23				32					20		32	
Si	6,427	6,456	6,274	6,300	8,753	8,414	8,428	7,924	7,980	1,501	1,332	-	-
Al	2,555	2,612	2,738	2,777	7,358	7,658	7,630	8,057	8,042	8,950	9,314	15,976	16,040
Fe	0,846	0,830	0,904	0,503	0,008	0,018	-	0,006	0,019	0,344	0,175	1,833	0,999
Mn	0,013	0,004	0,019	0,017	-	-	-	-	0,011	-	-	0,021	0,015
Mg	3,260	3,193	3,104	3,551	-	-	-	0,001	-	3,198	3,136	5,989	6,689
Ca	1,600	1,626	1,528	1,913	3,092	3,523	3,464	3,942	3,936	0,006	0,005	-	-
Na	0,554	0,441	0,492	0,379	0,713	0,289	0,434	0,017	0,003	-	-	-	-
K	0,047	0,027	0,023	0,104	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,042	0,026	0,078	0,001	-	-	-	0,032	-	-	0,002	0,010	0,005
Cr	-	0,017	0,100	0,005	-	-	-	-	-	0,011	0,020	0,070	0,127
XMg	79	79	77	88						90	95	77	87
An					81	92	89	100	100				

Tableau 4 : Analyses des minéraux des amphibolites à corindon d'Anavoha (éch. A 11 et A 13) et de Ianapera (éch. 260) et des anorthosites d'Anavoha (éch. A 23) et d'Ianapera (éch. 261j) ; paragénèse : voir texte (Bull. Minéral., 1986). Analyses réalisées à Montpellier par A. Leyreloup et à Clermont-Ferrand.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

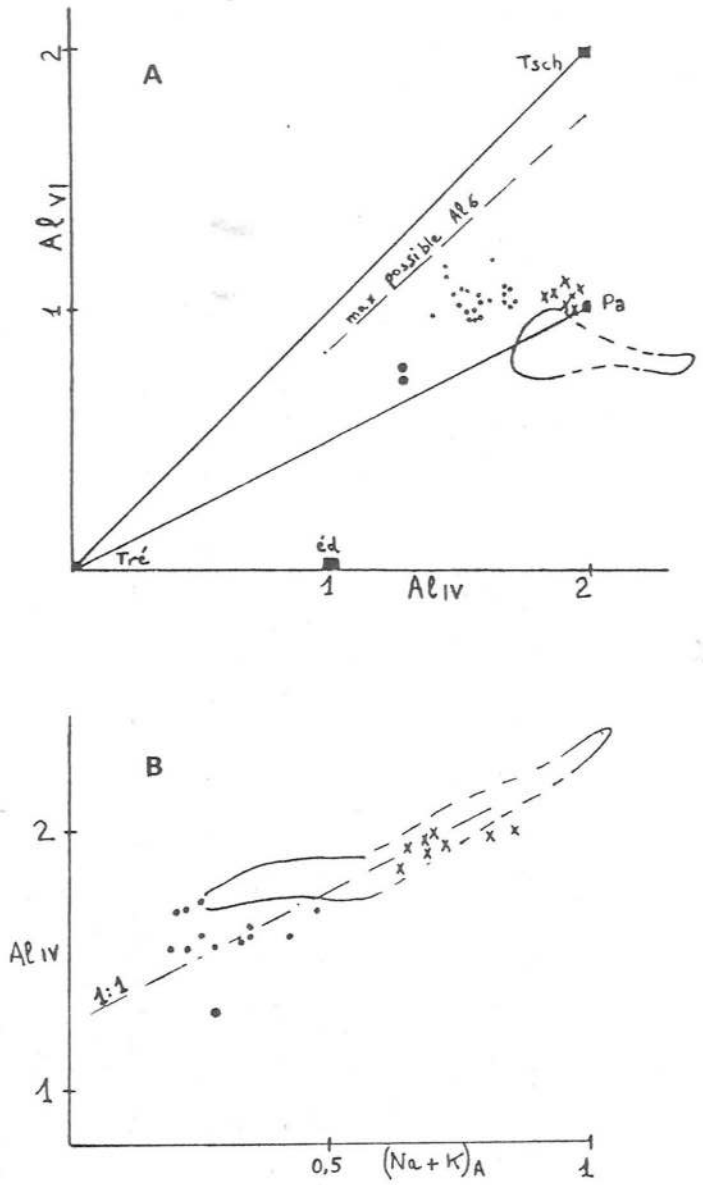


Figure 13 - Diagrammes Al_{VI} en fonction de Al_{IV} (A) et Al_{IV} en fonction de la somme des alcalins en site A (B) des pargasites des métatroctolites (x) et des hornblendes des amphibolites à Sa-Co (.) (gros points : amphibolite biminérale A 14). Le domaine des amphibolites à Sa-Co du Haut Allier (Braud, 1981) est également indiqué. Limite du maximum possible d'Al_6 : Leake (1971).

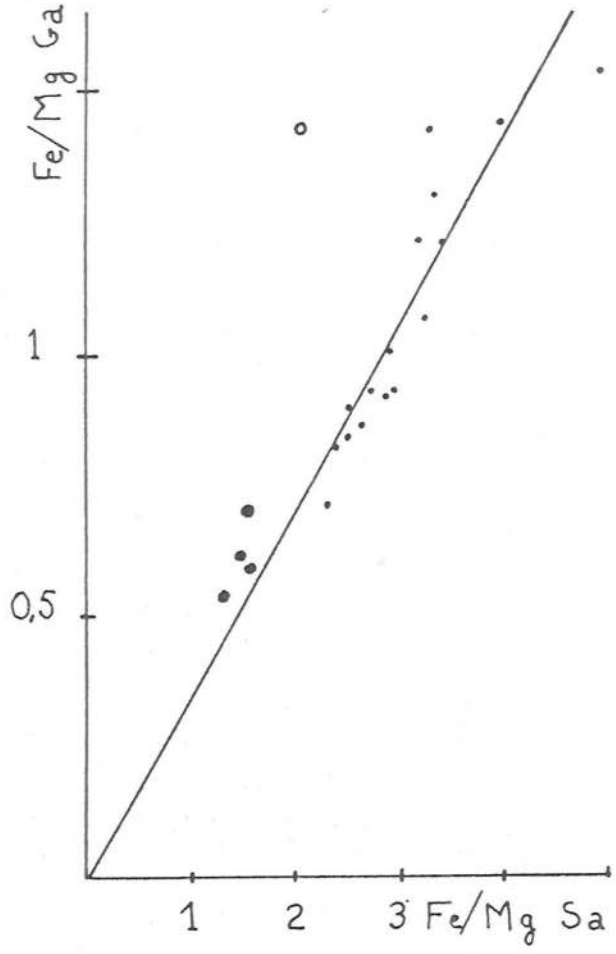


Figure 14 - Répartition fer-magnésium des couples grenat-saphirine des amphibolites (gros points) et de l'anorthosite (cercle) d'Anavoha ; petits points : couples grenat-saphirine des granulites d'Antarctique (Grew, 1983) ; ligne : Kd Fe-Mg Ga-Sa = 3,5.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

d'autre part, sont des constituants indépendants. Cependant, l'écart entre les rapports XMg des différentes phases impliquées dans cette réaction est faible : dans l'amphibolite 54b, on a, en effet, XMg Sa = 87 > XMg Hb = 80 > XMg Gd = 78 (tableau 1 et figure 11b) et l'influence du sodium est minime. Aussi le champ trivariant de la réaction sera étroit et l'association de tous les constituants de la réaction sera relativement rare : Janardhan et Leake (1974) et Lasnier (1977) mentionnent l'assemblage clinoamphibole + Gd + Pl + Co + Sa respectivement dans le massif de Sittampundi (Inde) et dans le Haut Allier (France). Par ailleurs, les paragénèses (3): Gd + Hbv + Pl + Co + Ga et (4) Hbv + Pl + Co + Ga + Sa suggèrent la réaction :

$$Hb + Co = Gd + Sa + Ga + Pl + V \text{ (fig. 11B)}$$

L'existence de saphirine rare dans l'amphibolite 54b à deux amphiboles et grenat (fig. 10B) peut être le témoin de cette réaction : les chances de trouver l'ensemble des minéraux produits et réactifs de cette réaction sont très réduites, car celle-ci est divariante en fonction de l'influence minime du sodium.

La figure 14 montre les relations qui existent entre le rapport fer-magnésium dans le grenat et la saphirine (à l'exception de l'anorthosite à staurotide : éch. A 24). Grew (1983b) suggère que le coefficient de distribution fer-magnésium dans ces deux minéraux, est fonction de la température.

VI - LA METATROCTOLITE D'ANAVOHA

Pétrographie : La roche à grain moyen (2 à 3mm - 5mm) est généralement sombre, mais il existe tous les intermédiaires entre ce faciès pauvre en plagioclase, des leucogabbros et des anorthosites : un litage magmatique grossier est alors visible. Toutefois, les anorthosites forment de petites poches de quelques décimètres cubes de volume qui peuvent être sécantes sur ce litage. Le plagioclase est blanc dans le faciès à grain fin. Il a une teinte violacée dans le gabbro à grain moyen et dans les niveaux anorthositiques. De composition faiblement variable selon les échantillons, il s'agit de bytownite ou d'anorthite (tableau 3). Au microscope, il se présente rarement en lattes rectangulaires, mais le plus souvent en cristaux trapus, polygonaux, à joints triples (photos 1 à 3). Les inclusions de spinelle vert, de petite taille (0,1 mm environ) sont très abondantes et réparties uniformément à l'intérieur des cristaux de plagioclase, mais sont absentes à la périphérie de ce minéral qui reste limpide (photos 1 et 3). Les inclusions de spinelle se disposent parallèlement aux plans de mâcle du cristal hôte (photo 2). On note localement le remplacement du plagioclase par du scapolite. Quelques cristaux d'augite (tableau 3) schillérisés, à texture ophitique, appartiennent à l'association magmatique initiale. Une auréole de hornblende brune se développe au contact clinopyroxène-plagioclase (photo 2). Quelquefois, cet augite constitue le principal minéral primaire ferromagnésien avec du spinelle brun. Celui-ci, parfois zoné, est également entouré de hornblende brune lorsqu'il est inclus dans le plagioclase. Le plus souvent, les minéraux ferromagnésiens constituent un ensemble coronitique précédemment décrit (à orthopyroxène, clinopyroxène et/ou pargasite, grenat et/ou symplectite à pargasite et spinelle : fig. 2 et tableau 3), qui résulte de réactions entre une olivine généralement disparue et le plagioclase.

Dans les lentilles anorthositiques décimétriques, de rares amas ferromagnésiens millimétriques sont dispersés dans la roche. Ils forment des successions coronitiques moins complexes que dans la métatroctolite. On note du coeur à la périphérie :

orthopyroxène - amphibole,
ou orthopyroxène - amphibole - grenat,
ou amphibole - grenat (photo 4).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La présence d'orthopyroxènes en agrégats polycristallins granuleux au coeur de ces amas de minéraux ferromagnésiens, suggère que le minéral magmatique originel est de l'olivine comme précédemment. Notons la présence de couronnes de grenat isolant les rares clinopyroxènes et minéraux opaques primaires du plagioclase. La roche présente une teinte gris violacé caractéristique des plagioclases des roches gabbroïques. Toutefois, cette couleur disparait autour des amas de minéraux ferromagnésiens et le plagioclase est alors blanc. Celui-ci est calcique et forme un pavage régulier avec des points triples donnant à la roche une texture de recuit d'origine métamorphique. De très petits cristaux d'amphibole, de spinelle, de grenat et de corindon (?) se localisent à la limite des cristaux de plagioclase. Le plagioclase gris violacé est incolore et limpide à l'observation microscopique. Par contre, le plagioclase au contact des amas coronitiques (blanc macroscopiquement) se chargent de fines inclusions de spinelle (photo 4).

Le clouding du plagioclase : Les différentes réactions responsables de la coronitisation de la métatroctolite consomment essentiellement le composant anorthite du plagioclase entourant les minéraux ferromagnésiens. Une partie de l'alumine fournie par la destruction du plagioclase, pourrait se combiner avec du fer et du magnésium pour donner les inclusions de spinelle dans le plagioclase. La photo 3 montre bien le lien étroit qu'il existe entre le "clouding" du plagioclase et les agrégats de minéraux ferromagnésiens. Le fer et le magnésium nécessaires à la formation du spinelle seront fournis, d'une part par ces derniers, mais aussi par les minuscules inclusions de Schiller des plagioclases violacées observées dans les lentilles anorthositiques. J'ai remarqué précédemment que le plagioclase est dénué d'inclusions à sa périphérie et que celles-ci sont disposées parallélement aux plans des macles du cristal hôte (photos 1, 2 et 3). Mc Lelland et Withney (1980b) proposent deux hypothèses pour expliquer l'absence de clouding sur le bord du plagioclase :

1 - constatant que les inclusions de spinelle n'apparaissent pas dans les plagioclases acides (An<38), ces auteurs suggèrent que les bordures claires du plagioclase matérialisent une zonation chimique d'origine magmatique ;

2 - au cours des réactions métamorphiques entre le plagioclase et l'olivine, Mc Lelland et Withney (1980 a et b) proposent, pour expliquer le clouding du plagioclase, l'équation partielle suivante

$8\ Na^{+} + (16\text{-}8w)Si^{4+} + 4w\ (Mg, Fe)^{++} + (4 + 4w)$ anorthite + 8 albite + 4 w spinelle + $(4 + 4w)\ Ca^{++}$ (voir au chapitre V, 3ème partie, l'équation complète)

L'alumine est considérée comme étant immobile ; w représente la mobilité de la silice et varie entre 0 lorsque cet élément est mobile, et 2 lorsqu'il est fixe. Le magnésium et le fer sont considérés comme étant parfaitement mobiles (Freer, 1981 ; Mongkoltip et Ashworth, 1983). Dans les deux cas extrêmes, cette équation s'écrit :

$8\ Na^{+} + 16Si + 4$ anorthite = 8 albite + 4Ca si Si est mobile

et $8\ Na^{+} + 8\ (Mg, Fe) + 12$ anorthite = 8 albite + 8 spinelle + $12Ca^{++}$

lorsque la silice est immobile. Dans tous les cas, la réaction engendre une augmentation du composant albite du plagioclase. A la bordure des cristaux et des plans de macles, où la migration des éléments est facilitée par la diffusion intergranulaire (w voisin de O), le plagioclase sera limpide. Au contraire, à l'intérieur du minéral, la mobilité de la silice sera limitée (w proche de 2) par la nécessité d'une importante migration à travers le cristal et le spinelle se formera en abondance.

Dans la métatroctolite d'Anavoha, le plagioclase a subi une recristallisation métamorphique comme en témoigne la structure polygonale et l'existence de points triples aux joints des cristaux (photos 1 et 3). De plus sa compostion (tableau 3) est nettement plus calci-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

que que la limite minimale (An = 38) en dessous de laquelle, selon Mc Lelland et Withney (1980b), le spinelle ne peut apparaître. De ce fait, il est vraisemblable, dans le cas présent, que les bordures claires de ces plagioclases ne sont pas liées à une zonation magmatique relictuelle, mais plutôt à une mobilité différentielle des éléments au cours des réactions métamorphiques qui sont responsables des assemblages coronitiques.

Estimations P-T de la coronitisation : Les métatroctolites et amphibolites à saphirine ou gédrite du massif magmatique d'Anavoha se sont sans doute formées dans les mêmes conditions de température et pression totale : seule la pression partielle d'eau varie. Si la coronitisation de la métatroctolite s'est faite en deux étapes successives : couronnes internes à orthopyroxène-clinopyroxène ou pargasite (-spinelle?) et couronnes externes à pargasite-grenat et/ou spinelle, la roche conserve minéralogiquement et texturalement la mémoire de l'évolution pression-température, tandis qu'amphibolites et anorthosite ne retiennent que les conditions finales (contemporaines des couronnes externes à pargasite+grenat et/ou spinelle de la métatroctolite. Il est par contre peu probable que les minéraux coronitiques conservent chimiquement la mémoire de ces deux étapes. En d'autre terme, il serait hasardeux de considérer que les températures obtenues avec le couple orthopyroxène-clinopyroxène des couronnes internes, correspondent aux conditions température (-pression) précoces, tandis que celles obtenues en utilisant le couple pargasite-grenat indiquent les conditons thermodynamiques finales. En réalité, les phases minéralogiques vont se rééquilibrer au cours de l'évolution coronitique et les différents géothermomètres utilisés avec ces minéraux devraient théoriquement donner des températures identiques.

Le tableau suivant donne les températures (en °C ; avec P=7 Kb) obtenues à partir des couples orthopyroxène-clinopyroxène (Wood et Banno, 1973 : 1er résultat ; Wells, 1979 : 2ème résultat), hornblende-grenat (Graham et Powell, 1984), clinopyroxène-grenat (Ellis et Green, 1979) et orthopyroxène-grenat (Harley, 1984a : 1er résultat ; Sen et Bhattacharya, 1984 : 2ème résultat), sur deux échantillons de métatroctolites. A1 montre la succession coronitique suivante : Opx-Hb (c.i.) - Hb (c.e.) + Sp et/ou Ga et A4 : Opx - Cpx = Hb + Sp et/ou Ga (tableau 3)

Géothermomètres	Cpx-Opx	Hb-Ga	Cpx-Ga	Opx-Ga
A4 (couronne à grenat)	886°-815°	659°	742°	760°-826°
A4 (couronne sans Ga)	899°-835°	-	-	- -
A1	-	662°(Hb c.e.) 686°(Hb c.i.)	-	812°-897°

Le géothermomètre utilisant le couple de pyroxènes donne des températures identiques dans les couronnes avec ou sans grenat, mais celles-ci sont largement supérieures à celles obtenues grâce aux autres calibrations. Les températures du thermomètre hornblende-grenat sont les plus faibles et semblent être sous-estimées : nous verrons au chapitre V que ce géothermomètre donne systématiquement, dans les granulites basiques à grenat du SW malgache, des températures inférieures à celles obtenues avec les calibrations clinopyroxène-grenat et orthopyroxène-grenat. Dans l'échantillon A1, les couples Ga-Hb (c.e.) et Ga-Hb (c.i.) donnent des résultats similaires. Les températures calculées avec les deux calibrations utilisant le couple Opx-Ga (Harley, 1984a ; Sen et Bhattacharya, 1984) sont sensiblement différentes. Dans le cas présent, il est préférable de choisir le géothermomètre de Harley (1984a) qui a été testé sur des roches magnésiennes, plutôt que celui de Sen et Bhattacharya (1984), qui a été calibré sur des charnockites ferrifères (voir chapitre V, 2ème partie).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Plusieurs causes peuvent être proposées pour expliquer les écarts de températures obtenus avec les différents thermomètres : géothermomètre imparfaitement calibré (Hb-Ga ?); rééquilibration chimique incomplète des phases qui ne sont pas en contact (couple Opx-Ga) ; températures de blocage différentes selon les couples minéraux ; difficultés d'utilisation du géothermomètre Opx-Cpx dans les granulites (e.g. Lindsley et Anderson, 1983).

En conclusion, considérant que les géothermomètres Cpx-Ga et dans une moindre mesure, Opx-Ga sont les plus fiables, on peut estimer que la température de la fin de l'évolution coronitique de la métatroctolite est de 750° (-800°C).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDE DES PHOTOS

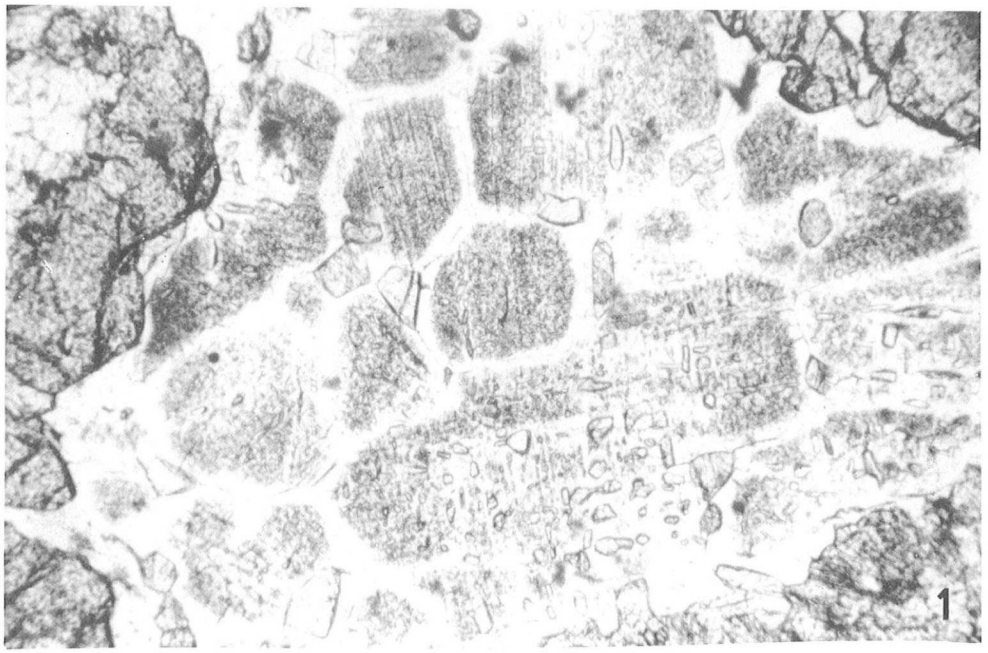
Photo 1 : Cristaux polygonaux de plagioclase à joints triples dans une métatroctolite coronitique d'Anavoha. Remarquer que le plagioclase, bourré d'inclusions de spinelle, est limpide à sa périphérie. De l'amphibole se localise aux joints des cristaux. L.N .; longueur du grand côté de la photo : environ 2 mm ; éch. 54 c.

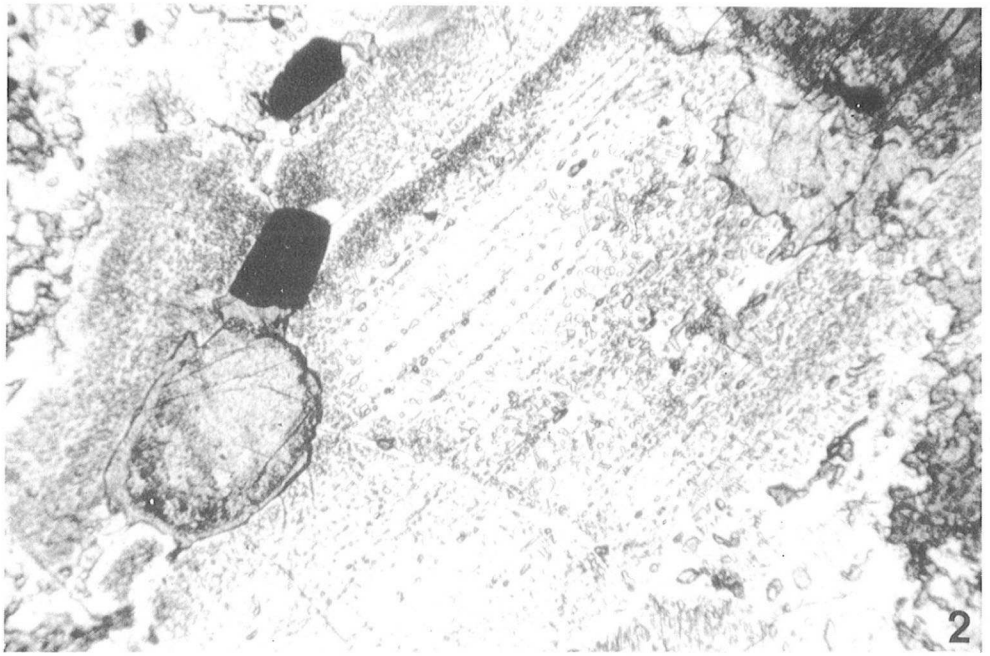
Photo 2 : Même chose que la photo 1. On note la disposition rectiligne des inclusions de spinelles parallèles aux plans de mâcle du cristal hôte. Côté gauche de la photo : un cristal de clinopyroxène primaire est entouré d'amphibole. L.N. même échelle que la photo 1 ; éch. A6.

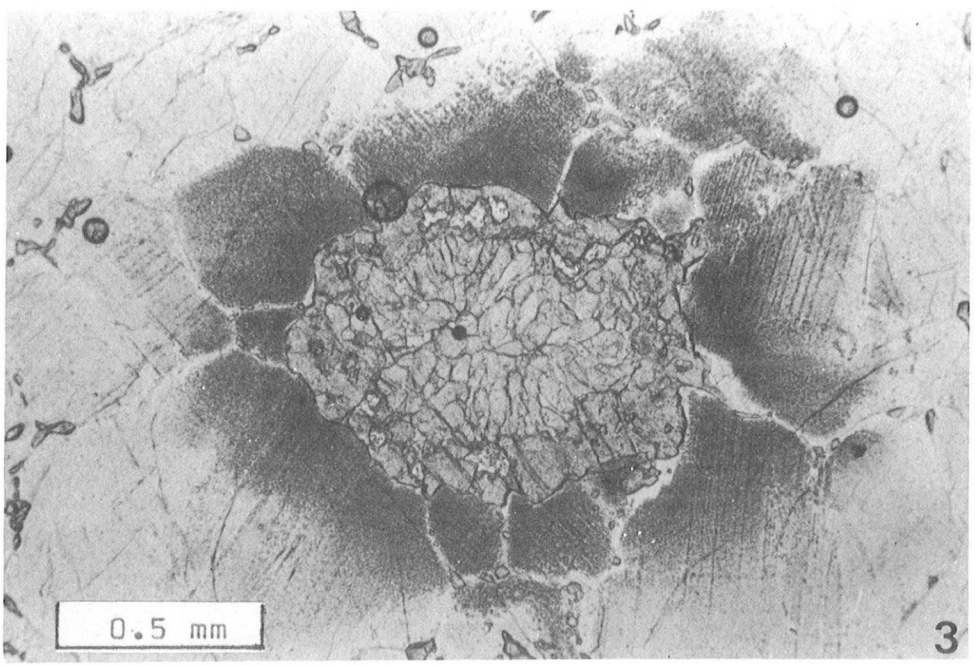
Photo 3 : Amas coronitique à amphibole - grenat (à inclusions de plagioclase) dans une lentille anorthositique. Le plagioclase (blanc à l'observation macroscopique), à fines inclusions de spinelle au contact des minéraux ferromagnésiens, devient limpide (violacé à l'observation macroscopique) en s'éloignant de ceux-ci. Notons la présence de granules de spinelle, grenat et corindon (?). L.N., éch. 145h.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013







tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre IV

LES CLINOPYROXENITES A GRENAT-CLINTONITE-SERENDIBITE ASSOCIEES AUX AMPHIBOLITES A Sa-Co : METARODINGITES OU METASOMATISME CALCIQUE EN BASE DE CROUTE ?

Résumé :

Dans le SW malgache, les calcaires à silicates calciques témoignent d'un métamorphisme prograde depuis le début de la mésozone jusqu'à la catazone. Les gneiss à silicates calciques sont un constituant important des séries métamorphiques précambriennes. Ces roches forment des bancs plurikilométriques et certaines d'entre elles témoignent d'un important épisode métasomatique régional. Autour de massifs de serpentinites et d'amphibolites à Sa-Co, des clinopyroxénites à fassaïte, zoïsite et/ou grossulaire, spinelles, ± amphibole hyperalumineuse, ± anorthite, ± clintonite, ± carbonates, montrent un fort enrichissement en calcium, un enrichissement variable en alumine et une diminution des teneurs en Na_2O et SiO_2 par rapport aux métabasites dont elles dérivent ; des clinopyroxénites à saphirine font la transition entre ces roches. Un gneiss contient l'association exceptionnelle de sérendibite (riche en fer : XMg ~ 50) et tourmaline. Les conditions P-T de formation de ces paragénèses sont sensiblement identiques à celles estimées pour les métabasites associées : P ~ 8-9 kb ; T°C ~ 750°-800°. La pression d'eau est quasi-égale à la pression totale. La clintonite, minéral inhabituel dans les métabasites, semble se former à la suite de variations faibles de la pression des fluides.

La composition chimique de ces roches permet de les comparer aux rodingites, roches métasomatiques liées à la serpentinisation ; dans ce cas, la péridotite à olivine-enstatite-spinelle anormalement riche en alumine pour être une roche magmatique, serait une éponte chloriteuse métamorphisée qui sépare classiquement les rodingites des serpentinites. Cependant, cette métasomatose pourrait aussi se réaliser au cours du métamorphisme catazonal, le calcium nécessaire étant fourni par les calcaires métamorphiques avoisinants. Il se pose le problème de savoir si l'infiltration (à grande échelle) de fluides aqueux nécessaire à la métasomatose peut se réaliser en contexte granulitique ou si un environnement proche de la surface est nécessaire. Pourtant, la distinction entre une métasomatose antémétamorphe ou synmétamorphe a des implications géodynamiques importantes. En effet, la première alternative impose que le massif gabbroïque à l'origine des amphibolites à Sa-Co et clinopyroxénites ait séjourné dans la partie superficielle de la croûte avant de s'enfoncer dans la partie inférieure de celle-ci où il acquit les paragénèses observées. La deuxième alternative est compatible avec une mise en place synmétamorphe. Un parallélisme intéressant peut être fait avec les grospydites (dont les compositions sont parfois identiques à celles des clinopyroxénites malgaches) pour lesquelles des origines assez semblables sont parfois proposées : cristallisation et parfois métasomatose à haute pression dans le manteau ou métarodingites.

Une deuxième occurrence de sérendibite est décrite dans un gneiss à diopside- anorthite-scapolite-amphibole-spinelle-tourmaline ± calcite près de la localité d'Ihosy, portant à huit le nombre de roches contenant ce minéral rare à travers le monde. En récapitulant les données sur ce minéral, on montre que celui-ci se forme dans les roches sous saturées en silice et paralumineuses ; la nécessité d'une métasomatose borique est contestée puisque la transformation tourmaline —> sérendibite prouve que le bore existait dans la roche avant la cristallisation de la sérendibite. Ce minéral est stable à haute température (> 700 °C) depuis les conditions de basse pression du métamorphisme de contact jusqu'au moins 8 à 9 kb et avec XCO_2 faible.

I - INTRODUCTION

Lorsqu'un assemblage minéralogique n'est plus à l'équilibre dans de nouvelles conditions thermodynamiques, la recristallisation métamorphique se réalise par le biais de réactions chimiques nécessitant un déplacement de matière. Le métamorphisme est qualifié d'isochimique lorsque la migration des éléments, par diffusion, est limitée : la roche est un système clos et conserve globalement sa composition chimique initiale. Cependant, il arrive que la composition de la roche métamorphisée ne soit pas conservée et qu'il y ait gain et/ou perte d'éléments. Lorsque cette migration chimique se produit sur des distances déci- à métriques, la diffusion peut en être encore responsable : c'est le cas de la skarnification (Burt, 1974). Par contre, lorsque les distances sont plus importantes, la diffusion est insuffisante et l'infiltration de fluides est nécessaire (Fletcher et Hoffmann, 1974). La connaissance de la nature et de la proportion de ces fluides est essentielle mais difficile à estimer car ceux-ci ont souvent quitté la roche. La métasomatose est classiquement admise dans les niveaux superficiels de la croûte terrestre où la serpentinisation, la rodingitisation, la spilitisation, les métamorphismes hydrothermaux et d'enfouissement apportent des modifications importantes dans la chimie des roches grâce à la circulation importante de fluides et en particulier de l'eau. Elle est sans doute opérative dans les parties profondes de la croûte terrestre (Andréoli et Hart, 1986) et dans le manteau supérieur (Menzies et Hawkesworth, 1987) où l'eau doit être un agent d'infiltration important si l'on admet que l'eau de mer est recyclée en quantité notable dans les zones de subduction (Ito et al, 1983).

Les gneiss à silicates calciques sont un constituant essentiel des séries granulitiques précambriennes, formations qui représentent les parties inférieures de la croûte ancienne. L'origine de ces roches est variée : elles sont parfois liées à un métamorphisme isochimique (sédiments et calcaires marneux, évaporites, etc.) mais pourraient aussi être les témoins d'un épisode métasomatique. Mais dans ce cas, il reste à savoir si transfert de matière et métamorphisme sont contemporains. Ainsi, il est généralement admis que certains minéraux rares, de compositions chimiques particulières, se sont formés au cours d'une métasomatose : la cristallisation de kornérupine et sérendibite nécessiterait un apport de bore. Pourtant ces minéraux peuvent simplement se former, lorsque la température augmente, à partir de la tourmaline avec laquelle ils sont souvent associés : s'il y a nécessité d'une métasomatose borique, elle peut tout aussi bien être antémétamorphe. Le métamorphisme de roches métasomatiques est parfois invoqué au cours du métamorphisme de contact (car on peut voir le passage des roches métasomatiques aux roches métamorphiques) mais plus rarement au cours du métamorphisme régional. Pourtant, une telle hypothèse a des conséquences importantes pour l'évolution des gneiss à silicates calciques basicrustaux. Andréoli et Hart (1986) suggèrent que les fluides nécessaires à la métasomatose de ces roches trouvent leur origine dans le manteau supérieur. Mais cette métasomatose peut se réaliser au contraire dans la croûte superficielle (où la circulation des fluides est importante) avant le métamorphisme.

L'étude de clinopyroxénites associées à des amphibolites à Sa-Co de la formation du Vohibory montre qu'il est difficile de trancher entre ces deux possibilités. En effet, les paragénèses, les compositions des minéraux et des roches dans lesquelles la métasomatose est reconnue comme étant synmétamorphe et celles dont l'origine antémétamorphe est démontrée, ne sont pas sensiblement différentes. De même, la migration des éléments, irrégulière et hétérogène dans les deux cas, ne permet que rarement d'atteindre les compositions "typiques" de l'un ou l'autre des processus. C'est d'ailleurs le même problème qui se pose lorsque certains auteurs suggèrent que les grospydites résultent d'un métasomatisme mantellique (Helmstaedt et Schulze, 1979) ou sont des métarodingites (Helmstaedt et al, 1979).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Les gneiss à silicates calciques sont réputés pour être une source de minéraux rares. Dans les clinopyroxénites malgaches, on rencontre, dans une association inhabituelle, de la clintonite. Ce mica dur calcique que l'on trouve classiquement dans des roches carbonatées des auréoles de contact de roches ignées acides, apparait dans le cas présent dans des roches basiques au cours du métamorphisme régional. Signalons aussi la sérendibite, silicate borique complexe, minéral exceptionnel puisque seulement huit occurrences dont deux nouvelles décrites ici, sont actuellement connues dans le monde.

II - CONTEXTE GEOLOGIQUE DES CALCAIRES METAMORPHIQUES ET GNEISS A SILICATES CALCIQUES DANS LE SW MALGACHE

A/ Les calcaires métamorphiques

Dans le groupe du Vohibory, des bancs d'épaisseur déca- à hectométrique se suivent sur plusieurs kilomètres de long. Leur abondance a permis à Boulanger (1953) de distinguer dans cette formation une "série des cipolins". Ces roches se caractérisent par la taille centimétrique des rhomboèdres de carbonates et par la monotonité de leur composition minéralogique : le graphite est le seul minéral qui accompagne systématiquement la calcite. Phlogopite, diopside, spinelle sont exceptionnels. A côté de ces grosses masses de marbres, se rencontrent des bancs de taille beaucoup plus modeste, d'épaisseur décimétrique à métrique, de longueur atteignant rarement l'hectomètre, de calcaires métamorphiques riches en silicates calciques. Ces roches sont associées à des formations amphibolo-pyroxénitiques souvent wernéritiques. Ces calcaires à minéraux sont abondamment représentés dans le groupe du Vohibory et dans le système Androyen (Rakotondratsima, 1983) mais sont relativement rares dans le système du Graphite.

Les principales associations minérales de ces roches à dolomie et/ou calcite sont :

Calc + Tr + Pl + Q
Calc + Hb + Cpx + Pl + Q
Calc + Hb + Ga + Pl + Q
Calc + Dol + Forst + Amph ± Sp
Calc + Dol + Forst + Hb + Cpx + Phl ± Sp (photo 1)
Calc + Forst + Hb + Cpx ± Sp
Calc + Forst + Hb + Cpx + Phl + Graphite
Calc + Dol + Forst + Cpx ± Sp (photo 2)
Calc + Dol + Forst + Cpx + Phl + Graph ± Scap
Calc + Dol + Tr + Phl + Sp + Pl

Dans la dernière association minérale, le plagioclase est séparé des carbonates par un fin liseré d'amphibole et spinelle symplectitique. La humite signalée n'a pas été distinguée dans les échantillons étudiés. L'olivine est très magnésienne ainsi que le clinopyroxène qui est un diopside (tableau 1).

Les minéraux ont été analysés sur deux échantillons présentant les paragénèses 6 et 7 (éch. 68g et 106b). Tous les minéraux sont très magnésiens (tableau 1). Le clinopyroxène est un diopside. Les amphiboles sont de deux types : trémolite (non analysée) et pargasite magnésienne (tableau 1). Comme dans les gneiss à kornérupine, la phlogopite incolore en lame mince, est pauvre en fer et en titane (tableau 1). Le spinelle, de couleur bleu clair, n'a pas été analysé mais sa maille calculée par Y. Blanc est celle du pôle pur magnésien (si l'on exclut la possibilité qu'il s'agisse d'une solution solide incluant la gahnite).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Ces associations minéralogiques témoignent d'une gradation du métamorphisme depuis les conditions mésozonales de la partie W du groupe du Vohibory (les 3 premières paragénèses) jusqu'aux conditions catazonales dans la partie E de cette formation et dans le groupe du Graphite.

Le talc n'est pas rencontré. Les conditions minimales observées se situent au delà de la réaction :

$$Calc + Calc + Q = Tr + H_2O + CO_2$$ (réaction 1 ; Metz, 1983)

et les associations précédentes témoignent de la succession des réactions :

$Tr + Calc + Q = Di + CO_2 + H_2O$	(2 ; Slaughter et al, 1975)
$Tr + Dol = Fo + Calc + CO_2 + H_2O$	(3)
$Tr + Calc = Cpx + Fo + CO_2 + H2O$	(4)
$Tr + Calc + Fk = Di + Phl + CO_2 + H_2O$	(5, Flowers et Helgeson, 1983)
$Di + Dol = Fo + Calc + CO_2$	(6 ; Slaughter et al, 1975)
$Di + Tr + Dol = Fo + Calc + CO_2 + H_2O$	(7 ; point invariant IV dans un système isobare ou isotherme)
$Chl + Dol = Calc + Sp + Fo + CO_2 + H_2O$	(8 ; Bücher, 1982)

Dans les conditions de pression définies dans les métabasites (amphibolites à saphirine-corindon, granulites basiques) et dans les roches pélitiques, de l'ordre de 7 à 8 kb, ces paragénèses supposent des températures maximales d'équilibre d'environ 750°C, dans la mesure où les réactions 6 et 7 imposent que XCO_2 n'est pas inférieur à 0,5. L'absence dans les paragénèses de haut degré, de l'association calc + Q ainsi que celle de la wollastonite ne permettent pas de préciser si l'on a atteint les conditions de formation de ce dernier minéral au cours de la réaction :

$$Calc + Q = Wol + CO_2$$ (9)

Toutefois, la stabilité de l'assemblage Ga + Qz dans les gneiss à silicates calciques montre que les conditions de réalisation de cette réaction n'ont pas été atteintes dans les calcaires métamorphiques pour les conditions de XCO_2 considérées. Remarquons que la wollastonite est couramment signalée dans le système Androyen.

Le développement coronitique d'amphibole autour du clinopyroxène et de clinopyroxène autour de l'olivine (photo 2) suggère le fonctionnement inverse des réactions (4) et (6) qui témoignent d'une variation de la composition de la phase fluide (diminution de XCO_2) et d'une diminution de la température (et/ou, ce qui est improbable, d'une augmentation de P).

B/ Les gneiss à silicates calciques

Les gneiss à silicates calciques regroupent un grand nombre de roches : pyroxénites, amphibolites, skarns souvent wernéritiques dont les origines sont diverses : calcaires impurs, marnes, évaporites, roches volcano-sédimentaires, etc., pour lesquelles les modifications métamorphiques n'auraient pas été isochimiques. Le terme de skarn s'applique aux roches résultant d'un métasomatisme localisé, à l'échelle métrique à décamétrique, au contact entre deux roches voisines : magmatiques (acide ou basique) ou schisteuses d'une part et roches carbonatées d'autre part. Dans le SE de Madagascar, les gneiss à silicates calciques et en particulier des pyroxénites constituent des gisements exploités pour la phlogopite et l'urano-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

thorianite (e.g. Moine et al, 1985). Les modifications métasomatiques entre granitoïdes et marbres ont été décrites par Rakotondratsima (1983).

Dans le groupe du Vohibory, les gneiss à silicates calciques sont abondants et Boulanger (1954) a pu cartographier des bancs plurihectométriques à kilométriques de grenatites et d'épidotites : ces roches à composition chimique (tableau 4, An 11) et minéralogique simples contiennent principalement du grenat riche en composant grossulaire et de l'anorthite pour les unes et essentiellement de l'épidote (pistachite et clinozoïsite) pour les autres. Le passage est progressif des unes aux autres témoignant de l'équilibre épidote = grenat + anorthite. La présence de composants additionnels (fer et magnésium) permet d'observer le passage à des amphibolites et des pyroxénites. Notons également la présence de scapolite, de sphène et plus rarement de rutile ; quartz, apatite, minéraux opaques et carbonates sont en proportions variables. La zoïsite est rare comparativement aux autres épidotes. La phlogopite est moins abondante que dans le SE où elle est exploitée. La wollastonite n'a pas (encore ?) été décelée dans le SW alors qu'elle existe dans les skarns du système Androyen (Rakotondratsima, 1983). Notons également la présence de tourmaline, de clintonite et de sérendibite : ce dernier minéral est exceptionnel puisqu'il n'a été signalé jusqu'à présent que dans 6 localités (Deer et al, 1978 ; Grew, 1987, com. pers.). Dans ce travail seront décrites les 7° et 8° occurrences.

Cette grande diversité de minéraux, en proportions très variables, va engendrer une diversité importante de faciès pétrographiques. La présence de gneiss à silicates calciques à clinopyroxène salitique, hornblende verte, plagioclase, grenat, quartz montre qu'il y a parfois un problème de convergence de faciès entre ces roches et les granulites basiques. Ce phénomène n'est certainement pas fortuit et témoigne sans doute d'un métasomatisme des métabasites comme il est proposé dans d'autres portions de la ceinture mobile mozambicaine (Andréoli et Hart, 1986). Généralement, les premières se distinguent des secondes par une répartition plus hétérogène des minéraux, par des compositions calciques et alumineuses de ceux-ci et par une composition plus calcique de la roche (voir tableau 4 : An 11 à 13).

Dans les quelques échantillons étudiés, le plagioclase est toujours très calcique avec plus de 90 % du composant anorthite. Avec 58 à 77 % du pôle meionite, les scapolites sont des mizzonites (tableau 1). Les clinopyroxènes de couleur verte ou brune ont une composition appartenant à la série diopside-hédenbergite et fassaïte (tableau 1) : ils se caractérisent par des teneurs variables et élevées en alumine. Les hornblendes sont également très alumineuses. Le grenat est une solution solide composée essentiellement des pôles grossulaire, almandin auquels s'ajoutent les composants pyrope, andradite, spessartine et ouvarovite. Ce minéral se localise couramment aux joints des grains présentant alors un habitus coronitique comme il est souvent observé dans les granulites et les amphibolites. C'est le cas dans l'échantillon 75b, recueilli au bord sud du massif anorthositique d'Ankafotia, dans lequel le grenat riche en composants grossulaire et almandin, se localise à la périphérie du clinopyroxène brun, au contact du scapolite (tableau 1). Accessoirement, la roche contient du sphène et de la calcite. Dans une roche voisine (éch. 72n), le grenat en gouttelettes envahit le clinopyroxène (photo 3). Le grenat se forme au cours de la réaction :

$$0{,}7 \text{ scapolite} + 0{,}7 \text{ fassaïte} + 1 \text{ Calc} + Fe^{2+} = 1 \text{ Ga (Gros, Alm)} + Na^{+} \qquad (10)$$

L'analyse chimique des minéraux de l'échantillon 75b (tableau 1) permet d'apprécier la température d'équilibre de cette réaction. Celle-ci, obtenue en utilisant le géothermomètre Cpx-Ga calibré par Ellis et Green (1979), se situe entre 840 et 870°C (pour une pression de 7 à 8 kb ainsi qu'il a été évalué dans les métabasites et métaanorthosites ; voir chapitre suivant). Nous remarquerons dans un chapitre ultérieur, que les températures obtenues dans les roches à grenat riche en grossulaire sont sensiblement supérieures à celles des roches dans lesquelles le grenat est moins calcique.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° éch.	68 g				75 b		
	Ol	Cpx	Amph	Ph	Cpx	Scap	Ga
SiO2	41,03	54,94	44,89	39,12	47,13	46,16	38,08
TiO2	0,03	0,06	0,41	0,76	0,89	0,01	0,17
Al2O3	0,02	1,13	15,71	15,94	7,30	28,28	20,46
FeO	3,55	0,48	1,26	0,88	15,21	0,14	19,69
MnO	0,11	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,28
MgO	54,02	18,15	19,45	25,57	5,91	-	0,79
CaO	-	25,14	12,56	0,04	21,87	18,98	21,07
Na2O	-	0,14	2,56	0,31	1,21	3,06	-
K2O	0,01	0,02	1,37	9,95	-	0,08	-
Total	98,77	100,06	100,42	92,60	99,56	96,74	100,54
Nbre d'oxy.	4	6	23	22	6		24
Si	0,990	1,980	6,254	5,620	1,816	6,819	5,934
Ti	0,001	0,002	0,043	0,082	0,026	0,001	0,020
Al	0,001	0,048	2,580	2,700	0,331	4,926	3,759
Fe2+	0,072	0,014	0,147	0,106	0,417	0,017	2,332
Fe3+	-	-	-	-	0,073	-	0,234
Mn	0,002	-	0,003	0,001	0,001	0,004	0,037
Mg	1,943	0,975	4,040	5,476	0,339	-	0,183
Ca	-	0,971	1,874	0,006	0,903	3,005	3,519
Na	-	0,010	0,700	0,085	0,090	0,877	-
K	-	0,001	0,243	1,824	-	0,015	-
XMg	96	99	97	98	45	-	
Me%						77	
Alm							37
Py							3
Gros							53
Sp+ And							7

Tableau 1 : Analyses chimiques des minéraux d'un calcaire métamorphique à calcite et dolomie (éch. 68 g, voir photo 1) et d'un gneiss à silicate calcique, à grenat coronitique (éch. 75b). La teneur en chrome est nulle dans les minéraux de l'éch. 68g et de 0,09 % dans le Cpx et 0,17 % dans le grenat de l'éch. 75b.

N° ech.	128m		263 a						263 b				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Cpx	Hb	Cpx	Spb	Sp	Ga	Ga	Clint	Cpx	Spb-C	Spb-B	Sp	Zo
SiO2	47,81	42,17	48,59	0,02	-	40,11	40,11	16,01	45,91	-	-	-	40,52
TiO2	0,30	0,17	0,05	-	-	0,03	0,02	0,20	0,01	0,03	0,02	0,04	0,05
Al2O3	10,78	18,70	9,36	61,54	68,49	18,29	21,53	45,94	16,16	55,11	64,72	69,90	33,85
Cr2O3	0,07	0,23	0,62	6,99	0,70	3,69	0,19	0,52	0,07	13,35	4,73	0,35	0,06
FeO	3,64	6,74	1,73	12,78	10,27	1,84	1,53	1,37	1,55	11,08	8,91	8,11	0,44
MnO	0,07	0,02	0,11	0,31	0,22	0,22	0,23	0,02	0,01	0,21	0,14	0,15	0,04
MgO	12,12	14,13	13,51	17,96	20,70	1,07	0,99	18,92	11,28	17,90	21,13	21,45	0,05
CaO	25,35	13,26	25,58	0,09	0,09	31,75	34,03	12,99	25,75	-	-	-	24,53
Na2O	0,02	1,53	-	0,21	0,03	0,03	0,03	0,01	0,07	-	-	-	-
K2O	-	1,07	0,03	0,18	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
Total	100,16	98,03	99,60	100,08	100,50	99,04	100,77	95,99	100,81	97,66	99,66	100,01	99,52
Nbre d' oxy.	6	23	6	32	32	24	24	11	6	32	32	32	25
Si	1,752	5,999	1,781	0,004	-	6,148	6,008	1,118	1,657	-	-	-	6,033
Ti	0,008	0,018	0,001	-	-	0,004	0,030	0,011	-	0,005	0,003	0,005	0,006
Al	0,465	3,136	0,405	14,948	15,973	3,305	3,801	3,783	0,687	13,908	15,338	16,180	5,939
Cr	0,002	0,026	0,018	1,138	0,110	0,447	0,022	0,029	0,002	2,260	0,752	0,055	0,007
Fe2+	0,098	0,614	0.053	2,203	1,699	0,257	0,264	0,080	0,047	1,984	1,498	1,332	-
Fe3+	0,014	0,188	-	-	-	0,212	0,173	-	-	-	-	-	0,049
Mn	0,002	0,002	0,004	0,054	0,036	0,029	0,029	0,001	-	0,037	0,023	0,025	0,005
Mg	0,662	2,996	0,738	5,519	6,104	0,245	0,222	1,970	0,607	5,712	6,334	6,280	0,011
Ca	0,995	2,021	1,005	0,020	0,020	5,214	5,463	0,972	0,996	-	-	-	3,777
Na	0,001	0,422	-	0,085	0,012	0,009	0,010	0,001	0,005	-	-	-	-
K	-	0,194	0,001	0,047	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-
XMg	87	83	93	71	78			96	93	74	81	83	
YCr				7	0,7					14	5	0,3	
Alm						4,5	4,4						
Py						4,3	3,7						
Gros						73,5	86,5						
Sp + And						6	5						
Ouv						12	0,6						

Tableau 2 - Analyses chimiques des minéraux des clinopyroxénites associées aux amphibolites à Sa-Co de Marol inta (éch. 128m ; cet échantillon contient de l'anorthite pure, du corindon entouré de spinelle vert et de la zoïsite) et d'Ianapera (éch. 263a et b) ; le spinelle brun (An4) est inclus dans le Cpx ; le spinelle (An5) est inclus dans la clintonite (voir photo 5) et le grenat chromifère (An6) est inclus dans le Cpx ; An 10-11: coeur et bordure d'un même agrégat de spinelle brun (voir photo 7).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

III - LES GNEISS A CLINTONITE ET SERENDIBITE AU CONTACT DES AMPHIBOLITES A SAPHIRINE ET CORINDON

J'ai décrit au chapitre précédent les amphibolites à saphirine et corindon de la région d'Ianapera situées au Nord du groupe du Vohibory. Ces roches associées à un massif de serpentinite lenticulaire (grand axe < 0,5 km) constituent la colline de Vohimalio à 4 km au Sud d'Ianapera (feuille H59 au 1/100 000°). Les paragénèses des roches de ce secteur témoignent des conditions du faciès granulite : des métabasites contiennent globalement deux pyroxènes, du plagioclase, du grenat, de la hornblende brune, du quartz, de l'ilménite et de l'apatite. Ces roches, à large répartition dans le SW malgache témoignent de conditions thermodynamiques de l'ordre de 750°-800°C et 7 à 8 kb (voir chapitre suivant) ; des leptynites sont à mésoperthite, quartz, grenat, sillimanite très abondante. La biotite est rare en inclusion dans le grenat et on note la présence de rutile et zircon ; de gros bancs à calcite et parfois dolomite sont assez pauvres en silicates calciques mais peuvent contenir de l'olivine (et/ou humite), du diopside avec ou sans amphibole et des paillettes de phlogopite ; du spinelle bleu est parfois présent. A proximité des serpentinites, les calcaires métamorphiques peuvent être au contraire enrichis en silicates et en particulier en olivine (éch. 263 d).

A/ Les clinopyroxénites à grenat et clintonite

Les amphibolites à saphirine-corindon contiennent de la hornblende, du plagioclase, de la saphirine, du corindon et du spinelle vert. La proportion des minéraux est variable d'un échantillon à l'autre : la saphirine est abondante dans l'échantillon 260 tandis que le corindon domine dans l'échantillon 261 b.

Ces roches passent à des clinopyroxénites dans lesquelles la saphirine est encore présente en abondance. Les minéraux sont amphibole, clinopyroxène, plagioclase. Le spinelle en amas globuleux brun vert est symplectitique à la bordure où il s'associe à la saphirine. La proportion des minéraux est variable et le terme leucocrate est représenté par des filons anorthositiques pegmatitiques (éch. 261 j) dans lesquels le corindon rose pâle et la saphirine centimétriques sont entourés de spinelle vert dans une matrice de plagioclase purement anorthitique. Saphirine et spinelle sont très magnésiens et non chromifères. La saphirine est peralumineuse (voir composition chimique de ces minéraux dans le tableau 4 du chapitre précédent). Cependant, le plus souvent,elle est absente et l'amphibole rare. Les clinopyroxénites contiennent alors de la fassaïte (tableau 1) parfois à vermicules de spinelle vert (éch. 128m), de l'amphibole alumineuse (tableau 2), avec ou sans plagioclase souvent envahi de paillettes de mica blanc, du spinelle de couleur (brun à vert) et composition variée (avec parfois le même habitus que dans les clinopyroxénites à saphirine), de la zoïsite et en quantité variable, de la calcite et/ou dolomie. Le grenat peut être présent avec des habitus et des compositions variables. L'échantillon leucocrate 128 m (gisement de Marolinta) contient également des cristaux centimétriques de corindon entourés de spinelle vert.

L'échantillon 258 b contient du clinopyroxène, peu d'amphibole verte, du plagioclase ; zoïsite et carbonates sont peu abondants. Le spinelle vert en cristaux demi-centimétriques est entouré de clintonite parfois altérée en agrégat cryptocristallin qui pourrait être de la chlorite. Calcite et plagioclase sont parfois séparés par un liseré de zoïsite coronitique témoignant de l'équilibre

$$An + Calc + H_2O = Zo + CO_2 \qquad (11)$$

Cependant, il est possible d'observer des contacts non réactionnels entre tous les minéraux de cette roche.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

A 1,5 km au Nord d'Ianapera, une amande de serpentinite de 400 m de long est gainée par une enveloppe décamétrique de clinopyroxénites. Ces roches ont une minéralogie relativement simple ; elles sont finement cristallisées et la texture litée est métamorphique. Les échantillons 263 a et b sont prélevés dans deux niveaux voisins de cette enveloppe.

Dans l'échantillon 263a, le clinopyroxène est le minéral dominant, en petits cristaux (~ 0,2 mm) polygonaux ou en cristaux plurimillimétriques déformés et bourrés de gouttelettes de spinelle brun ou de grenat (photo 4). Sa composition est homogène : il s'agit de fassaïte avec 8 à 10 % de Al_2O_3, magnésienne (XMg = 93, tableau 2), faiblement chromifère (Cr_2O_3 est inférieur à 1 %). Le spinelle est vert très clair à incolore ou brun clair en lame mince. La teneur en chrome ne dépasse pas 7 % dans les cristaux bruns (tableau 2) et est inférieure à 1 % dans les cristaux incolores : il n'y a pas de continuité dans la composition des deux types de spinelle. Les variations du chrome sont liées à celles du rapport Mg/Fe et de l'alumine conformément à la substitution Mg, Al ——> Fe, Cr. Le spinelle se localise aux joints des grains des agrégats polygonaux de clinopyroxènes mais seule la variété chromifère forme des exsolutions dans ce minéral. Le grenat est également inclus dans le clinopyroxène (mais jamais avec le spinelle brun) ou bien constitue des agrégats xénomorphes de taille variable (≤ 1cm). Avec des teneurs faibles en fer, magnésium et manganèse, ces grenats sont riches en composant grossulaire. Les inclusions dans le clinopyroxène sont chromifères : les teneurs en chrome de 3 à 6 % font de ce grenat un grossulaire chromifère avec jusqu'à 18 % du pôle ouvarovite (tableau 2). La clintonite, rare, parfois associée à du grenat, enveloppe le spinelle vert qu'elle sépare ainsi du clinopyroxène (photo 5). Elle est relativement alumineuse par rapport aux données de la littérature (Deer et al, 1962 ; Olesch, 1975). Ti, Mn, Na et K ne dépassent pas quelques dizièmes de pourcent chacun. Notons la présence de moins de 0,5 % de chrome. Les carbonates, rares mais régulièrement répartis, sont représentés par de la dolomie recristallisée (photo 6).

Dans l'échantillon 263 b, des niveaux centimétriques à fassaïte alternent avec des niveaux à zoïsite (tableau 2). Le pyroxène de cette roche est plus alumineux, avec Al_2O_3 entre 14 et 16 % (tableau 2) que précédemment. Le spinelle incolore forme des agrégats xénomorphes tandis que des amandes plurimillimétriques à l'aspect framboïde regroupent des cristaux polygonaux de spinelle brun (photo 7). Ces amas sont fortement zonés avec une décroissance du chrome et du rapport Fe/Mg depuis le coeur jusqu'à la bordure (tableau 2) : ces agrégats ont probablement une origine magmatique. Le grenat est absent et le carbonate est de la calcite (moins de 1 % de MgO).

Au contact entre les serpentinites et les clinopyroxénites de la colline de Vohimalio, une roche ultrabasique (éch. 258 g) contient de l'olivine en abondance, largement serpentinisée, de l'orthopyroxène partiellement bastitisé et de nombreux grains demi-centimétriques de spinelle vert piqueté de granules de minéraux opaques. La chlorite est rare en petites lamelles et il est difficile de préciser si ce minéral est secondaire (lié à la serpentinisation) ou bien s'il est contemporain de la paragénèse métamorphique. La texture de la roche est métamorphique.

B/ Le gneiss à sérendibite et tourmaline d'Ianapera

Cette roche grenue, bicolore (noir et blanc) à l'observation macroscopique, affleure au contact des clinopyroxénites de la colline de Vohimalio. Elle contient une grande variété de silicates calciques : anorthite, fassaïte, amphibole, zoïsite et clinozoïsite, tourmaline, sérendibite et en petite proportion de la biotite, de l'apatite et du zircon. Tous ces minéraux sont à l'équilibre même si le grenat et parfois le clinopyroxène ont un habitus coronitique au contact entre le plagioclase et les autres minéraux ferromagnésiens.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	Cpx	Hb	Tour	Sér	Ga	ClZo	Zo	Pl	Biot
SiO2	38,44	35,73	34,28	19,83	38,74	38,04	39,77	43,49	32,91
TiO2	2,72	1,45	0,75	0,38	0,37	0,13	0,14	0,04	2,74
Al2O3	17,95	21,67	33,92	37,18	21,02	29,01	32,11	36,78	20,83
FeO	8,78	12,93	6,51	14,75	8,02	7,60*	3,20 *	-	13,75
MnO	0,06	0,01	0,05	0,06	0,42	0,05	-	-	0,05
MgO	7,15	9,56	8,21	7,65	1,09	0,10	0,04	-	14,51
CaO	24,11	12,84	3,77	15,38	29,40	22,63	24,27	19,66	0,05
Na2O	0,12	1,38	0,92	0,15	-	0,01	0,01	0,14	0,14
K2O	0,01	2,75	0,04	-	0,01	-	-	-	8,83
Total	99,33	98,32	88,45	95,39	100,73	97,7	99,54	100,17	93,82
Nbre d'Ox.	6	23	24,5	18,5	24	25	25	32	22
Si	1,472	5,341	5,511	2,506	5,911	5,921	5,982	8,027	4,964
Ti	0,078	0,163	0,091	0,036	0,042	0,015	0,016	0,006	-
Al	0,810	3,817	6,429	5,539	3,781	5,324	5,694	8,002	3,704
Fe2+	0,182	1,616	0,875	1,559	1,024	-	-	-	1,734
Fe3+	0,099	-	nd	-	0,192	0,890	0,362	-	-
Mn	0,002	0,001	0,015	0,006	0,054	0,007	-	0,007	0,007
Mg	0,408	2,129	1,967	1,441	0,248	0,023	0,009	-	3,262
Ca	0,989	2,056	0,649	2,083	4,806	3,775	3,911	3,888	0,008
Na	0,009	0,399	0,287	0,037	-	0,003	0,003	0,050	0,042
K	0,001	0,525	0,008	-	0,001	-	-	0,001	1,699
XMg	69	57	69	48					65
Alm					17				
Py					4				
Gros					73				
Sp + And					6				

Tableau 3 : Analyses chimiques des minéraux du gneiss à sérendibite (éch. 261g) associé aux amphibolites à Sa-Co d'Ianapera ; * fer sous la forme Fe2O3 ; Cr2O3, NiO, ZnO < 0,1%, F dosé dans l'amphibole et le clinopyroxène est nul.
(calcul de la formule structurale de la sérendibite sur la base de B3+ = 1% par form. struct.)

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

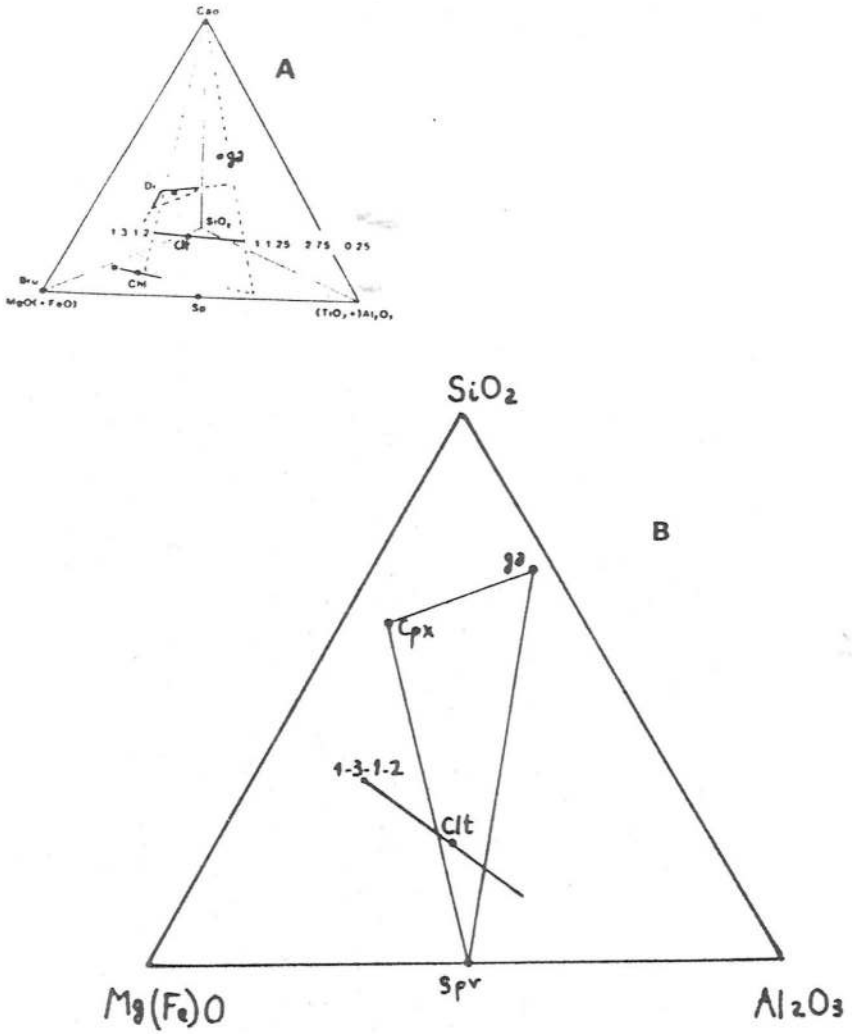


Fig. 1 **A** - Minéraux de la clinopyroxénite à grenat (éch. 263 a) dans le système CaO - Mg (Fe)O - Al_2O_3 - SiO_2 - (H_2O).

B - Projection depuis le pôle CaO sur le plan SiO_2 - Mg(Fe)O - Al_2O_3 avec la ligne théorique de solution solide de la clintonite qui débute au point 1-3-1-2, analogue calcique de la phlogopite.

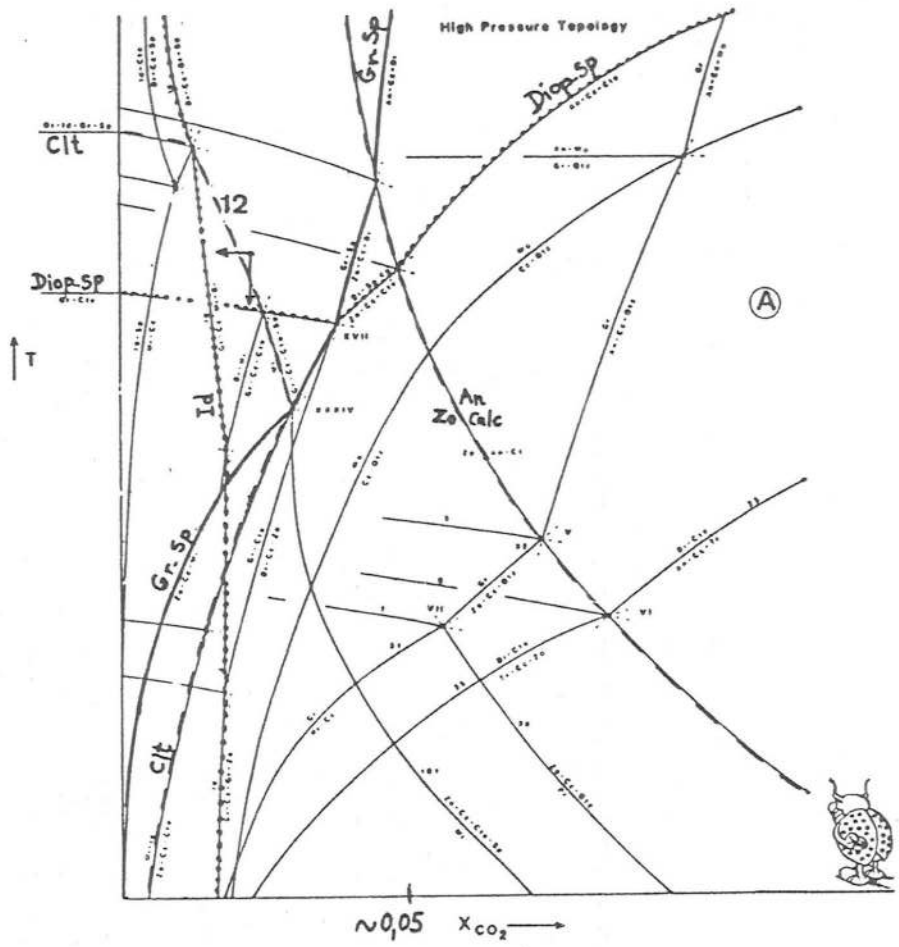


Fig. 2 **A** - Diagramme isobare T-XCO_2 dans le système CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O (Rice, 1983) approprié aux clinopyroxénites à grenat. Les lignes renforcées délimitent les domaines de stabilité des associations Di-Sp, Gros-Sp, de la Zo (réaction 11), de l'idocrase et de la clintonite (tirets). Les flèches indiquent les évolutions possibles de l'échantillon 263a lors de la formation de la clintonite au cours de la réaction (12).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

En lame mince, le clinopyroxène pléochroïque (brun, brun vert, brun jaune) est, avec 18 % d'alumine, riche en molécule de Tschermak (tableau 3) : il s'agit d'une fassaïte sensiblement plus ferrifère (XMg ~ 60) que celles des clinopyroxénites ; la teneur en titane (~ 2 %) est notable. Avec une teneur en alumine atteignant 21 %, l'amphibole verte est parmi les hornblendes les plus alumineuses signalées dans la littérature (Doolan et al, 1978). Le plagioclase est de l'anorthite presque pure avec moins de 0,5 % de Na_2O. Zoïsite et clinozoïsite coexistent dans la roche et leurs compositions ne sont pas très différentes : de telles associations des deux épidotes de compositions voisines sont connues (Deer et al, 1986). La tourmaline vert sombre, vert clair à gris est une uvite sensiblement plus magnésienne que ferrifère (XMg = 69). La sérendibite est vivement colorée (bleu de prusse, vert et brun jaune) et maclée polysynthétiquement. La sérendibite est un minéral exceptionnel (huit gisements connus à ce jour avec les deux décrits ici) dans des skarns dans lesquels une métasomatose borique est intervenue (Deer et al, 1978) au contact entre roches carbonatées et roches acides. Deux générations de tourmaline sont signalées : l'une est remplacée par la sérendibite et une deuxième génération remplace à son tour le borosilicate. Celui-ci est toujours très magnésien.

La roche à sérendibite d'Ianapera est originale puisqu'elle se situe au contact d'un complexe basique-ultrabasique. De plus, avec un rapport XMg voisin de 50, le minéral est beaucoup plus ferrifère que ceux signalés précédemment.

IV - REACTIONS DE FORMATION DE LA CLINTONITE

L'existence de clintonite dans des clinopyroxénites au contact d'ultrabasites et métabasites à saphirine et corindon formées au cours d'un métamorphisme régional est remarquable. En effet, ce mica dur se rencontre habituellement dans des roches carbonatées des auréoles de contact autour des massifs ignés acides (Deer et al, 1962 ; Rice, 1979 ; etc.). Ackermand et al en 1986 mentionnent des assemblages à clintonite au voisinage de roches à saphirine de l'intrusion anorthositique de Fiskenaesset. Cependant ces auteurs considèrent à tort qu'il s'agit de la première observation de ce minéral au cours du métamorphisme régional : la clintonite est signalée par Evans et al (1981) dans des métarodingites recristallisées au cours d'un métamorphisme de haute pression.

La nécessité d'une métasomatose à l'origine de la clintonite (Deer et al, 1962) est contestée (Rice, 1979). En fait, la rareté de ce minéral est liée à la composition particulière des roches dans lesquelles il peut se former et à la composition de la phase fluide. La clintonite existe dans des roches très alumineuses et pauvres en silice (comme c'est le cas pour la saphirine et autres minéraux hyperalumineux). Selon Olesch et Seifert (1976), ce mica dur est stable dans un large intervalle de température (> 580°C : Rice, 1983 ; Valley et al, 1985 ; jusqu'à plus de 800°C : Evans et al, 1981) et de pression (du métamorphisme de contact au métamorphisme de haute pression : Evans et al, 1981) pourvu que la pression partielle de CO_2 soit faible : $XCO_2 < 0,3$ (voir aussi Rice, 1983 ; Valley et al, 1985). Dans le cas présent, cette dernière condition est confirmée par l'association de la zoïsite avec la calcite et l'anorthite ($XCO_2 \leq 0,3$ à 7 kb : Storre et al, 1982), par la présence de grenat grossulaire (Gordon et Greenwood, 1971) et à plus forte raison par l'assemblage grossulaire-spinelle (Rice, 1983) (voir figure 2 A). Ainsi saphirine et clintonite ont un domaine pression-température commun de stabilité (Ackermand et al, 1986), ce qui autorise à penser (comme le suggèrent les observations de terrain et pétrographiques) que la formation de ces deux minéraux dans les métabasites malgaches a été subcontemporaine.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Les textures observées (photo 5) suggèrent que la clintonite est le produit d'une réaction faisant intervenir le spinelle (non chromifère) essentiellement et le clinopyroxène. Le grossulaire est souvent présent dans cette association minéralogique mais il n'est pas possible de préciser, à l'observation microscopique, si ce minéral intervient dans la réaction comme phase réactive ou produite. Ces différents minéraux (analysés dans l'échantillon 263 a) peuvent être représentés en première approximation dans le système CaO - Mg(Fe)O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O (fig. 1A). La figure 1B montre la projection de ce système à partir des pôles CaO et H_2O sur le plan Mg(Fe)O - Al_2O_3 - SiO_2. On note que le mica dur se situe juste à droite de la ligne jointive Cpx-Sp montrant qu'une simple réaction entre ces deux minéraux n'est pas envisageable. Une phase produite ou réactive doit intervenir. Dans l'échantillon 263a, la présence du grenat en association avec la clintonite permet de proposer la réaction

$$2\ Ga + Cpx + 11\ Sp + Calc + 5H_2O = 5\ Clt + CO_2 \qquad (12)$$

formulée par Rice (1983) et Valley et al (1985). Dans l'échantillon 258 g, sans grenat mais à plagioclase, on peut retenir la réaction suivante :

$$Cpx + An + 7\ Sp + 2\ Calc + 4H_2O = 4\ Clt + 2CO_2 \qquad (13)$$ (Valley et al, 1985).
La réaction :

$$4\ Cpx + 11\ Sp + Calc + 9H_2O = 5Clt + Chl + CO_2 \qquad (14)$$
(Rice, 1983 ; Valley et al, 1985) pourrait expliquer la présence (possible ?) de chlorite dans ce dernier échantillon. Cependant, l'habitus microcristallin de ce minéral le fait plutôt considérer comme tardif. Ces réactions font intervenir de la calcite qui n'apparait pas toujours directement dans les zones réactionnelles (photo 5). Le calcium est certainement dissous dans la phase fluide.

La formation de la clintonite au cours de la réaction (13) et celle de la zoïsite coronotique au cours de la réaction (11) montrent que celles-ci se réalisent dans les mêmes conditions de pressions fluides. La présence de tous les produits et réactifs en contact prouve que nous nous situons dans les domaines multivariants de ces réactions. Le déplacement vers la droite des équilibres 11, 12 et 13 suppose une baisse de la température ou de XCO_2 (fig. 2A). Le caractère relativement ponctuel de la clintonite qui semble liée à des microfissures (photo 5) témoigne en faveur de la deuxième hypothèse.

V - EVALUATIONS DES CONDITIONS P, T, XCO_2 DE STABILITE DES PARAGENESES DES CLINOPYROXENITES ET GNEISS A SERENDIBITE

J'ai noté précédemment que la présence de clintonite, de l'association zoïsite + anorthite avec ou sans calcite, de l'association grenat grossulaire + spinelle imposent que la fraction molaire de gaz carbonique est très faible (fig. 2A). Elle n'est cependant pas nulle comme en témoignent l'absence d'idocrase et les réactions de formation de la clintonite ; de plus la phase fluide est souvent tamponnée par les assemblages An - Calc - Zo et Gros - Sp - An - Calc - Di. XCO_2 varie faiblement autour de ces assemblages tampons comme en témoignent la présence de l'association Ga - Cpx - sp dans certains échantillons (e.g. 263a) et l'association An - Calc - Cpx (-Zo - Sp - Clint) dans l'échantillon 258 b. La figure 2A suggère que XCO_2 est voisin de 0,05 (Rice, 1983). Les conditions sont sensiblement identiques dans le gneiss à sérendibite à grossulaire, anorthite, zoïsite sans calcite. On notera que dans ces conditions, la wollastonite pourrait exister dans des roches de compositions appropriées.

Les paragénèses des roches et la composition chimique des minéraux ne permettent pas d'utiliser les géothermobaromètres classiques pour définir les conditions Pression -

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Température qui ont prévalu lors de leur formation. Malgré l'association relativement courante du couple Cpx - Ga, le géothermomètre se basant sur ces deux minéraux ne peut être utilisé car le grenat très riche en composant grossulaire est trop pauvre en fer et magnésium. Les conditions P, T seront approchées grâce à l'utilisation d'un ensemble de courbes univariantes, établies expérimentalement ou mathématiquement, qui délimitent les domaines de stabilité des assemblages minéralogiques observés dans les roches étudiées. Les réactions (15) à (22) sont des réactions de déshydratation et ont été tracées pour $XH_2O = 1$, conditions presque réalisées dans les roches à clintonite et sérendibite. Les réactions (21) et (22) concernent la roche ultrabasique (éch. 258 g) dans laquelle on peut envisager que la pression fluide est sensiblement identique à celle des roches précédentes et amphibolites à saphirine - corindon associées. Quoiqu'il en soit, ces deux courbes ne sont sensiblement déplacées vers les basses températures que pour des valeurs élevées de XCO_2 ($\geq 0,7$). Les réactions (23) et (24) ne font pas intervenir de phases fluides et ne sont pas influencées par la nature de celles-ci. Par contre les réactions 6 et 7 mises en évidence dans les calcaires métamorphiques supposent que la fraction molaire XCO_2 est supérieure ou égale à 0,5. Si l'on ajoute à cela que les métabasites granulitiques avoisinantes (cf. chapitre suivant) se sont mises en place sous des $PH_2O < Pt$ et variables, on peut en conclure, avec Valley et O'Neil (1984), que même sur une petite surface, la pression des fluides et leur nature peuvent être hétérogènes.

L'absence de courbes à pente faible dans le diagramme P = f(T) de la figure 2B ne nous permet pas de définir précisément la pression de stabilité des paragénèses étudiées. Les réactions (16) et (20) délimitent le domaine de stabilité de l'assemblage Zo - Gros - An observé dans le gneiss à sérendibite ; la réaction (17) donne une limite minimale à l'association Diop + Sp observée dans de nombreux échantillons (e.g. 263 a et b). L'assemblage Di + Sp + An + Zo (éch. 258 b) est borné par les réactions (18) et (19). La présence de Gros + Q au lieu de la wollastonite (réaction 23) dans les gneiss à silicates calciques de la région confirme les limites haute température - basse pression définies par les réactions (19) et (20). L'association Fo - Calc - Dol - Di dans les calcaires métamorphiques, stable entre les réactions (6) et (7) apporte des contraintes supplémentaires.

Des courbes peu sensibles à la pression vont nous permettre de définir les conditions de température. La présence de saphirine dans certaines clinopyroxénites impose une température de 700° à 750°C. La paragénèse à olivine- orthopyroxène - spinelle ± chlorite (éch. 258 g) montre que nous sommes au delà du domaine de stabilité de l'association anthophyllite - forstérite (réaction 21) et que nous avons atteint et peut être dépassé (si la chlorite est secondaire ?) la limite supérieure de stabilité du clinochlore. Quoiqu'il en soit, l'absence de meionite (pôle pur) et la présence d'anorthite avec la calcite (réaction 24) donne une température maximale de 875°C (Goldsmith et Newton, 1977).

L'ensemble de ces données se recoupent aux alentours de 800°C et 9,5 kb. Compte tenu des incertitudes liées aux travaux expérimentaux d'une part et à l'influence des éléments mineurs d'autre part (en particulier le fer et le CO_2 dans la péridotite), on considérera cette estimation comme une valeur maximale. Une température de 750°C-800°C et une pression de 7 à 9,5 kb pourraient correspondre aux conditions de formation des clinopyroxénites et gneiss à sérendibite associés aux amphibolites à saphirine et corindon : on notera que ces résultats sont très voisins de ceux obtenus pour les amphibolites à Sa - Co (voir chapitre III et Nicollet (1986) : fig. 12).

Bibliothèque du Département de Géologie et Minéralogie
UNIVERSITÉ de CLERMONT-Fd

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

VI - ORIGINE ET EVOLUTION DES ROCHES ASSOCIEES AUX AMPHIBOLITES A Sa - Co

Les relations spatiales entre les péridotites serpentinisées, les amphibolites à Sa - Co, les clinopyroxénites, avec ou sans saphirine et à silicates calciques, suggèrent un lien génétique entre cet ensemble de roches. L'évolution progressive des paragénèses entre les amphibolites à Sa - Co et les clinopyroxénites avec et sans saphirine, la présence de spinelle brun chlomifère zoné relictuel (éch. 263b) et la notable teneur en composant ouvarovite des grenats en inclusions dans les fassaïtes (éch. 263a) laissent à penser que cet ensemble de roches provient du métamorphisme d'un même ensemble magmatique.

Le tableau 4 donne les analyses de deux amphibolites à saphirine et corindon des environs d'Ianapera : l'échantillon 261 b est excessivement riche en corindon tandis que dans l'échantillon 260 la saphirine abonde. Les analyses 3 et 4 sont celles de clinopyroxénites sans plagioclase, à grenat (éch. 263a) et à zoïsite (éch. 263 b). Les échantillons suivants (4 à 9) sont à plagioclase et plus ou moins d'amphibole. Les plagioclases des échantillons 128 m, 263 c et 126f sont abondamment altérés en muscovite d'origine secondaire (comme il avait été remarqué dans l'amphibolite à Sa - Co : 50 b : voir chapitre précédent) ce qui expliquerait les teneurs élevées en K_2O de ces trois roches. L'analyse 10 est celle d'une roche ultrabasique à olivine - orthopyroxène - spinelle vert abondant (éch. 258 g).

Si les compositions chimiques des amphibolites à Sa - Co (éch. 52, 50b : chap. préc., 260) sont homogènes et très semblables à celle de la métatroctolite d'Anavoha (éch. A1 : chap. préc.), il n'en est pas de même pour les clinopyroxénites associées (fig. 3). Les teneurs en alumine et en calcium sont variables et très élevées et s'échelonnent respectivement entre 15 et 30 % et entre 13 et 25 % : une corrélation inverse lie ces deux éléments. Deux échantillons (éch. 261b, 263b) montrent des teneurs faibles en silice. La teneur en sodium des clinopyroxénites est faible à nulle (éch. 263 a et b). La décroissance de cet élément depuis les valeurs maximales dans les amphibolites à saphirine et corindon jusqu'aux valeurs nulles de ces deux derniers échantillons, s'accompagne d'une augmentation de la teneur en calcium (fig. 3A). On remarque la situation particulière de l'amphibolite riche en corindon (éch. 261 b) dont la composition s'écarte sensiblement des autres amphibolites à Sa - Co : cette roche est plus alumineuse et sodique mais moins siliceuse que les autres. La somme fer-magnésium est variable : elle est corrélée inversement avec les variations de l'alumine des clinopyroxénites. Le rapport MgO/MgO + FeO varie entre 60 et 82, ce qui n'est pas notablement différent des valeurs mesurées pour les amphibolites à Sa - Co et métatroctolite. Les concentrations en titane et manganèse sont faibles dans les différentes roches et ne montrent pas de variations remarquables.

La composition normative de l'amphibolite à Sa - Co (éch. 260) montre que cette roche est une métatroctolite (comparer avec les amphibolites et métatroctolites du chapitre précédent). Malgré les teneurs élevées en alumine des autres échantillons, seules l'amphibolite riche en corindon (éch. 261 b) et la péridotite (éch. 2 ,58 g) contiennent du corindon normatif ; l'amphibolite, pauvre en silice montre presque 10 % de néphéline normative. Cependant, le calcul fait apparaître une teneur notable en monticellite dans quelques échantillons (jusqu'à 17 % dans l'éch. 263 a).

Les compositions chimiques et normatives des clinopyroxénites ne sont pas celles de roches magmatiques ; à la rigueur, la faible teneur en silice, la présence de monticellite dans la norme suggèrent de comparer ces analyses à celles des roches ultra-alcalines. Cependant, ces dernières ne sont jamais à la fois aussi alumineuses et calciques et surtout elles sont alcalines. On pourrait essayer d'expliquer les compositions sous saturées en silice et hyperalumineuses par une accumulation importante à basse pression de spinelle à partir du magma à l'origine des métatroctolites, mais les roches seraient chromifères. Cet élément n'a pas été dosé

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

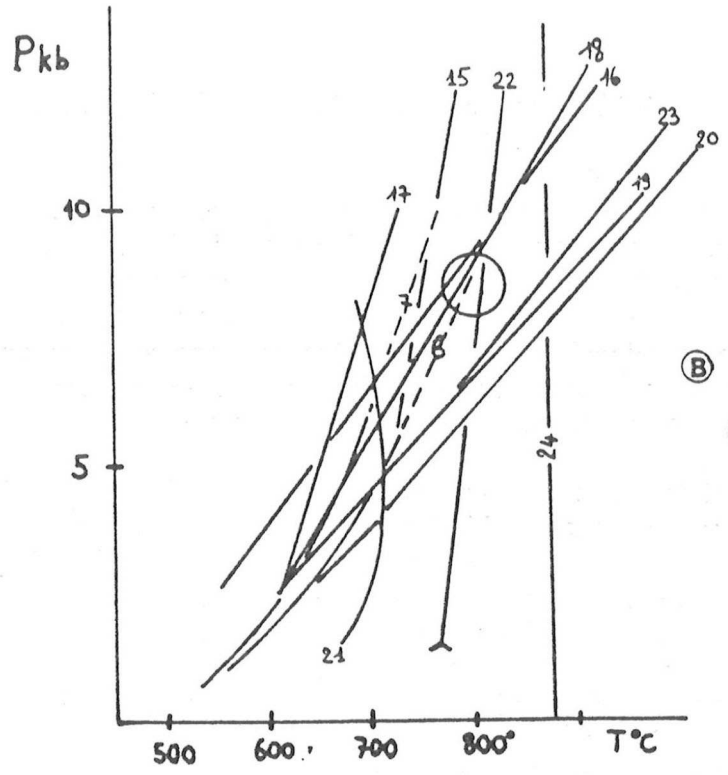
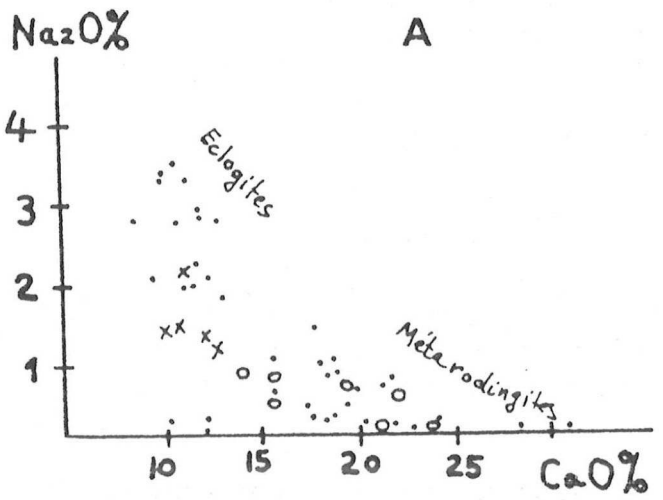


Fig. 2 B - Evaluation Pression-Température de formation des clinopyroxénites à Ga ou Zo (cercle : estimation moyenne) PH_2O = Pt, sauf pour les réactions (6) et (7). Le membre droit des réactions suivantes est stable à haute température.

Roches carbonatées : réactions (6) et (7), voir texte.

Clinopyroxénites : (15) : limite de stabilité à basse température de la Sa (Ackermand et al, 1975) ; (16) Zo Q Gros An H_2O (Gordon et Greenwood, 1971) ; (17) Gros Chl = Diop Sp H_2O ; (18) Zo Chl = An Diop Sp H_2O ; (19) Zo Diop = An Gros Sp H_2O (Rice, 1983) ; (20) Zo = Gros An Co H_2O ; (23) Gros Q = An Wo (Gordon et Greenwood, 1971) ; (24) An Calc = Meionite (Goldsmith et Newton, 1977).

Roche ultrabasique : (21) Anth Fo = En H_2O (Day et Halbach, 1979) ; (22) Clinochl. = Fo En Sp H_2O (Staudinger et Schreyer, 1977).



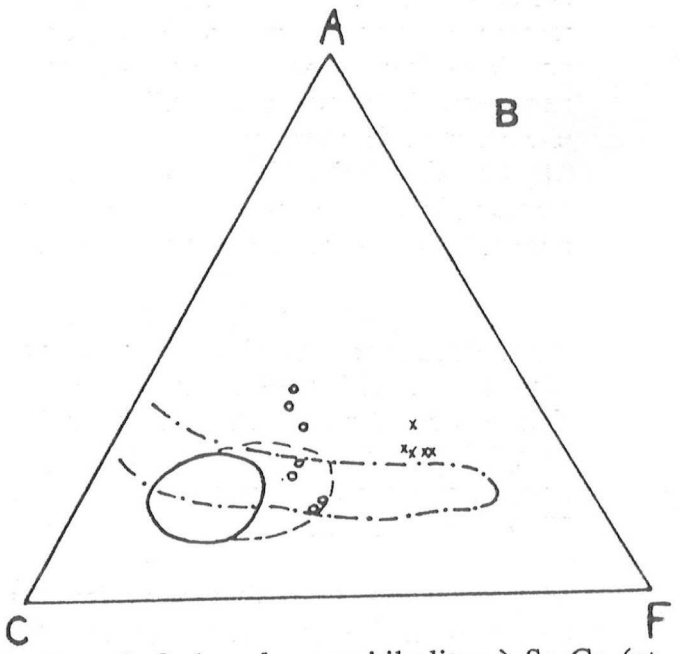


Fig. 3 A - Corrélation inverse entre Na_2O et CaO dans les amphibolites à Sa-Co (et métatroctolite coronitique : x) et les clinopyroxénites (o) comparée à celle des éclogites et métarodingites de la Cima de Gagnone (. , Evans et al, 1979).

Fig. 3 B - Amphibolites à Sa-Co (et métatroctolite) et clinopyroxénites dans le diagramme ACF. Mêmes figurés que Fig 3A . Trait plein : champ des rodingites défini par Coleman (1977) ; tirets : champ des rodingites étendu par Majerowicz (1984) ; tirets pointillés : altération des laves basiques au cours d'un métamorphisme d'enfouissement (Smith, 1968) .

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

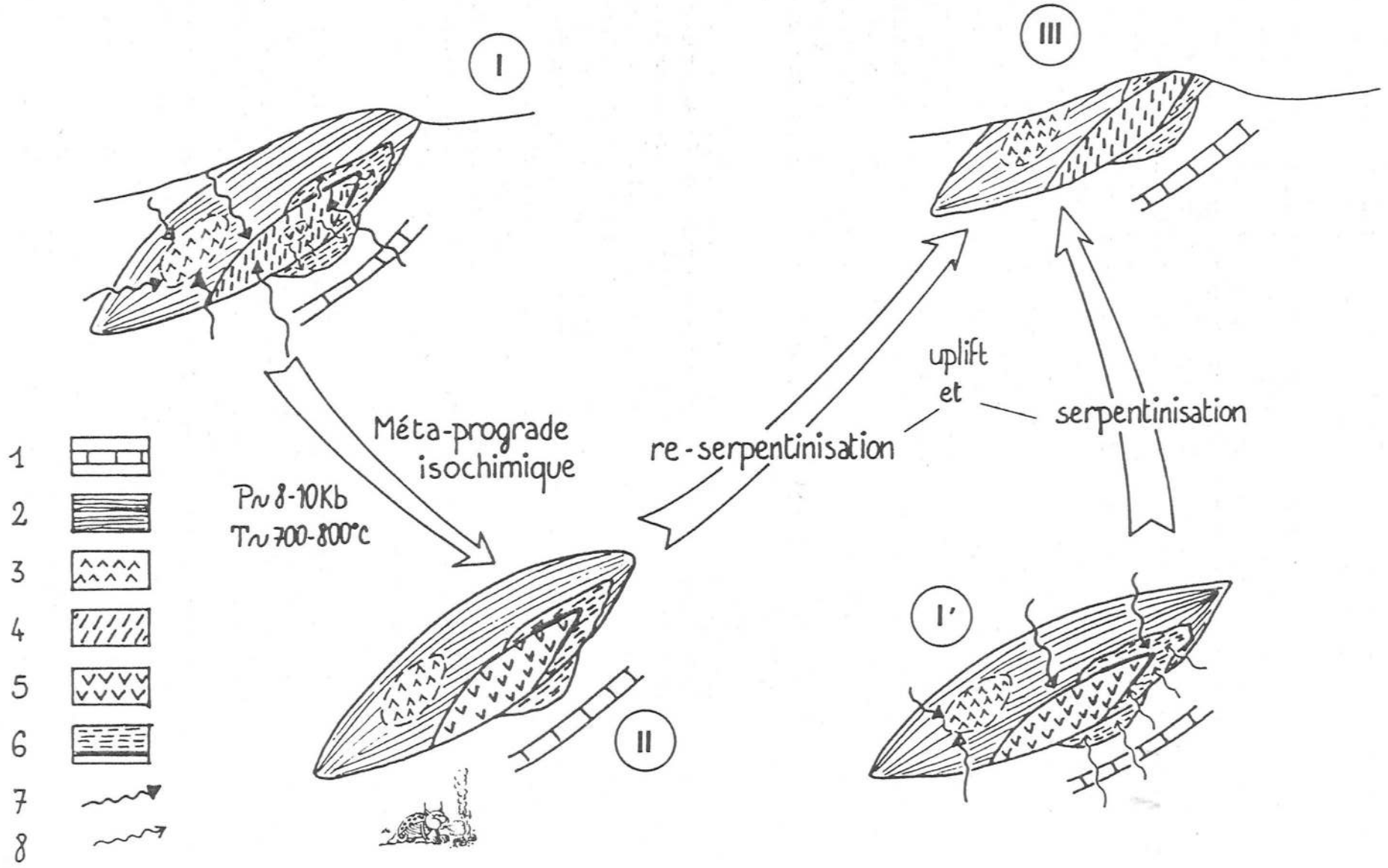


Fig. 4 - Schéma illustrant l'évolution possible des amphibolites à Sa-Co et roches associées dans le cas d'une rodingitisation antémétamorphe (I —>II —>III) et dans le cas d'une métasomatose synmétamorphe (I ' —> III) . 1- roches encaissantes (dont calcaires) catazonales dans les stades I', II et III ; 2- stade I : troctolites et gabbros hydratés, stade I', II et III : amphibolite à Sa-Co ; 3- troctolite (I), coronitique (I', II et III) ; 4- serpentinite ; 5- péridotite (déserpentinisée en II) ; 6- stade I : rodingites et éponte chloriteuse, stade I', II et III : clinopyroxénite à Gros-Zo dans les métabasites, gneiss à sérendibite dans les roches encaissantes, péridotite à Ol-Enst-Sp à la périphérie des roches ultra-basiques ; 7- infiltration d'eau ; 8- migration des éléments (Ca, Na, Si, Al).

dans les roches totales mais sa teneur faible à modérée dans les minéraux, exclut qu'il soit un constituant important. La présence de près de 21 % de corindon normatif dans la péridotite (à texture métamorphique) prouve que cette roche n'a pas une origine magmatique directe.

En conséquence, si, comme les relations de terrains le suggèrent, l'ensemble de ces roches : amphibolites à Sa - Co, péridotites (± serpentinisées) et clinopyroxénites dérive du métamorphisme d'un même ensemble magmatique, il est clair que les dernières de ces roches ont subi d'importantes modifications chimiques au cours de processus métasomatiques anté ou synmétamorphes. Les paragénèses de ces roches et les compositions chimiques des minéraux qui les constituent : fassaïte, amphibole hyperalumineuse, grenat grossulaire, zoïsite, clintonite, sont en accord avec une telle hypothèse (Deer et al, 1978 ; 1982 ; 1986 ; Evans et al, 1979 ; Frost, 1975 ; Springer, 1974 ; Thompson, 1975 ; etc.). Les modifications chimiques qui ont affectées les clinopyroxénites se résument essentiellement à un gain de calcium, une perte en silice et en alcalins (en particulier du sodium : j'ai signalé précédemment que l'apport en potassium lié à l'altération du plagioclase parait être un phénomène tardif et indépendant). Les modifications importantes des teneurs en alumine sont partiellement liées à un apport au cours de la métasomatose mais témoignent également des variations de composition des précurseurs magmatiques. Les échantillons 128 m et 263 c sont en ce sens significatifs : dans la première de ces roches, la plus alumineuse de celles qui ont été étudiées dans ce travail, la norme fait apparaître 73 % d'anorthite, environ 10 % d'olivine (et un pourcent de monticellite) et autant de feldspathoïdes : il pourrait s'agir d'une anorthosite ayant subi une importante perte en silice. La corrélation inverse entre Al_2O_3 et la somme MgO + FeO témoigneraient (au moins en partie) des variations de la proportion plagioclase - minéraux ferromagnésiens dans les roches magmatiques initiales. Les variations des différents éléments montrent que le processus métasomatique n'est pas homogène à l'échelle du massif.

Les modifications métasomatiques des métabasites du Sud malgache sont tout à fait semblables à celles qui sont à l'origine des rodingites (Coleman, 1977 ; Anheausser, 1979 ; Rice, 1983 ; etc.), roches métasomatiques particulièrement étudiées. Les compositions des rodingites sont variables et les trois analyses choisies dans la littérature (tableau 4 ; An 14 à 16) recouvrent la gamme des compositions des roches métasomatiques malgaches. Honnorez et Kirst (1975) pensent que cette grande dispersion des compositions (observable même à l'échelle d'un affleurement) témoigne que l'équilibre est rarement atteint au cours de la rodingitisation. Dans un diagramme ACF (fig. 3B), quelques unes des roches malgaches se localisent dans le champ des rodingites défini par Coleman (1977) et étendu par Majerowicz (1984). On a également porté sur la figure 3B, le domaine des laves basiques altérées au cours d'un métamorphisme d'enfouissement, phénomène qui s'accompagne d'un apport notable en calcium (Smith, 1968). Par contre, les modifications chimiques obtenues au cours de l'altération hydrothermale des basaltes océaniques (Coleman, 1977 ; Humphris et Thompson, 1978) sont bien différentes de celles qui affectent les métabasites malgaches.

La comparaison des clinopyroxénites malgaches avec les rodingites a une signification géodynamique importante quant à l'évolution post magmatique des troctolites à l'origine de ces roches. Si les clinopyroxénites sont des métarodingites, celà implique que le massif intrusif troctolitique a transité après sa mise en place ou s'est mis en place à de faibles profondeurs où la serpentinisation a lieu. Dans un deuxième temps, il a été affecté par le métamorphisme catazonal (qui serait alors prograde) à l'origine des paragénèses observées actuellement dans les métatroctolites coronitiques, amphibolites à Sa - Co, clinopyroxénites et roches avoisinantes (Fig. 4). Un tel scénario est proposé dans le cas de roches de compositions chimiques et minéralogiques assez identiques au cours d'un métamorphisme régional de haute pression (Evans et al, 1979 ; 1981 ; Piccardo et al, 1980 ; Rice, 1983) ou d'un métamorphisme de contact (Springer, 1974 ; Frost, 1975). La péridotite à olivine - enstatite - spinelle (éch. 258 g), non calcique, présente une association minérale observée dans les roches ultrabasiques déser-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Réf	1 260	2 261B	3 263B	4 263A	5 260a	6 128M	7 263c	8 263e	9 126 F	10 258g
SiO2	41,90	38,75	39,00	42,00	42,70	41,90	42,10	43,90	46,50	31,70
Al2O3	23,00	27,15	24,50	15,50	20,50	29,45	26,90	15,80	23,50	21,20
Fe2O3	4,03	2,91	2,11	3,01	2,50	2,00	2,70	3,38	1,12	6,46
FeO	0,87	1,88	0,29	0,29	-	0,87	0,72	2,45	1,31	3,19
MgO	13,80	13,60	10,40	13,25	9,50	5,97	5,00	10,00	6,93	28,30
CaO	12,40	11,00	22,00	24,50	22,00	15,40	13,70	19,75	15,70	0,18
Na2O	1,10	2,10	-	-	0,45	0,35	0,75	0,55	0,65	-
K2O	0,40	0,20	-	-	-	1,85	3,80	0,40	2,05	0,15
TiO2	-	-	0,30	0,25	-	0,25	0,25	0,25	0,40	-
MnO	0,05	0,08	0,02	0,05	0,04	0,04	0,09	0,16	0,07	0,11
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O+	2,58	2,09	1,76	1,63	1,26	2,10	4,11	1,50	1,56	8,84
H2O-	0,17	0,07	-	-	0,14	0,05	-	0,41	0,17	0,32
TOTAL	100,30	99,83	100,38	100,48	99,09	100,23	100,12	98,65	99,96	100,45

Réf	11 271	12 256	13 261A	14	15	16	17	18
SiO2	41,50	43,20	45,65	38,43	40,58	35,25	29,30	28,73
Al2O3	23,00	24,80	15,30	22,06	15,03	8,07	21,68	19,16
Fe2O3	9,06	4,28	4,70	1,70	3,56	3,83	1,76	1,97
FeO	1,30	1,01	3,33	1,95	3,90	8,40	3,79	10,99
MgO	1,20	2,45	6,80	2,41	4,45	10,38	28,96	26,37
CaO	24,00	21,20	18,80	28,56	26,62	17,83	1,63	0,06
Na2O	0,10	0,85	0,65	1,35	1,51	0,34	<0,1	0,01
K2O	-	-	1,90	0,34	0,26	0,05	<0,1	0,03
TiO2	0,20	0,60	0,60	-	-	3,88	-	0,41
MnO	0,15	0,17	0,23	-	-	0,21	0,08	0,15
P2O5	nd	nd	nd	-	-	3,38	-	-
H2O+	0,23	0,48	0,90	2,50	3,56	7,10	12,97	12,17
H2O-	-	0,09	0,18	0,10	0,50	-	-	0,07
TOTAL	100,74	99,13	99,04	99,40	99,97	98,71	100,17	100,12

Tableau 4 : Analyses chimiques des amphibolites à Sa-Co (An 1 et 2 : Ianapera),
des clinopyroxénites (An 3 à 9 ; éch. 260-263 : Ianapera ; éch. 126 et 128 : Marolinta),
d'une péridotite à ol (± serpentinisé), opx (± bastitisé), spv, rare chl (An 10), de gneiss à silicates calciques (An 11 à 13).
Sont également portées des analyses de rodingites (An 14-15 : Suzuki, 1953 in Anheausser, 1979 ;
An 16 : Honnorez et Kirst, 1975) pour comparaison avec les clinopyroxénites ; l'analyse d'une éponte chloriteuse
(An 17 : Sarp et Deferne, 1978) et d'un clinochlore (An 18 : Deer et al, 1962)
pour comparaison avec l'échantillon 258 g. Assemblage minéralogique des échantillons :
1 à 4 : voir texte ; 5 : Cpx - Spv - Pl - Zo ; 6 : Amph- Cpx - An - Co - Spv (cristaux isolés ou symplectites dans le Cpx) ;
7 : Cpx - Pl (altéré en mica blanc) - Gros ± Spv ± Carb ; 8 : Cpx - Pl - spv - gros ; 9 : Cpx - Amph brune - Pl
(altéré en mica blanc) ; 11 : An - Gros ± Cpx ; 12 : Cpx - Ga - Scap - Pl - Sph ; 13 : Cpx - Ga - Scap - Pl
(altéré en mica blanc) ± Carb - Ap -Sph.

	Cpx	Hb	Tour.	Sér.	Sp	Scap	Pl
SiO2	53,13	46,69	35,83	24,91	-	44,43	44,17
TiO2	0,11	-	-	0,02	-	-	-
Al2O3	3,62	14,63	32,41	36,36	71,97	29,90	36,97
FeO	0,86	1,00	0,65	1,76	4,26	0,01	0,08
MnO	0,16	0,03	0,02	0,11	0,12	0,03	0,03
MgO	16,71	19,91	12,91	14,91	24,07	-	-
CaO	25,21	12,91	4,67	15,49	0,02	20,36	19,85
Na2O	0,32	2,11	0,51	0,31	-	2,17	0,25
K2O	-	0,44	0,03	-	-	0,11	0,02
Total	100,12	97,71	87,02	93,86	100,44	96,97	101,37
Nbre d' oxy.	6	23	24,5	18,5	32		32
Si	1,921	6,468	5,689	2,976	-	6,432	8,062
Ti	0,003	-	-	0,002	-	-	-
Al	0,154	2,389	6,067	5,122	16,195	5,101	7,952
Fe2+	0,026	0,116	0,086	0,176	0,681	0,001	-
Fe3+	-	-	nd	-	-	-	0,012
Mn	0,005	0,004	0,003	0,011	0,020	0,003	0,005
Mg	0,901	4,112	3,055	2,656	6,850	-	-
Ca	0,977	1,917	0,795	1,953	0,003	3,158	3,882
Na	0,022	0,567	0,157	0,072	-	0,608	0,088
K	-	0,077	0,006	-	-	0,020	0,005
XMg	97	97	97	94	91		
Me %						83	

Tableau 5 : Analyses des minéraux du gneiss à sérendibite d'Ihosy (éch. 320).
NiO, ZnO, Cr2O3 < 0,1 % sauf NiO ~ 1 % dans le spinelle.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

pentinisées, initialement appauvries en calcium au cours de la serpentinisation. Pourtant, j'ai fait remarquer précédemment que la composition chimique de cette roche n'était pas celle d'une péridotite d'origine magmatique ; la proportion de spinelle et par voie de conséquence la teneur en alumine, sont trop élevées. Par contre, cette composition est proche de celles des épontes chloriteuses des rodingites (tableau 4, An 17) ou, tout simplement, de celle du clinochlore (tableau 4, An. 18), minéral prépondérant de la "zone chloriteuse" (chloritic blackwall) séparant souvent les serpentinites des rodingites : cette zone se forme à partir de la serpentinite par métasomatisme alumineux (Jahns, 1967 ; Frost, 1975). Ainsi l'échantillon 258 g pourrait résulter du métamorphisme d'une zone chloriteuse au cours de la réaction clinochlore = Fo + Enst + Sp + H_2O (22). En effet, Evans et al (1981) mentionnent la présence d'une zone à olivine - orthopyroxène - spinelle autour des métarodingites de l'Alpe d'Albion et Frost (1975) montre qu'au cours d'un métamorphisme de contact, la zone chloriteuse acquiert une telle paragénèse à la périphérie d'une métapéridotite.

Ainsi, l'hypothèse d'une rodingitisation antémétamorphe à l'origine des clinopyroxénites associées aux amphibolites à Sa - Co est raisonnablement argumentée. Pourtant, la métasomatose de ces roches n'aurait-elle pas pu se réaliser sous d'autres conditions thermodynamiques que celles, superficielles, de la rodingitisation ? Coleman (1977) affirme que les compositions typiques des rodingites ($3CaO - Al_2O_3 - 2SiO_2 - H_2O$) ne sont jamais obtenues dans un autre contexte géologique que celui d'une métasomatose localisée, liée à la serpentinisation. Cependant, nous avons remarqué précédemment que ces compositions typiques sont rarement atteintes car la rodingitisation n'est pas arrivée à son terme. Pour leur part, les clinopyroxénites malgaches n'ont pas cette composition "typique" (Fig. 3B et tableau 4).

En fait, une métasomatose calcique peut se produire au cours du métamorphisme de contact (e.g. Andrew, 1984). Dans les métabasites de Signos, en Grèce, elle accompagne la rétromorphose des roches du faciès schistes bleus dans le faciès schistes verts (Schliestedt et Matthews, 1987). Les calcaires métamorphiques à silicates calciques situés au voisinage des métabasites du SW malgache pourraient constituer la source du calcium nécessaire au métasomatisme de ces roches. Bücher-Nurminen (1982) remarque que l'isograde d'apparition de la forstérite dans les calcaires n'est pas isochimique. Au cours de la réaction

2 Dol + 1 SiO_2 = 1 Fo + 2 Calc + 2 CO_2 (SiO_2 dans la phase fluide),

le CaO peut ne pas être conservé dans le calcaire : la calcite n'apparait pas et la roche est alors enrichie en silicates et en particulier en olivine. Le calcaire métamorphique (éch. 263 d), au voisinage des clinopyroxénites 263 a et b, est très enrichi en olivine et pourrait ainsi témoigner d'une perte en calcium qui aurait été disponible pour la transformation des roches basiques au cours du métamorphisme (fig. 4).

Evans et al (1979) n'excluent pas totalement que le transfert de matière à l'origine des "métarodingites" de la Cima di Gagnone ait pu se faire au cours du métamorphisme. Mais ils pensent que le processus d'infiltration des fluides aqueux, responsables du transfert de matière (Fletcher et Hoffman, 1974), se réaliserait plutôt dans les conditions de sub-surface, privilégiant ainsi l'hypothèse de la rodingitisation antémétamorphe. Pourtant, lorsque l'on sait qu'un processus d'infiltration de fluide aqueux est envisagé dans le matneau supérieur (Spera, 1987), on peut se demander s'il ne peut pas en être de même dans la partie inférieure de la croûte.

La composition des minéraux et les évaluations thermodynamiques ne permettent pas de comparer du point de vue du contexte géodynamique, les clinopyroxénites à grenat de Madagascar avec celles qui ont transité dans le manteau supérieur comme les grospydites ou les clinopyroxénites du Red Mountain Pluton en Alaska (Forbes et Swainback, 1974). Pourtant, une certaine similitude de la composition chimique est à noter avec ces roches (e.g. Sobolev et al, 1968 ; Lappin, 1978 ; Kornprobst et al, 1982 ; Kornprobst et al, 1987). La significa-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tion génétique des grospydites reste controversée (voir par ex. dans Kornprobst et al, 1987) : ces roches représentent-elles les produits de la cristallisation de liquides basiques à haute pression ou (/et?) sont-elles le résultat d'une métasomatose mantellique (Helmstaedt et Schulze, 1979) ou superficielle et précoce (rodingitisation : Helmstaedt et al, 1979). Les rodingites peuvent se former dans la croûte océanique, en particulier dans les failles transformantes où l'eau circule abondamment jusqu'aux péridotites (Honnorez et Kirst, 1975) mais peut-être également durant la serpentinisation de haute température (antigorite) au cours des premiers stades de la subduction (métamorphisme de haute pression et basse température : Wenner, 1979). Elles peuvent ensuite être entrainées dans les stades profonds de la subduction où elles seront métamorphisées à haute pression et haute température (Evans et al, 1981) avant d'être réincorporées et remontées dans la partie supérieure de la croûte continentale. Certaines seront bien entendu incorporées dans le manteau supérieur. Aussi, de la même manière que les enclaves d'éclogites remontées à la surface par les kimberlites pourraient représenter des fragments de croûte océanique subductée (Ater et al, 1984 ; Helmstaedt et Doig, 1975 ; Helmstaedt et Schulze, 1979), il est tout à fait raisonnable d'admettre que certaines grospydites pourraient être des métarodingites.

Ce parallélisme entre les roches mantelliques et les clinopyroxénites malgaches met l'accent sur la difficulté qu'il y a pour distinguer entre un épisode superficiel antémétamorphe et une origine mantellique pour les unes et synmétamorphe pour les autres.

VII - REMARQUES SUR LES CONDITIONS DE STABILITE DE LA SERENDIBITE : UN DEUXIEME GISEMENT DE CE MINERAL A IHOSY

La sérendibite est un minéral très rare puisqu'elle n'a été signalée que six fois à travers le monde. Aussi deux nouvelles occurrences, à Madagascar, de roches la contenant, méritent d'être commentées. La première, décrite au paragraphe III-B est associée aux amphibolites à saphirine - corindon ; la deuxième est un gneiss à silicates calciques recueilli à proximité de la localité d'Ihosy (Sud de la colline de Vohimena long. 48 Gr 80, lat. 24 Gr 96, 10 km au SE d'Ihosy sur la piste de Farafangana). Le contexte géologique général de ce secteur se situe en climat granulitique avec des métabasites à deux pyroxènes et biotite et des gneiss à biotite - sillimanite - grenat - cordiérite (étudiés au chapitre VI) dont les conditions pression température de formation ont été évaluées à ~ 4 kb et ~ 700°C (Nicollet, 1985 ; voir chapitre VI).

Le gneiss à sérendibite se trouve au contact d'un banc de calcaire métamorphique au sein de gneiss leptynitiques. La roche est à plagioclase, scapolite, clinopyroxène et amphibole verts, spinelle incolore, tourmaline et peu de carbonate. La tourmaline bleu clair, xénomorphe englobe différents minéraux de la roche dont le clinopyroxène, le spinelle et quelques rares petits cristaux de sérendibite. Les grains dispersés dans un même cristal de tourmaline sont en continuité optique entre eux et témoignent que la tourmaline se forme par remplacement de ce minéral. L'ensemble des minéraux ferromagnésiens sont très magnésiens (tableau 5) : le spinelle incolore, avec un rapport XMg supérieur à 90 est proche du pôle pur ; tourmaline et sérendibite sont plus magnésiennes que dans la roche d'Ianapera tandis que le coefficient de distribution du fer et du magnésium entre ces deux minéraux reste identique (Kd - Fe - Mg - Tour - Ser ~ 0,4). La tourmaline est une uvite magnésienne. La sérendibite est moins intensément colorée que dans l'échantillon précédemment étudié : elle est incolore à vert très clair ; avec des teintes de polarisation faibles, elle ressemble à la saphirine mais s'en distingue aisément par un angle d'extinction (par rapport à Ng) plus élevé et par l'existence de fines macles polysynthétiques. Le clinopyroxène est un diopside alumineux.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

L'association du plagioclase très calcique (avec An entre 90 et 100 %), du scapolite (Me = 75 - 83 %) et de la calcite permet d'évaluer la température grâce aux travaux de Goldsmith et Newton (1977) : en utilisant le diagramme de la figure 16 de ces auteurs pour les Ca SO_4 - scapolites, on obtient une température variant entre 700° et 800°C. Cette évaluation sera abaissée si le scapolite a une composition intermédiaire entre les $CaCO_3$ scapolites et les $CaSO_4$ scapolites (fig. 14 de ces auteurs). Dans un gneiss à silicates calciques du Connecticut à calcite, plagioclase (An 95 %) et scapolite (Me 74 %) la température est estimée par Thompson (in Goldsmith et Newton, 1977, p. 1072) à 650°-700° C.

Une revue des précédentes occurrences de sérendibite (Deer et al, 1978) permet d'apporter quelques précisions sur les conditions thermodynamiques et chimiques de stabilité de ce minéral. Sa présence exclusive dans les skarns suggère à Deer et al (1978) que sa formation est liée à une métasomatose borique. Cependant, comme pour la clintonite (Rice, 1979) et la kornérupine (Schreyer et al, 1975), la nécessité d'une métasomatose est constestable : en effet, la transformation tourmaline - sérendibite (et vice-versa) est souvent observée (Deer et al, 1978) et témoigne que le bore peut être déjà disponible dans la roche lors de sa formation. La sérendibite est rare car limitée à des roches de compositions bien particulières, sous saturées en silice (Hutchéon et al, 1977) et paralumineuses.

La sérendibite est un minéral de haute température : elle se forme dans les conditions du faciès amphibolite profond au Canada (Hutchéon et al, 1977). A Ceylan, elle est au contact d'une granulite (Prior et Coomaraswamy, 1903). A Ceylan, en Californie (Richmond, 1939) et en Sibérie (Deer et al, 1978), l'assemblage diopside - spinelle témoigne de températures relativement élevées. A Madagascar, la température est évaluée à 750-800°C à Ianapera et supérieure à 650-700°C à Ihosy, puisque à ces températures, la sérendibite se destabilise en tourmaline. Les conditions de stabilité en pression sont vastes puisque le minéral est signalé au cours du métamorphisme de contact (Richmond, 1939), à environ 4 kb à Ihosy et 8-9 kb à Ianapera. Quatre des huit occurrences actuellement connues montrent que la pression partielle du gaz carbonique est faible à très faible dans les roches à sérendibite (fig. 2A) : au Canada, la roche contient de la clinozoïsite ; à Ianapera, j'ai signalé l'assemblage grenat riche en grossulaire - anorthite - zoïsite ; dans les roches de Californie et de Sibérie, la clintonite (avec la tourmaline et le spinelle) est un produit de la déstabilisation de la serendibite (Grew, com.pers.) ; en Californie, la roche est à clinozoïsite, grossulaire, spinelle et l'association idocrase-wollastonite nécessite que XH_2O soit supérieur à 0,97 (Valley et al, 1985). Cependant, à Ihosy, la présence de calcite et anorthite montre que la fraction molaire de gaz carbonique peut être légèrement supérieure.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDE DES PHOTOS

Photo 1 - Calcaire métamorphique à calcite (à inclusions poussiéreuses), dolomie (limpide), clinopyroxène, amphibole, olivine, phlogopite incolore (éch. 68 g). Grand côté de la photo : environ 3 mm. L.N.

Photo 2 - Développement rétrograde de Cpx autour de l'olivine au cours de la réaction (6) ; calcaire à calcite - dolomie - ol ± sp (éch. 188a). Même échelle que précédemment. L.N.

Photo 3 - Grenat riche en composant grossulaire en disposition coronitique entre scapolite et fassaïte et en gouttelettes dans le clinopyroxène. Gneiss à silicates calciques ; éch. 72n. Grand côté de la photo : 2 cm. L.N.

Photo 4 - Gouttelettes de grossulaire chromifère dans une fassaïte d'une clinopyroxénite (éch. 263a). Remarquer autour les agrégats de Cpx polygonaux de même composition. Même échelle que photo 1. L.P.

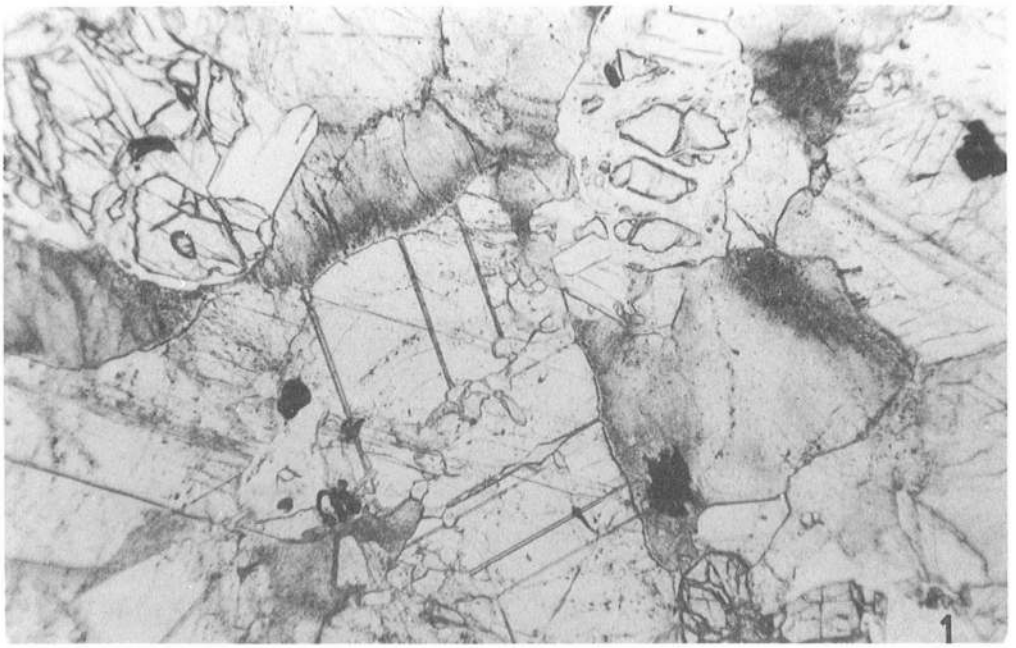
Photo 5 - Clintonite isolant des spinelles relictuels du clinopyroxène. Même échantillon que précédemment. Grand côté de la photo : 0,65 mm. L.P.

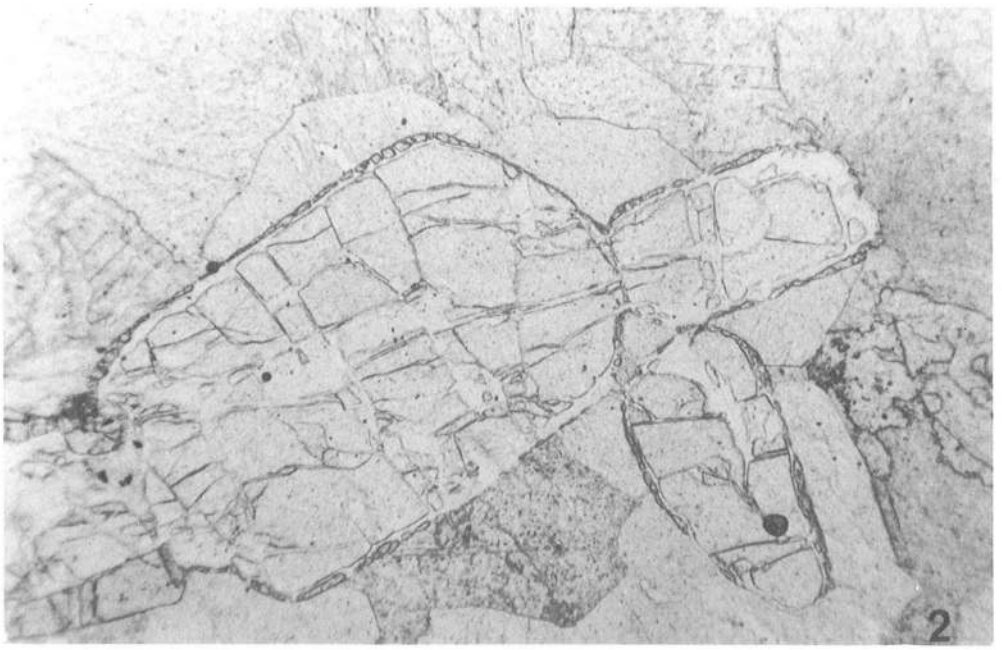
Photo 6 - Dolomie recristallisée à partir de cristaux primaires polygonaux. Même échantillon et échelle que précédemment. L.P.

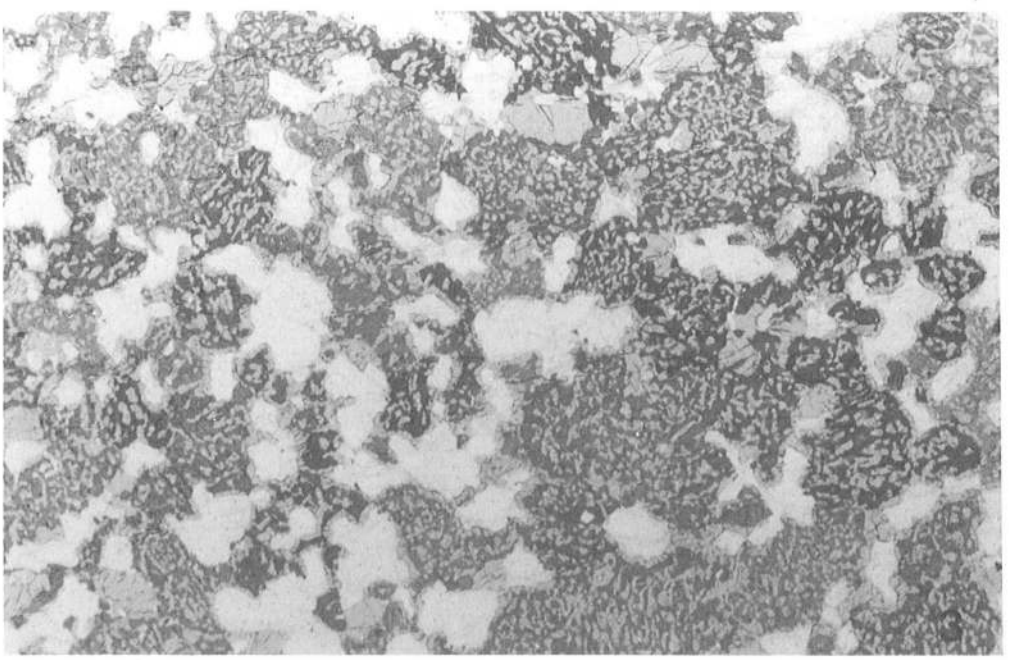
Photo 7 - Agrégat framboïde de spinelle chromifère zoné optiquement et chimiquement. Clinopyroxénite à zoïsite (éch. 263 b). Même échelle que photo 1. L.N.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

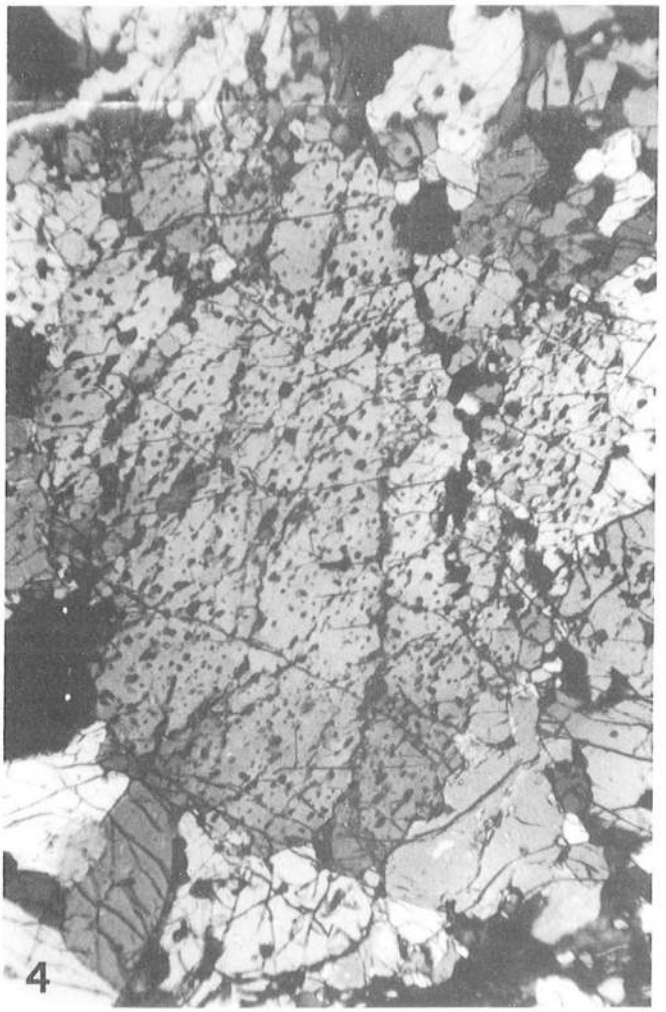


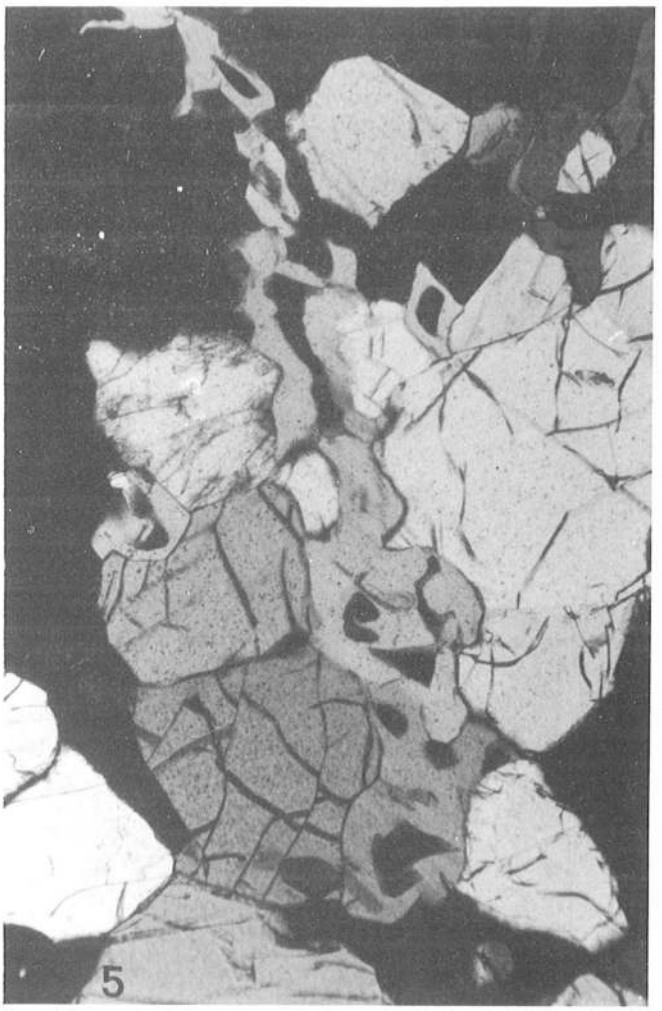


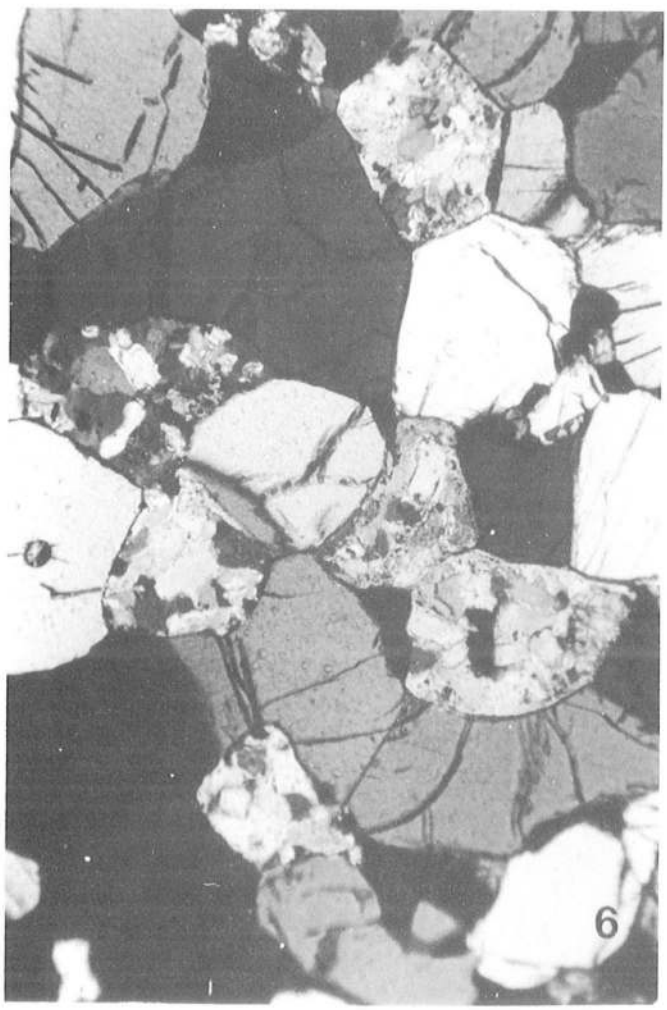


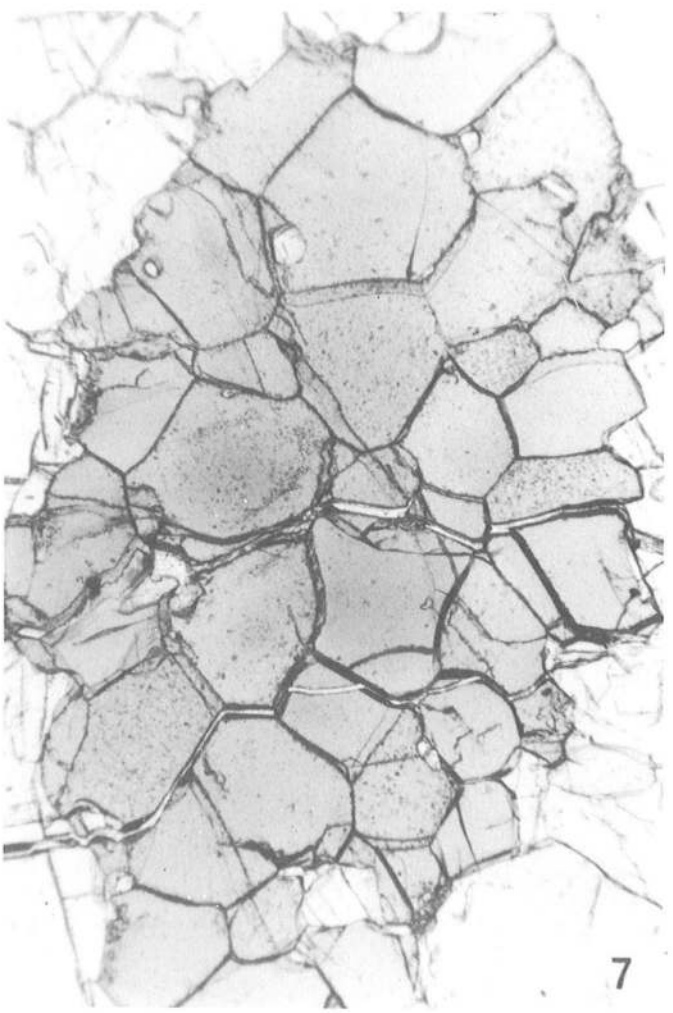
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013









tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre V

LE COMPLEXE GABBRO-ANORTHOSITIQUE DU SW MALGACHE : UNE COUPE DE LA PARTIE INFERIEURE DE LA CROUTE

Première partie :

Pétrographie des anorthosites, troctolites et granulites associées.

Résumé :

Les métabasites granulitiques sont largement réparties dans le SW malgache, dans la partie orientale de la formation du Vohibory et dans les formations d'Ampanihy et de l'Androy. Elles peuvent contenir deux pyroxènes, du grenat, de la hornblende généralement brune, du plagioclase, du quartz, de la biotite, de l'ilménite et exceptionnellement du graphite. Le grenat subautomorphe est parfois coronitique. De rares mégacristaux d'orthopyroxène présentent des lamelles de plagioclase, caractéristique typique des massifs anorthositiques. Vingt-neuf paragénèses peuvent être mises en évidence dans la région dont dix sept sont typiques des faciès granulite (à Hb) de pression intermédiaire et de haute pression. Les paragénèses de PI ont une répartition générale sur toute la région granulitique ; celles de HP sont limitées à la partie occidentale : une très grande diversité d'associations minérales de HP et de PI est observable sur une petite surface grâce à une large gamme de compositions chimiques dont les rapports XMgO varient régionalement entre 9 et 73 % avec XAb entre 6 et 64 %. Ainsi, les conditions du faciès granulite de HP (à Hb) ont été atteintes dans la partie occidentale mais les pressions restent modérées (zone de transition entre le faciès de HP et de PI) puisque seules les roches au rapport XMgO faible montrent les paragénèses types de ce faciès tandis que les roches de compositions intermédiaires présentent les six phases : Opx-Cpx-Ga-Hb-Pl-Q, et les roches les plus magnésiennes sont des granulites à deux pyroxènes, généralement sans grenat. Vers l'Est, l'absence de paragénèses de HP (quelle que soit la composition des roches) suppose des conditions de pressions moins rigoureuses, confirmées par l'abondance d'associations à cord-ga (-Opx) dans les métasédiments. Les isogrades entre le faciès amphibolite à l'ouest (partie occidentale de la formation du Vohibory) et le faciès granulite de haute pression et, plus à l'Est, entre les faciès granulite de HP et de PI, sont tracés approximativement.

Dans la formation d'Ampanihy, quatre massifs anorthositiques de dimension notable (jusqu'à 100 Km2) sont contournés par la foliation régionale, suggérant une mise en place anorogénique. La composition minéralogique peut-être homogène dans un massif : anorthosite (Saririaky) ou leuconorite (Manambahy), ou hétérogène : anorthosite, norite (Ankafotia) et troctolite (Volovolo). Opx-Pl ± Cpx, pigeonite inversée, olivine, Hb, ilménite, Ga peuvent être présents. Dans le massif d'Ankafotia, un assemblage coronitique complexe entre Opx et Pl témoigne du jeu dans les deux sens de la réaction isograde Opx Pl = Cpx Ga Q.

Des métatroctolites sont des orthocumulats dont olivine, plagioclase, ilménite et spinelle vert constituent les phases cumulii et clinopyroxène, orthopyroxène, hornblende brune et, biotite, les phases post cumulii, au développement tardif et certainement partiellement subsolidus. De spectaculaires couronnes à grenat avec ou sans Cpx ou Opx en symplectites, séparent parfois l'olivine du plagioclase.

Le mode de gisement en bancs, la minéralogie identique des troctolites et granulites, le parallélisme entre le litage magmatique et la foliation des granulites, l'abondance de ces dernières au voisinage des massifs anorthositiques, suggèrent un lien génétique entre ces différentes roches qui constituent un complexe plutono-métamorphique.

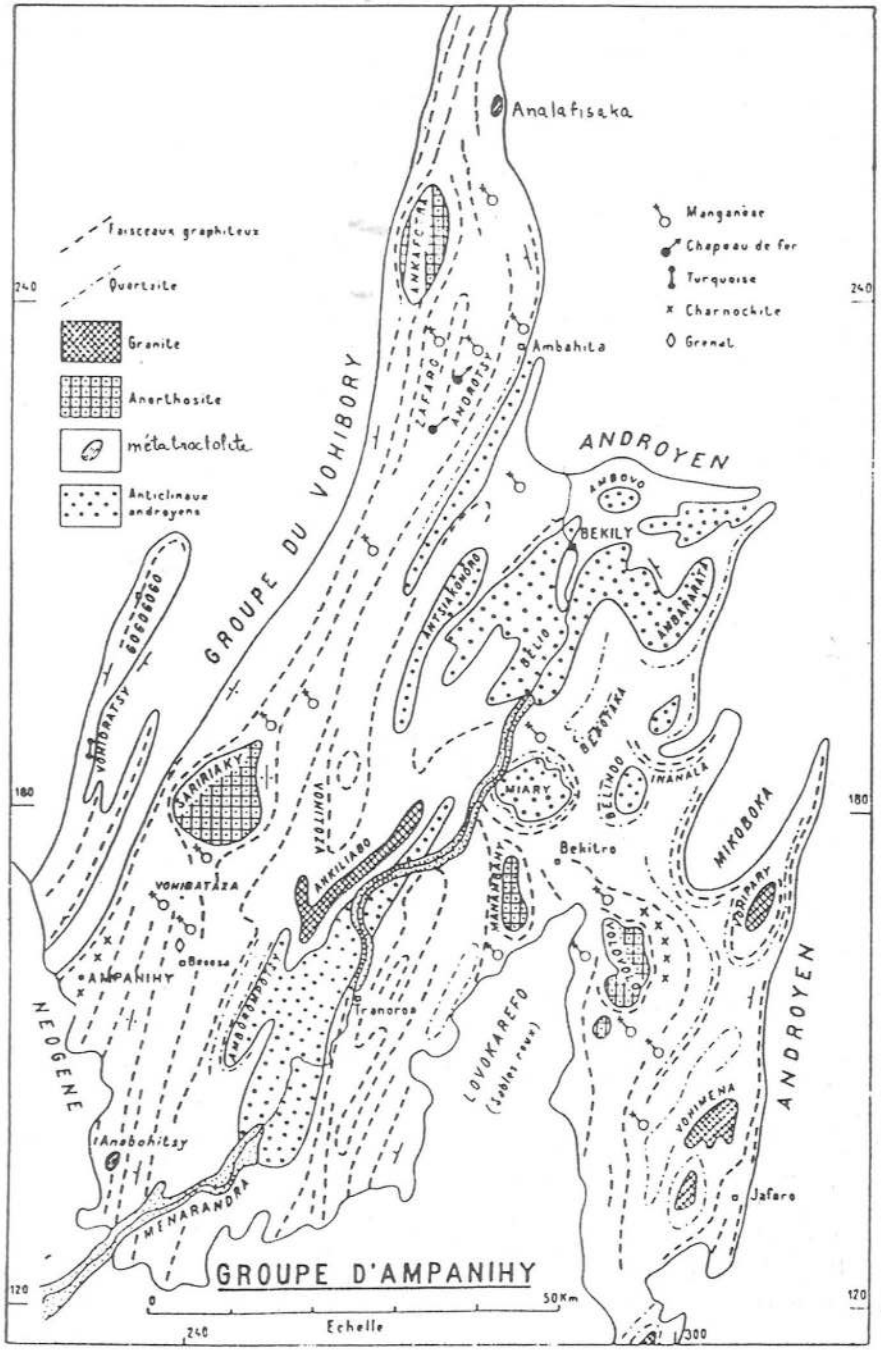


Fig. 1 - Carte schématique de la formation d'Ampanihy (Besairie, 1970).

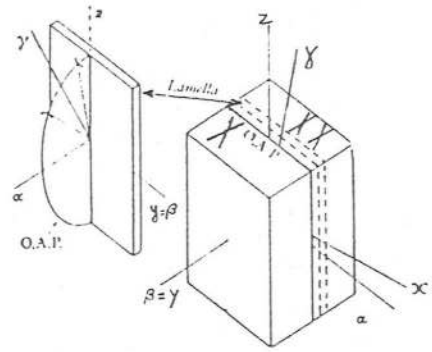


Fig. 2 - Directions optiques et cristallographiques de l'amphibole brune et des lamelles de clinopyroxène.

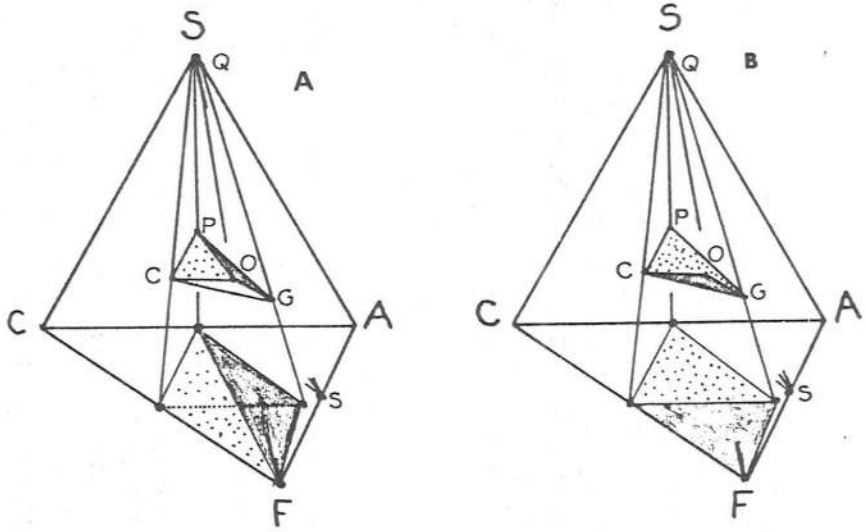


Fig. 3 - Représentation des principales paragénèses des faciès granulites de pression intermédiaire (A) et de haute pression (B) dans le diagramme ACF-SiO_2 ; pour plus de clarté, les lignes jointives partant du spinelle (S) ont été omises ; O = Opx, C = Cpx, G = Ga, P = Pl.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Dans le SW malgache, la partie orientale de la formation du Vohibory et les formations d'Ampanihy et de l'Androy (Figure 1 dans Nicollet, 1985 : Chap. VI et figure 1 de ce chapitre) comprennent un ensemble de granulites orthodérivées, généralement basiques, auxquelles sont associés quatre volumineux massifs anorthositiques et des métatroclites coronitiques.

A - LES GRANULITES ORTHODERIVEES DE COMPOSITION BASIQUE ET INTERMEDIAIRES :

1 - Mode de gisement :

Les granulites orthodérivées se localisent dans la partie orientale de la formation du Vohibory, dans la formation d'Ampanihy et dans le système Androyen (figure 1 dans Nicollet, 1985). La répartition de ces roches est inégale dans l'ensemble de la région : elles sont nombreuses dans la partie occidentale de la formation d'Ampanihy, dans une bande Nord-Sud qui comprend les deux massifs anorthositiques d'Ankafotia et Saririaky et les deux "massifs" troctolitiques d'Analafisaka et Anabohitsy (figure 1). La concentration des granulites diminue vers l'Est. D'une manière générale, leur proportion augmente au voisinage des massifs anorthositiques. A l'exception de celles qui sont associées aux amphibolites à saphirine et corindon dans la formation du Vohibory, les granulites ne sont pas accompagnées de lentilles de serpentinites. Seul, au Nord du massif de Saririaky, un puissant banc de granulite à grenat (éch. 269) prolonge une lentille hectométrique de serpentinite (paragénèse 5, Tableau 1).

Ces roches forment des bancs et lentilles répartis dans le complexe gneissique paradérivé et dans les gneiss amphiboliques. Ces bancs et lentilles varient en épaisseur depuis quelques décimètres jusqu'à l'hectomètre. Leur longueur, de quelques mètres pour les bancs les plus minces, est généralement plurihectométrique à plurikilométrique pour les bancs les plus épais. La présence, dans les métatroctolites, d'un litage magmatique conservé parallèle à la direction générale des structures, suggère que le mode de gisement en bancs et lentilles des granulites soit original, bien qu'il ait pu être accentué par un boudinage tectonique. Les bancs semblent être parallèles entre eux et ne jamais se couper (cependant, mes observations de terrain sont insuffisantes pour affirmer que ce n'est jamais le cas). Ils sont concordants avec la foliation générale de la série qui est en moyenne sub-méridienne. A l'intérieur de la roche, un litage fruste est plus ou moins marqué en fonction des variations dans la proportion des espèces minérales (photo 1). Un rubanement plus marqué, parallèle au précédent est dû à l'alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de roches sombres et claires. Celui-ci peut correspondre à un litage magmatique et/ou être lié à une différenciation métamorphique.

2 - Pétrographie :

Les granulites constituent un ensemble très varié en fonction de leur composition minéralogique, de la proportion et de la taille des minéraux. On distingue des faciès mélanocrates et des faciès leucocrates ; cette distinction correspond chimiquement aux termes de composition basique et aux termes de composition intermédiaire. La taille des minéraux est en moyenne millimétrique (< 5mm) mais peut atteindre plusieurs centimètres. C'est le cas, en particulier, du grenat qui mesure jusqu'à dix centimètres de diamètre. Dans les environs d'Amphanihy, de tels grenats, très limpides et très fracturés étaient exploités autrefois pour la joaillerie (Noizet, 1957). La texture des roches est granoblastique généralement équigranulaire, parfois inéquigranulaire du fait de la présence de grenats de grande taille. Orthopyroxène,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

clinopyroxène, hornblende brune, ou plus rarement verte, grenat, plagioclase, biotite, quartz et ilménite, dans des proportions variées, constituent l'essentiel des minéraux à l'équilibre des granulites. Leur proportion respective est variable et la présence ou l'absence des différents minéraux permet de définir 29 paragénèses (Tableau 1, voir paragraphe 3b) d'un métamorphisme monophasé.

Les pyroxènes sont incolores à faiblement colorés (et légérement pléochroïque) dans les vert et rose. Des lamelles de démixtion d'un pyroxène dans l'autre sont exceptionnellement observées. Par contre, le clinopyroxène contient souvent des lamelles de hornblende brune et réciproquement (photo 2). Dans l'échantillon 166 (paragénèse 5), quelques mégacristaux d'orthopyroxène atteignant un à trois centimètres contiennent des lamelles de hornblende et de plagioclase disposées parallèlement à 100 (photo 3). Ils sont entourés d'un agrégat polycristallin de pyroxènes millimétriques recristallisés. Quoique rares, des mégacristaux d'orthopyroxènes à lamelles de plagioclase ont été décrits dans des massifs d'anorthosites (et roches associées) en Amérique du Nord (Adirondack, Nain complex, Morin complex, Lac St Jean) et en Norvège (Emslie, 1975 ; Bohlen et Essene, 1978 ; Duchesne et al, 1985). L'orthopyroxène, associé à du plagioclase peut avoir une disposition coronitique, souvent incomplète entre le grenat et le quartz. Dans les roches sans quartz, il peut former dans le plagioclase des vermicules disposés radialement autour du grenat (éch. 228, paragénèse 6).

L'amphibole : La proportion amphibole/minéraux mélanocrates est variable mais c'est dans les faciès leucocrates, de composition chimique intermédiaire, qu'elle est la plus faible. L'amphibole verte des amphibolites du Vohibory passe progressivement à une amphibole brune dans les granulites. Elle peut être exceptionnellement vert clair (éch 92 j - paragénèse 12). Elle est de dimension variable d'un échantillon à l'autre (millimétrique à centimétrique), mais aussi dans un même échantillon. Dans ce cas, il n'est pas rare d'observer dans les cristaux centimétriques des lamelles de clinopyroxène. Dans l'échantillon, 37 b (paragénèse 18, photo 2 et figure 2), des lamelles de clinopyroxènes se disposent parallèlement au plan cristallographique 010 (plan des axes optiques) de l'amphibole brune. Le clinopyroxène existe, par ailleurs, dans la roche.

Le grenat se présente :

- en petits cristaux millimétriques (1 à 5 mm) à inclusions diverses mais principalement de quartz,
- en gros cristaux globuleux (jusqu'à 10 cm), xénomorphes à subautomorphes dans les paragénèses sans quartz, en particulier dans la paragénèse 5. Il contient de nombreuses inclusions des autres minéraux de la roche.
- en disposition coronitique entre les minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphibole, ilménite) (photo 4) et le plagioclase. Le grenat est généralement automorphe du côté du plagioclase et contient souvent d'abondants vermicules de quartz (photo 5). Cette association étroite grenat-quartz, suggère une syncristallisation des deux minéraux produits au cours de mêmes réactions. Ces couronnes grenatifères ne sont pas toujours continues. Dans une même lame mince, des couronnes discontinues peuvent se localiser invariablement au contact clinopyroxène-plagioclase ou amphibole-plagioclase.
- en petits cristaux (0.2 à 0.5 mm Ø), automorphes et agglutinés pour former des agrégats de quelques millimètres de dimension. Le quartz, vermiculaire ou interstitiel, est fréquent.

La biotite est un minéral habituellement rare dans les granulites basiques mais il peut être abondant dans quelques échantillons. Dans les environs d'Ampanihy, région très riche en paragénèses diverses, on rencontre des lentilles décimétriques à métriques de biotitite

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ou de roches biminérales à hornblende brune et biotite qui passent à des amphiclasites (paragénèse 18) et amphibolites à grenat (par. 19). Les relations texturales avec les autres minéraux suggèrent que la biotite est en équilibre avec ceux-ci. Exceptionnellement, une relation coronitique existe entre biotite et orthopyroxène, témoignant de la réaction de déshydratation quartz + biotite = enstatite + feldspath potassique + H_2O. Dans l'échantillon 167 g, la présence de hornblende suggère que la disposition coronitique de l'orthopyroxène (photo 6) peut être due à la réaction hornblende + biotite + quartz = hypersthène + feldspath potassique + plagioclase + H_2O (Winkler, 1979). Inversement, l'orthopyroxène montre parfois à sa périphérie et dans les craquelures, une altération secondaire en agrégat essentiellement biotitique (photo 7).

Le quartz, souvent absent est en quantité variable. Il est abondant dans les roches leucocrates de composition intermédiaire. Lorsqu'il est en petite quantité dans les granulites à grenat, il est préférentiellement associé à ce minéral (photo 5).

Le plagioclase en cristaux équigranulaires, rarement maclé, présente parfois une zonation optique dont l'origine chimique n'a pas été démontrée (origine mécanique ?).

Les minéraux accessoires sont peu nombreux. L'ilménite est quasi systématique dans des proportions parfois notables (5 à 10 % de l'ensemble des minéraux). Elle est le seul "minéral opaque" détecté sur les quelques roches étudiées à la microsonde : la magnétite n'a pas été observée. L'apatite est courante. Le sphène accompagne (e.g.éch. 266a, par. 2) ou remplace exceptionnellement l'ilménite (éch. 269a, par. 5) ; le spinelle vert est à signaler dans les termes les moins différenciés (éch. 77a, par. 6a, 269b : par. 5). Il forme des vermicules dans l'orthopyroxène alumineux de l'échantillon 92 j (par. 12). Du graphite en petite quantité est à signaler dans quelques échantillons (266a, 325 par. 11).

3 - Les paragénèses variées dans les roches basiques :

a) Nomenclature :

Un certain nombre de classifications ont été proposées pour ranger les nombreuses variétés de granulites. Aussi est-il nécessaire de préciser laquelle ou lesquelles d'entre elles seront utilisées dans la suite de ce travail. Préférant une nomenclature dont les subdivisions ont une signification thermobarométrique, les termes de pyribolite, pyriclasite, amphiclasite et autres appellations se référant à la composition minéralogique des roches, ne seront pas, en principe, employés. Le tableau 1 qui résume les 29 principales paragénèses des granulites basiques du Sud malgache permet en effet une appréciation plus détaillée de la composition pétrographique des roches. Le terme de charnockite sera employé au sens strict des classifications de Streckeisen (1967) et Winkler (1979) : le feldspath potassique représente au moins 1/3 de la proportion des minéraux leucocrates.

La terminologie utilisée ici sera celle proposée par de Waard (1965) et modifiée par Green et Ringwood (1967) et par Ito et Kennedy (1968) :

- lorsque l'assemblage olivine + plagioclase est stable, on parlera de sous faciès granulite cordiérite et almandin, encore qualifié de faciès granulite de basse pression.

- le sous faciès granulite à orthopyroxène-plagioclase (dans lequel l'assemblage Ol + Pl n'est plus stable) est également qualifié de faciès granulite de pression intermédiaire ou de faciès granulite à deux pyroxènes. Les roches sont appelées des granulites à deux pyroxènes

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	Pl	Opx	Cpx	Ga	Hbb	Qz	Biot		
1	+	-	+	+	+	+	-	HP	Ab
2	+	-	+	+	-	+	-	HP	Ab
2a	±	-	+	+	-	+	-	HP	R
2b	+	-	±	+	-	+	-	HP	R
3	+	+	+	+	+	+	-	HP	Ab
3a	+	+	+	+	+	+	+	HP	R
4	+	+	+	+	-	+	-	HP	Ab
5	+	-	+	+	+	-	-	A(HP ?)	Ab
6	+	+	+	+	+	-	-	PI	Ab
6a	±(ou Sp)	+	+	+	+	-	-	PI	
7	+	+	+	-	-	-	-	PI	Ab
7a	+	+	+	-	-	-	+	PI	R
8	+	+	+	-	-	+	-	PI	Ab
8a	+	+	+	-	-	+	+	PI	R
9	+	+	+	-	+	-	-	PI	
9a	+	+	+	-	+	-	+	PI	
10	+	+	+	-	+	+	-	PI	
11	-	+	+	-	+	-	-	PI	
12	+	+	-	+	+	-	-	A	Ab
12a	+	+	-	+	+	-	+	A	R
13	+	+	-	+	+	+	-	A	
13a	-	+	-	+	+	+	-	A	R
14	+	+	-	+	-	+	-	A	
15	+	+	-	-	+	-	-	A	R
16	+	+	-	-	-	+	-	A	R
17	+	+	-	-	-	-	+	A	R
18	+	-	+	-	+	-	-	A	
19	+	-	-	+	+	-	+	A	
20	±	-	-	+	+	-	-	A	R

Tableau 1 - Paragénèses des granulites basiques.
HP : granulite de haute pression ; PI : de pression intermédiaire ;
A : paragénèse atypique ; Ab : abondant ; R : rare.

N°éch.	XMgO	XAb	par.	Localisation
328	73	27	11	Volovolo
246	70	27	troct.	Analafisaka
325	69	45	11	Bekitro
226a	69	65	9a	Ampandrandava
342	67	55	11	Bekitro
337b	62	33	9	N Ampanihy
326a	58	46	9	Volovolo
327	58	44	6	"
102a	58	27	12	Ampanihy
247a	57	43	9a	Analafisaka
190	57	47	9	Bekily
326b	56	49	9	Volovolo
330	53	35	11	Volovolo
268b	46	38	5(?)	N du Massif de
269a	46	6	5	Saririaky
254	46	50	18	Ianapera
270	44	36	1	Maniry
333a	43	46	6	Ampanihy
340	41	45	10	Ejeda
337a	41	47	6	Ampanihy
324	40	14	6	Bekitro
330b	40	21		Volovolo
332b	39	58	troct.	Anabohitsy
323	39	50	9	Bekitro
264a	38	52	3	Ianapera
332a	37	58	troct.	Anabohitsy
55a	37	33	5	Anavoha
335	37	47	5	Ampanihy
257	36	47	6	Ianapera
336	35	44	3	Ampanihy
264b	34	47	1	Ianapera
253	34	35		Ianapera
212c	31	14	8	Ampandrandava
332f	30	50	troct.	Anabohitsy
341	30	58	3a	Ejeda
118	29	29	6	Bekily
79	28	36	4	Ankafotia
334	25	56	3a	Ejeda
268a	23	53	4	N de Saririaky
272	22	52	4	SE " , anorthosite coronitique
338	20	66	gneiss	amph. Ejeda
339	16	43	1	Ejeda
331	15	64	3	Anabohitsy
266a	12	59	2	Ambahita
196	9	6	2a	N de Bekily

Tableau 2 : Rapports XMgO et XAb des granulites basiques du SW malgache (classées par ordre de décroissance de XMgO ; par. : voir tableau 1).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ou encore des granulites de pression intermédiaire. Les paragénèses types sont (fig. 3A) :

. Cpx-Opx-Pl-Q
. Opx-Ga-Pl-Q
. Opx-Cpx-Ga-Pl

- dans les conditions du sous faciès à clinopyroxène-almandin ou faciès granulite à grenat ou faciès granulite de haute pression, on parle de granulites à grenat ou de granulites de haute pression. La réaction isograde séparant ces deux sous faciès est Opx + Pl = Cpx + Ga + Q (figure 3B) et les paragénèses types du faciès granulite à grenat sont :

. Cpx-Ga-Pl-Q
. Cpx-Opx-Ga-Q

- dans les conditions de plus haute pression, les éclogites sont caractérisées par l'absence de plagioclase.

Lorsque la hornblende est présente (si PH_2O n'est pas nulle), on rajoute le nom de ce minéral au faciès métamorphique (par ex : faciès granulite à grenat et hornblende). Dans la suite de ce travail, cette précision sera généralement omise car la présence de ce minéral est quasi systématique et sera sous entendue.

Cette classification des granulites basiques n'est pas sans ambiguité. En effet, lorsque l'on parle de granulite à grenat, il ne faut pas oublier de préciser l'origine gabbroïque ou basaltique de la roche car le terme n'a pas grande signification dans le cas de métasédiments. De plus, l'appellation : granulite (et faciès granulite) de haute pression peut paraître abusive quand les paragénèses correspondantes se sont formées dans un intervalle de pression de 5 à 10 kb. Ainsi, au cours d'un métamorphisme régional prograde de type pression intermédiaire (Barrovien), les roches anhydres qui atteindront la catazone auront des paragénèses du faciès granulite de haute pression ! Par ailleurs, la réaction isograde qui sépare les faciès granulites de pression intermédiaire et de haute pression est une réaction continue. Aussi, granulites de haute pression et granulites de pression intermédiaire vont coexister dans un large intervalle de pression (environ 5 kb) au voisinage de roches contenant les cinq phases minérales de la réaction isograde : on peut définir une "zone de transition" entre ces deux faciès métamorphiques (Bryhni et al, 1970).

b) Vingt neuf paragénèses minérales sont mises en évidence dans les granulites basiques (tableau 1). Certaines sont relativement rares. D'autres ne présentent entre elles que de faibles variations de la composition minéralogique (présence ou absence de biotite, hornblende, quartz). On retiendra une dizaine de paragénèses pour leur grande répartition géographique et/ou leur signification pétrogénétique. L'absence de l'association olivine + plagioclase (à l'exception des métatroctolites d'Anabohitsy et d'Analafisaka) montre que la région se situe dans un domaine de pression supérieur à celui du faciès granulite de basse pression. L'absence du clinopyroxène jadéitique avec du grenat et du quartz nous situe en deça des conditions de haute pression du faciès éclogite.

Les paragénèses 1 à 4 indiquent que ces roches se sont équilibrées dans les conditions du faciès granulite de haute pression, tandis que les paragénèses 6 à 11 sont celles des granulites de pression intermédiaire. Certaines paragénèses sont qualifiées d'atypiques (A) car elles ne permettent pas de caractériser les roches et les conditions métamorphiques avec précision. La couleur brune de l'amphibole et l'association avec des granulites typiques permettent de considérer que les paragénèses 6 et 18 à 20 sont granulitiques.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Dans les roches déficitaires en silice, la paragénèse 5 peut théoriquement apparaître aussi bien dans le faciès granulite de haute pression que dans celui de pression intermédiaire (fig. 3, voir aussi le chap. II). Pourtant, on remarque, sur la figure 4, qu'elle n'est associée qu'aux paragénèses (typiques) de haute pression. En l'absence de quartz, le champ de stabilité de l'association grenat + clinopyroxène augmente vers les basses pressions en fonction du degré de sous saturation en silice de la roche (voir chap. II ; Hansen, 1981). Si la sous saturation en silice de la roche n'est pas importante (a_{SiO_2} proche de 1), les conditions de formation de l'assemblage 5 seront sensiblement identiques à celles de l'assemblage typomorphe de haute pression 1.

La figure 4 montre la répartition géographique de ces nombreuses paragénèses. Celles-ci se répartissent dans la partie orientale du groupe du Vohibory, sur l'ensemble du groupe d'Ampanihy où elles abondent,et dans le groupe de Tranomaro, dans lequel leur proportion semble diminuer. La figure 4A fait apparaître une répartition générale des paragénèses des granulites de pression intermédiaire dans toute la région affectée par le faciès granulite. La figure 4B montre au contraire que les granulites de "haute pression" se localisent dans la moitié occidentale du secteur, où l'on pourra observer de ce fait, une grande diversité de paragénèses. Ainsi, au voisinage de la ville d'Ampanihy (en particulier : gisements de grenat de Besosa et Ianara), on observe, sur quelques hectares, les quatre associations de haute pression et huit associations de pression intermédiaire et atypiques. De même, on comptera une dizaine de paragénèses au Sud du massif anorthositique d'Ankafotia.

Cette variété de paragénèses de haute pression et de pression intermédiaire n'est pas liée à des fluctuations de la pression ni à un métamorphisme polyphasé mais plus simplement à la grande diversité de composition chimique des roches : dans l'ensemble de la région, le rapport XMgO des roches varie entre 9 et 73 tandis que le rapport Ab x 100/Ab + An, calculé à partir de le composition normative, s'échelonne entre 6 et 64 (Tableau 2 et figure 4C). La partie ouest de la région qui a atteint les conditions du faciès granulite se trouve dans le domaine multivariant de la réaction isograde dans lequel les paragénèses des faciès granulites de haute pression et de pression intermédiaire coexistent : le domaine de stabilité des assemblages à grenat augmentera vers les basses pressions si les rapports XMgO, Ab/Ab + An et le degré de saturation en silice de la roche diminue. Ceci est clairement exprimé sur un diagramme de phases dans un système CaO-MgO-FeO- Al_2O_3-SiO_2 H_2O avec SiO_2 et H_2O en excès (fig. 10 du chap. II). La réaction isograde entre les faciès granulites de PI et de HP (réact. 11 de la figure 10 du chap. II) est divariante et est limitée à basse température par la réaction Opx + Cpx + An + V = Hb + Ga + Q (réac. 20). Si l'on ajoute au système le constituant Na_2O et si H_2O n'est pas en excès, l'assemblage Opx + Cpx +Ga+ Hb + Pl + Q est multivariant et son domaine s'étend vers les basses températures. Ainsi, tous les assemblages minéralogiques contenant au maximum ces six phases sont multivariants, ce qui explique le nombre important de paragénèses rencontrées dans les formations d'Ampanihy et du Vohibory.

En conclusion, l'étude pétrographique des granulites basiques de la zone occidentale de la formation d'Ampanihy et de la zone orientale de la formation du Vohibory montre que les conditions du faciès granulite de haute pression (à hornblende) ont été atteintes dans cette région (fig. 4B). Cependant, la pression est restée relativement faible (zone de transition entre les faciès granulites de pression intermédiaire et haute pression) puisque les roches au rapport XMgO élevé ont conservé des paragénèses de pression intermédiaire, les roches au rapport XMgO intermédiaire présentent la paragénèse Opx + Cpx + Ga + Pl + Q (+ Hb +/- biotite) et seules les roches les plus riches en fer sont à Cpx + Pl + Ga + Q (+/- Hb) : tableau 2 et figure 4.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

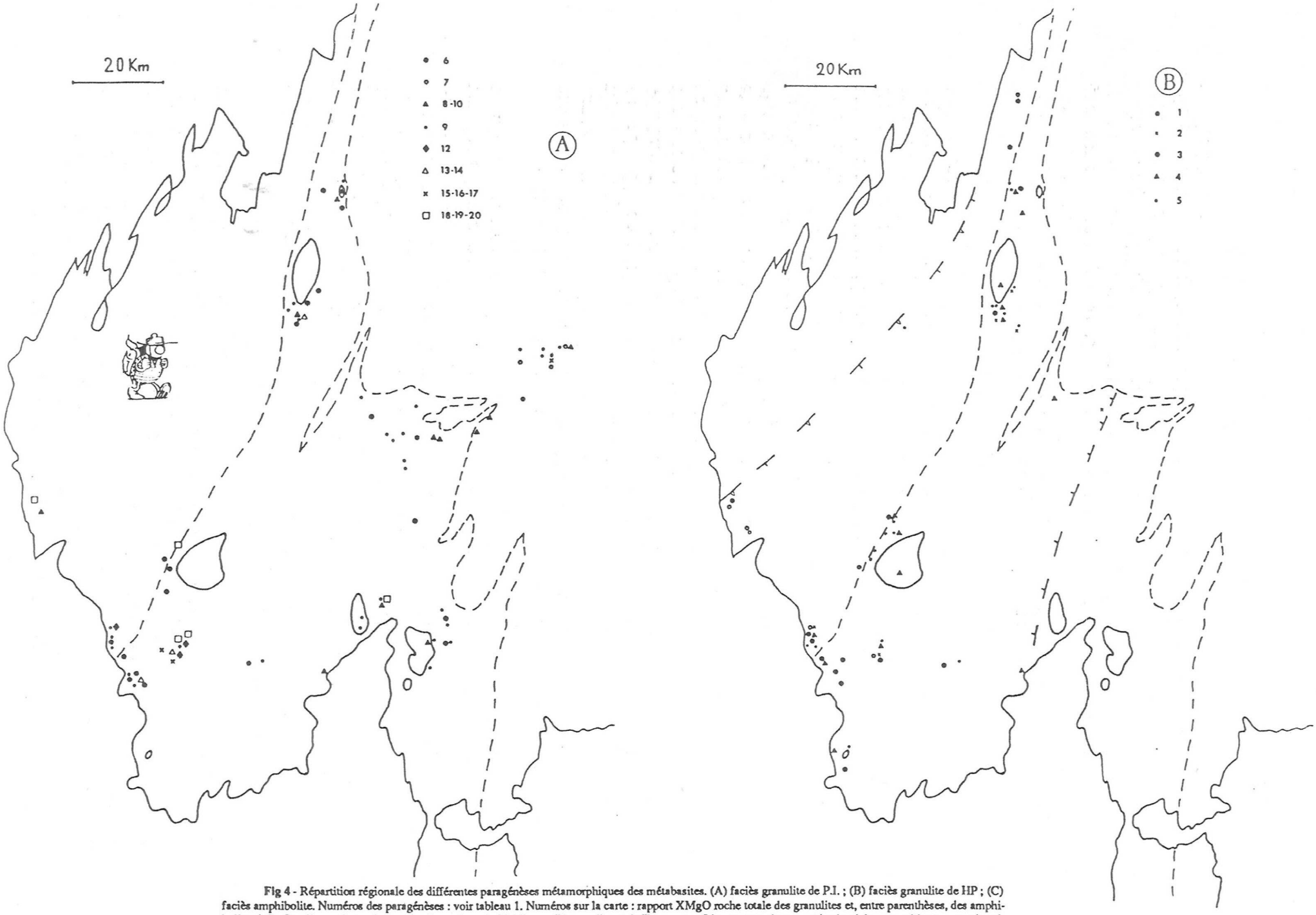


Fig 4 - Répartition régionale des différentes paragénèses métamorphiques des métabasites. (A) faciès granulite de P.I. ; (B) faciès granulite de HP ; (C) faciès amphibolite. Numéros des paragénèses : voir tableau 1. Numéros sur la carte : rapport XMgO roche totale des granulites et, entre parenthèses, des amphibolites à Sa. Les lignes tirets séparent les formations du Vohibory, d'Ampanihy et de Tranomaro. Lignes avec chevron et/ou bardelure : positions approximatives des isogrades de l'orthopyroxène et de l'assemblage Cpx - Ga - Pl - Qz respectivement.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

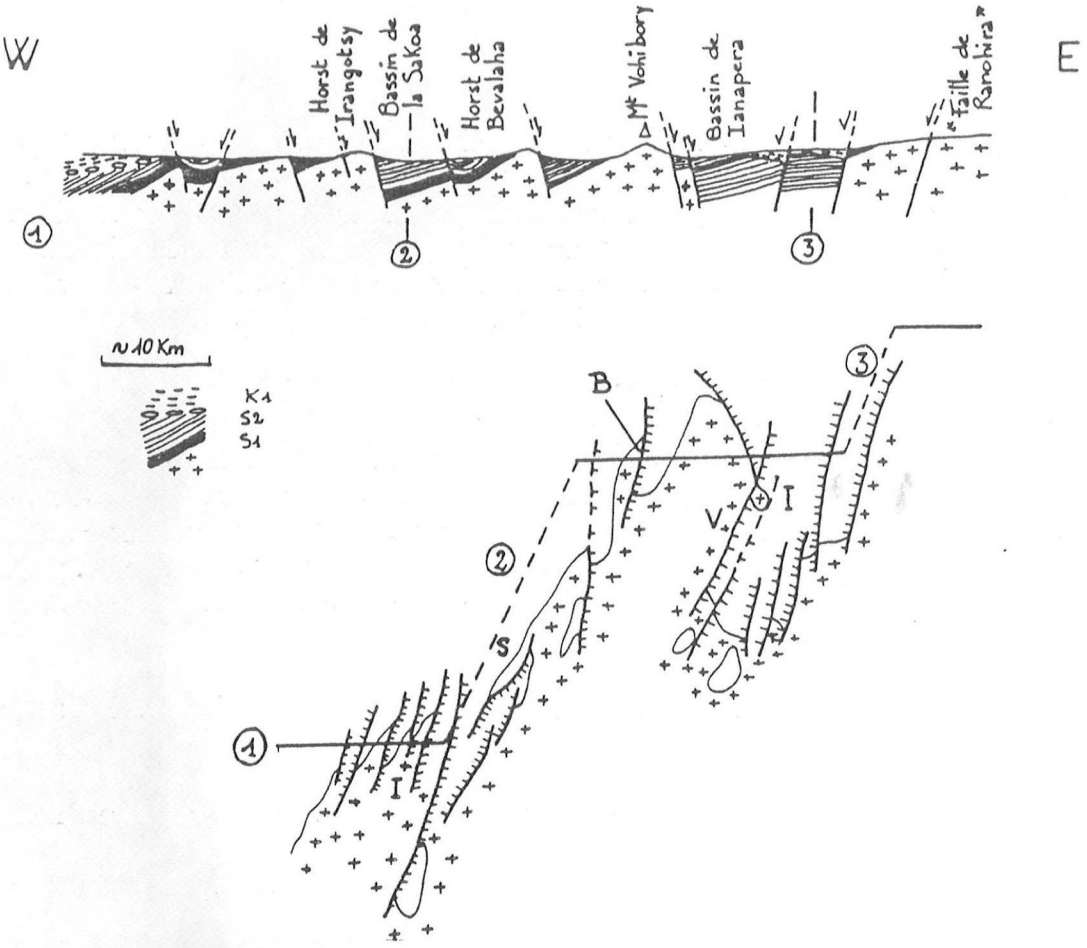


Fig. 5 - Coupe schématique montrant les relations socle - couverture au Nord de la formation du Vohibory. S1 : Carbonifère sup. ; S2 : Permien inf. et moyen ; K1 : Permien sup.

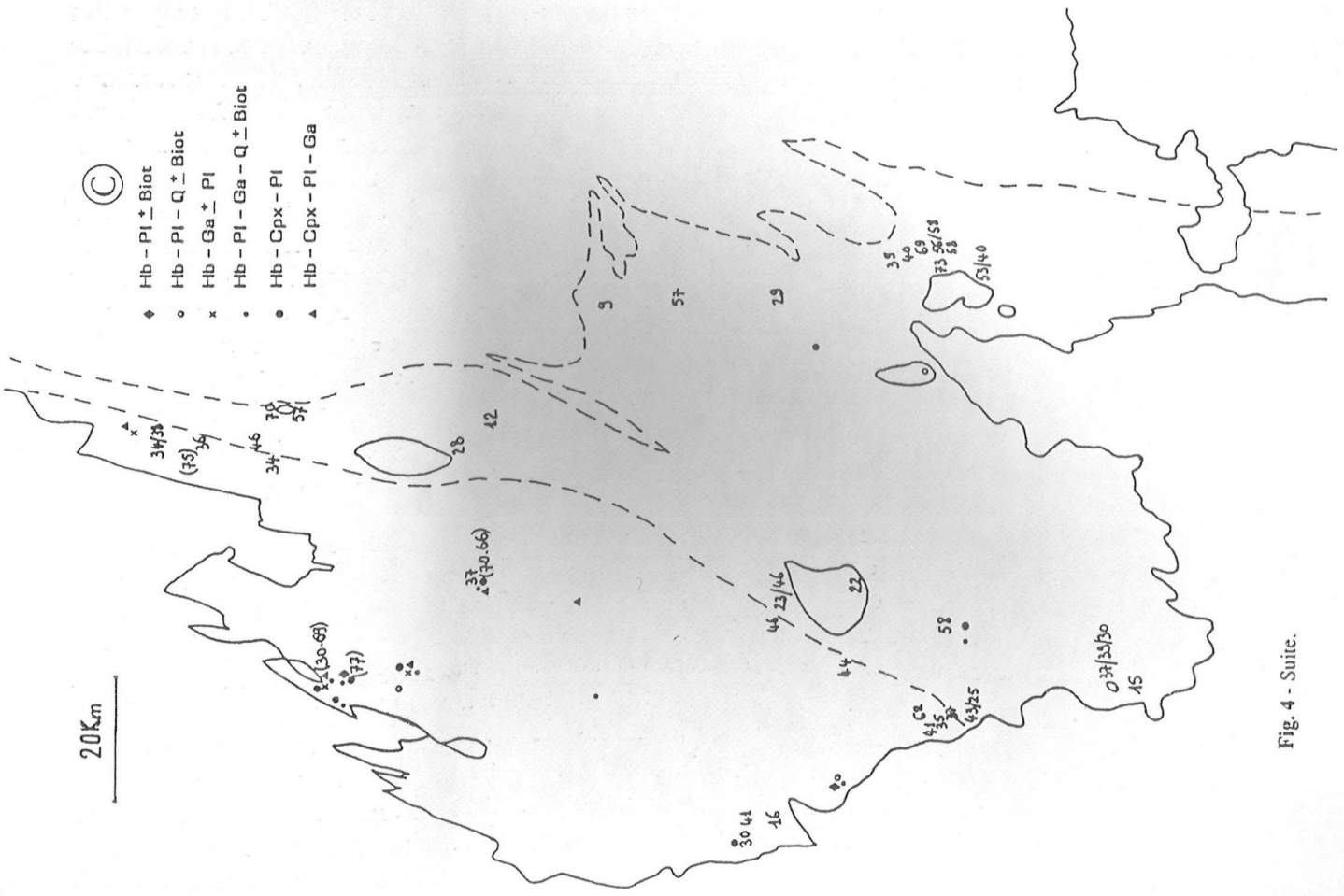


Fig. 4 - Suite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Plus à l'Est, ce n'est pas l'absence de composition chimique appropriée, riche en fer, qui explique l'absence de paragénèses de haute pression (XMgO varie entre 29 et 70, tableau 2, fig. 4C), mais des conditions de pression moins rigoureuses. Cette diminution de pression de l'Ouest vers l'Est est confirmée par l'étude des métasédiments : la rareté de la cordiérite à l'ouest contraste avec l'abondance de ce minéral, associé au grenat et à l'orthopyroxène dans la formation de Tranomaro.

c) Tracé des isogrades :

Le passage du faciès amphibolite au faciès granulite est marqué par l'apparition de l'orthopyroxène (eg. Winkler, 1979). Il sera mis en évidence, macroscopiquement par un changement progressif mais rapide de la couleur de l'amphibole qui passe du vert, au brun-vert et au brun . Il s'accompagne du remplacement du sphène par l'ilménite ou, plus rarement par le rutile. Cette transition est contrôlée par les réactions isogrades multivariantes (fig. 10 du chap. II) :

(react. 15 de ce chap.) $Hb + Ga + Q = Opx + Pl + H2O$ (photos 14, 15, et 16)
(13) $Hb = Opx + Cpx + Pl + H2O$

pour les paragénèses des granulites de pression intermédiaires et par la réaction :

(4) $Hb + Pl = Cpx + Ga + Q + H2O$

pour les paragénèses des granulites de haute pression. La transition entre les faciès granulites de haute pression et de pression intermédiaire sera matérialisée par la réaction isograde (11).

Ces isogrades sont tracées de manière très approximative. En effet, la dispersion des échantillons étudiés sur des itinéraires insuffisants, d'accès parfois difficile, et la variabilité des compositions de roches, affecteront la précision de ce tracé. Par ailleurs, la tectonique cassante Karoo a provoqué des décalages et basculements certainement importants au niveau du socle cristallin. L'influence de ces mouvements verticaux sur le tracé des isogrades est difficile à évaluer. La subsidence permo-carbonifère atteint 10 000 m (Besairie et Collignon, 1972) et elle est contrôlée par une tectonique cassante en blocs basculés bien visible sur la bordure NW de la formation du Vohibory (fig. 5). L'existence de cette tectonique camouflée par les terrains discordants du crétacé supérieur est reconnue par la géophysique au Sud-Ouest de cette formation. Il est probable que ces accidents N-S à NE-SW affectent également le socle cristallin et s'ils n'ont pas été repérés, c'est à cause de l'absence de niveau repère dans les terrains variés du socle. Cette tectonique paléozoïque peut expliquer, au moins partiellement, l'augmentation de l'intensité du métamorphisme depuis le Nord du groupe du Vohibory vers le Sud par un basculement du socle qui s'ennoie vers le Nord et l'augmentation du degré du métamorphisme vers l'Est, par un décalage par faille des zones du métamorphisme.

Dans la partie orientale de la formation du Vohibory, l'isograde du passage faciès amphibolite-faciès granulite est marqué d'une part par l'apparition de l'orthopyroxène dans les roches magnésiennes (réaction 15 et 13) et d'autre part, par l'apparition de l'association Cpx + Ga + Q dans les roches plus ferrifères. Il n'est pas tenu compte des récurrences possibles des paragénèses du faciès amphibolites, liées aux variations de l'activité de l'eau. Le tracé de cet isograde est peu influencé par les modifications de la composition chimique des roches. Il n'en est pas de même pour l'isograde séparant, plus à l'Est, le faciès granulite de haute pression du faciès granulite de pression intermédiaire. Utilisant un critère uniquement pétrographique, j'ai localisé cet isograde à l'Est des assemblages de haute pression sans tenir compte de l'influence de la composition chimique des roches (qui n'est pas systématiquement connue !). Ainsi, la limite Nord de cet isograde passe à l'Est d'une granulite de haute pression (assemblage 2a,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

éch. 196) dont la composition est très ferrifère et calcique (XMgO = 9, XAb = 6). Plus à l'Est, la rareté des assemblages à grenat n'a pas permis de tracer l'isograde de la limite de stabilité du grenat dans les métabasites sous saturées en silice.

Les zones métamorphiques et les isogrades ainsi définis restent très approximatifs. Cependant, nous verrons qu'ils ne sont pas en contradiction avec les résultats quantitatifs des géothermobaromètres (voir 2e partie) et représentent donc une bonne approche.

B - LES MASSIFS ANORTHOSITO-NORITIQUES DU GROUPE D'AMPANIHY :

1 - Contexte géologique :

Les massifs anorthositiques forment dans la formation d'Ampanihy (groupe du Graphite) quatre ensembles de surfaces notables : le massif d'Ankafotia couvre une surface de 75 km^2, celui de Saririaky mesure 100 km^2, Volovolo 50 km^2 et Manambahy 25 km^2 (fig. 1).

Le massif d'Ankafotia constitue une amende de 16 km de long sur 6 km de large, orientée Nord-Sud et moulée par la foliation également subméridienne. Boulanger (1959) note que le coeur du massif est constitué d'une roche hololeucocrate dans laquelle les minéraux ferromagnésiens sont accessoires. Une bordure épaisse, bien individualisée, est constituée de leuconorites.

A 60 km au Sud d'Ankafotia, le massif de Saririaky, de forme subcirculaire a un diamètre de onze kilomètres. Il est également enveloppé par la foliation qui le contourne. De composition minéralogique très homogène, il est constitué presque exclusivement d'une anorthosite un peu plus riche en minéraux ferromagnésiens que le coeur hololeucocrate du massif d'Ankafotia. Parfois, la bordure du massif est formée d'une anorthosite gabbroïque à grain plus fin que le reste du massif (éch. 272 sur le bord SE). Des poches à concentration d'ilménite de quelques mètres cubes (auquel est souvent associé du grenat rouge sombre) sont à signaler.

Les deux autres massifs affleurent assez mal dans la partie Est du groupe du Graphite et leurs contours sont mal définis. Le massif de Manambahy est essentiellement composé de leuconorite renfermant des passées anorthositiques (Boulanger, 1959). Le massif de Volovolo résulterait de la juxtaposition de deux unités subcirculaires. Ce massif contraste avec les précédents par sa composition pétrographique très hétérogène. Cette hétérogénéité est liée à des variations brutales dans la proportion des minéraux. Anorthosites, d'une part, et norites, troctolites passant à des pyroxénites d'autre part, vont s'individualiser en masses distinctes. A l'échelle de l'affleurement, cette hétérogénéité se matérialise par un spectaculaire litage magmatique (photo 10).

La texture des roches de ces quatres massifs est équante. Dans les faciès anorthositiques s.s., de composition minéralogique très homogène, l'orthopyroxène, régulièrement réparti dans la roche, montre une texture subophitique ; ce minéral remplit les intervalles laissés libres par les cristaux de plagioclase donnant ainsi à la roche une texture de mésocumulat. Les cristaux peuvent "atteindre la taille d'une tête humaine" (Boulanger, 1959). Ils peuvent être recristallisés partiellement ou complètement en agrégats de minéraux de plus petite dimension (centimétrique à millimétrique) à joints triples polygonaux, mais l'assemblage minéralogique et la texture magmatique de la roche restent encore bien visibles : il est généralement facile de distinguer les minéraux liés à la recristallisation subsolidus (agrégat

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

polycristallin, grenat coronitique).

Sur la plus grande surface de ces massifs, cette structure magmatique est parfaitement conservée et aucune déformation n'est à noter. Seule leur extrême bordure peut être foliée. Ainsi, la bordure NW du massif de Saririaky présente un faciès hololeucocrate à texture saccharoïde à grain fin millimétrique. Quelques gros cristaux de plagioclase d'épaisseur centimétrique, étirés et fracturés sur plusieurs centimètres sont dispersés dans le faciès et attestent l'origine tectonique de celui-ci. Des fractures découpant cette roche sont matérialisées par des faisceaux de largeur décimétrique, terminés en biseau, d'anorthosite très déformée et étirée parallèlement aux épontes. Cette anorthosite mylonitique (photo 11) contraste avec le faciès saccharoïde non seulement par sa texture foliée mais également par son indice de colaration : les minéraux ferromagnésiens sont représentés par de minuscules cristaux de biotite qui matérialisent le plan de foliation. L'absence d'orthopyroxène suggère que cette déformation s'est réalisée dans des conditions hydratées.

Ce genre d'observation reste localisé et la déformation peu importante de ces massifs contournés par la foliation régionale milite en faveur d'une mise en place postorogénique. Les massifs, déjà rigides lors de leur mise en place, se déformeraient à la bordure et écarteraient les roches encaissantes. Une mise en place antétectonique ne peut totalement être exclue : les masses rigides anorthositiques se comportant comme des noyaux durs seraient contournées par la foliation des gneiss encaissants sans subir de perturbations tectoniques importantes. Cela suppose, cependant, que l'évènement tectonique postérieur à la mise en place des plutons anorthositiques, soit d'intensité modérée.

2 - Pétrographie :

Plagioclase et orthopyroxène sont les minéraux essentiels de ces massifs anorthosito-noritiques. Clinopyroxène et pigeonite inversée probable peuvent être présents. Ilménite, rarement associée à du rutile et du sphène, apatite, biotite, quartz constituent les minéraux accessoires de cette association minéralogique magmatique. Le massif de Volovolo contient également de l'olivine en cristaux pluricentimétriques (photo 12) et de l'amphibole brune. Dans les deux massifs occidentaux, il faut signaler l'existence de minéraux métamorphiques souvent coronitiques : grenat, feldspath potassique et une deuxième génération de clinopyroxène, orthopyroxène et quartz.

Le plagioclase primaire, d'origine magmatique, pluri-centimétrique est un labrador (voir chimie des minéraux). Il présente souvent une teinte gris foncé (phénomène de clouding) qui est probablement lié à la présence de minéraux fer-titanés (Smith, 1974). Cette supposition est renforcée par l'observation au microscope d'aiguilles et particules d'oxydes, phénomène courant dans les plagioclases des anorthosites (Ashwal, 1982). La labradorescence est responsable des reflets bleus que présentent les grands cristaux ("Labrador chatoyant") : il s'agit d'un phénomène de diffraction de la lumière sur des lamelles ayant un espacement équivalent à la longueur d'onde de la lumière (intercroissances de Boggild). Des lamelles et gouttelettes visibles au microscope ont une origine différente : il s'agit sans doute de feldspath potassique dont l'origine serait subsolidus (Kay, 1977). Le plagioclase recristallisé en petits individus millimétriques ne montre pas de clouding ni de phénomène d'iridescence, ni d'exsolution de feldspath potassique. Remarquons l'existence de lamelles de plagioclase (calcique ?) dans les orthopyroxènes du massif anorthositique de Volovolo ainsi que la présence de ce minéral autour des vermicules de spinelle vert dans l'orthopyroxène entourant l'olivine dans ce même massif.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Les pyroxènes, de grande taille, présentent une structure ophitique. Ils sont légèrement déformés, montrant une extinction faiblement ondulante et parfois pliés (=kink bands). De fines lamelles d'exsolution d'un pyroxène dans l'autre sont disposées parallèlement au plan 100 du minéral hôte. Elles prouvent que le clinopyroxène primaire était subcalcique et l'orthopyroxène légèrement calcique. La présence de lames épaisses et de gouttelettes de clinopyroxène dans certains orthopyroxènes prouvent que le minéral hôte était certainement une pigeonite (Ranson, 1986), ainsi qu'il est suggéré dans de nombreux massifs d'anorthosites (eg, Bohlen et Essene, 1978). Ces mégacristaux sont souvent bordés d'un agrégat polycristallin d'orthopyroxène et/ou clinopyroxènes de petite dimension présentant des joints de grains polygonaux. Une autre génération (contemporaine ou postérieure ?) de clinopyroxène et parfois orthopyroxène est souvent liée aux assemblages coronitiques à grenat (photos 13 et 14).

Le grenat n'existe pas dans les massifs anorthositiques orientaux. Cette absence est à mettre en parallèle avec la rareté de ce minéral dans les granulites basiques dans ce secteur. Les relations du grenat avec les autres minéraux des roches et son habitus ne seront pas toujours identiques dans les deux massifs occidentaux où il est systématiquement présent. Dans un faciès leucocrate, commun aux deux massifs, le grenat automorphe en gros cristaux centimétriques (jusqu'à 10 cm) est le seul minéral ferromagnésien essentiel. Il est intimement associé à du quartz et du feldspath potassique. Le caractère magmatique de ce minéral automorphe n'est pas exclu, mais la présence de feldspath potassique, qui se forme généralement en réponse aux modifications de la composition chimique du plagioclase au cours des réactions subsolidus impliquant le grenat, milite plutôt en faveur d'une origine métamorphique de celui-ci. Dans les faciès les plus abondants des deux massifs, l'association minéralogique est la même (plagioclase - orthopyroxène - clinopyroxène - grenat, ± quartz, biotite, feldspath potassique, minéraux accessoires), mais les relations mutuelles des minéraux entre eux sont variables.

Dans le massif d'Ankafotia, l'orthopyroxène et l'ilménite sont systématiquement séparés du plagioclase par une couronne millimétrique de grenat (photo 13). L'observation microscopique montre que cette couronne est complexe (photo 14). Elle est composée de clinopyroxène du côté de l'orthopyroxène et du grenat du côté du plagioclase ; du quartz et du feldspath potassique s'intercalent parmi ces minéraux. Cette association coronitique est le résultat de la réaction : Opx + Pl = Cpx + Ga + Qz. Le feldspath potassique initialement en solution solide dans le plagioclase est exsolvé (lorsque ce dernier est consommé par la réaction). Une deuxième génération d'orthopyroxène et de plagioclase s'intercale entre le grenat et le clinopyroxène montrant dans un deuxième temps, un fonctionnement en sens inverse de la réaction (photo 14).

Dans le faciès commun du massif de Saririaky, les minéraux rencontrés sont les mêmes que précédemment mais le grenat est régulièrement dispersé dans la roche sous la forme de cristaux xénomorphes centimétriques. Par contre, à la bordure du massif, l'anorthosite gabbroïque localisée au SE du massif, présente un habitus coronitique du grenat autour des pyroxènes et de l'ilménite. On remarque dans ce faciès, que tous les cristaux de pyroxènes ne sont pas coronitiques et que le clinopyroxène et la pigeonite inversée (probable) sont abondants.

Olivine, amphibole et biotite : Seul le massif anorthositique de Volovolo contient de l'olivine. Celle-ci, de belle taille (photo 12) est séparée du plagioclase par une épaisse couronne d'orthopyroxène. Le pyroxène contient des vermicules de spinelle vert et opaque qui deviennent de plus en plus abondants et grossiers lorsque l'on se rapproche du contact pyroxène-plagioclase. Comme je l'ai mentionné précédemment, ce spinelle est souvent entouré de plagioclase. L'orthopyroxène est généralement enveloppé d'amphibole brune à verte et/ou

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

de lames de biotite disposées perpendiculairement aux limites des cristaux de pyroxène. La biotite est rare, en cristaux centimétriques dans les deux massifs occidentaux. Boulanger (1959) y signale un peu d'amphibole.

Les minéraux accessoires : Quartz et feldspath potassique sont étroitement liés au grenat quelque soit l'habitus de celui-ci. Sphène et rutile accompagnent exceptionnellement l'ilménite. Rappelons la disposition coronitique (+/- FK) autour de ce dernier minéral. Le spinelle vert est limité aux exsolutions dans l'orthopyroxène du massif de Volovolo. Du graphite est à signaler dans quelques échantillons de pyroxénite en bordure des massifs de Saririaky et Volovolo.

C - LES METATROCTOLITES :

Deux "massifs" de métatroctolites (ou métagabbros à olivine pour être plus rigoureux avec la classification) se situent de part et d'autre des deux massifs anorthositiques occidentaux : le massif d'Anabohitsy à 40 km au Sud de Saririaky et le "massif" d'Analafisaka à 30 km au Nord d'Ankafotia. On peut prévoir la présence de métatroctolites au voisinage du massif de Volovolo dans la mesure où l'olivine existe dans l'anorthosite et où les faciès sont variés dans ce massif.

1 - Le massif d'Anabohitsy forme une butte d'une dizaine de mètres de haut et d'un diamètre de 500 mètres. La présence de cette colline surprend dans cette région pénéplanée et s'explique par la ténacité de cette roche compacte et homogène. La roche est sombre de par l'abondance de la hornblende brune. Normalement de petite taille, celle-ci constitue parfois des cristaux pluricentimétriques poecilitiques. On reconnaît de l'olivine et des baguettes de plagioclase. Un litage fin et régulier (photo 15) subvertical et concordant avec la foliation générale de la région, indique des variations dans la proportion plagioclase-minéraux ferromagnésiens.

Cette colline avait attiré l'attention de Lacroix (1922-23) à cause de la présence d'une importante concentration d'ilménite. Cette roche, associée à la troctolite, est noire, sans plagioclase et dense. Elle est constituée d'olivine, de pyroxènes, de hornblende brune et d'ilménite en grande quantité (jusqu'à 40 % de la roche totale). Lacroix (1922-23) avait crée le terme d'anabohitsite pour nommer ce cumulat à ilménite.

A l'opposé de ce cumulat ultrabasique, on rencontre en petite quantité un leucogabbro. Les minéraux ferromagnésiens, peu abondants, sont représentés par du clinopyroxène vert et de l'amphibole brune à verte. Celle-ci a une texture ophitique, elle est alors brune, tandis qu'elle est verte (associée à du feldspath potassique) lorsqu'elle entoure le clinopyroxène. Un filon anorthositique métrique contient deux pyroxènes à structure coronitique à grenat, plagioclase secondaire et quartz (photo 16). Des gouttelettes de feldspath potassique (?) sont régulièrement réparties dans le feldspath primaire. Leur lien avec la coronitisation est probable. Il faut mentionner la présence de quelques cristaux de graphite.

La composition minéralogique de la troctolite (et des roches associées) est très riche. On retrouve tous les minéraux des granulites : orthopyroxène, clinopyroxène, plagioclase, hornblende brune, biotite, ilménite, spinelle vert, parfois grenat (coronitique) auxquels s'ajoutent l'olivine et peu de graphite. Les relations interminérales sont complexes, surtout lorsque le grenat est présent. Les pyroxènes apparaissent en plusieurs générations : magmatique et métamorphique, associés alors au grenat.

Les minéraux magmatiques (photo 17) : La métatroctolite a une texture

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

d'orthocumulat selon la définition de Irvine (1982). Olivine, plagioclase, ilménite et spinelle vert granulaire constituent les phases cumulii. Le plagioclase, automorphe est envahi de baguettes de spinelle vert. Une zonation optique est très nette autour des grains de ce minéral. Plagioclase et olivine sont parfois en contact mais le plus souvent cette dernière est incluse dans les différentes phases post cumulii (terme utilisé au sens de Jackson, 1967) : clinopyroxène, hornblende brune, biotite. Le clinopyroxène, à texture intergranulaire à sub-ophitique (photo 17 et 18), montre des lamelles d'orthopyroxène. Souvent, celui-ci a migré et s'est concentré à la périphérie du cristal hôte. L'orthopyroxène est rare en cristaux isolés, post cumulus. Il se trouve le plus souvent en bordure de l'olivine, au contact avec le plagioclase ou bien autour d'olivines incluses dans la hornblende.

Celle-ci se forme tardivement au cours de la cristallisation de la troctolite comme le suggère l'existence de grands cristaux poecilitiques (oikocrysts), et sa disposition périphérique, autour des minéraux ferromagnésiens : olivine, clinopyroxène, ilménite et parfois biotite. Cependant, un développement subsolidus n'est pas exclu lorsque l'on constate que la croissance de ce minéral se fait au détriment du plagioclase (photo 18) : les petites baguettes de spinelle vert du plagioclase peuvent alors être incluses dans la hornblende. Biotite et ilménite (à laquelle s'associe parfois du spinelle vert) sont souvent incluses dans l'amphibole. L'habitus ophitique que peut prendre ce minéral, suggère une origine tardi-magmatique (photo 19). L'origine tardi-magmatique ou solidus de la hornblende est discutée : dans le gabbro d'Artfjället, Otten (1984) pense qu'elle a une origine subsolidus. Pour Loney et Himmelberg (1983) et Morse (1982), hornblende et biotite sont considérées comme des minéraux postcumulii dans les intrusions de la Pérouse et de Kiglapait. Morse (1982) suggère que ces minéraux sont le résultat de réactions cristaux-liquide dans les espaces interstitiels. Il note l'ambiguité (comme dans le gabbro d'Anabohitsy et celui de Artfjället) représentée par l'existence de bordure d'orthopyroxène ou amphibole autour de l'olivine.

Le litage magmatique de la métatroctolite est matérialisé par la présence de minces niveaux (centimétriques) dénués de plagioclase. Dans ce faciès, les cristaux d'olivine sont parfois jointifs et de forme polygonale. Les rares interstices sont occupés par les minéraux post-cumulii : orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende et en moindre quantité biotite. Ces minéraux post-cumulii sont parfois poecilitiques et de grande dimension. Les pyroxènes contiennent des exsolutions de l'un dans l'autre, tandis que l'amphibole constitue des amas de microcristaux polygonaux témoignant d'une recristallisation tardive. Le cumulat à ilménite présente les mêmes caractères pétrographiques que ces niveaux, avec cependant une proportion plus importante d'ilménite.

En conclusion, on peut proposer dans la métatroctolite, l'ordre de cristallisation suivant :

Pl / Ol + Pl + ilménite et spinelle vert(?) /Ol + Pl + Cpx / Opx / Hbb / Biotite avec un développement subsolidus possible de l'orthopyroxène et probable pour l'amphibole. Dans le leucogabbro :

Pl / Pl + Cpx / Hbb avec une cristallisation subsolidus de la hornblende verte ; et dans les faciès ultrabasiques :

Ol + ilménite / Cpx et/ou Opx / Hbb / Biot.

La position précise de l'ilménite (et du spinelle vert associé) dans cette séquence de cristallisation est difficile à définir car ce minéral, trapu et xénomorphe, est inclu quasi-systématiquement dans la hornblende.

Les minéraux métamorphiques : Trois minéraux apparaîtront dans les assemblages métamorphiques coronitiques : du grenat avec éventuellement du clinopyroxène ou de l'orthopyroxène. Le pyroxène constitue une symplectite très fine et très dense à l'intérieur du grenat coronitique qui sépare le plus souvent l'olivine du plagioclase (photo 20).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

L'orthopyroxène peut s'intercaler entre l'olivine et le grenat mais rien ne permet de le distinguer de l'orthopyroxène qui se forme dans l'association tardi-magmatique (photo 21).

La composition minéralogique des coronites demeure, somme toute, relativement simple (grenat seul, Ga + Opx ou Ga + Cpx) mais ce qui surprend le plus, c'est la localisation très variée de celles-ci : la moitié d'une lame mince peut ne contenir aucune réaction à grenat, tandis que l'autre moitié en est envahie ; tous les minéraux ferromagnésiens (à l'exception du spinelle vert) peuvent être entourés d'une coronite partielle ou complète. La coronitisation se fait en général au contact du plagioclase, mais l'ilménite est entourée de grenat même lorsqu'elle est incluse dans une hornblende (photo 22) . Un même cristal d'olivine peut être entouré à la fois de grenat seul et de grenat + pyroxène ; dans un même grenat coronitique, l'orthopyroxène symplectitique peut passer à du clinopyroxène. Mais, il est possible de trouver des contacts plagioclase-olivine non réactifs. Notons, à la périphérie d'une couronne grenatifère, la présence d'une apatite isolée du plagioclase par du grenat coronitique (photo 22).

2 - Les métatroctolites d'Analafisaka : Ce "massif" regroupe un ensemble de gabbros sombres riches en amphibole et biotite. Ceux-ci se présentent en bancs subverticaux, d'épaisseur décamétrique, s'allongeant sur quelques cent à deux cents mètres de long. Ces bancs sont intercalés dans des métasédiments (quartzites et leptynites à grenat) et orthogneiss et sont distants d'une centaine de mètres les uns des autres.

Le faciès commun de ce "massif" est mélanocrate. Il présente la même composition minéralogique que le gabbro d'Anabohitsy, mais sans grenat (ces roches sont plus magnésiennes : voir tableau 2, éch. 250 et 247a). Seule la proportion des minéraux change. L'ilménite est en petite quantité ; hornblende et biotite représentent un fort pourcentage de l'ensemble des minéraux de la roche. Elles sont poecilitiques et atteignent plusieurs centimètres (photo 23). Bourrée d'inclusion de pyrite en son coeur, la hornblende présente une zonation périphérique très brutale : en deux millimètres, elle passe du brun au vert. Signalons de fines lamelles de biotite dans les plans de clivage de l'amphibole (photo 23) ; on remarque l'abondance des lamelles de hornblende brune dans les pyroxènes. L'abondance de la hornblende se fait au dépens du plagioclase qui est rare. La concentration de baguettes de spinelle vert dans ce minéral est importante (photo 24). La proportion du plagioclase augmente vers l'Est du "massif".

Le mode de gisement en banc de ces gabbros n'est pas sans rappeler celui des granulites basiques. La composition minéralogique de certains de ces bancs va nous conforter dans l'idée que les granulites sont bien l'équivalent "métamorphique" des gabbros : le faciès mésocrate, à texture équante (éch. 247a), a une composition minéralogique identique à celle de certaines granulites sans grenat (paragénèse 9a). Les minéraux ont partiellement recristallisé et présentent une microtexture métamorphique. Cependant, quelques pyroxènes relictuels contiennent des exsolutions et les orthopyroxènes non recristallisés sont poecilitiques. Le faciès leucocrate (éch. 250a) a une composition minéralogique qualitativement identique (par. 9a ± Qz) que l'on trouve dans certaines granulites leucocrates. La biotite est relativement abondante par rapport aux autres minéraux ferromagnésiens, représentés par de la hornblende et clinopyroxène verts et de l'orthopyroxène.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDE DES PHOTOS

Photo 1 - Banc de granulite à grenat centimétrique. Remarquer la foliation parallèle aux bords du bancs. Contact Ouest du massif anorthositique de Saririaky.

Photo 2 - Section basale de hornblende brune à lamelles de clinopyroxène disposées parallèlement au plan 010 du cristal hôte ; L.N. Longueur du grand côté de la photo = 0,7 mm, éch. 37b.

Photo 3 - Lamelles de plagioclase (et hornblende brune) dans un mégacristal d'orthopyroxène. A droite, agrégat équigranulaire de pyroxènes entourant le mégacristal exsolvé. LP. éch. 166. Longueur du grand côté : Environ 2 mm.

Photo 4 - Disposition coronitique du grenat au contact hornblende brune et plagioclase. Ech. 102b (paragénèse 12), LN ; même échelle que la photo précédente.

Photo 5 - Agrégat coronitique à grenat et quartz vermiculaire. Inclusions de Hbb, Cpx, ilm. LP ; éch. 68f (paragénèse 3) ; même échelle que la photo précédente.

Photo 6 - Développement coronitique de l'orthopyroxène autour d'une biotite ; éch. 167g (par. 13 ± biot.). LN ; même échelle que la photo 2.

Photos 7 - 8 - 9 - Isograde de l'orthopyroxène. **Ph. 7** : éch. 90, paragénèse 13 ; la hornblende est brun-vert et l'orthopyroxène est bastitisé. **Ph. 8** : éch. 92j (par. 12) ; la hornblende est verte et l'orthopyroxène bastitisé peut contenir des vermicules de spinelle vert ; le plagioclase est rare. **Ph. 9** : éch. 102b. Même échelle que la photo 3. LN.

Photo 10 - Litage magmatique dans le massif anorthositique de Volovolo matérialisé par l'alternance de niveaux noritiques et anorthositiques s.s.

Photo 11 - Fracture mylonitique, de largeur décimétrique, dans le faciès saccharoïde de bordure (visible sur les bords de la photo) du Massif anorthositique de Saririaky. La foliation est marquée par de fines lamelles de biotite. Noter les "yeux" de labrador.

Photo 12 - Agrégat pluricentimétrique d'olivine frangée d'orthopyroxène ± amphibole brune et biotite (liseré sombre au contact avec le plagioclase) dans le massif de Volovolo.

Photo 13 - Grenat coronitique séparant l'orthopyroxène et l'ilménite du plagioclase. Massif anorthositique d'Ankafotia. Remarquer le liseré feldspathique (+ quartz ?) entre l'ilménite et le grenat

Photo 14 - Observation microscopique de l'assemblage coronitique précédent. De gauche à droite, on observe : l'orthopyroxène primaire magmatique, un liseré de clinopyroxène (1° génération de minéraux coronitiques CI), un liseré de plagioclase et orthopyroxène (2° génération : CII), une couronne CI de grenat, le plagioclase magmatique. Quartz et feldspath potassique se localisent de part et d'autre et à l'intérieur de la couronne de grenat. Le grain rond dans la couronne CII est du grenat. LN. grand côté de la photo : environ 3 mm, éch. 75E.

Photo 15 - Litage magmatique dans la métatroctolite d'Anabohitsy. Les niveaux centimétriques sombres sont dépourvus de plagioclase.

Photo 16 - Assemblage coronitique, dans un filon anorthositique du massif d'Anabohitsy, entre une augite (à fines lamelles et inclusions d'orthopyroxènes) et un plagioclase "antiperthitique". La couronne est composée de quartz et de grenat entouré d'un fin liseré feldspathique (Fk ?). Ech. 172 m, même échelle que la photo 14. LP.

Photo 17 - Texture de la métatroctolite d'Anabohitsy. Olivine (fort relief et craquelures sombres), plagioclase ("saupoudré" de baguettes de spinelle vert) et ilménite (incluse dans la hornblende) constituent les minéraux cumulii. Noter la texture subophitique du clinopyroxène (gris clair ; inclusions de schiller). La hornblende brune est gris sombre. LN. grand côté de la photo = environ 2 cm ; éch. 172.

Photo 18 - Détail de la photo précédente montrant le développement de la hornblende brune au détriment du plagioclase : l'amphibole se développe-t-elle par corrosion du plagioclase en présence d'un liquide résiduel (interstitiel), ou bien au cours d'un processus sub-solidus ? Remarquer la texture intergranulaire des clinopyroxènes schillérisés. LN : même échelle que la photo 14.

Photo 19 - Texture intergranulaire de la biotite. Remarquer le développement discontinu de la couronne Ga-Cpx, autour du mica. LN, même échelle que la photo 14, éch. 172a.

Photo 20 - Couronne symplectitique à Ga + Cpx autour de l'olivine. L'orthopyroxène de la couronne interne est très localisé. LN, même échelle que photo 14, éch. 172a.

Photo 21 - Assemblage coronitique à Ga + Cpx autour d'une amphibole brune et à Opx et Ga + Cpx autour d'une olivine. LN, même échelle que la photo 14, éch. 172a.

Photo 22 - Orthopyroxène et grenat coronitiques aux différents joints de grain des minéraux. L'orthopyroxène, au contact hornblende brune-olivine se distingue du grenat par un relief moins fort et un contact moins marqué avec l'amphibole. Le grenat est associé au clinopyroxène au contact du plagioclase ; il est seul, autour de l'ilménite, dans la hornblende. En haut de la photo, un grain d'apatite est isolé du plagioclase par du grenat coronitique (flèche). LN, même échelle que photo 14, éch. 172a.

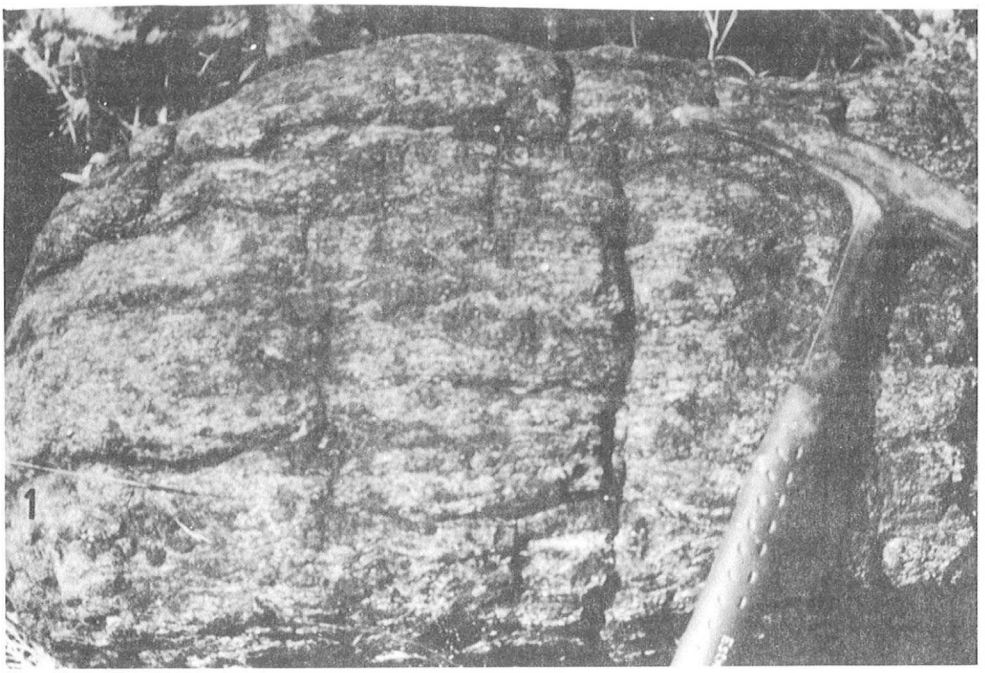
Photo 23 - Hornblende brune poecilitique englobant de l'olivine, du clinopyroxène et de la biotite dans la métatroctolite d'Analafisaka. L'aspect "strié" de l'amphibole est dû à de fines lamelles de biotite. LN, même échelle que photo 14, éch. 250.

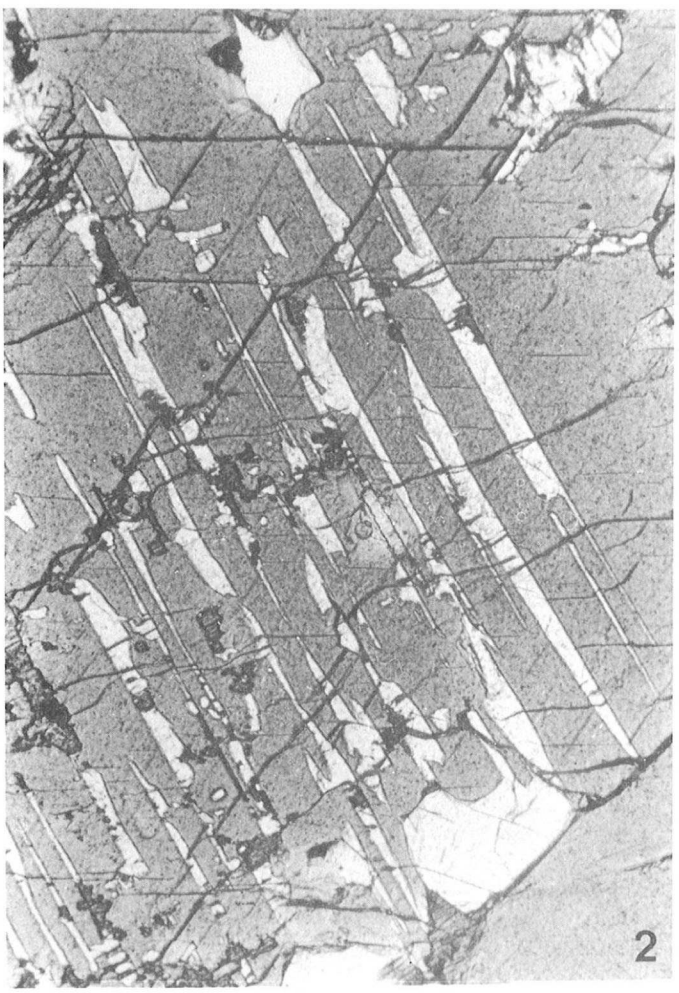
Photo 24 - Métatroctolite d'Analafisaka. Le plagioclase est très riche en inclusions de spinelle vert jusqu'à sa bordure plus sodique qui en est dépourvue. De l'amphibole verte entoure l'olivine. LN, même échelle que photo 14, éch. 250.

Photo 25 - Gneiss amphibolitique migmatitique à grenat-biotite. Piste Ejeda-Ampanihy, radier sur la Manakaravavy.

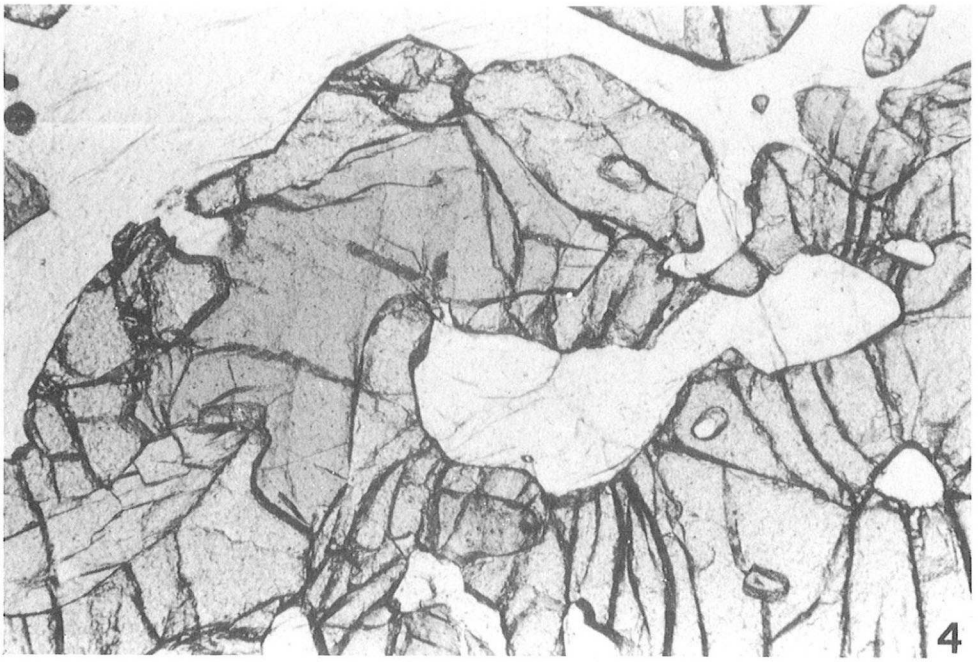
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



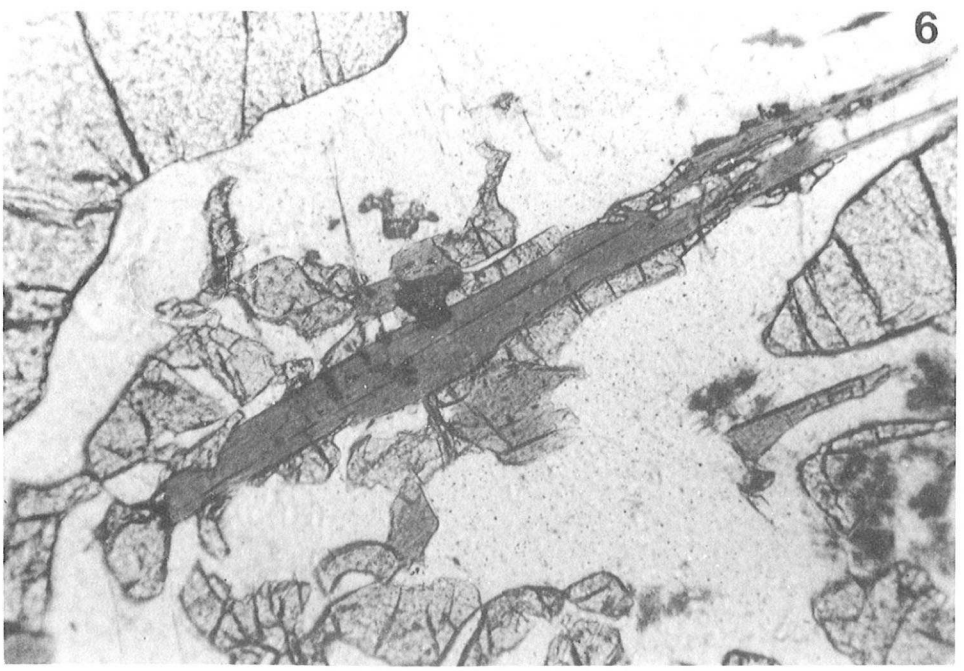


tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



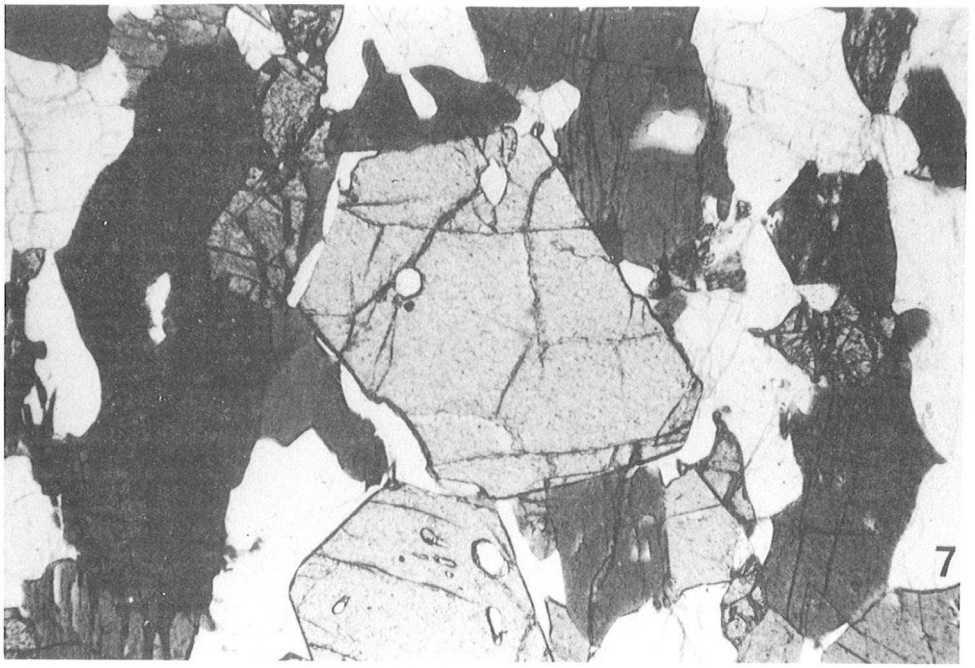
4

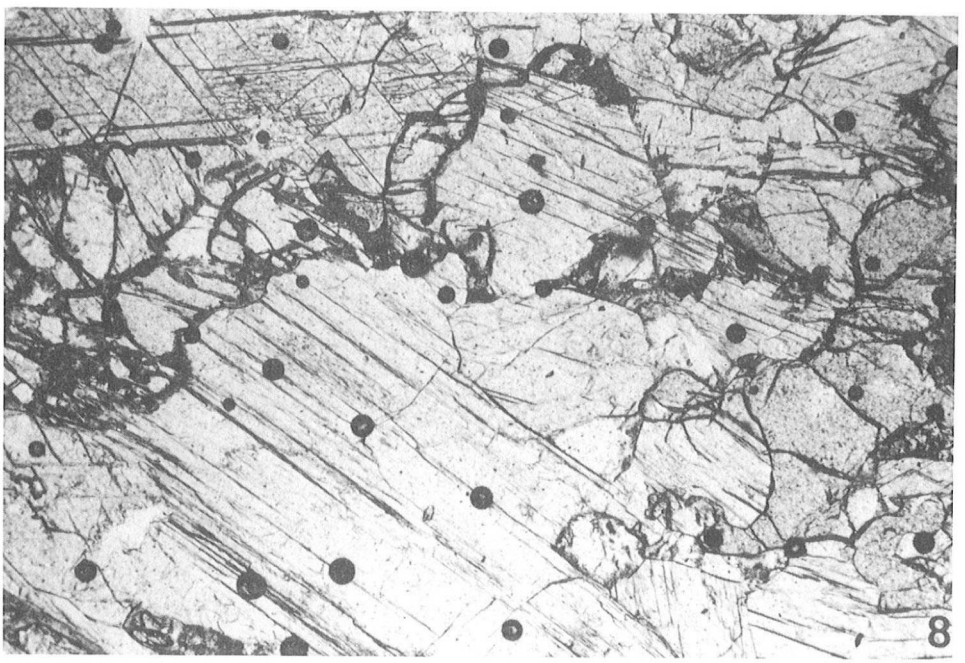
5

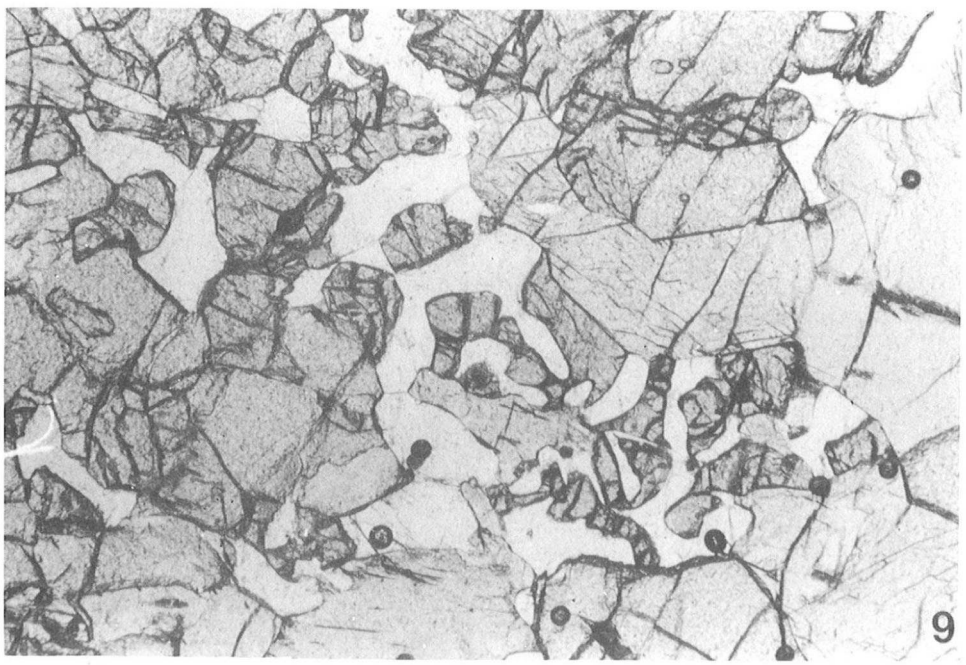


6

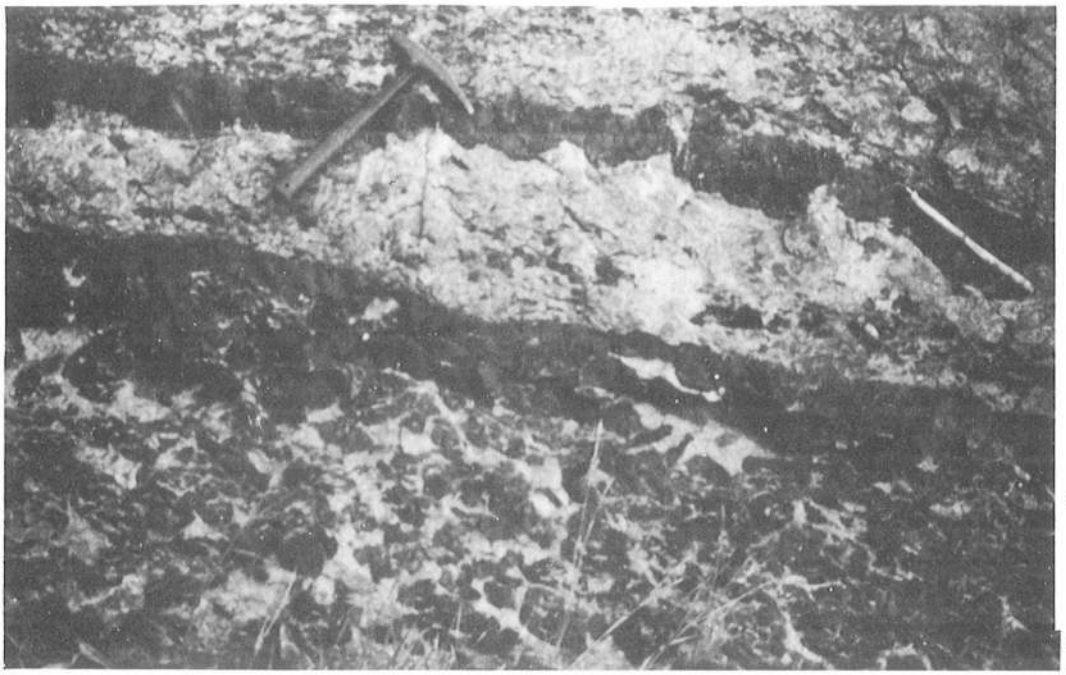
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



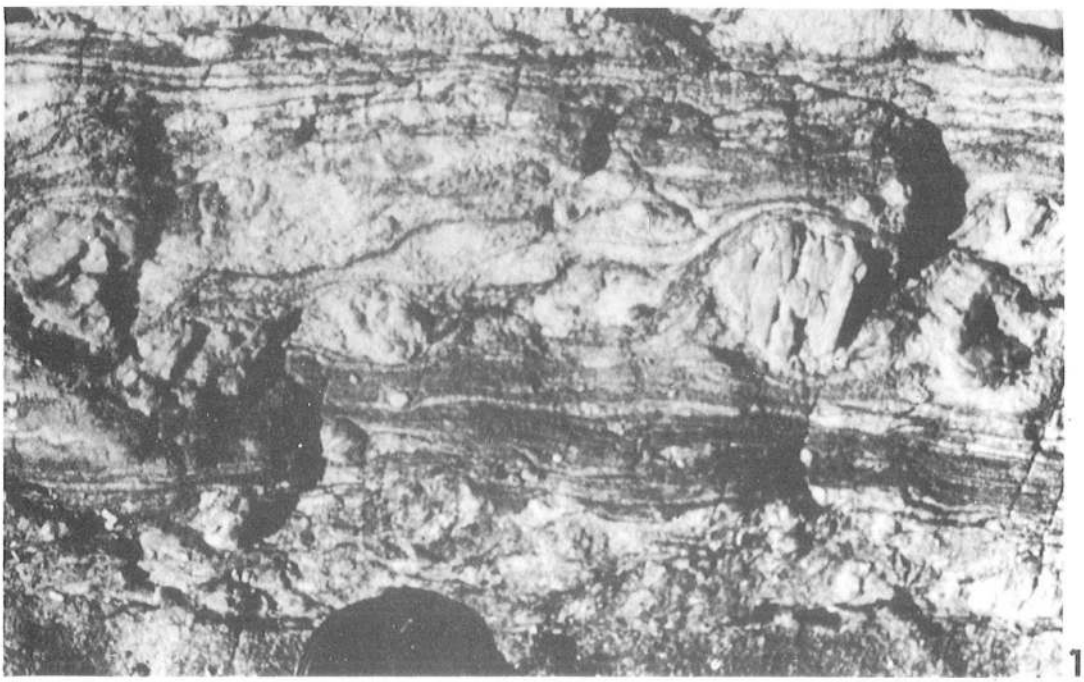




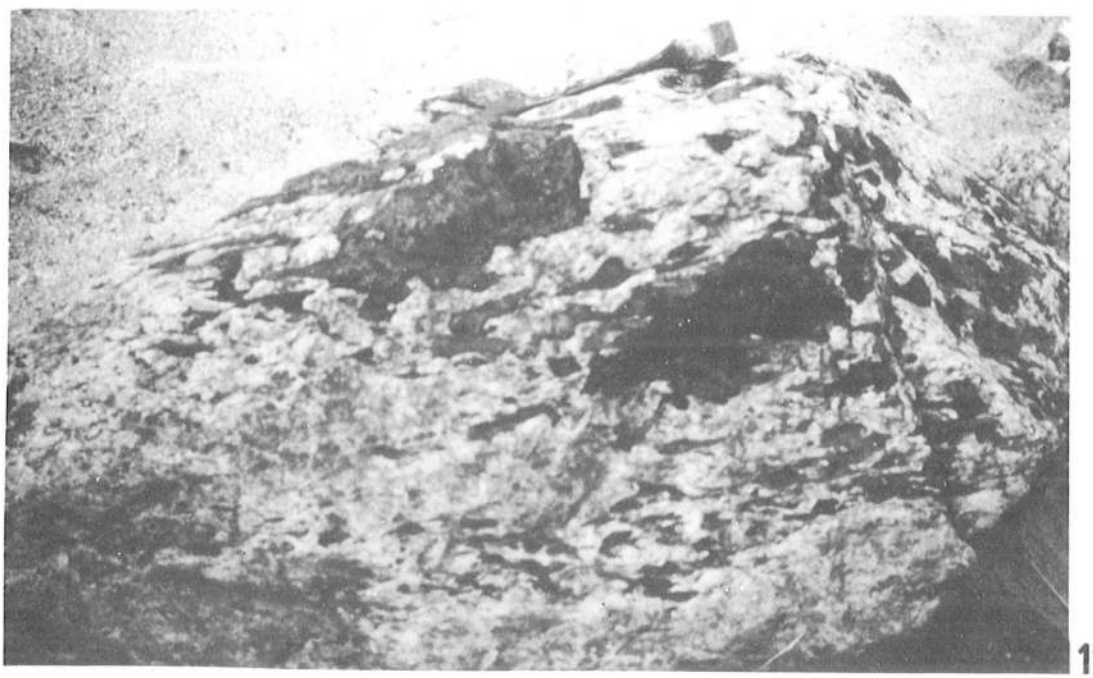
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



10



11

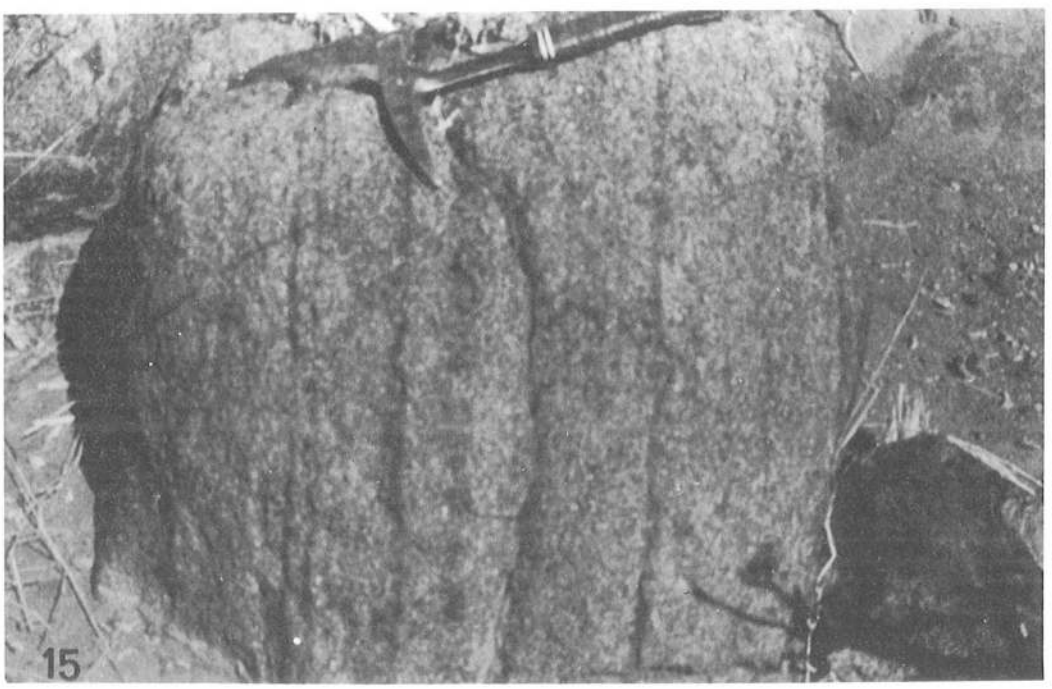


12

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

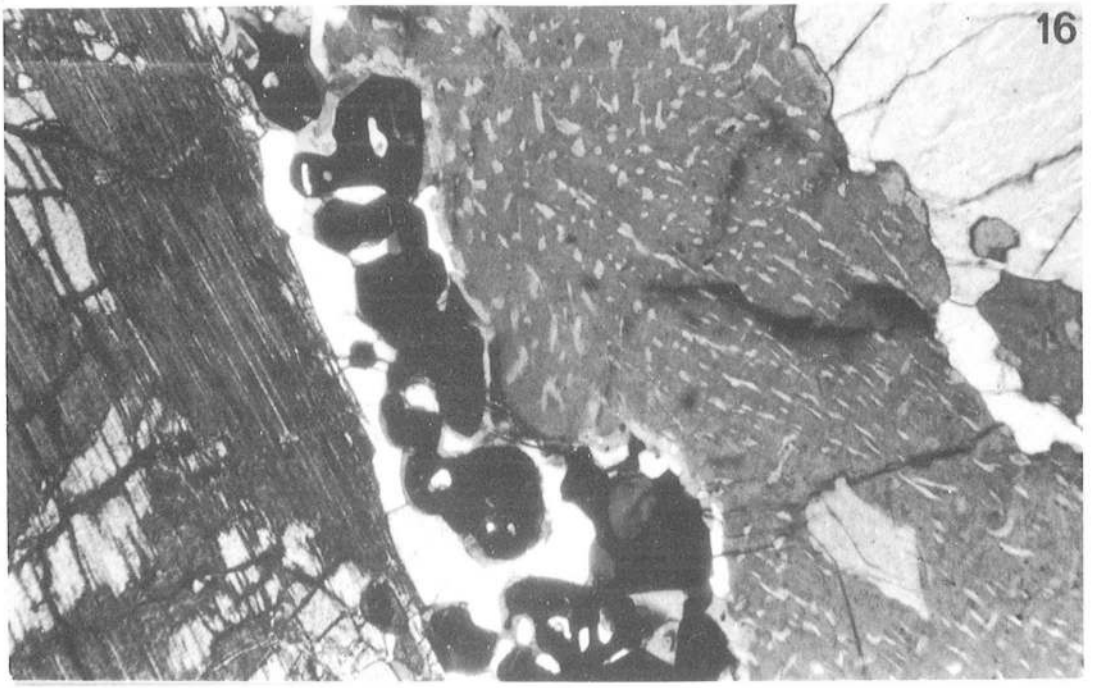
13

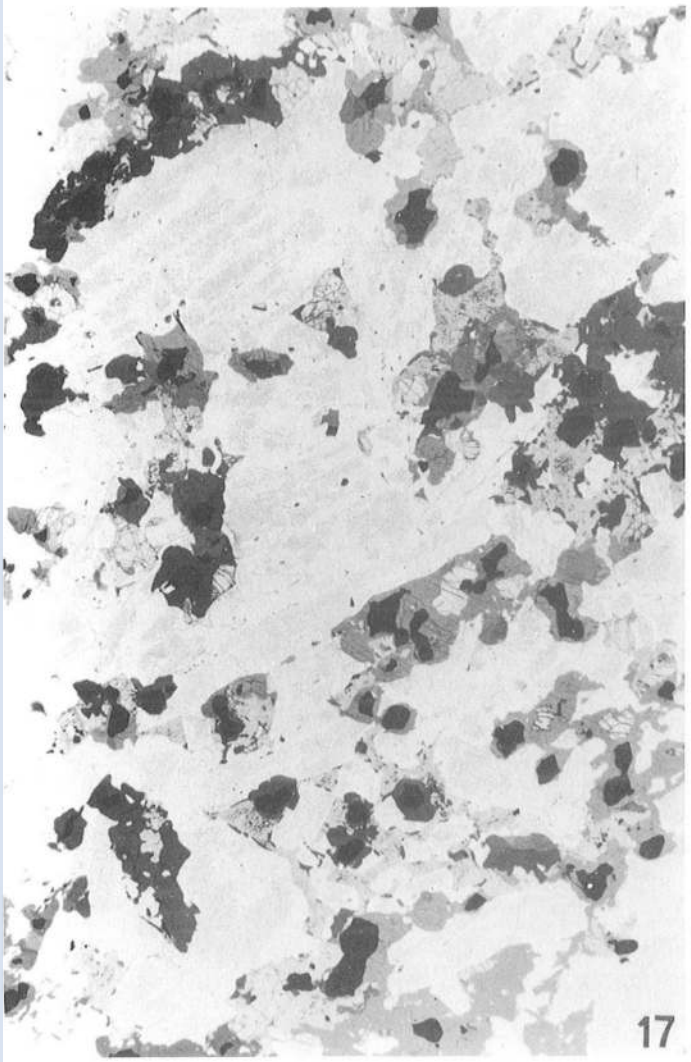
14



15

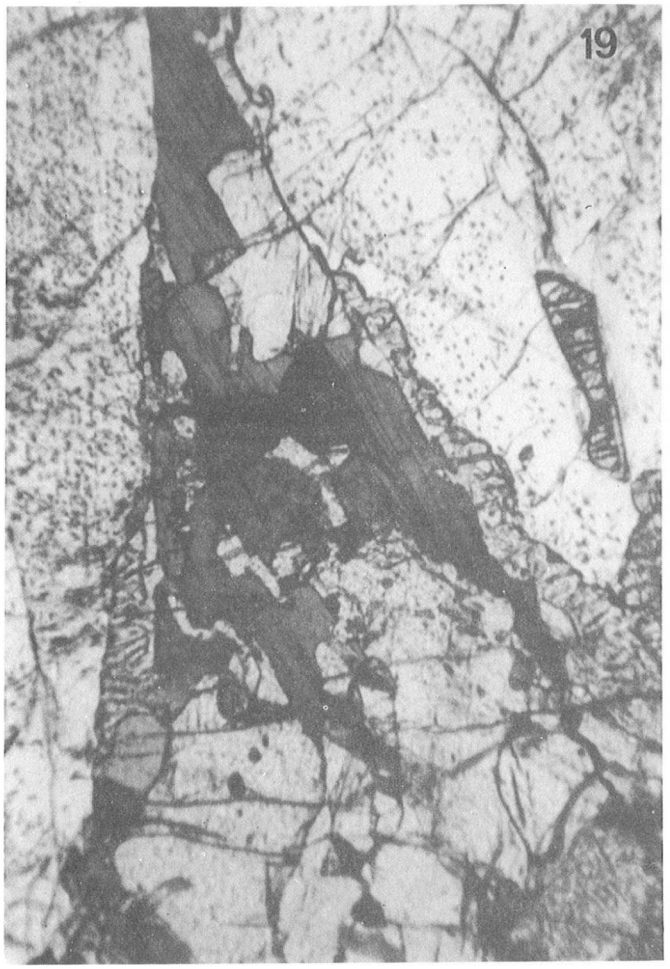
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

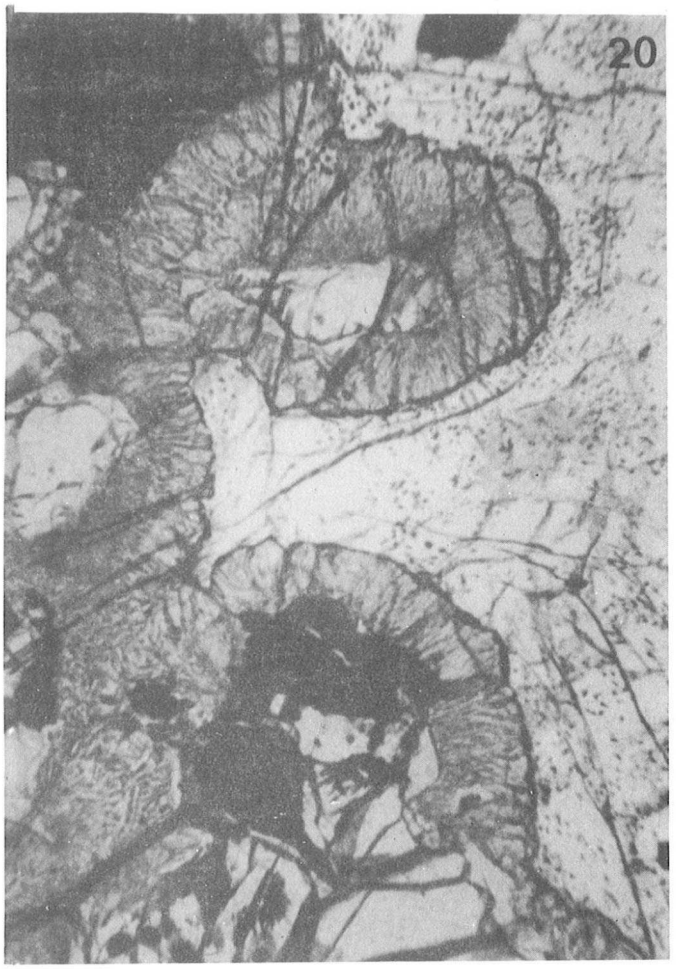

16

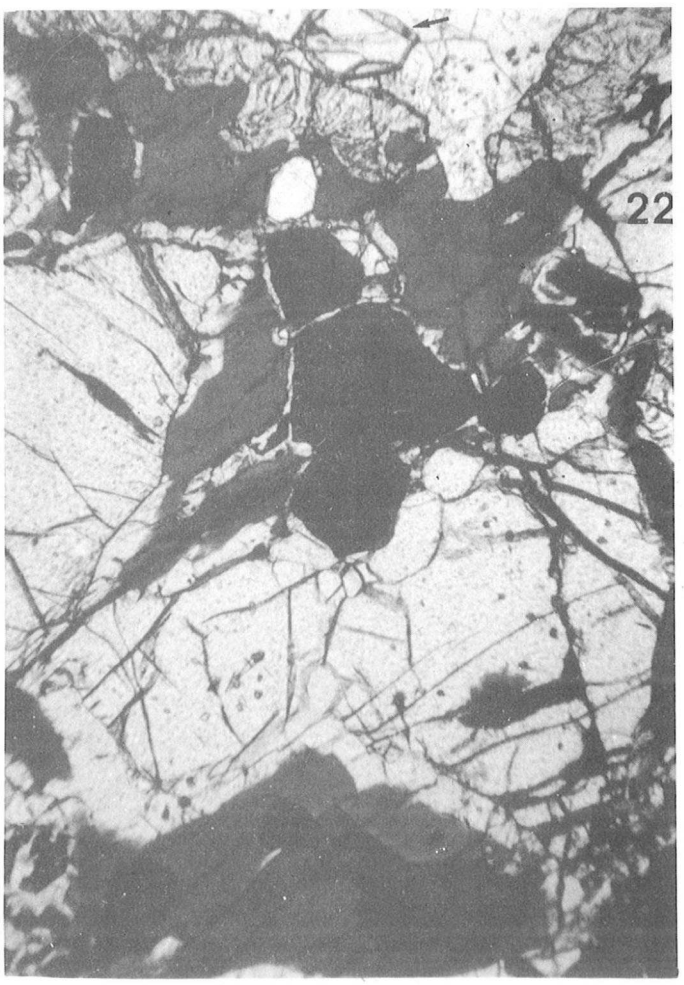

17

18

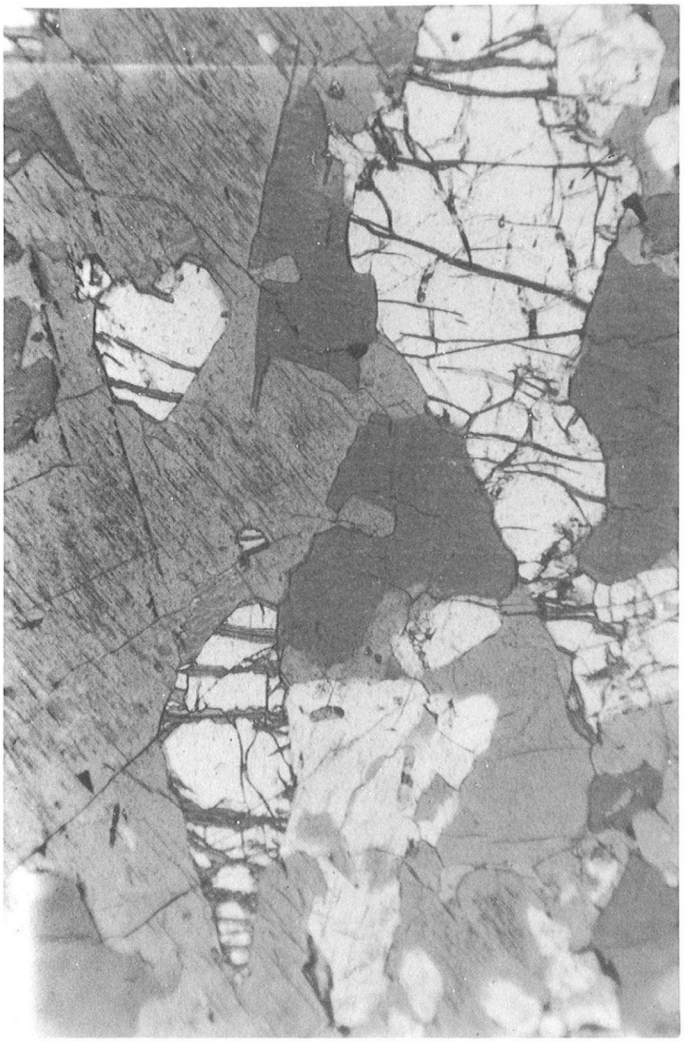
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



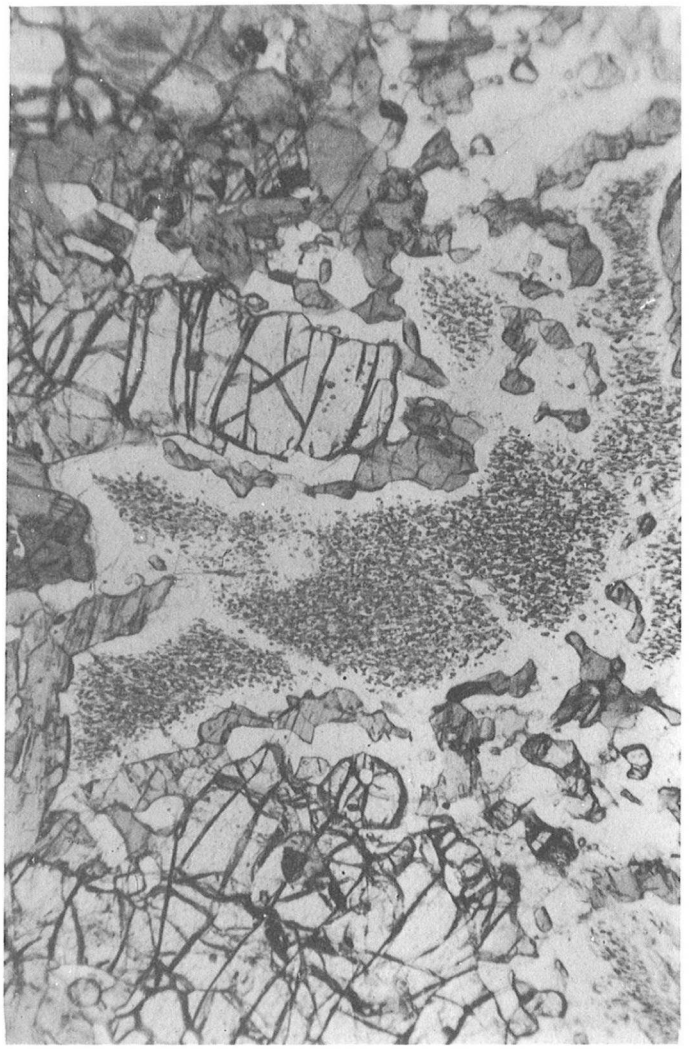




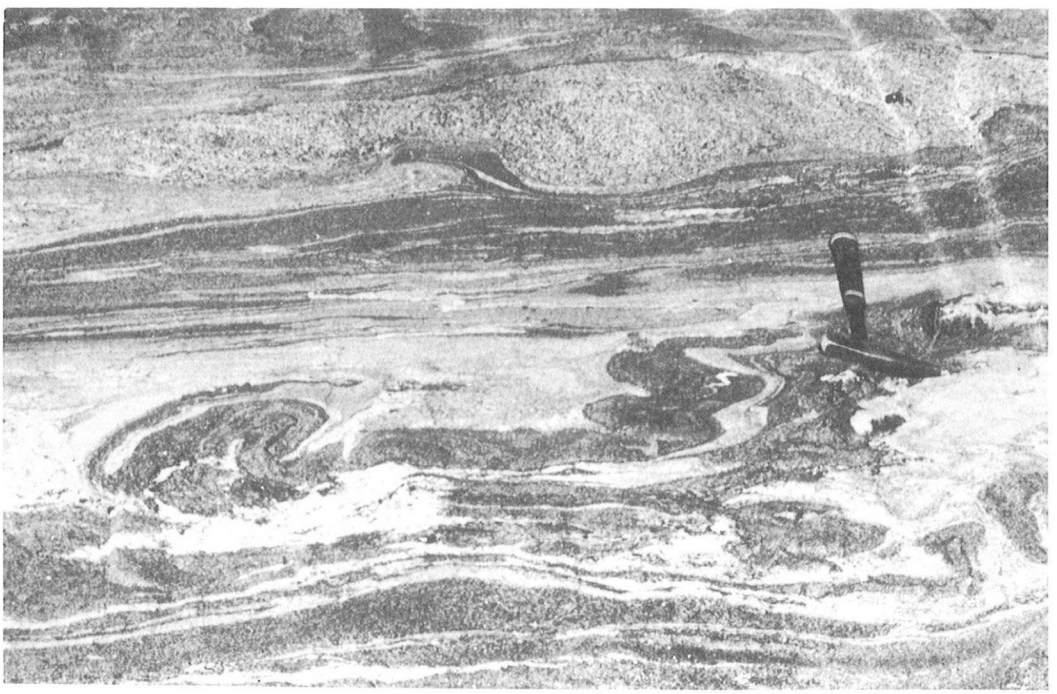
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



23



24



25

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre V

LE COMPLEXE GABBRO-ANORTHOSITIQUE DU SW MALGACHE

Deuxième Partie :

Evaluations des conditions pression, température du complexe gabbro-anorthositique

Résumé :

Les analyses des minéraux ont été effectuées à la microsonde sur 12 granulites (recouvrant la majorité des paragénèses principales à grenat), 6 échantillons des anorthosites d'Ankafotia et Saririaky et 5 lames des métatroctolites d'Anabohitsy et Analafisaka. Les gammes de composition des minéraux sont très étalées, tandis que les coefficients de distribution Fe-Mg des différents couples de minéraux varient peu. Dans une même roche, on a généralement XMg Cpx > XMg Hbb ~ XMg Opx ~ XMg Biot (> XMg Ol) > X Mg Ga. Les minéraux sont peu zonés. Les variations de la composition du plagioclase sont, pour une part, la conséquence de la recristallisation métamorphique ; dans les métatroctolites, par exemple, le pourcentage en An décroît fortement autour des grains de spinelle dispersés dans le feldspath. Par contre, à sa bordure, les variations de la composition du plagioclase (entre 60 et 70 % Ab) de ces roches, sont d'origine magmatique, et contrôlent la présence et la composition minéralogique des assemblages coronitiques. La composition de l'olivine riche en fer (hortonolite) varie d'un massif à l'autre. Les pyroxènes, peu alumineux, n'ont pas conservé la mémoire de leur origine magmatique. Dans les grenats (alm-py-gros essentiellement), le pourcentage en pyrope varie entre 58 % et 3 %, tandis que le composant grossulaire passe de 10 à 20 %, 30 % dans les grenats les plus ferrifères ; ceux des anorthosites à grenat seul sont à 30 % gros. A Anabohitsy, le grenat cristallise dans la métatroctolite au rapport X MgO le plus élevé. La composition des amphiboles varie depuis les pargasites titanifères (jusqu'à 5 % TiO_2) jusqu'aux magnésio-hornblendes par le biais des substitutions édénite, Ti tschermakite et Fe = Mg. L'amphibole poecilitique de la métatroctolite d'Analafisaka est très zonée à sa périphérie. La biotite des troctolites contient jusqu'à 8 % de TiO_2 . Les cristaux du mica inclus dans l'amphibole poecilitique montrent une variation de la teneur en cet élément comme dans le minéral hôte. L'ilménite est proche du pôle pur, avec moins de 10 % d'hématite. L'hercynite contient moins de 3 % de Fe_2O_3 et le chrome est absent.

La diversité minéralogique permet l'utilisation de nombreux géothermobaromètres qui seront appliqués aussi bien aux roches à texture granoblastique qu'aux assemblages coronitiques. La coronitisation témoigne d'une rééquilibration en réponse aux variations P-T. Réactifs et produits d'une réaction sont à l'équilibre dans le domaine multivariant de celle-ci. Au delà de ce domaine, l'équilibre peut être maintenu par échange ionique entre les phases en contact. Ce rééquilibrage continuel implique la prise en compte de la diffusion intracristalline et par là même, de la vitesse de l'évolution thermodynamique : l'ignorance de cet aspect vélocimétrique des géothermo-baromètres est source d'erreurs.

Le thermomètre Cpx-Ga d'Ellis et Green (1979) est le plus fiable et donne des résultats entre 710 et 890 °C. Les températures sont inférieures avec le couple Hb-Ga : 650-750 °C. Le couple Opx-Ga donne des résultats voisins de ceux du couple Cpx-Ga, à condition que l'on applique la calibration d'Harley (1984a) aux roches magnésiennes, et celle de Sen et Bhattacharya (1984) aux roches ferrifères. Le thermomètre biotite-grenat donne des résultats dispersés à cause des rééquilibrages tardifs. Les températures du couple Opx-Cpx sont plus élevées que les précédentes. Les concentrations du titane dans la biotite et l'amphibole sont fonction de la température. Les teneurs de cet élément dans les minéraux des métatroctolites sont supérieures à celles généralement

Tableau 3 - Association minéralogique des échantillons analysés à la microsonde :

Granulites :

92 c	Cpx - Pl - Ga glob. - Hb b - Qz (rare)-ilm
266a	Cpx - Pl - Ga - Qz - rare Hb v et Biot - ilm ± graph : roche leucocrate
264a	Cpx - Opx - Pl - Ga - Hb bv - Qz - ilm
253	Cpx - Opx (parfois en sympl. autour du Ga) - Ga - Pl - ilm - Hb bv ± Qz : roche leucocrate
251a	Cpx - Opx - Pl - Ga - ilm - Qz - Hb bv rare : roche leucocrate
268a	Cpx - Opx - Ga - Pl - Qz - ilm : roche leucocrate
102p	Cpx - Ga - Hb b - Pl - ilm et sph (rare) - zircon
55a	Cpx - Ga glob - Hb b - Pl - ilm
72e	Cpx - Ga - Pl - ilm (entouré de sph), très rare Hb bv
118	Cpx - Opx - Hb b - Ga ± ilm, Spv ds Ga ± Pl
92j	Hb v - Opx - Spv (vermicules ds Opx) - Ga - Pl

Anorthosites :

Massif d'Ankafotia

75-75E	Pl - Opx (I et cor.) - Cpx (cor. et lam. dans Opx) - Ga cor. - rutile, ilm, rare sph. - Biot ± Qz
76	Pl (± Fk) - Ga (glob) ± mica blanc et chl (?)

Massif de Saririaky

95a	Pl - Opx - Cpx (lam. épaisse ds Opx) - Ga (glob) ± Q ± Biotite ± ilm ± graph (dans une fissure)
76	Pl - Ga (glob) ± Qz et Fk autour du Ga
272	Opx - Cpx (lam. dans Opx) - Pl - Ga et Fk cor. - Qz - ilm : anorthosite gabbroïque

Métatroctolites :

Anabohitsy

172	Ol - Cpx - Opx (cor) - Hb b - Pl (spv) - ilm - Biot
172a	idem + Ga cor avec ou sans symplectite à Cpx ou Opx
172j	Ol - ilm - Opx et Hb b poecilitique - Cpx
172l	Cpx - Pl - Hb bv à v - ilm ± Biot

Analafisaka

246	Ol - Hbb poecilitique - Biot ± Prxs - Pl (spv) ± ilm et pyrite

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

mesurées dans les granulites. En présence d'ilménite, la concentration du titane dans l'amphibole permet d'évaluer les températures entre 700 ° et 1000 °C (dans les troctolites), marquant ainsi l'évolution rétrograde depuis les températures (tardi-magmatiques) d'apparition de ce minéral. Les géobaromètres (en particulier Opx-Ga-Pl-Qz) indiquent des pressions de 7 à 8,5 Kb dans les granulites et anorthosites. Dans la métatroctolite d'Anabohitsy, l'association Ol-Pl-Ga indique une pression de 8 à 9 Kb. La pression maximale de 5 Kb (à 710 °C) obtenue pour l'échantillon oriental sans quartz (éch. 118), confirme une baisse de pression significative de l'W vers l'E, en accord avec l'étude pétrographique. La PH_2O, variable, est certainement inférieure à 0,35 dans les granulites. La fugacité de l'oxygène est comprise entre les tampons WM et QFM : dans ces conditions de faible fO_2, la rareté du graphite suggère que la pression partielle de CO_2 est généralement faible. Les estimations des pressions partielles des différents fluides sont trop imprécises pour affirmer que Pf est égal ou différent de Pt. Dans l'anorthosite d'Ankafotia, le fonctionnement dans les deux sens de la réaction Opx Pl = Cpx Ga Q, suppose une baisse de T et P avec une diminution de la vitesse de refroidissement, ou bien une baisse de T puis de P, les deux événements pouvant être totalement dissociés dans le temps.

A/ LA COMPOSITION CHIMIQUE DES PRINCIPAUX MINERAUX :

Compte tenu de la similitude des associations minéralogiques dans les granulites, les anorthosites et les métatroctolites, les compositions chimiques des minéraux de ces trois types de roches seront étudiées ensembles dans ce chapitre. Les analyses ont été réalisées à la microsonde électronique sur vingt trois échantillons : 12 lames polies taillées dans les granulites basiques, 6 lames dans les roches des massifs anorthositiques d'Ankafotia et Saririaky et 5 lames dans les métatroctolites d'Anabohitsy (4 éch) et d'Analafisaka (1 éch.). Le tableau 3 résume les paragénèses de ces roches.

Les échantillons choisis parmi les métabasites recouvrent la majorité des principales paragénèses (1 à 6 et 12) et contiennent toutes du grenat. Ce choix, un peu restrictif, a été guidé par l'intention d'utiliser ces analyses à des fins thermo-barométriques : or, les principaux géothermomètres et baromètres utilisent des assemblages à grenat. Par voie de conséquence, les granulites étudiées proviennent presque toutes d'une bande Nord-Sud, à cheval sur la limite des groupes du Vohibory et d'Ampanihy, qui contient les deux massifs d'anorthosites et les deux massifs de métatroctolites. Seul, l'échantillon 118 est plus oriental (pour la localisation, voir fig. 15).

J'ai étudié trois lames dans chacun des deux massifs anorthositiques occidentaux. Dans le massif de Saririaky, ce sont : un échantillon du faciès commun (éch. 94a, paragénèse 4), un échantillon d'anorthosite à grenat seul (éch. 94) et une anorthosite gabbroïque (éch. 272) provenant de la bordure SE du massif. Les deux lames du faciès commun d'Ankafotia proviennent du même affleurement (éch. 75 et 75e) : ils contiennent la paragénèse 4 en association coronitique témoignant de la réaction Opx + Pl = Cpx + Ga + Q (photo 13). L'association coronitique complexe dans l'échantillon 75e (photo 14) témoigne du jeu inverse de cette réaction. La lame 76 est une anorthosite à grenat comme seul minéral ferromagnésien. A Anabohitsy, j'ai étudié deux échantillons de la troctolite avec (éch. 172a) ou sans grenat (éch. 172), un échantillon de leucogabbro (éch. 172 l) et un échantillon ultrabasique (éch. 172j).

Un bref aperçu des tableaux d'analyses (tableaux 4 à 15) et des différentes figures (en particulier : les figures 6 à 8), montre une grande variété de la composition chimique de chaque espèce minérale des granulites basiques, des anorthosites et des troctolites. La teneur en anorthite du plagioclase varie d'une roche à l'autre dans une large gamme (tableaux 4 à 6). Il en est de même pour les minéraux ferromagnésiens dont le rapport XMg matérialise bien les variations : ainsi le pourcentage en enstatite de l'orthopyroxène s'échelonne entre 40 et 80 %; la teneur en pyrope du grenat varie entre 3 et 58 % : de telles variations sont classiquement reliées à des modifications des conditions métamorphiques, en particulier de la pression (eg. Co-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échantillon	92 j	55 a	92 c	102 p	253	264 a	251 a	268 a	118	72 e	266 a
SiO2	45,76	57,15	57,80	46,44	56,57	57,81	58,39	57,96	49,81	53,58	59,13
Al2O3	35,95	26,92	26,66	35,04	27,69	26,64	26,61	25,94	32,33	29,63	25,90
TiO2	-	-	0,02	-	0,01	-	-	0,08	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0,39	-	-	-
FeO	0,03	0,17	0,10	0,15	0,07	0,17	0,11	0,12	0,18	-	0,27
MnO	-	0,01	0,03	-	0,02	-	-	0,07	-	-	-
CaO	18,50	8,69	8,35	17,84	9,34	8,18	8,42	7,23	15,00	11,57	7,19
Na2O	1,15	6,66	6,67	1,50	5,99	6,76	6,36	6,83	2,66	5,16	7,21
K2O	0,04	0,35	0,15	0,03	0,33	0,05	0,51	0,51	0,04	0,09	0,21
Total	101,43	99,95	99,78	101,00	100,03	99,61	100,40	99,11	100,02	100,03	99,91
Si	8,316	10,271	10,368	8,464	10,156	10,380	10,410	10,420	9,075	9,685	10,564
Al	7,702	5,704	5,638	7,531	5,860	5,638	5,590	5,500	6,946	6,316	5,452
Ti	-	-	0,003	-	0,002	-	-	0,010	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	0,104	-	-	-
Fe2+	0,005	0,026	0,015	0,023	0,011	0,025	0,017	0,018	0,027	-	0,040
Mn	-	0,002	0,005	-	0,004	-	-	0,011	-	-	-
Ca	3,603	1,674	1,605	3,485	1,797	1,574	1,608	1,392	2,929	2,241	1,376
Na	0,405	2,321	2,320	0,530	2,087	2,353	2,199	2,382	0,940	1,809	2,496
K	0,009	0,080	0,034	0,007	0,075	0,010	0,115	0,117	0,009	0,021	0,048
Total	20,040	20,080	19,988	20,039	19,990	19,980	19,939	19,954	19,926	20,072	19,980
Ab	10	57	59	13	53	60	56	61	24	44	64
An	90	41	41	87	45	40	41	36	76	55	35
Or	0,2	2	1	0,2	2	0,3	3	3	0,2	0,5	1

Tableau 4 : Analyses chimiques des plagioclases des granulites basiques. Nbre d'oxygènes = 32.

N° échant.	1 75 C	2 B	3	4 75e Cor	5 76	6	7 95a	8 94	9 272
SiO2	54,84	56,42	63,43	54,03	58,03	63,20	54,98	54,75	57,85
Al2O3	28,22	28,27	18,98	30,35	26,81	19,10	28,66	29,68	26,42
TiO2	-	-	-	-	0,05	0,05	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,02	-	0,25	0,16	0,06	0,10	0,08	0,03	0,36
MnO	0,05	-	0,02	-	-	-	0,09	-	0,03
CaO	10,45	9,56	0,03	11,69	8,03	0,13	10,79	11,16	8,00
Na2O	5,28	5,51	0,57	4,97	6,80	0,66	5,43	5,28	6,63
K2O	0,41	0,53	17,13	0,20	0,38	16,63	0,31	0,19	0,35
Total	99,37	100,29	100,41	101,42	100,16	99,87	100,37	101,09	99,65
Si	9,954	10,100	11,789	9,639	10,372	11,777	9,892	9,775	10,402
Al	6,040	5,967	4,160	6,384	5,649	4,196	6,080	6,248	5,598
Ti	-	-	-	-	0,007	0,007	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe++	0,003	-	0,039	0,024	0,009	0,016	0,012	0,004	0,053
Mn	0,008	-	0,003	-	-	-	0,014		0,004
Ca	2,033	1,834	0,006	2,235	1,538	0,026	2,080	2,135	1,541
Na	1,859	1,913	0,205	1,719	2,357	0,238	1,895	1,828	2,311
K	0,118	0,121	4,063	0,046	0,087	3,954	0,071	0,043	0,080
Total	20,014	19,934	20,265	20,050	20,019	20,214	20,049	20,036	19,993
Ab	46	49	5	43	59	6	47	46	60
An	51	47 -		56	39	1	51	53	38
0r	3	3	95	1	2	93	2	1	2

Tableau 5 : Analyses chimiques des plagioclases des anorthosites . C : coeur des minéraux ; B : bordure ; Cor : coronitique.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

leman et al, 1965). Dans le triangle Ca-Fe-Mg (figure 6), les lignes jointives entre les différents minéraux sont sub-parallèles entre elles et ne se coupent généralement pas : la modification de la composition chimique de ces minéraux est progressive et elle affecte toutes les phases minérales des différentes roches dans le même sens. Elle est donc à relier principalement aux importantes variations de composition chimique des roches hôtes. Les coefficients de répartition fer-magnésium (Kd) dans les couples de minéraux varient peu, témoignant de la faible influence des paramètres pression-température sur les modifications chimiques des phases minérales : ainsi le Kd dans le couple grenat-clinopyroxène (figure 7) varie dans les trois types de roches entre 4,5 et 6,5.

Quelle que soit la composition chimique de la roche hôte, on a toujours la relation suivante entre les rapports XMg dans les minéraux :

XMgCpx > X Mg Hbb ~ ou légèrement > XMg Opx > XMg Ga dans les granulites

et

XMgCpx > XMg Opx ~ XMg biot > ou ~ XMg Hb > XMg Ol > XMg Ga

dans les métatroctolites et anorthosites.

D'une manière générale, la composition chimique des minéraux des granulites est très homogène. Les zonations sont rares et se limitent à des différences de quelques pourcents. Dans les anorthosites, la composition du plagioclase varie sensiblement. Dans les métatroctolites, les minéraux sont homogènes, à l'exception parfois des plagioclases et des amphiboles poecilitiques (éch. 250).

Le plagioclase : La teneur en albite des plagioclases des granulites varie de manière discontinue entre 10 et 70 %, avec cependant un maximum de valeurs autour de Ab 50-55 (tableau 4) ; le composant orthose reste faible. La composition du plagioclase normatif est toujours plus calcique que celle du plagioclase réel, avec une différence de 5 à 20 % des composants polaires. Cette différence témoigne de l'acidification du plagioclase primaire magmatique au cours des processus métamorphiques. La composition des différents cristaux dans une roche est homogène et les zonations optiques observées dans certains échantillons n'ont, semble-t-il, pas de signification chimique.

Les grands cristaux de plagioclases d'origine magmatique des anorthosites ont une composition intermédiaire (labrador) avec quelques pour-cents du composant orthose (analyses 1, 6, 7, tableau 5). La teneur en albite est plus élevée à la périphérie de ces cristaux, au contact des minéraux ferromagnésiens (an.2, tabl. 5) et dans les plagioclases recristallisés. Cette acidification du plagioclase s'accompagne de l'apparition de feldspath potassique, exprimé sous la forme d'exsolutions dans les grands plagioclases (photo 16), et de petits cristaux au sein des agrégats de plagioclases recristallisés. Ce feldspath potassique contient moins de 6 % d'albite (an. 3 et 6, tab. 5). Le plagioclase d'origine coronitique, impliqué dans la couronne secondaire avec l'orthopyroxène, a une composition de labrador (an.4, tab.5). La composition homogène et relativement acide (Ab = 60) du plagioclase de l'anorthosite gabbroïque (an.9, tab. 5), s'explique par une recristallisation complète du minéral primaire : notons que le plagioclase normatif est de composition intermédiaire (XAb = 52 %).

Dans la métatroctolite d'Anabohitsy, la composition du plagioclase (tab.6) varie entre Ab 57 et Ab 70 que ce soit dans des échantillons avec (éch.172a) ou sans grenat (éch. 172). C'est au coeur du minéral que la composition est la plus calcique, en particulier lorsque le plagioclase ne contient pas de spinelle (Ab = 57-59) : cette composition est identique à celle obtenue par le calcul de la composition normative (éch. 332a et b, tab.2). Lorsque le coeur du minéral contient du spinelle, il est plus sodique que précédemment et ce caractère s'accentue

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° Ech.	1 172 sans Sp	2 à Sp	3 contact Sp	4 contact Hb	5 contact Opx	6 172 a C	7 contact Ga	8 contact Ol	9 250 Pl à Sp	10 contact Hbv	11 172 l
SiO2	58,13	59,11	60,24	60,20	61,41	56,65	57,57	60,55	60,18	63,02	57,94
Al2O3	26,59	26,17	25,71	25,80	24,77	26,89	26,58	24,36	24,96	24,01	25,95
TiO2	-	-	-	0,04	0,04	-	-	0,16	0,05	-	0,04
MgO	0,13	-	0,04	-	-	-	-	-	0,02	0,02	0,03
FeO	0,02	0,03	0,14	0,13	0,25	-	0,11	0,20	0,08	0,11	0,05
MnO	-	0,06	0,05	-	0,05	-	0,06	-	-	-	0,04
CaO	8,24	7,24	6,70	6,70	5,68	8,23	7,91	5,24	5,73	4,12	7,59
Na2O	6,89	7,30	7,63	7,48	8,33	6,61	6,63	8,04	7,72	8,68	6,97
K2O	0,31	0,35	0,40	0,42	0,50	0,35	0,39	0,74	0,12	0,16	0,46
Total	100,30	100,26	100,98	100,78	101,04	98,80	99,29	99,32	98,86	100,21	99,07
Si	10,374	10,529	10,644	10,649	10,832	10,278	10,381	10,854	10,797	11,100	10,467
Al	5,591	5,494	5,354	5,380	5,148	5,749	5,648	5,147	5,277	4,985	5,525
Ti	-	-	-	0,006	0,005	-	-	0,022	0,006	-	0,006
Mg	0,032	-	0,010	-	-	-	-	-	0,004	0,004	0,007
Fe2+	0,002	0,004	0,021	0,020	0,037	-	0,017	0,031	0,012	0,016	0,008
Mn	-	0,010	0,007	-	0,007	-	0,010	-	-	-	0,006
Ca	1,575	1,382	1,269	1,270	1,074	1,600	1,528	1,007	1,102	0,778	1,470
Na	2,383	2,522	2,614	2,565	2,849	2,324	2,318	2,794	2,684	2,965	2,442
K	0,071	0,079	0,089	0,094	0,113	0,080	0,090	0,168	0,028	0,036	0,107
Total	20,047	20,021	20,025	19,983	20,068	20,045	19,996	20,030	19,910	19,899	20,037
Ab	59	63	66	65	71	58	59	70	77	78	61
An	39	35	32	32	27	40	39	25	22	21	37
Or	2	2	2	2	3	2	2	4	1	1	3

Tableau 6 : Analyses chimiques des plagioclases des métatroctolites.

N° échan.	172	172 a	172 j	250
SIO2	34,44	34,71	35,19	39,23
Al2O3	-	-	-	-
Cr2O3	-	-	-	-
TiO2	-	-	-	0,02
MgO	19,05	25,82	22,80	37,99
FeO	46,02	38,96	41,10	21,61
MnO	0,76	0,36	0,60	0,28
CaO	0,06	0,07	-	-
Total	100,35	99,92	99,80	99,16
Si	1,009	0,985	1,010	1,023
Al	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-
Mg	0,832	1,092	0,975	1,476
Fe	1,128	0,925	0,987	0,471
Mn	0,019	0,009	0,015	0,006
Ca	0,002	0,002	-	0,001
Total	2,991	3,015	2,990	2,977
Fo %	42	54	49	76

Tableau 7 : Analyses chimiques des olivines des métatroctolites.
Nbre d'oxygènes = 4.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

sensiblement (Ab=65) lorsque l'on s'approche d'un grain de spinelle (an. 2 et 3, tab. 6) : il est responsable de la zonation optique observée autour de chaque grain de spinelle. Qu'elle en soit la cause ou plus vraisemblablement le résultat, la présence de spinelle dans le plagioclase témoigne d'une acidification de celui-ci au cours de réactions subsolidus à partir d'une composition originelle magmatique, qui pourrait être celle du coeur du plagioclase, sans exsolution (an.1, tab.6).

Au contact des minéraux ferromagnésiens, le plagioclase montre une variation du composant albitique entre 58 et 70. Il est tentant de relier, là encore, cette variation chimique à des réactions subsolidus impliquant les minéraux ferromagnésiens. Cependant, il faut noter que la composition du plagioclase peut varier au contact d'un même ferromagnésien : le pourcentage en albite s'échelonne entre 59 et 70 au contact du grenat (sans variation de la composition chimique de celui-ci). En fait, les modifications de la composition du plagioclase, engendrées par les réactions métamorphiques sont difficiles à évaluer, à proximité des minéraux ferromagnésiens, dans la mesure où le plagioclase réactif est partiellement consommé. Il est vraisemblable que les réactions interminérales ne sont pas seules responsables des variations de la composition chimique du plagioclase. On remarque, en effet, que le plagioclase en contact direct avec l'olivine est sodique avec Ab 70 (an.8, tab.6) : on peut donc penser, à l'inverse, que c'est la composition du plagioclase primaire qui contrôle la nature des minéraux subsolidus (ou leur absence) qui se forment autour de l'olivine.

Dans cette hypothèse, la diversité des phases minérales au contact de l'olivine suggère une variation sensible de la composition de la périphérie du plagioclase d'un cristal à l'autre et autour d'un même cristal. Une telle variation est connue dans les plagioclases cumulii des orthocumulats : le feldspath (plus ou moins zoné en son coeur) présente, à la périphérie, des surcroissances de plus basse température, qui sont, de ce fait, plus sodiques que le coeur du minéral. La présence et la géométrie de ces surcroissances dépendent de la place laissée libre en fin de cristallisation, au contact avec les autres minéraux cumulii.

Dans le leucogabbro (éch. 172 l), le plagioclase a une composition chimique semblable à celle du coeur du plagioclase de la métatroctolite. Dans la métatroctolite d'Analafisaka, l'influence des modifications subsolidus sur la composition du plagioclase est révélée par l'abondance du spinelle en inclusion dans celui-ci (photo 24). L'écart important entre la composition normative et la composition réelle du plagioclase peut s'expliquer, en partie, par l'influence des réactions interminérales et en partie par l'abondance de l'amphibole par rapport au plagioclase.

L'olivine n'existe pas dans les roches à texture métamorphique, mais seulement dans les métatroctolites à texture magmatique préservée. Dans un échantillon, sa composition est très homogène et elle n'est pas zonée. Elle est riche en fer (série chyalosidérite - hortonolite, tableau 7). Les teneurs en nickel et chrome sont très faibles (à la limite de détection de la microsonde). Celles en MnO varient entre 0,2 et 0,76 % en fonction de la teneur en fer. Les différences de composition de l'olivine d'une roche à l'autre sont notables. Dans le massif d'Anabohitsy, les olivines des trois échantillons 172-172a et 172 j, distants de quelques mètres seulement, montrent une différence de 12 % du composant forstérite (tableau 7). Cette variation du rapport XMg dans les différents échantillons du massif ne se limite pas à l'olivine. Elle concerne tous les minéraux ferromagnésiens et constraste avec la composition moyenne relativement stable du plagioclase.

A Analafisaka, l'olivine plus magnésienne atteint Fo 76. Les forts rapports XMgO dans les échantillons analysés du massif anorthositique de Volovolo, laissent supposer que l'olivine (non analysée) de ce massif était également riche en forstérite. Il est également vrai-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

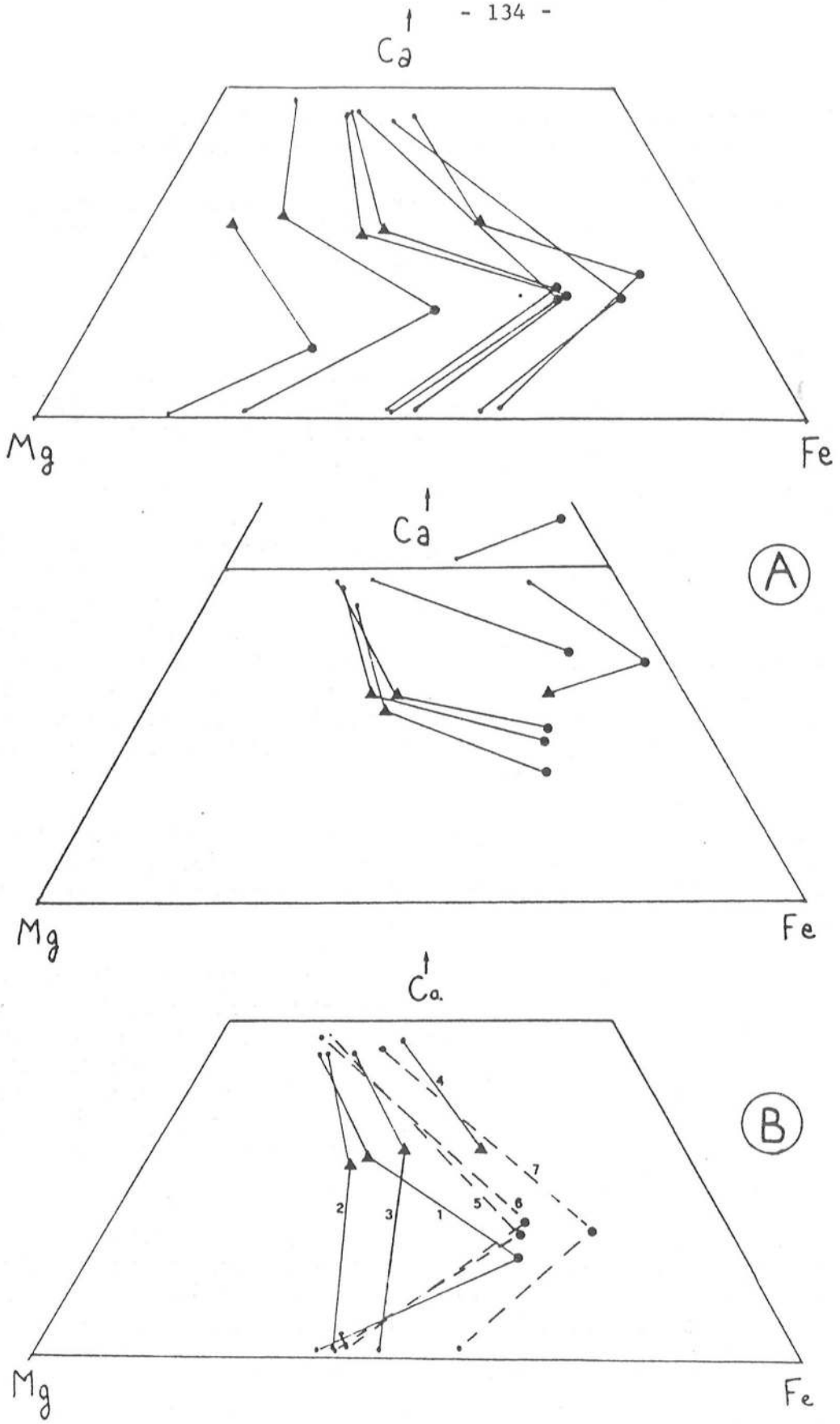


Fig. 6 - Compositions des minéraux ferromagnésiens dans le triangle Ca - Mg - Fe^{++} (pourcentages atomiques).

A - dans les granulites. Les paragénèses avec et sans orthopyroxène sont séparées pour plus de clarté. La roche au dessus de la ligne Ca = 50% est un gneiss à silicate calcique (éch. 75b).

B - dans la métatroctolite d'Anabohitsy (1 = éch. 172a, 2 = éch. 172j, 3 = éch. 172, 4 = leucogabbro 172 l) et dans les massifs anorthositiques occidentaux. Ankafotia (5 = éch. 75) et Saririaky (6 = éch. 95a et 7 = éch. 272).

(.) Opx et Cpx, (o) Ga, (▲) Hb.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

semblable que les granulites basiques, de composition intermédiaire entre celles des échantillons 250 et 172 ont contenu des olivines de composition intermédiaire entre Fo 76 et Fo 42.

La composition de l'olivine et de l'orthopyroxène qui lui est associé, montre une corrélation semblable à celle observée dans des associations équivalentes (Van Lamoen, 1979) et à la répartition théorique fer-magnésium dans des olivines et orthopyroxènes synthétiques (Médaris, 1969).

Les pyroxènes : Les granulites contiennent de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène, ou les deux à la fois. Leurs compositions sont homogènes, non zonées ; ils ne présentent pas d'exsolution ou très peu. Les teneurs faibles en calcium des orthopyroxènes et fortes dans les clinopyroxènes (tableaux 8 et 9) montrent que ces minéraux sont métamorphiques et n'ont pas conservé la mémoire d'une origine magmatique. Dans le diagramme Ca-Fe-Mg (Fig. 6), on note un large étalement des minéraux analysés. Les orthopyroxènes, entre Fe17 et Fe60 (avec Ca entre 1 et 2%) se rangent dans la série bronzite-hypersthène et ferrohypersthène. Les clinopyroxènes, entre Fe10-Mg42-Ca48 et Fe40-Mg22-Ca48 sont des salites et ferrosalites. Les teneurs en alumine des orthopyroxènes sont généralement faibles (~1%) mais peuvent être élevées dans les roches les plus magnésiennes, dans lesquelles elles atteignent 3 à 6% (tableau 8). Rappelons l'existence d'exsolutions de spinelle dans l'orthopyroxène alumineux de l'échantillon 92j, et d'exsolutions de plagioclase dans l'orthopyroxène (non analysé) de l'échantillon 166. Dans les clinopyroxènes, les teneurs en Al_2O_3 varient entre 1 et 5,11 % (tableau 9). Les autres éléments dosés ont des concentrations inférieures à 1 %. Remarquons l'absence de chrome et de nickel.

Le diagramme Ca-Fe-Mg (fig. 6) montre une variation progressive des rapports XMg des couples de pyroxènes dans les différentes roches : les lignes jointives ne se coupent pas (ou peu) et le coefficient de distribution fer-magnésium entre clinopyroxène et orthopyroxène varie entre 0,53 et 0,67.

L'abondance des lamelles d'exsolution dans les pyroxènes primaires des anorthosites et métatroctolites rend difficile la connaissance de la composition originelle, magmatique de ces minéraux. Par ailleurs, la finesse de ces lamelles, parfois plus étroites que le faisceau de la microsonde, ne permet pas de reconstituer ces compositions primaires, comme le font certains auteurs (e.g. Bohlen et Essene, 1978). Ces lamelles très fines, difficiles à déceler, vont perturber les analyses ; celles-ci se disposent parfois sur une ligne jointive entre deux termes extrêmes obtenus dans les lamelles plus larges ou dans les agrégats polycristallins granoblastiques qui entourent les cristaux primaires.

Cette abondance d'un pyroxène dans l'autre, démontre clairement l'origine magmatique des clinopyroxènes qui étaient sub-calciques, et des orthopyroxènes qui étaient calciques. Rappelons l'existence probable de pigeonite inversée dans le massif de Saririaky, ainsi que la présence de lamelles de plagioclase, associées à des lamelles de hornblende brune et de clinopyroxène, dans certains orthopyroxènes du massif de Volovolo.

Les compositions des couples de pyroxènes dans les faciès communs des massifs anorthositiques d'Ankafotia et de Saririaky sont très semblables, tandis que les pyroxènes du faciès de bordure (éch. 272) du deuxième massif sont plus ferrifères (tableau 10, fig. 6). Il est intéressant de noter que cette similitude est indépendante de l'habitus du minéral : ainsi, le clinopyroxène est coronitique à Ankafotia tandis qu'il constitue de larges lames à l'intérieur de l'orthpyroxène à Saririaky. Une autre constatation d'importance, est la similitude entre l'orthopyroxène primaire de l'anorthosite d'Ankafotia et l'orthopyroxène secondaire et coronitique, formé à partir des grenats et clinopyroxènes coronitiques.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échant.	92 j	77c	253	264a	251a	268a	118
SiO2	54,19	53,69	51,15	51,43	50,56	50,04	49,48
Al2O3	6,28	2,65	1,11	0,79	1,47	0,94	0,72
Cr2O3	0,02	-	nd	-	0,27	0,10	-
TiO2	-	0,60	0,11	0,07	0,12	0,07	-
Mg0	29,35	25,28	18,45	17,15	17,95	13,81	12,69
Fe0	10,65	16,68	27,63	29,72	28,35	33,86	35,86
Mn0	0,06	0,14	0,33	0,35	0,44	0,46	0,73
Ca0	0,10	0,50	0,47	0,63	0,59	0,65	0,79
Na20	0,04	-	0,02	-	0,02	-	-
K20	-	-	0,01	-	-	-	0,03
Total	100,69	99,54	99,27	100,13	99,79	99,92	100,3
Si	1,886	1,949	1,969	1,980	1,948	1,976	1,966
Al	0,258	0,114	0,050	0,036	0,067	0,044	0,034
Fe3+	-	-	-	-	-	-	0,034
Cr	0,001	-	nd	-	0,008	0,003	-
Ti	-	0,016	0,003	-	0,004	0,002	-
Mg	1,523	1,368	1,059	0,985	1,031	0,813	0,751
Fe++	0,310	0,507	0,890	0,957	0,914	1,118	1,158
Mn	0,002	0,004	0,011	0,011	0,014	0,015	0,025
Ca	0,004	0,019	0,020	0,026	0,024	0,028	0,034
Na	0,003	-	0,001	-	0,001	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-
Total	3,986	3,977	4,000	3,997	4,011	3,998	4,001
XMg	83	73	54	51	53	42	39

Tableau 8 : Analyses chimiques des orthopyroxènes des granulites. Nbre d'oxygènes = 6.

N° échant.	77 c	55 a	92 c	102 p	253	264 a	251 a	268 a	118	72 e	266 a
SiO2	52,08	52,05	51,89	52,96	50,19	51,19	51,19	50,99	50,45	50,20	48,99
Al2O3	3,92	2,75	2,58	1,33	3,35	2,13	2,70	1,92	1,90	5,11	1,59
Cr2O3	-	0,12	0,11	-	nd	-	-	0,10	-	-	-
TiO2	0,49	0,24	0,20	0,16	0,36	0,20	0,26	0,11	0,25	0,64	0,25
MgO	13,90	12,09	12,10	12,52	12,02	11,97	11,98	10,09	9,31	10,12	4,14
FeO	5,72	9,81	11,77	9,36	11,00	10,87	12,66	14,03	15,62	11,34	23,11
MnO	0,04	-	0,14	0,15	0,18	0,14	0,25	0,22	0,22	-	1,01
CaO	22,18	22,18	21,05	23,32	21,64	21,74	21,10	21,46	21,05	21,90	21,01
Na2O	0,93	0,53	0,52	0,22	0,53	0,40	0,58	0,58	0,25	0,68	0,30
K2O	-	0,01	-	0,02	-	-	-	-	0,02	-	-
Total	99,26	99,78	100,36	100,04	99,27	98,65	100,83	99,50	99,07	99,99	100,41
Si	1,926	1,952	1,945	1,982	1,908	1,954	1,926	1,959	1,958	1,893	1,955
Al	0,171	0,122	0,114	0,059	0,150	0,096	0,120	0,087	0,087	0,227	0,075
Fe3+	0,017	-	0,020	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0,004	0,003	-	nd	-	0,004	0,003	-	-	-
Ti	0,014	0,007	0,006	0,005	0,010	0,006	0,007	0,003	0,007	0,018	0,008
Mg	0,766	0,676	0,676	0,698	0,681	0,681	0,672	0,578	0,539	0,569	0,246
Fe2+	0,160	0,308	0,349	0,293	0,350	0,347	0,398	0,451	0,507	0,358	0,771
Mn	0,001	-	0,004	0,005	0,006	0,005	0,008	0,007	0,007	-	0,034
Ca	0,879	0,891	0,845	0,935	0,881	0,889	0,851	0,883	0,876	0,885	0,898
Na	0,067	0,039	0,038	0,016	0,039	0,029	0,042	0,043	0,019	0,050	0,024
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002
Total	4,000	3,998	4,000	3,992	4,026	4,006	4,025	4,014	4,000	4,000	4,012
XMg	83	69	66	70	66	66	63	56	52	61	24

Tableau 9 : Analyses chimiques des clinopyroxènes des granulites. Nbre d'oxygènes = 6.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échant.	75 Opx	75 Cpx.cor.	75e Opx.cor.	95a Opx	95a Cpx	272 Opx	272 Cpx	172 Opx	172 Cpx	172a Opx	172a Opx(S)	172a Cpx(S)	172j Opx	172j Cpx	172l Cpx
SiO2	52,58	51,81	52,02	52,51	52,18	50,78	51,25	50,56	51,16	52,73	52,66	52,95	52,91	53,72	50,36
Al2O3	1,30	3,26	2,17	1,92	2,50	0,98	1,54	2,18	4,89	1,56	1,87	3,52	1,17	1,66	4,88
Cr2O3	-	0,10	-	0,03	0,06	0,03	0,05	-	0,05	-	0,06	-	-	-	-
TiO2	0,18	0,32	0,03	0,08	0,26	0,08	0,21	0,09	0,51	0,15	0,17	0,32	0,08	0,15	0,40
MgO	20,98	12,73	20,32	19,91	13,14	15,13	10,76	19,09	11,75	23,06	23,69	13,48	21,13	15,00	8,96
FeO	23,68	8,47	24,19	23,49	7,87	31,29	13,14	26,79	9,82	21,83	20,07	8,31	23,27	10,99	13,75
MnO	0,17	0,18	0,25	0,38	0,19	0,03	0,25	0,64	0,16	0,28	0,27	0,20	0,50	0,21	0,56
CaO	0,54	22,41	0,72	1,60	22,56	1,22	21,77	0,52	20,44	0,52	0,47	21,01	0,75	18,08	20,81
Na2O	-	0,51	0,02	0,10	0,42	-	0,34	-	1,21	-	-	1,02	-	0,41	1,16
K2O	-	-	0,06	0,08	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,43	99,79	99,78	100,10	99,20	99,91	99,33	99,88	99,98	100,23	99,28	100,84	99,81	100,34	100,89
Si	1,978	1,934	1,958	1,969	1,955	1,980	1,934	1,931	1,910	1,953	1,953	1,945	1,981	1,987	1,904
Al	0,057	0,143	0,096	0,085	0,110	0,045	0,070	0,098	0,215	0,068	0,082	0,153	0,052	0,073	0,217
Fe3+	-	0,005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	0,003	-	0,001	0,002	0,008	0,002	-	0,002	-	0,002	-	-	-	-
Ti	0,005	0,009	0,001	0,002	0,007	0,002	0,006	0,003	0,014	0,004	0,005	0,009	0,002	0,004	0,011
Mg	1,176	0,708	1,140	1,113	0,734	0,879	0,615	1,087	0,654	1,273	1,309	0,738	1,180	0,827	0,505
Fe++	0,745	0,259	0,761	0,737	0,247	1,020	0,421	0,856	0,307	0,676	0,622	0,255	0,729	0,340	0,435
Mn	0,005	0,006	0,008	0,012	0,006	0,013	0,008	0,021	0,005	0,009	0,008	0,006	0,016	0,007	0,018
Ca	0,022	0,896	0,029	0,064	0,906	0,051	0,894	0,021	0,818	0,021	0,019	0,827	0,030	0,717	0,843
Na	-	0,037	0,001	0,007	0,031	-	0,002	-	0,090	-	-	0,073	-	0,030	0,085
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	3,988	4,000	3,994	3,990	3,997	3,992	4,004	4,016	4,011	4,008	4,001	4,006	3,990	3,987	4,019
X Mg	61	73	60	60	75	46	59	56	68	65	68	74	61	70	53

Tableau 10 : Analyses chimiques des pyroxènes, des anorthosites et de la métatroctolite d'Anabohitsy ; Opx (S) et Cpx (S) = pyroxènes en symplectite dans le grenat coronitique.

N° échant.	92 j	77 c	55 a	92 c	102 p.	253	264 a	251 a	268 a	118	72 e	266 a
SiO2	42,12	40,00	38,87	39,03	39,29	39,11	38,19	38,32	38,24	38,10	38,64	38,15
Al2O3	24,27	23,02	21,83	22,55	21,95	22,18	22,35	21,39	21,50	21,26	21,66	21,17
Cr2O3	0,03	0,04	-	-	-	nd	nd	0,04	-	-	0,25	-
TiO2	-	0,07	0,09	0,05	-	0,08	0,02	0,05	0,06	0,01	0,09	0,06
MgO	15,88	10,82	5,60	6,18	5,12	5,70	4,59	5,44	3,69	2,84	3,25	0,72
FeO	14,70	20,56	25,02	26,36	24,16	26,56	28,42	27,32	29,82	29,97	23,25	26,14
MnO	0,37	0,47	0,44	0,91	1,45	0,83	1,27	0,93	1,00	1,72	0,51	4,52
CaO	4,20	5,96	8,36	6,96	9,28	7,09	6,64	6,97	6,29	7,07	13,52	11,05
Na2O	-	-	0,02	-	<0,01	0,00	-	0,05	0,01	0,04	0,04	-
K2O	-	-	-	-	0,01	0,03	-	-	-	0,05	-	-
Total	101,57	100,94	101,48	102,04	101,27	101,57	101,46	100,59	100,66	101,06	101,21	101,80
Si	6,018	5,963	6,061	5,942	6,028	5,995	5,923	5,968	6,010	6,003	5,966	6,000
Al	4,089	4,046	3,983	4,048	3,971	4,006	4,086	3,926	3,984	3,950	3,943	3,925
Fe3+	-	0,005	-	0,043	-	-	-	0,071	0,006	0,031	0,056	0,067
Cr	0,003	0,005	-	-	-	nd	nd	0,005	-	-	0,030	-
Ti	-	0,008	0,010	0,006	-	0,009	0,002	0,006	0,007	0,001	0,010	0,007
Mg	3,382	2,404	1,272	1,402	1,217	1,301	1,060	1,264	0,865	0,667	0,748	0,168
Fe2+	1,757	2,558	3,188	3,314	3,100	3,405	3,686	3,480	3,919	3,919	2,947	3,363
Mn	0,045	0,059	0,057	0,117	0,188	0,107	0,166	0,123	0,133	0,230	0,067	0,602
Ca	0,643	0,952	1,365	1,135	1,526	1,164	1,104	1,164	1,060	1,194	2,237	1,862
Na	-	-	0,006	-	0,003	0,002	-	0,014	0,002	0,012	0,012	-
K	-	-	-	-	0,002	0,006	-	-	-	0,010	-	-
Total	15,936	16,001	15,942	16,007	15,989	15,995	16,028	16,031	15,986	16,017	16,016	15,996
Alm	30	43	54	55	52	57	61	58	66	65	49	56
Pyr.	58	40	22	24	20	22	18	21	14	11	13	3
Gros.	11	16	23	18	26	19	18	17	17	19	35	29
Spes.	1	1	1	2	3	2	3	2	2	4	1	10
Andr.	-	0,1	-	1	-	-	-	2	0,3	1	1	2
Ouv	-	0,1	-	-	-			0,1	-	-	1	-

Tableau 11 : Analyses chimiques des grenats des granulites basiques. Nbre d'oxygènes = 24.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

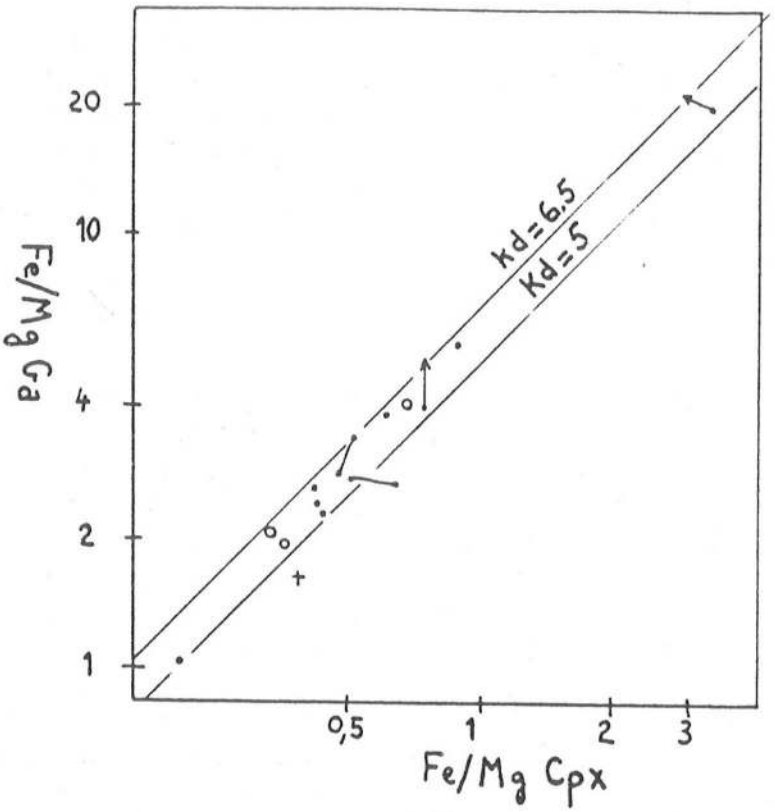


Fig. 7 - Répartition fer-magnésium dans les couples grenat-clinopyroxène des granulites basiques (.), des deux massifs anorthositiques occidentaux (o) et de la métatroctolite d'Anabohitsy (+). Début de la flèche : coeur des minéraux ; extrémité : périphérie.

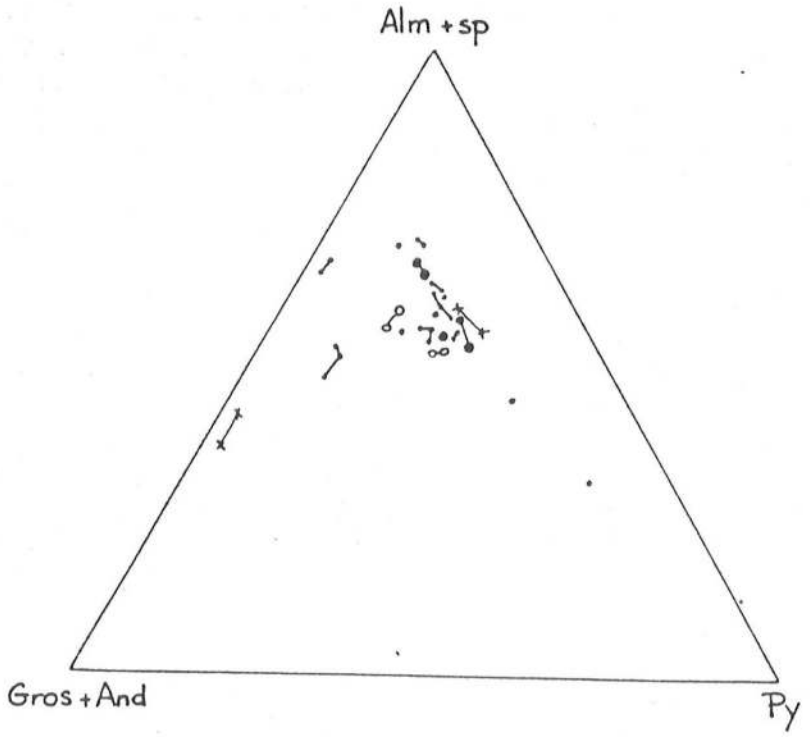


Fig. 8 - Grenats des granulites (.), anorthosites ((•) faciès commun, (o) faciès à grenat seul), métatroctolite (+) et gneiss à silicates calciques (x) dans le diagramme polaire Alm + Spe - Py - Gros + Andr.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Dans le massif d'Anabohitsy, les rapports XMg dans les clinopyroxènes varient entre 74 dans la métatroctolite à grenat coronitique et 53 dans le leucogabbro. Les compositions chimiques des orthopyroxènes en couronne autour de l'olivine ou en cristaux post-cumulus ne semblent pas significativement différentes. Par contre, une différence faible mais notable, existe entre les clino- et orthopyroxènes en association symplectitique avec le grenat et les autres : ces derniers sont légèrement plus ferrifères que les minéraux coronitiques (tableau 10).

Le grenat : Les compositions des grenats des granulites, anorthosites et métatroctolite s'expriment presque exclusivement en termes des pôles purs almandin-pyrope et grossulaire (tableaux 11 et 12, fig. 8). Les composants polaires andradite et ouvarovite n'atteignent pas 0,5 %. La teneur en spessartine de ces grenats est généralement inférieure à 3 %, à l'exception du grenat de l'échantillon 266a (au faible rapport XMgO) dans lequel elle atteint 10% . La figure 8 montre l'importance des variations chimiques dans les grenats en fonction des trois pôles purs : ces modifications sont principalement gouvernées par une substitution fer-magnésium et, dans une moindre mesure, pour les grenats les plus almandins, par des variations de la teneur en composant grossulaire. Le composant pyrope varie entre 58 et 3 %, avec un maximum d'analyses entre 30 et 10 % (la rareté des grenats magnésiens est peut-être partiellement liée au choix des roches analysées). Le pourcentage du composant grossulaire varie progressivement et lentement entre 10 et 20, depuis les fortes teneurs en pyrope jusqu'aux grenats almandins dans lesquels il peut atteindre 30 à 35. Les zonations sont faibles et correspondent à une baisse de la teneur en pyrope depuis le coeur jusqu'à la périphérie. Dans l'échantillon 266a, la zonation est matérialisée par une baisse du composant grossulaire dans le même sens.

Les grenats des anorthosites et de la métatroctolite (tableau 12) se situent dans le champ des grenats des granulites. On note, comme pour les minéraux précédents, la similitude entre les grenats coronitiques d'Ankafotia et les grenats centimétriques (non zonés) de Saririaky dans les faciès communs de ces massifs. Les grenats des faciès à grenat seul sont plus calciques que les faciès communs et sont légèrement zonés : dans le massif d'Ankafotia (an. 2 et 3, tableau 12), cette zonation est réalisée grâce à un échange fer-calcium, tandis qu'à Saririaky (an. 5 et 6, tab. 12), c'est un échange magnésium-calcium qui intervient.

Dans la métatroctolite d'Anabohitsy, le grenat se forme dans l'échantillon 172 a dont le rapport XMgO est supérieur à celui de l'échantillon 172, dans lequel ce minéral est absent. Cette constatation est inattendue, dans la mesure où le grenat, ayant une forte affinité pour le fer, apparait préférentiellement dans les roches riches en cet élément. Mc Lelland et Withney (1980) ont montré que le grenat pouvait se former dans les roches magnésiennes si la silice est peu mobile, ce qui est confirmé, dans le cas présent, par la présence de spinelles dans le plagioclase. J'ai également montré au chapitre II que le grenat pouvait se former ou non, en fonction des variations de l'activité de la silice. Je reviendrai sur ce point dans la 3ème partie de ce chapitre.

L'amphibole : Les amphiboles des granulites et métatroctolites sont calciques et alumineuses, généralement de couleur brun à brun vert. Quelques rares cristaux poecilitiques zonés présentent une périphérie verte (éch. 172 l, 250). Seule la hornblende verte de l'échantillon 92 j (an. 1, tableau 13) s'individualise parmi l'ensemble de ces données. Cette amphibole, plus riche en silice et en alumine que les hornblendes brunes, se distingue franchement de celles-ci par une très faible teneur en titane et par une forte proportion en fer trivalent calculé. En-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échan	1 75 cor	2 76 C	3 B	4 95 a C	5 94 C	6 B	7 272	8 172 a
SiO2	39,28	38,91	38,61	38,87	40,06	39,55	37,77	38,00
Al2O3	22,20	21,92	21,93	22,28	22,36	22,71	22,13	22,86
Cr2O3	-	-	-	-	0,05	-	-	0,05
TiO2	0,05	0,04	0,08	0,11	0,08	0,05	0,13	0,06
MgO	7,15	4,32	4,22	6,54	7,21	6,48	4,50	7,57
FeO	24,42	25,87	24,24	24,15	23,45	23,64	28,31	25,28
MnO	0,67	0,72	0,59	0,77	0,56	0,71	0,90	1,09
CaO	7,24	8,95	9,86	7,94	7,87	8,48	6,84	5,50
Na2O	0,04	-	0,06	-	-	-	-	0,40
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	101,05	100,73	99,59	100,66	101,64	101,62	100,64	100,45
Si	5,990	6,028	6,024	5,962	6,042	5,990	5,909	5,852
Al	3,991	4,004	4,035	4,030	3,977	4,056	4,082	4,148
Fe3+	0,013	-	-	0,016	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	0,006	-	-	0,006
Ti	0,006	0,005	0,009	0,013	0,009	0,006	0,015	0,007
Mg	1,625	0,997	0,981	1,495	1,621	1,463	1,048	1,737
Fe2+	3,102	3,352	3,164	3,083	2,958	2,995	3,704	3,256
Mn	0,087	0,094	0,078	0,100	0,072	0,091	0,120	0,142
Ca	1,183	1,486	1,649	1,305	1,272	1,376	1,146	0,908
Na	0,012	-	0,018	-	-	-	-	0,013
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	16,008	15,967	15,958	16,003	15,959	15,977	16,032	16,068
Alm.	52	57	53	51	50	51	62	54
Pyr.	27	17	17	25	27	23	17	29
Gros.	19	25	28	21	21	25	19	15
Spes.	1	2	1	2	1	2	2	2
And.	0,3	-	-	0,4	-	-	0,2	0,1
Ouv.	-	-	-	-	0,15	-	-	0,1

Tableau 12 : Analyses chimiques des grenats, des anorthosites et de la métatroctolite d'Anabohitsy. C = coeur, B= Bordure du minéral, Cor = coronitique.

N° échan.	1 92 j	2 77 c	3 55 a	4 92 c	5 102 p	6 264 a	7 118	8 266 a
SiO2	45,93	42,00	42,22	43,52	42,14	45,31	41,20	40,90
Al2O3	16,55	14,19	12,95	12,37	13,52	10,12	12,33	11,76
Cr2O3	0,07	-	0,08	0,08	0,06	0,09	0,02	-
TiO2	0,05	3,29	2,84	1,81	1,95	1,57	2,31	1,53
MgO	16,63	14,06	10,59	10,37	10,11	11,61	7,46	4,80
FeO	5,35	7,82	13,49	14,95	15,21	16,04	20,71	24,28
MnO	0,10	0,01	0,14	0,05	0,14	0,05	0,11	0,37
CaO	11,31	11,21	11,42	11,04	11,67	10,98	11,08	11,38
Na2O	2,50	3,38	2,26	1,94	2,15	1,60	1,49	1,23
K2O	0,08	0,17	1,52	0,82	0,78	0,14	1,46	1,45
Total	98,57	96,13	97,51	96,97	97,71	97,50	98,18	97,71
Si	6,351	6,155	6,294	6,482	6,273	6,717	6,261	6,394
Al	2,698	2,452	2,276	2,173	2,373	1,767	2,209	2,168
Fe3+	0,309	-	-	0,132	0,092	-	0,260	-
Cr	0,008	-	0,009	0,009	0,007	0,011	0,002	-
Ti	0,005	0,363	0,318	0,203	0,218	0,175	0,264	0,180
Mg	3,427	3,071	2,353	2,302	2,243	2,566	1,690	1,119
Fe++	0,309	0,958	1,682	1,730	1,802	1,989	2,373	3,175
Mn	0,012	0,001	0,018	0,006	0,018	0,610	0,014	0,049
Ca	1,676	1,760	1,824	1,762	1,862	1,744	1,804	1,906
Na	0,671	0,961	0,653	0,560	0,620	0,460	0,439	0,373
K	0,014	0,032	0,289	0,156	0,148	0,026	0,283	0,289
Total	15,479	15,753	15,716	15,516	15,657	15,461	15,600	15,653
XMg	92	76	58	57	55	56	42	26

Tableau 13 : Analyses chimiques des amphiboles des granulites.
Nbre d'oxygène = 23.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

core que les méthodes de calcul pour estimer la proportion de fer ferrique soient relativement incertaines (voir par ex. Otten, 1983), la concentration de cet élément dans l'amphibole verte (par ailleurs très magnésienne) contraste nettement avec les valeurs généralement très faibles dans les amphiboles brunes des granulites. Elle est voisine de celles des amphiboles obtenues expérimentalement en présence du tampon hématite-magnétite (Spear, 1981). La recherche (semi quantitative) du fluor dans l'amphibole brune de l'échantillon 250 n'a pas donné de résultats. Des indices sont apparus dans l'amphibole verte du leucogabbro d'Anabohitsy (éch. 172l ; F < 1 %).

Les amphiboles brunes montrent une grande variété de composition. Ces variations sont progressives et dans la classification de Leake (1978), ces amphiboles se classent dans les pargasites titanifères, pargasite, hornblende pargasitique et magnésio hornblende. La figure 9 met en évidence deux tendances dans les variations chimiques des amphiboles des granulites. Une variation relativement discontinue du rapport XMg entre 0,20 et 0,80 (si l'on exclut l'échantillon 92j), avec un maximum vers 0,55, est à relier directement à la composition chimique des roches hôtes. La deuxième tendance, beaucoup plus progressive, associe une augmentation de Si (entre 5,75 : éch. 172 l et 6,85 : éch. 264a) à une diminution de Ti (de 0,5 à 0,1), de la somme des alcalins et de l'aluminium. On remarque que seules les amphiboles avec un rapport XMg intermédiaire montre cette évolution de leur composition, tandis que les autres sont toutes des hornblendes pargasitiques.

Ces modifications chimiques sont le résultat de substitutions couplées dont les principales sont (Robinson et al, 1971 ; Czamanske et Wones, 1973) :

Substitution	1	$(Na, K)A + Al_4$	$=\square A + Si$	Edénite
"	2a	$Al_6 + Al_4$	$= R^{2+} + Si$	Tschermakite
"	2b	$Fe^{3+} + Al_4$	$= R^{2+} + Si$	Ferri-tschermakite
"	3a	$Na\ M_4 + Al_6$	$= CaM_4 + R^{2+}$	Glaucophane
"	3b	$NaM_4 + Fe^{3+}$	$= CaM_4 + R^{2+}$	Riebeckite
"	4	$Na\ A + NaM_4$	$= A + CaM_4$	Richtérite
"	5	$Ti + 2Al_4$	$= R^{2+} + 2Si$	Ti-tschermakite
"	6a	$2NaM_4 + Ti$	$= 2CaM_4 + R^{2+}$	
"	6b	$NaM_4 + Ti$	$= CaM_4 + Al_6$	

Le diagramme Al_4 versus (Na + K)A (fig. 10) montre une relation linéaire de pente 1, qui suggère que l'aluminium tétraédrique complète le site A du minéral (substitution 1). L'intersection de la droite à environ $Al_4 = 1$ pour une valeur nulle des alcalins dans le site A, indique que toute la vacance de ce site est compensée par l'aluminium tétraédrique : la valeur résiduelle de Al_4 suppose l'existence de substitutions additionnelles couplées. Parmi les substitutions les plus communes, on peut envisager les substitutions tschermakitique (type 2a) et Ti tschermakitique (type 5 ; la substitution 2b ne peut pas avoir d'influence notable, puisque le Fe^{3+} reste toujours très peu abondant. L'absence de variation de Al_6 en fonction de Al_4 (fig. 10), exclut l'intervention de la substitution 2a. Par contre, entre le titane et l'aluminium tétraédrique, il existe une relation linéaire qui suggère que la substitution de type 5 est opérationnelle. Cependant, même en excluant les amphiboles zonées de l'échantillon 250, on remarque (fig. 10) que de nombreux points se situent à gauche de la ligne $Ti = 2Al_4$ passant par la valeur résiduelle $Al_4 = 1$ pour Ti=0. Une nouvelle substitution est nécessaire pour compenser ce déficit occasionnel du titane. L'absence de corrélation entre le sodium en site M_4 d'une part, Al_6 et (Na + K)A d'autre part, montre que les autres substitutions principales des amphiboles (types 3a, 3b, 4) n'interviennent pas dans les amphiboles brunes.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échan.	1 250	2 Traversée	3	4	5 Contact Ol-Pl	6 172	7 172 a	8 172 j	9 172 I C	10 B
SiO2	42,85	42,16	42,25	43,11	43,23	40,28	41,30	41,91	36,01	37,40
Al2O3	12,76	12,86	12,74	12,82	15,14	14,84	13,69	13,28	14,85	15,85
Cr2O3	0,44	0,38	0,28	0,44	0,30	0,05	0,10	-	0,06	-
TiO2	4,10	4,03	3,09	1,94	0,78	4,42	4,91	2,24	3,58	1,30
MgO	14,24	14,28	14,70	15,25	15,52	9,37	10,75	12,22	6,38	6,13
FeO	8,59	8,32	8,53	8,09	6,99	14,71	13,04	12,96	18,99	20,74
MnO	0,13	0,14	0,28	0,15	0,53	0,25	0,19	-	0,26	0,33
CaO	10,35	10,20	10,07	10,46	11,24	10,80	10,99	10,92	10,86	10,83
Na2O	3,52	3,35	3,46	3,43	3,17	2,84	2,80	3,11	2,56	1,93
K2O	0,78	1,02	0,93	0,99	0,88	1,38	1,44	0,55	2,81	2,55
Total	97,77	96,75	96,20	96,68	97,79	98,93	99,22	97,34	96,38	97,08
Si	6,218	6,185	6,233	6,311	6,219	5,970	6,057	6,222	5,702	5,866
Al	2,182	2,224	2,215	2,212	2,568	2,592	2,367	2,324	2,770	2,930
Fe3+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0,051	0,044	0,033	0,051	0,034	0,006	0,012	0,002	0,008	-
Ti	0,448	0,444	0,343	0,214	0,084	0,493	0,541	0,251	0,427	0,154
Mg	3,080	3,123	3,233	3,326	3,328	2,069	2,351	2,705	1,506	1,433
Fe++	1,043	1,021	1,052	0,990	0,841	1,823	1,600	1,609	2,515	2,720
Mn	0,016	0,018	0,018	0,019	0,065	0,032	0,024	-	0,036	0,044
Ca	1,610	1,603	1,592	1,640	1,732	1,715	1,727	1,737	1,843	1,819
Na	0,991	0,953	0,990	0,972	0,885	0,817	0,798	0,896	0,785	0,588
K	0,145	0,192	0,174	0,185	0,162	0,260	0,270	0,104	0,568	0,510
Total	15,784	15,807	15,882	15,921	15,918	15,776	15,745	15,863	16,158	16,063
XMg	75	75	75	77	80	53	60	50	37	35

Tableau 14 : Analyses chimiques des amphiboles des métatroctolites. Echantillon 250. Traversée : an 1 = coeur, an 5 = bordure.

N° échan.	1 75	2 95 a	3 172	4 172 a	5 250	6 250	7 250	8 250
SiO2	39,50	38,92	34,71	36,39	38,08	38,36	38,53	37,89
Al2O3	15,23	13,03	15,22	15,29	14,89	15,61	15,73	17,23
Cr2O3	0,09	0,13	-	-	0,14	0,08	0,14	0,05
TiO2	3,59	4,65	2,28	8,25	6,54	6,14	5,70	2,40
MgO	18,89	14,62	10,84	13,49	18,25	18,10	18,63	20,38
FeO	8,13	15,29	17,02	13,83	8,55	7,85	7,98	6,91
MnO	0,10	0,10	0,09	-	0,07	-	-	-
CaO	0,04	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	0,05	-	0,46	0,41	0,91	0,93	0,93	0,63
K2O	10,25	10,24	9,20	9,05	7,78	9,15	8,13	9,67
Total	95,87	96,98	95,85	96,73	95,24	96,21	95,77	95,15
Si	5,675	5,738	5,244	5,334	5,483	5,482	5,499	5,454
Al	2,581	2,265	2,711	2,642	2,523	2,630	2,647	2,923
Cr	0,010	0,015	-	-	0,016	0,930	0,016	0,006
Ti	0,388	0,516	0,941	0,909	0,708	0,660	0,612	0,260
Mg	4,046	3,213	2,442	2,947	3,918	3,855	3,964	4,372
Fe++	0,977	1,885	2,151	1,695	1,030	0,939	0,952	0,832
Mn	0,012	0,012	0,012	-	0,009	-	-	-
Ca	0,006	-	-	-	0,003	-	0,008	-
Na	0,014	-	0,134	0,117	0,255	0,257	0,256	0,175
K	1,879	1,926	1,774	1,692	1,429	1,667	1,480	1,775
Total	15,588	15,570	15,410	15,338	15,380	15,499	15,425	15,796
XMg	81	63	53	64	79	80	81	84

Tableau 15 : Analyses chimiques des biotites des anorthosites (éch. 75 et 95a), des métatroctolites d'Anabohitsy avec (éch. 172a) ou sans (éch. 172) grenat et de la métatroctolite d'Analafisaka (éch. 250). Dans cette dernière, les biotites sont inclues dans une grande amphibole poecilitique (tableau 14 : an. 1 à 5). La biotite 5 se situe au coeur de l'amphibole (à inclusions d'ilménite) tandis que la biotite 8 se situe au contact avec le plagioclase. Nbre d'oxygènes = 22.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

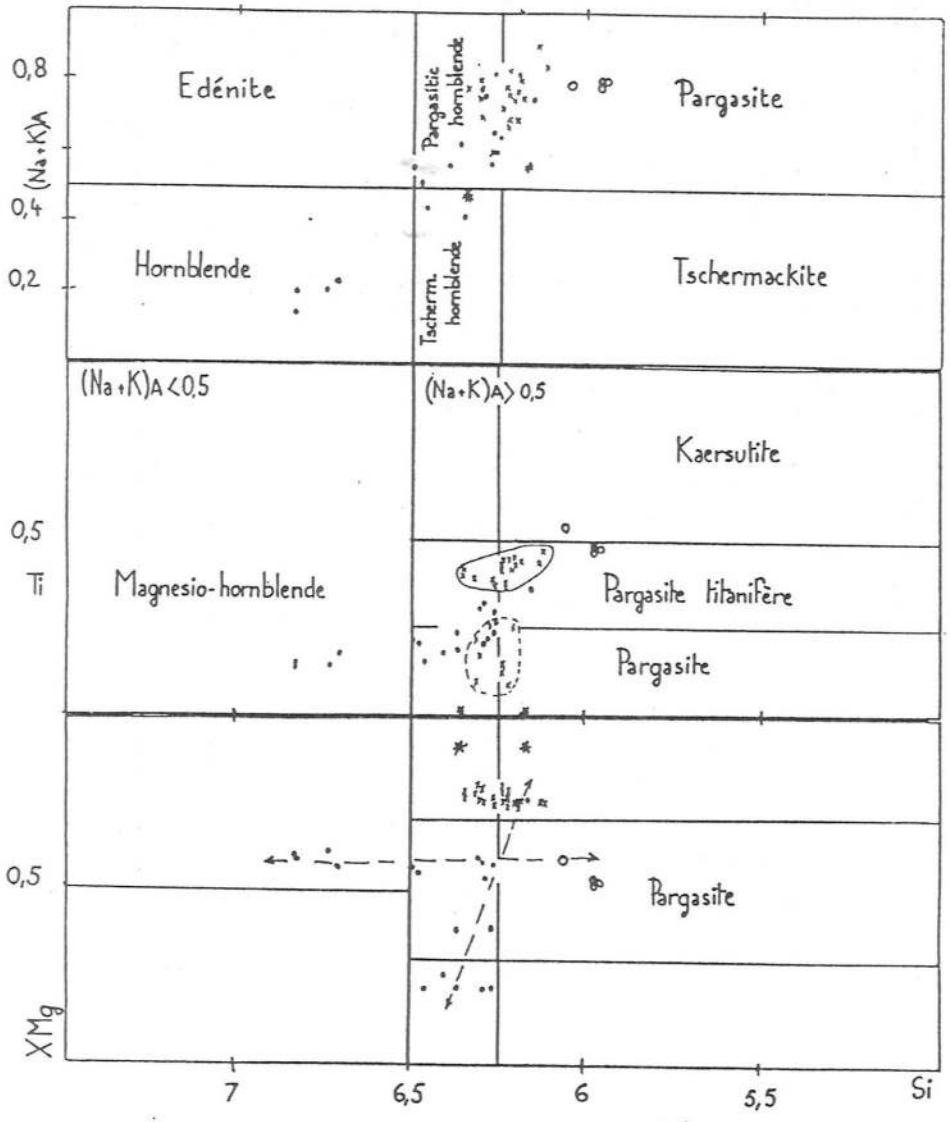


Fig. 9 - Compositions des amphiboles des granulites (., * éch. 92j), des métatroctolites d'Anabohitsy (o) et d'Analafisaka ((x) minéraux zonés) dans la classification de Leake (1978). Dans ce dernier massif, les compositions chimiques du coeur des amphiboles (brunes) sont entourées d'un trait continu, tandis que celles de la périphérie (amphiboles vertes) sont entourées d'un trait discontinu.

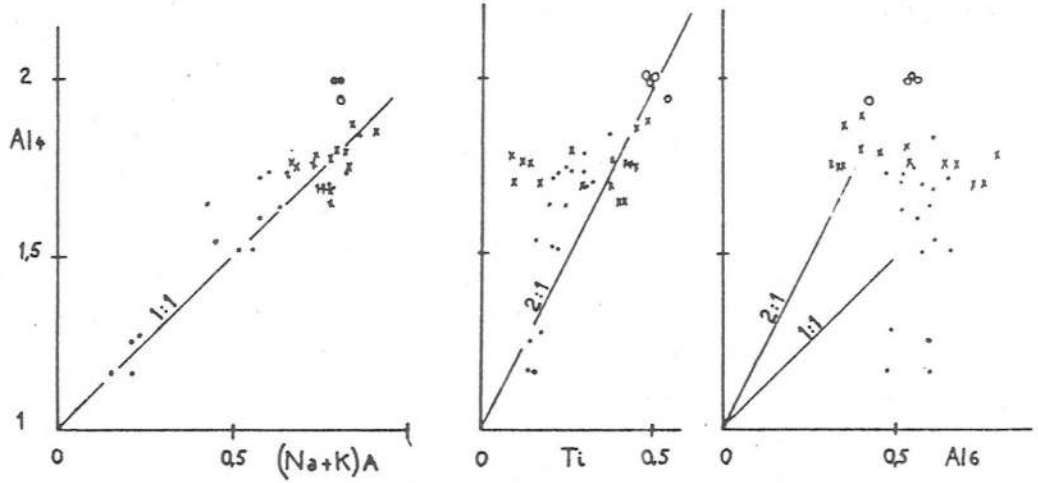


Fig. 10 - Corrélations inter-éléments dans les amphiboles des granulites (.), métatroctolite d'Anabohitsy (o) et d'Analafisaka ((x) minéraux zonés).

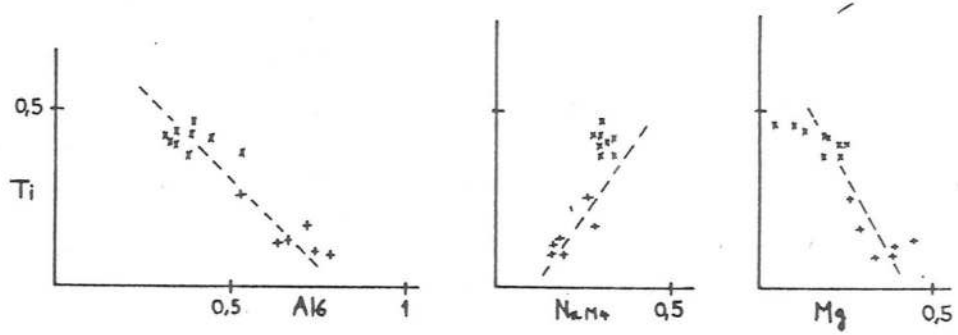


Fig. 11 - Corrélations inter-éléments dans les amphiboles poecilitiques zonées de la métatroctolite d'Analafisaka, éch. 250. (x) coeur du minéral, amphibole brune, (+) périphérie, amphibole verte.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

L'amphibole de la métatroctolite d'Analafisaka mérite une attention particulière : dans cette roche (éch. 250), ce minéral abondant et de grande dimension (plusieurs centimètres), brun en son coeur, montre une brutale zonation à la périphérie. Cette bordure très fine (de l'ordre du millimètre) est verte, comme les petits cristaux d'amphibole qui jalonnent le contact olivine-plagioclase (photo 24). Des analyses ont été réalisées sur des traversées dans des cristaux centimétriques et dans les microcristaux au contact plagioclase-olivine (tableau 14). Elles confirment la zonation observée optiquement : la composition du minéral est homogène en son coeur, et varie brutalement et sensiblement à sa bordure (de couleur verte). Celle-ci a une composition similaire à l'amphibole verte qui entoure l'olivine. Les modifications les plus significatives se résument principalement à une diminution importante de la teneur en titane à la périphérie (témoignée par le changement de couleur du minéral) qui s'accompagne d'une augmentation modérée du rapport XMg et du pourcentage en alumine. Notons que la silice reste à peu près constante. Dans la classification de Leake (1978), coeur et bordure de l'amphibole se situent dans les domaines des pargasite et hornblende pargasitique : comme les amphiboles des granulites. Cependant, la figure 9 montre clairement que l'amphibole zonée ne suit pas l'évolution de ces dernières, lorsque sa teneur en titane diminue. En effet, il n'y a pas de corrélation entre l'aluminium tétraédrique et les variations du titane (fig. 10) qui ne sont pas liées à une substitution de type Ti tschermakite. Al_6 varie sans modification des teneurs en aluminium tétraédrique, excluant l'intervention de la substitution tschermakite. Par contre, le titane montre une corrélation négative avec Al_6 et une corrélation positive avec NaM_4 (fig. 11), suggérant l'intervention de la substitution 6b. Une corrélation négative entre titane et magnésium ne peut s'expliquer complétement par une simple substitution fer-magnésium : on peut également envisager l'intervention de la substitution 6a. En fait, ces substitutions complexes intéressent une toute petite distance à la bordure des amphiboles poecilitiques : aussi est-il difficile d'être plus précis.

Cette zonation de l'amphibole de la métatroctolite d'Analafisaka suggère que ces substitutions sont liées à un rééquilibrage du minéral magmatique dans les conditions métamorphiques. On peut raisonnablement proposer qu'elles sont responsables de la dispersion, vers la gauche de la ligne $2Al_4 = Ti$, des analyses des amphiboles des granulites (fig. 10).

La biotite : est relativement rare et a une répartition assez irrégulière dans les granulites ; j'ai signalé l'existence de lentilles de biotite. Dans les anorthosites, elle constitue un minéral accessoire toujours présent. Dans les métatroctolites, elle est ubiquiste.

Comme pour les autres minéraux ferromagnésiens, sa composition chimique est directement contrôlée par celle de la roche hôte. Ainsi, à l'exception du mica analysé dans l'anorthosite d'Ankafotia (an 1, tableau 15) qui est très magnésien, les biotites ont un rapport XMg identique à celui des orthopyroxènes et sensiblement supérieur à celui des amphiboles brunes des métatroctolites : les valeurs varient entre 53 et 84 ; d'un point de vue terminologie, il s'agit donc de biotite et de phlogopite. Les teneurs en silice du mica sont faibles, tandis que celles en alumine sont relativement élevées. De ce fait, la majorité de l'aluminium va se trouver dans le site tétraédrique. Les teneurs en titane sont élevées puisqu'elles dépassent 8 %. Pour les plus fortes valeurs de cet élément (métatroctolite d'Anabohitsy), silicium et aluminium ne suffisent pas à saturer le site Z et, selon Robert (1981), c'est une (faible) quantité de magnésium qui se place dans ce site pour compenser le déficit.

Ces fortes valeurs en titane sont supérieures à celles des biotites du faciès granulite (Zakrutin et Grigorenko, 1968). Comme pour la hornblende, la solubilité du titane dans ce minéral (en présence d'un minéral titanifère, ici : l'ilménite), dépend principalement de la température. Dans les différentes roches, le titane est lié aux variations de la silice, de l'alumine et de la somme Mg + Fe, suggérant l'influence prépondérante de la substitution $R^{2+} + 2Si = Ti + 2$

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Al_4 (Dymek, 1983). Les quatres analyses de biotite de l'échantillon 250 (tableau 15) sont celles de cristaux en inclusions dans une grande amphibole poecilitique. La décroissance de la teneur en titane depuis l'analyse 5 (au coeur de l'amphibole) jusqu'à l'analyse 8 (à la périphérie de celle-ci), est à mettre en parallèle avec la même évolution dans l'amphibole hôte et suggère une syncristallisation des deux minéraux. Les relations mutuelles entre les deux espèces minérales (photo 23) excluent le développement secondaire de la biotite à partir de l'amphibole.

Il existe une corrélation négative entre les fortes variations du titane et Al_6 d'une part et Mg + Fe d'autre part, sans modifications des teneurs en silice. Ces variations peuvent s'expliquer par la combinaison des substitutions :

$$2\,Al_6 = Ti + R^{2+} \qquad 2R^{2+} = Ti + (\square)6$$

Remarquons pour finir que le rapport XMg décroît lorsque Ti augmente.

L'ilménite est le seul minéral opaque rencontré dans les granulites basiques, à l'exception de rares petits grains de pyrite dans les amphiboles poecilitiques de la métatroctolite d'Analafisaka. Son chimisme, très homogène, est dans tous les cas proche du pôle ilménite au sens strict. Le composant polaire hématite est souvent nul et ne dépasse pas 4 (éch. 172) à 9 % (éch. 253-268a). Les éléments autres que le fer et le titane, en quantité limitée, sont le magnésium et le manganèse qui atteignent respectivement 2 % et 0,6 %.

Le spinelle : Qu'il soit en exsolution dans le plagioclase ou en petits grains associés à l'ilménite, le spinelle est une hercynite de composition très homogène. Le chrome est absent. Signalons du MnO et TiO_2 en petite quantité (< 0,2%). La substitution de l'aluminium par du fer ferrique reste limitée, puisque Fe_2O_3 calculé n'atteint pas 3 %. La somme des cations, calculée avec 32 oxygènes reste très voisine de 24, excluant la présence en quantité notable d'autres éléments qui n'ont pas été dosés (e.g. Zn).

B/ EVALUATION DES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES :

1 - Géothermobarométrie et coronitisation :

La composition minéralogique variée des granulites basiques, anorthosites et métatroctolites permet l'utilisation des nombreux géothermomètres "classiques". Il s'agit des géothermomètres basés sur des réactions d'échanges fer-magnésium entre les couples de minéraux : clinopyroxène-grenat, hornblende-grenat, orthopyroxène-grenat et biotite-grenat, ou des réactions de transfert de ces mêmes éléments entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène.

Ces géothermomètres seront appliqués aux assemblages métamorphiques à texture granoblastique, mais également aux minéraux impliqués dans les assemblages coronitiques observés dans les anorthosites et les métatroctolites. En effet, les assemblages coronitiques ne sont plus considérés systématiquement comme des assemblages réactionnels témoignant d'un déséquilibre entre les phases réactantes séparées par les minéraux coronitiques. Malgré leur mode de gisement, les minéraux coronitiques sont en équilibre chimique avec les autres phases minérales de la roche : ils ont des compositions homogènes et les zonations sont généralement faibles. Lorsqu'une phase présente deux habitus dans une même roche, coronitique et équante, la composition chimique est le plus souvent identique. Dans l'anorthosite d'Ankafotia, où l'assemblage complexe des minéraux coronitiques (photo 14), orthopyroxène- clinopyroxène-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

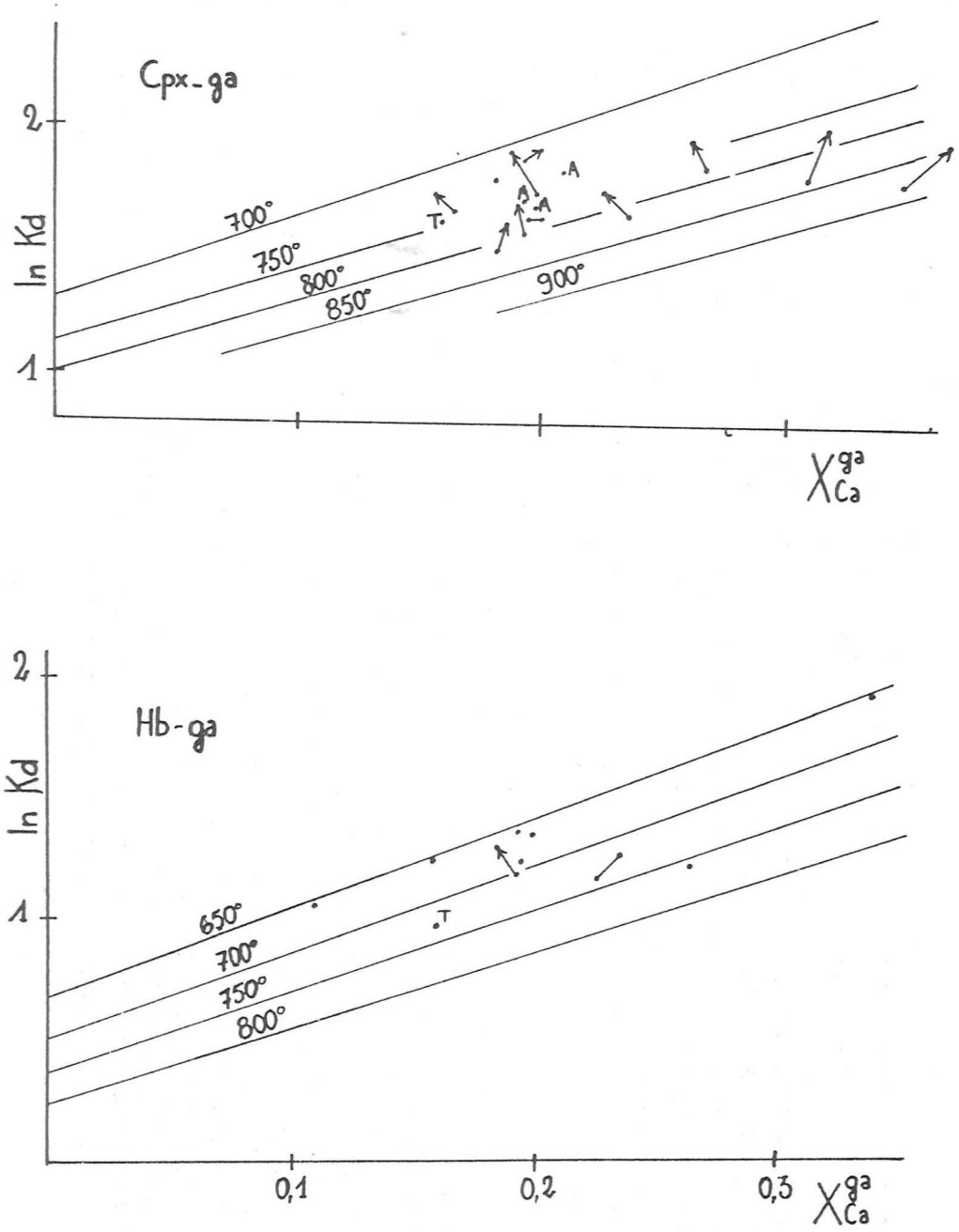


Fig. 12 - Isothermes dans le diagramme ln Kd (Ga-Cpx) - X^{Ga}_{Ca} pour P = 7 Kb et dans le diagramme ln Kd (Ga-Hb) - X^{Ga}_{Ca} ; A = anorthosite ; T = troctolite : début de la flèche : coeur et extrémité : bordure des minéraux zonés.

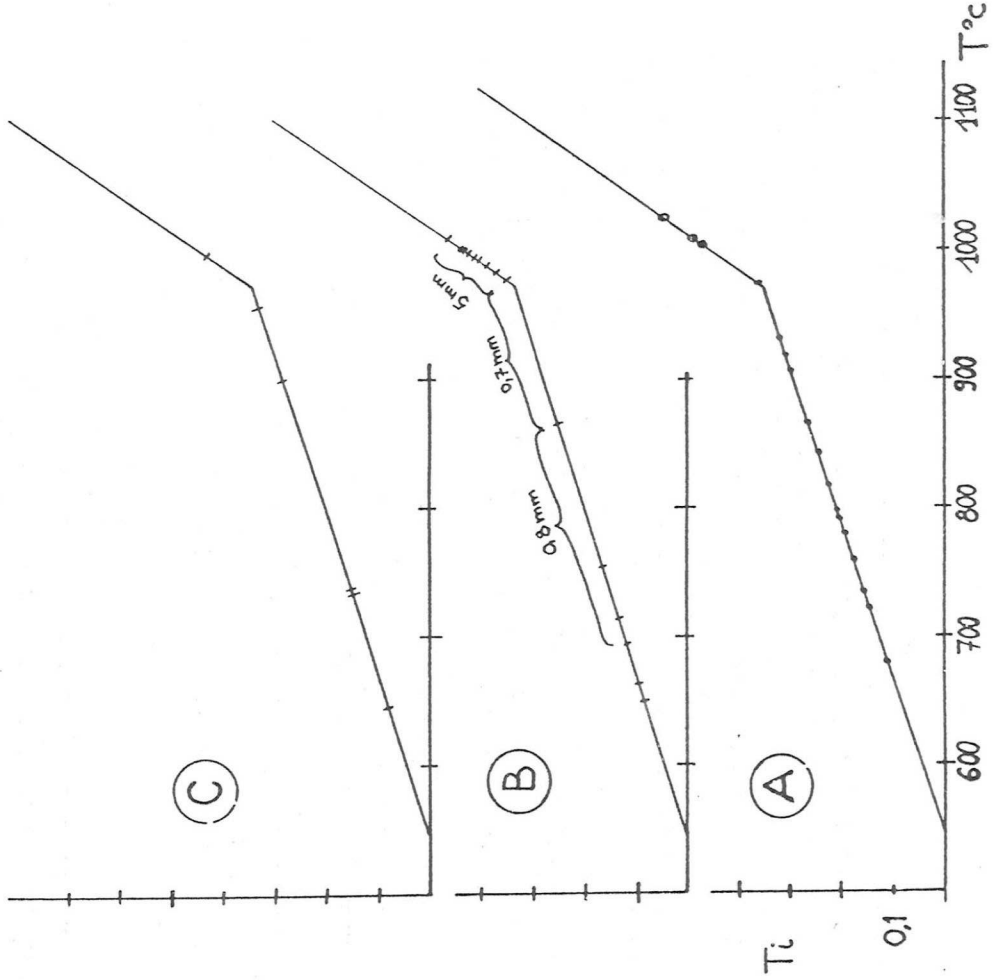


Fig. 14 - Géothermomètre Ti dans l'amphibole (Otten, 1984).
A : granulites (.) et métatroctolites d'Anabohitsy (o) ; B : amphibole zonée de la métatroctolite d'Analafisaka (éch. 250) ; C : amphibole zonée du leucogabbro d'Anabohitsy (éch. 172 l).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

grenat- plagioclase - quartz (feldspath potassique) montre le fonctionnement réversible de la réaction Opx + Pl = Cpx + Ga + Qz, les néocristaux d'orthopyroxènes ont une composition chimique très semblable à celle des orthopyroxènes magmatiques relictuels (tableau 10). Les différentes générations de minéraux se sont rééquilibrées et il est donc tout à fait raisonnable d'appliquer les différents géothermo-baromètres pour estimer les conditions thermodynamiques ultimes qui ont contrôlé ce complexe épisode coronitique. Nous avons vu au chapitre précédent que la composition des minéraux des faciès communs des anorthosites d'Ankafotia et de Saririaky, était identique malgré un habitus différent des minéraux (figure 6, tableau 12). Les phases néoformées apparaissent par exsolution (clinopyroxène et feldspath potassique) à Saririaky, ou par coronitisation à Ankafotia. Contrairement au coeur du massif, le faciès de bordure de l'anorthosite de Saririaky (éch. 272) présente un assemblage coronitique de minéraux de compositions chimiques différentes. Malgré cela, les lignes jointives des minéraux des deux faciès sont parallèles (figure 6). On peut d'ores et déjà prévoir que les estimations pression-température calculées sur les trois échantillons seront sensiblement identiques.

En fait, l'apparition de phases coronitiques au cours de réactions continues permet le rééquilibrage des phases impliquées : c'est le long des frontières entre les grains de minéraux que les transferts de matière se font préférentiellement. Les phases réactantes et produits seront en équilibre, qu'elles soient coronitiques ou non, au moins tant que l'on reste dans le champ divariant (ou multivariant) de la réaction. Il est par contre bien évident, qu'entre une olivine magnésienne et un plagioclase séparés par une couronne complexe à pyroxènes, spinelle, grenat, l'équilibre n'existe plus. Il est cependant maintenu, par échange ionique, entre les différentes phases de la couronne et il est possible d'appliquer à celles-ci les géothermomètres pour définir la température à la fin de (ou après) la coronitisation. C'est ce que j'ai fait avec la métatroctolite coronitique d'Anavoha (chap. III), avec des résultats tout aussi convenables que ceux obtenus pour des roches "à l'équilibre".

De la même manière, des phases minérales de composition chimique initialement inhomogène, pourront être partiellement séparées par un assemblage coronitique qui permettra le réajustement de leur composition ; les différentes phases impliquées sont par ailleurs équantes, c'est-à-dire "à l'équilibre", dans l'échantillon.

Ce résultat est, a priori, très décevant, car il est inutile d'espérer définir, en utilisant les géothermo-baromètres classiques (basés sur le couple d'éléments Mg et Fe) sur les différentes générations de minéraux, l'évolution thermodynamique qui a contrôlé les étapes successives de la coronitisation : seule la zonation éventuelle des minéraux pourra nous donner ce genre d'information ; cependant, il y a un risque de rééquilibrage partiel des phases minérales qui est fonction des conditions pression-température, mais aussi de la vitesse de l'évolution thermodynamique. Aussi, cette zonation pourrait être utilisée à des fins géovélocimétriques (Lasaga, 1983).

La solution à ce problème est dans la recherche de géothermo-baromètres utilisant des éléments moins mobiles que le fer et le magnésium comme le chrome et l'aluminium (Tabit, 1986) et le Ti (Otten, 1984). Ainsi, en présence de couronnes complexes, seule l'étude pétrographique nous permet de tracer qualitativement une portion de la course pression-température. Cependant, il n'est pas toujours certain que le (ou les) minéral coronitique se soit formé par réaction entre les minéraux qu'il sépare. Dans les granulites basiques du SW malgache, il n'est pas rare que le grenat, en couronnes incomplètes, se localise au contact clinopyroxène-plagioclase ou amphibole-plagioclase et n'implique pas nécessairement une réaction entre, en particulier, l'amphibole et le plagioclase (Wells, 1979). De même, sur la photo 22, il est évident que le grenat coronitique autour de l'apatite n'est pas lié à une réaction entre ce minéral et le plagioclase : le grenat se développe plus aisément aux joints des grains (par diffusion intergranulaire) où tous les réactants nécessaires sont aisément accessibles (e.g. Bohlen,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échant.	KdGa-Cpx	X_{Ca}^{Ga}	T°C 5 Kb	7 Kb
Granulites basiques				
264a C	5,467	0,1998	759	765
B	6,993	0,1884	691	697
253	5,098	0,1947	771	777
	5,061	0,2059	783	789
251a C	4,4576	0,1828	802	808
B	4,9568	0,1870	773	779
77c C	5,2107	0,1651	740	746
B	5,6293	0,1561	710	716
55a C	5,100	0,2369	789	795
B	5,624	0,2260	755	761
266a C	5,9868	0,3106	823	829
B	7,3120	0,3195	774	780
118	6,4364	0,1931	705	711
268	5,6730	0,1843	732	738
102p C	6,1850	0,2637	779	785
B	6,9210	0,2637	744	750
92c C	4,5785	0,1902	801	808
B	5,7546	0,1852	730	735
72e (C Cpx)	5,7715	0,3533	887	893
(B Cpx)	6,8523	0,3690	835	841
Anorthosites				
Saririaky				
95a	6,109	0,2097	733	739
272	5,458	0,1905	748	754
Ankafotia				
75 Cor.	5,152	0,1973	770	777
75e Cor. C	5,245	0,1831	753	759
B	6,538	0,1749	686	692
Métatroctolite				
172a	4,621	0,1522	763	769
	4,223	0,1594	797	804

Tableau 16 : Estimations des températures des métabasites et anorthosites. Géothermomètre clinopyroxène-grenat (Ellis et Green, 1979). Cor. assemblage coronitique.

N° échant.	ln Kd Ga-Hb	X_{Ca}^{Ga}	T°C
264a	1,3810	0,1998	656
253	1,2200	0,1947	692
77c	1,2270	0,1594	658
55a	1,1520	0,2260	739
	1,2406	0,2369	724
266a	1,7510	0,3072	657
118	1,3469	0,1931	658
102p	1,2430	0,2637	748
92c C	1,1740	0,1928	702
B	1,2780	0,1852	669
92j	1,0580	0,1085	656
172a	0,9555	0,1604	734

Tableau 17 - Estimations des températures des métabasites et anorthosites. Géothermomètre hornblende-grenat (Graham et Powell, 1984).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

1982). Une faible fugacité de la phase fluide (H_2O pour Johnson et Essene, 1982) ne permet qu'une migration limitée des éléments aux joints des cristaux, ce qui perturbera la recristallisation des phases coronitiques en phases équantes. Ceci explique l'abondance relative des assemblages coronitiques dans le faciès granulite.

La concentration de petits cristaux de spinelle dans le plagioclase (zoné autour de ceux-ci) suggère une immobilité des éléments (Mc Lelland et Withney, 1980). Celle-ci, limitant la recristallisation métamorphique, pourrait être responsable de la disposition coronitique du grenat et de la conservation de la texture magmatique de la roche.

Les assemblages minéralogiques des massifs anorthositiques d'Ankafotia et Saririaky se sont formés dans des conditions pression-température similaires, dans le champ multivariant de la réaction Opx + Pl = Cpx + Ga + Qz. Les différentes textures pourraient s'expliquer par des variations dans la composition et/ou dans la fugacité de la phase fluide, ou par des variations de la mobilité des éléments.

2 - Géothermométrie :

Le couple clinopyroxène-grenat : Le géothermomètre utilisant le couple clinopyroxène-grenat est certainement un des plus classiques et des plus utilisés dans les roches orthodérivées basiques et ultrabasiques. De nombreuses calibrations ont été proposées depuis les travaux précurseurs de Raheim et Green (1974). La calibration d'Ellis et Green (1979), qui s'appuie sur des données expérimentales, semble la plus précise. Aussi a-t-elle, actuellement, la faveur des pétrologues. Elle prend en compte l'influence du calcium, en faisant intervenir dans l'expression, la fraction molaire de cet élément dans le grenat. Par contre, cette calibration devient imprécise si le grenat est manganésifère et/ou si le clinopyroxène est sodique : elle sous-estimerait la température, lorsque le grenat contient plus de 10 % du composant spessartine (Johnson et al, 1983). Ganguly (1979) propose une calibration prenant en considération l'influence du manganèse dans le grenat, et Saxena (1979) tient compte du sodium dans le clinopyroxène. Ces deux thermomètres semblent toutefois mal ajustés (Johnson et al, 1983).

L'influence du Fe^{3+} est estimée différemment selon les auteurs : pour Fabriès (1984), la méconnaissance du fer ferrique est une source d'erreur importante. Par contre, Johnson et al (1983) considèrent que la prise en compte du fer ferrique n'a que peu d'influence sur les températures obtenues pour les granulites des Adirondacks. Les faibles valeurs du Fe^{3+} recalculées sur les minéraux des granulites du SW de Madagascar, lesquelles présentent de fortes similitudes avec celles des Adirondacks, m'incitent à partager l'opinion de ces auteurs.

Les températures obtenues sur les métabasites, en utilisant le géothermomètre de Ellis et Green (1979), sont portées sur le tableau 16 et sur la figure 12. La carte de la figure 13 permet d'apprécier la répartition de ces températures. On notera, comme je l'ai signalé précédemment, que les échantillons étudiés se répartissent essentiellement de part et d'autre de la limite des groupes du Vohibory et d'Ampanihy, où se localisent les deux massifs anorthositiques occidentaux et les deux massifs de troctolites. Les zonations faibles des minéraux engendrent une baisse de température modérée entre les coeurs et les périphéries du grenat et du clinopyroxène. La variation de température est maximale pour les échantillons 92c et 264a, avec environ 70° de différence. Les températures calculées à partir des coeurs des minéraux s'échelonnent entre 710° (éch. 118) et 890° (éch. 72e), avec une majorité d'estimations entre 740° et 810°C (voir fig. 16 : récapitulatif). On remarque que les températures maximales sont obtenues pour les roches dans lesquelles le grenat est calcique puisque $X^{Ga}_{Ca} = 0,26$ pour l'échantillon 266a et 0,37 pour l'échantillon 72e. S'agit-il d'une coincidence et ces températures élevées

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° échant.	XCa-Ga	ln Kd Ga-Opx	T1°C (H)		T2°C (S et B)	
			5 Kb	7 Kb	5 Kb	7 Kb
Granulites basiques						
92j	0,1150	0,9841	752	764	808	823
77c	1,1574	1,0041	757	769	835	850
118	0,2000	1,3260	627	637	692	704
268a	0,1862	1,2130	668	679	745	758
264a	0,1918	1,1433	701	712	783	797
	0,1843	1,0626	737	748	832	845
251a	0,1863	1,1195	710	721	793	807
253	0,2105	1,1950	684	695	759	772
Anorthosites Ankafotia						
75	0,2015	1,1455	703	714	779	792
75e (Opx I)	0,1771	1,224	661	671	721	734
(Opx Cor.)	0,1771	1,148	694	705	766	779
Saririaky						
95a	0,2179	1,0869	737	748	824	838
272	0,1943	1,1137	716	727	806	819
	0,1899	1,2238	665	676	739	752
Métatroctolite						
172a	0,1585	1,049	735	746	816	830
(Opx en sympl.	0,1685	1,318	620	630	663	675

Tableau 18 - Estimations des températures des métabasites et anorthosites. Géothermomètre orthopyroxène-grenat (H : Harley, 1984a ; S et B : Sen et Bhattacharya, 1984).

N° éch.	X_{Mg}^{Ga}	X_{Mg}^{Biot}	T°C FS	T°C Th	T°C HL	Remarques
75	0,3366	0,8055	468	507	501	5Kb
			475	520	507	7Kb
95a	0,3273	0,6302	772	733	700	
			786	758	711	
172a	0,3337	0,6709	704	690	660	Ga coron. autour d'une
			713	706	668	biotite
	0,3706	0,6349	867	798	754	idem
			883	825	766	
	0,3725	0,6349	872	802	757	Ga inclus dans la
			888	828	769	biotite précédente

Tableau 19 - Estimations des températures à partir du couple Ga-Biot dans les anorthosites d'Ankafotia (éch.75), de Saririaky (éch. 95a) et dans la métatroctolite d'Anabohitsy (éch. 172a). FS : Ferry et Spear (1978) ; Th : Thompson (1976) ; HL : Holdaway et Lee (1977).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

sont-elles correctes ? Ou bien, la prise en compte du calcium dans la calibration d'Ellis et Green (1979) surestime-t-elle les températures lorsque le rapport X^{Ga}_{Ca} est élevé ($X^{Ga}_{Ca} \geq 0,3$) ? Cependant, le gneiss à silicates calciques (éch. 75b), à clinopyroxène, scapolite et grenat coronitique, recueilli au voisinage de l'échantillon 72e, indique des températures semblables à celles de ce dernier, bien que le grenat soit encore plus calcique ($X^{Ga}_{Ca} = 0,56$). On peut concevoir également que la température de blocage du couple Cpx - Ga soit influencée par la teneur en calcium du grenat.

Aucune répartition régionale particulière des températures ne permet la mise en évidence d'un gradient thermique entre le Nord et le Sud de la région. L'unique échantillon oriental (éch. 118) ne permet pas non plus de conclure, à lui tout seul, à une baisse de la température dans ce secteur. En effet, les estimations réalisées sur les métasédiments suggèrent une relative homogénéité des températures sur l'ensemble de la région étudiée. En fait, compte tenu de la pente de la courbe d'apparition du grenat dans les métabasites, ce minéral est stable à plus basse température lorsque la pression diminue (fig. 24 : 3ème partie). Or, il a été précisément suggéré que la pression décroît dans la partie orientale du secteur.

On peut conclure, dans l'attente de mesures complémentaires, que la température des granulites basiques, estimée grâce au géothermomètre Cpx-Ga, est en moyenne comprise entre 740°-810°C (coeur des minéraux), approchant, dans quelques échantillons, 900°C. Les zonations, limitées, matérialisent une évolution rétrograde de moins de 70°C (si l'on néglige les problèmes de diffusion intragranulaire : Lasaga, 1983).

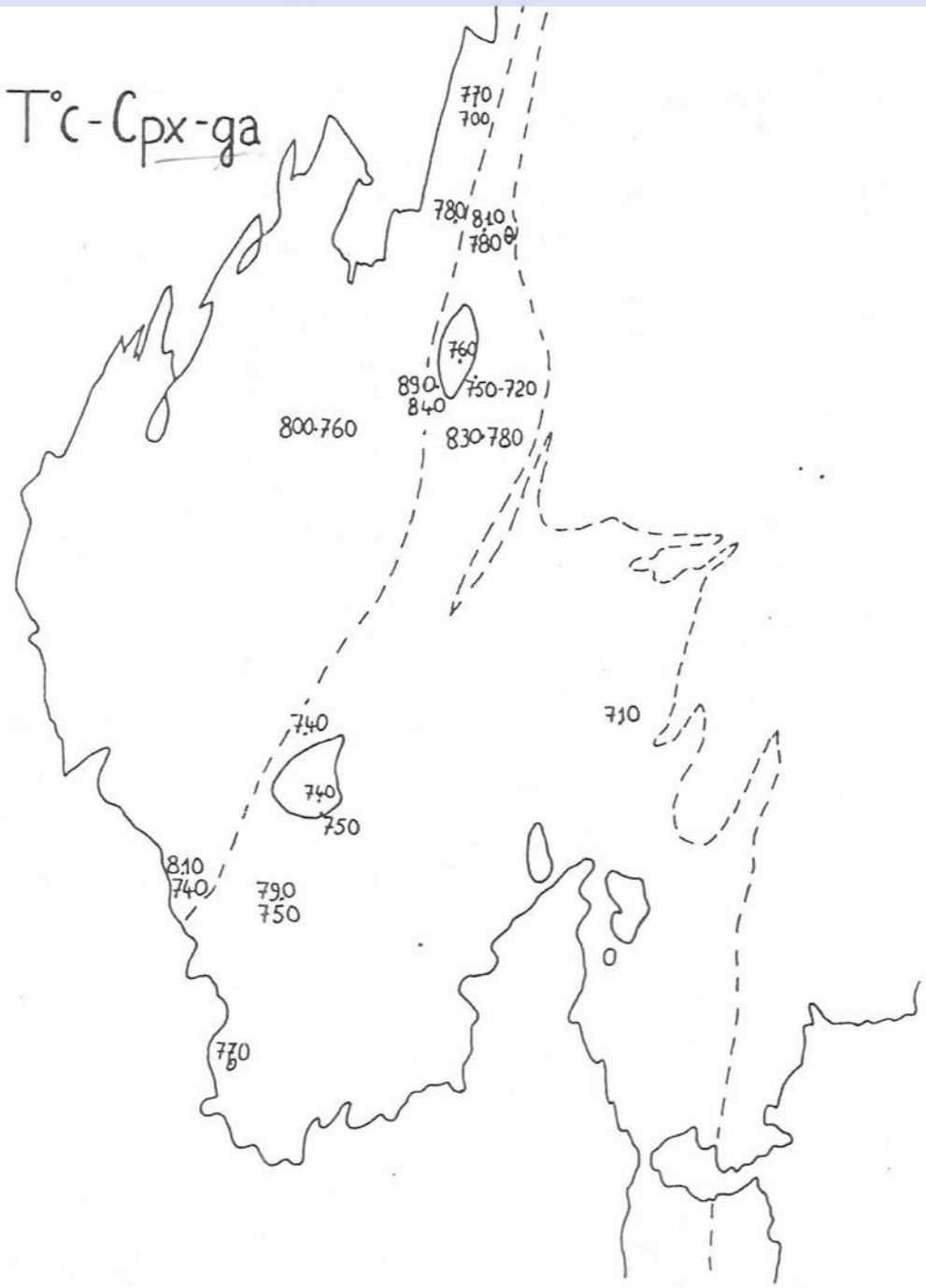
Le géothermomètre hornblende-grenat proposé par Graham et Powell (1984), est calibré empiriquement par rapport au géothermomètre de Ellis et Green (1979), en utilisant des roches contenant clinopyroxène, grenat et amphibole : aussi cette calibration n'est-elle pas indépendante de la précédente. Estimant que les calculs du fer ferrique dans l'amphibole ne sont pas fiables, les auteurs de cette calibration préfèrent utiliser le fer total sous la forme fer ferreux. Par ailleurs, comme pour le géothermomètre Cpx-Ga d'Ellis et Green (1979), Graham et Powell (1984) considèrent que tous les écarts à l'idéalité dans l'amphibole et le grenat peuvent être exprimés uniquement par les variations de X^{Ga}_{Ca} : aussi, une utilisation prudente est nécessaire, si l'on applique cette calibration à des amphiboles de composition différente (en particulier, plus calciques) de celles utilisées par ces auteurs.

Les résultats obtenus en appliquant ce géothermomètre aux granulites du SW malgache, sont résumés dans le tableau 17, les figures 12 et 13. Les températures, sensiblement plus faibles que celles obtenues précédemment, s'échelonnent entre 660° et 750°C. La figure 12 permet d'apprécier l'écart entre les résultats des deux calibrations. La prise en compte du Fe^{3+} ne ferait qu'augmenter cet écart.

Le géothermomètre grenat-orthopyroxène : Dans la mesure où l'orthopyroxène est le minéral diagnostic du faciès granulite, le couple orthopyroxène-grenat est relativement ubiquiste dans ce faciès : cette association s'observe aussi bien dans les métapélites que dans les roches orthodérivées acides (charnockites) et basiques-ultrabasiques, pourvu que la pression ne soit ni trop élevée, ni trop faible. Deux calibrations s'appliquant à ce couple de minéraux ont été proposées en 1984 par Sen et Bhattacharya et par Harley. D'ores et déjà, on constate un écart sensible des températures obtenues grâce à ces deux calibrations : les températures calculées avec le thermomètre de Sen et Bhattacharya (1984) sont systématiquement supérieures à celles obtenues avec le géothermomètre de Harley (1984a). Dans le meilleur des cas, l'écart est de 50° mais il est le plus souvent aux alentours de 80° et peut atteindre une centaine de degrés. Dans certains cas, les résultats obtenus grâce à la calibration d'Harley (1984a) sont proches de ceux calculés avec le géothermomètre de Ellis et Green (1979), tandis que dans d'autres ro-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



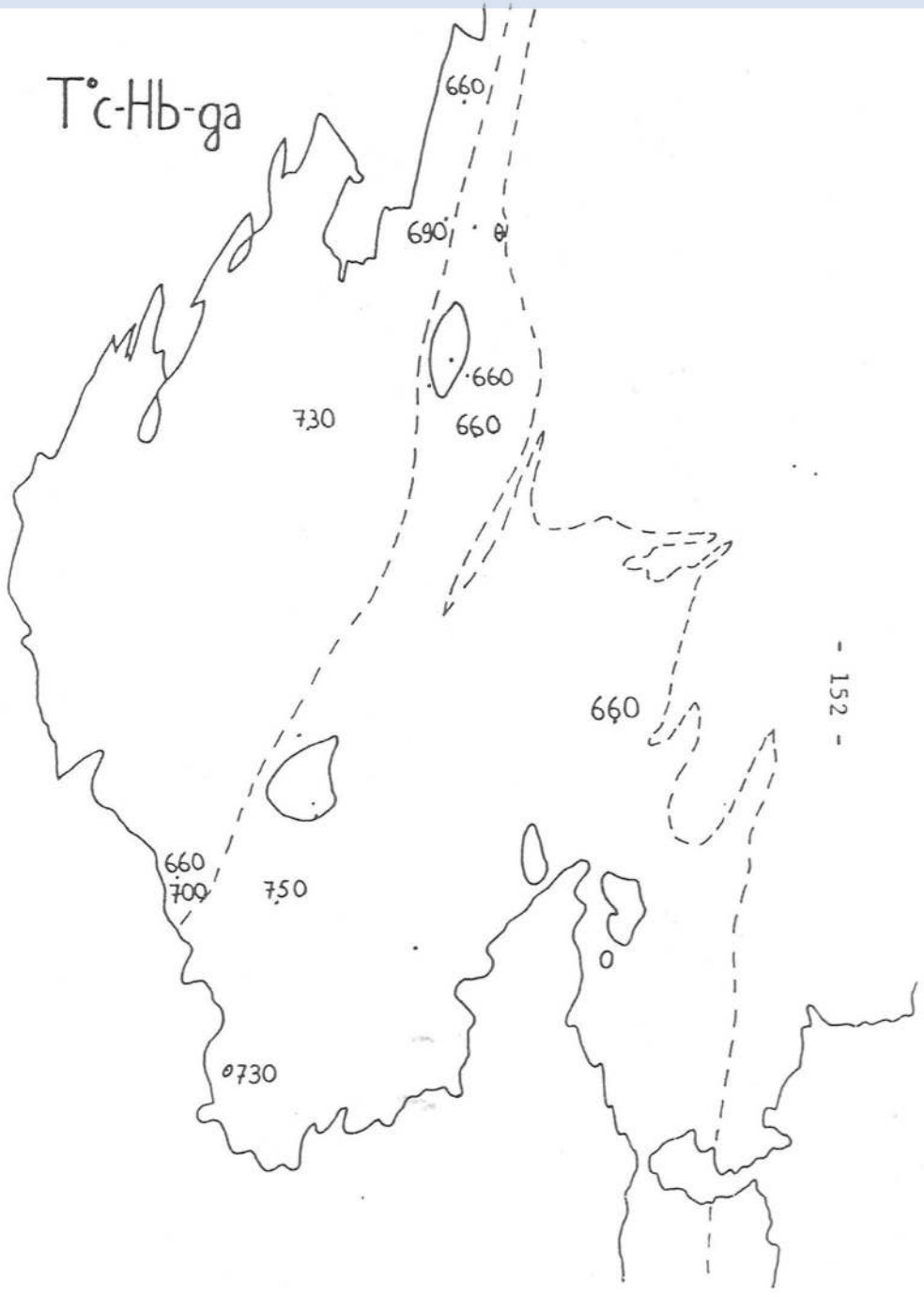
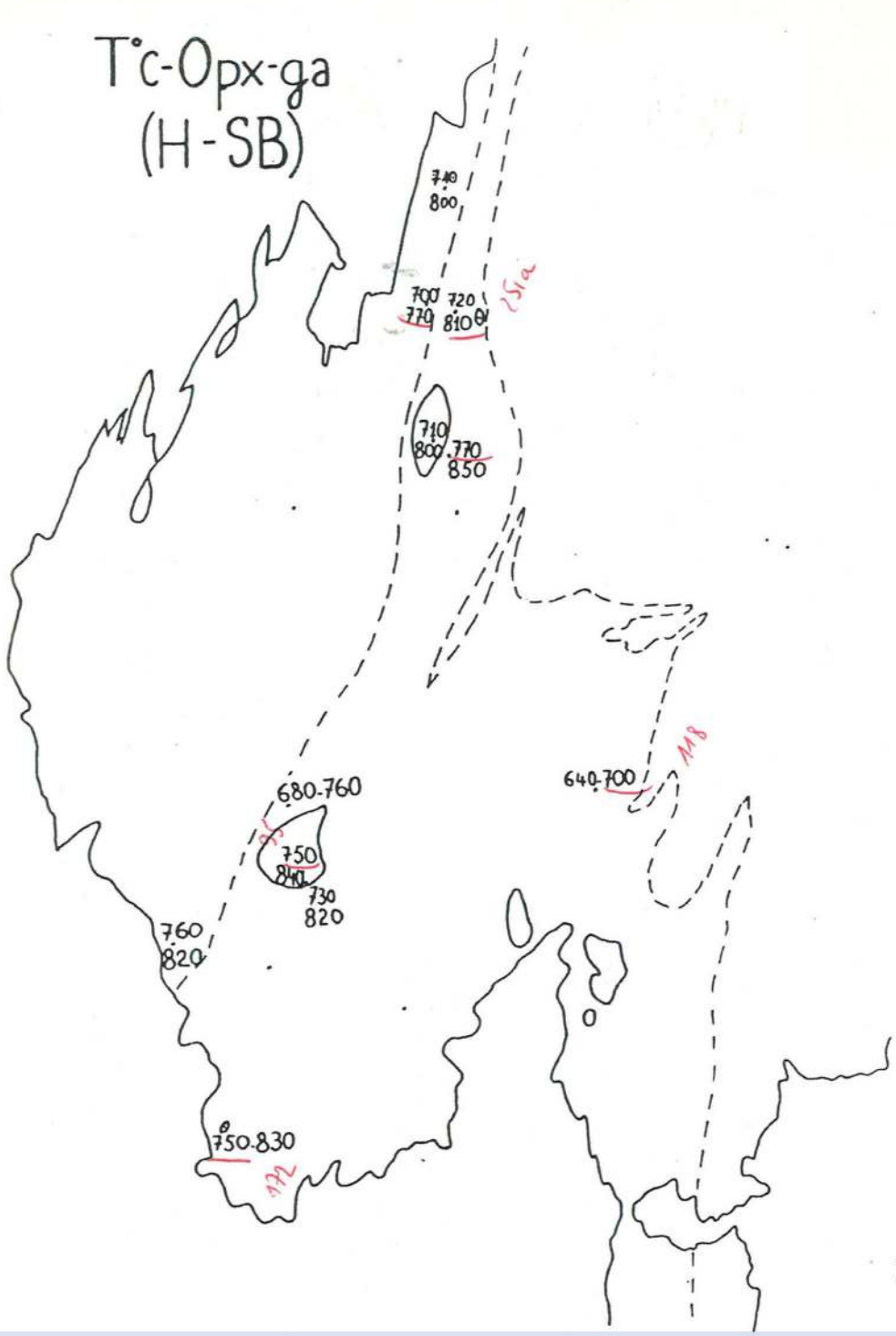


Fig. 13 - Répartition géographique des estimations des températures des granulites basiques, anorthosites et métatroctolites du SW malgache. Géothermomètre Cpx-Ga (Ellis et Green, 1979) ; première température : coeurs des minéraux, deuxième température : bordures des minéraux. Géothermomètre Hb-Ga (Graham et Powell, 1984). Géothermomètre Opx-Ga : première température : Harley (1984a), deuxième température : Sen et Bhattacharya (1984). Géothermomètre Opx-Cpx (Wood et Banno, 1973). La localisation des échantillons analysés est donnée sur la figure 15.



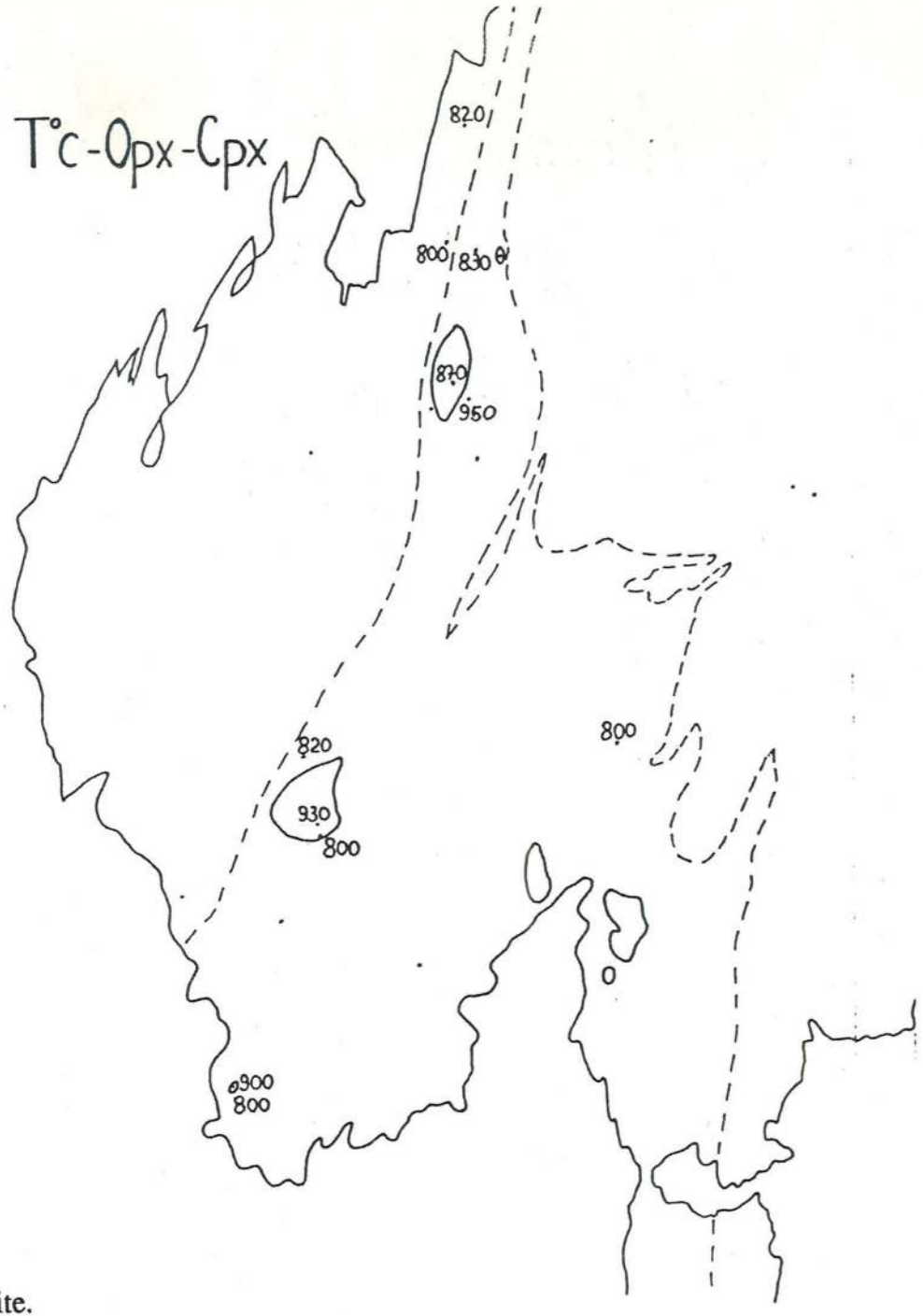


Fig. 13 - Suite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ches, le géothermomètre de Sen et Bhattacharya donnent de "meilleures" estimations (tableau 18 et figure 13). Il semblerait que ces derniers résultats soient obtenus lorsque le grenat est riche en almandin, tandis que les températures de la calibration de Harley (1984a) seraient "meilleures" pour les roches plus magnésiennes. Remarquons que Sen et Bhattacharya (1984) ont calibré leur géothermomètre avec des charnockites (roches généralement riches en fer), tandis que Harley (1984a) teste le sien sur des granulites et lherzolites (sensiblement plus magnésiennes). Moyennant quelques améliorations, on peut prévoir que ce géothermomètre deviendra une calibration fiable.

Dans la métatroctolite d'Anabohitsy (éch. 172a), la température obtenue avec le couple grenat-orthopyroxène en symplectite dans celui-ci, est plus faible que celle obtenu avec le couple grenat-orthopyroxène coronitique (tableau 18). La rareté de l'habitus symplectitique de l'orthopyroxène ne permet pas de tester la signification de cet écart.

Le couple biotite-grenat : La géothermométrie basée sur ce couple de minéraux a un intérêt évident pour les estimations thermodynamiques dans les roches de la séquence pélitique. Aussi de nombreuses calibrations ont été proposées (eg. Thompson, 1976 ; Holdaway et Lee, 1977 ; Ferry et Spear, 1978 ; Goldman et Albee, 1977). Malheureusement , celles-ci donnent des résultats souvent très dispersés. Indaris et Martignole (1985) pensent que cette dispersion est liée à l'influence d'éléments mineurs, en particulier le titane, sur les solutions solides des deux minéraux. Cependant, la correction qu'il propose pour prendre en compte le titane ne semble pas toujours valable (Schreurs, 1985). Les résultats variés, avec un même géothermomètre entre différents couples biotite-grenat d'une même roche, montrent que les calibrations ne sont pas seules en cause et il faut certainement prendre en compte l'influence de rééquilibrages tardifs et admettre parfois une absence d'équilibre entre les phases minérales.

Les valeurs obtenues sur un couple biotite-grenat de l'anorthosite d'Ankafotia donne une température faible (475°-507°C, tableau 19). Ceci n'est pas surprenant puisque j'ai mis l'accent, au chapitre précédent, sur la composition anormale de la biotite dont le rapport XMg élevé est supérieur à celui de l'orthopyroxène : ce minéral n'est pas (ou plus) en équilibre avec les autres minéraux de la roche.

Les résultats obtenus sur les deux autres roches contenant ce couple de minéraux (anorthosite de Saririaky et métatroctolite d'Anabohitsy), sont compatibles avec une cristallisation de la biotite en climat granulitique. L'écart de température entre les différents géothermomètres rend difficile le choix d'une valeur absolue. On notera seulement que cet écart est maximum, lorsque la teneur en titane dans la biotite est maximum. Dans ce cas, les températures élevées, obtenues avec le géothermomètre de Ferry et Spear (1978), doivent être écartées : en effet, celui-ci, basé sur une calibration expérimentale utilisant des solutions solides purement ferromagnésiennes, ne tient pas compte des variations du titane et de l'alumine. Les autres calibrations, empiriques, basées sur des assemblages naturels, tiennent compte indirectement de ces éléments.

L'écart des températures dans l'échantillon 172a (malgré un choix consciencieux des couples de minéraux), montre l'influence des rééquilibrages successifs.

Le couple orthopyroxène-clinopyroxène : Les précédents géothermomètres sont interdépendants puisqu'ils utilisent tous le grenat. De plus, à pressions modérées, ce minéral disparait à des températures relativement peu élevées (figure 24). De ce fait, on conçoit facilement l'intérêt du géothermomètre orthopyroxène-clinopyroxène. Cependant, si celui-ci donne de bons résultats pour les roches volcaniques et intrusives de faible profondeur, son applica-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tion aux granulites ne donnent pas des estimations satisfaisantes (eg. Bohlen et Essene, 1979 ; Lindsley, 1983). Malgré le nombre impressionnant de travaux concernant le couple orthopyroxène-clinopyroxène (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1979 ; Lindsley, 1984, etc), les températures obtenues en appliquant ce géothermomètre aux roches de haut degré métamorphique sont dispersées, et généralement plus élevées que celles obtenues précédemment.

Les estimations calculées pour les granulites basiques du Sud Ouest malgache sont dispersées sur 200° à 250° pour un même thermomètre et varient également en fonction de la calibration utilisée. A titre indicatif, quelques températures obtenues avec le thermomètre de Wood et Banno (1973) sont portées sur la figure 13. Si ces températures sont significatives, il faut considérer que l'on mesure des températures de blocages qui seraient différentes selon les roches.

L'application de ce géothermomètre aux pyroxènes magmatiques "exsolvés" dans les massifs d'anorthosites, a été proposée par Bohlen et Essene (1978) : la composition du pyroxène originel est "reconstituée" en recombinant par le calcul exsolutions et minéral hôte. Cette technique n'a pas été utilisée dans le cas présent.

Le titane dans la biotite : Les concentrations du titane dans la biotite et l'amphibole augmentent régulièrement avec la température pourvu que cet élément soit disponible dans la roche. Schreurs (1985) propose, pour la biotite en présence d'ilménite, les subdivisions suivantes :

$Ti < 0,3$	$Al_6 > 0,85$	$T°C = 500°\text{-}650°C$
$0,3 < Ti < 0,45$	$0,55 < Al_6 < 0,85$	$T°C = 650°\text{-}700°C$
$Ti > 0,45$	$Al_6 < 0,55$	$T°C > 750°C$

Zakrutin et Grigorenko (1968) indiquent une valeur moyenne de 0,22 atomes de titane par formule structurale, avec un maximum à 0,38 dans les biotites qui ont cristallisées dans le faciès amphibolite et une moyenne de 0,48, avec un maximum de 0,67 dans le faciès granulite. Cette approche reste très imprécise, mais elle montre que les biotites des anorthosites et métatroctolites se sont formées dans les conditions extrêmes et supérieures du faciès granulite, à l'exception de la biotite de l'anorthosite d'Ankafotia (éch. 75).

Le titane dans l'amphibole : La solubilité de TiO_2 dans l'amphibole dépend principalement de la température, de la fugacité de l'oxygène, et de l'activité des composants dans les minéraux coexistants (Ghent et Stout, 1984). Elle est relativement peu dépendante de l'activité du titane si une phase riche en cet élément est présente. Leake (1965) suggère que la présence d'ilménite ou de sphène indique que l'amphibole est saturée en cet élément.

Otten (1984), utilisant les résultats expérimentaux de Helz (1973) sur le développement et l'évolution de hornblende dans trois différents magmas basaltiques (entre 700° et 1000°C, avec une pression de 5 Kb et la fO_2 contrôlée par le tampon QFM), établit une relation approximative qui lie la température à la teneur en titane de l'amphibole (droites de régression à partir des données expérimentales de Helz, 1973 ?) :

$T°C = 1204 \times Ti$ (atomes par form. struct.) + 545

lorsque T°C est inférieure à 970°C. Au delà de ces températures, les données de Helz (1973) montrent que la concentration du titane dans l'amphibole augmente plus rapidement, de telle sorte que l'on peut écrire :

$T°C = 273 \times Ti + 877$

Selon Otten (1984), cette relation peut être appliquée à différentes roches, puisque Helz (1973) affirme que la concentration du titane dans la hornblende serait indépendante de la

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

composition chimique de la roche, pourvu que l'ilménite soit présente. Otten (1984) teste cette relation TiO_2 dans l'amphibole-T°C sur les données expérimentales de Spear (1981) réalisées dans le même intervalle de températures que les travaux d'Helz (1973), mais dans les conditions subsolidus. Il en conclut que ce thermomètre est applicable aussi bien aux hornblendes d'origine magmatique, qu'à celles qui se forment au cours de réactions subsolidus.

Dans les granulites et métatroctolites du SW malgache, l'ilménite est toujours présente, suggérant que la fugacité d'oxygène est proche ou inférieure au tampon QFM. L'application de ce géothermomètre à ces roches donne des températures qui s'échelonnent entre 1025°C (métatroctolite d'Anabohitsy) jusqu'à 700°C (figure 14). La zonation très marquée de l'amphibole de la troctolite d'Analafisaka (éch. 250) et celle du leucogabbro d'Anabohitsy (éch. 172 l) montrent une évolution semblable et très brutale (sur moins de 2mm : figure 14), à partir d'une température légèrement inférieure (1006°C).

Si ce géothermomètre est valable, cette chute de la température témoignerait d'une évolution rétrograde depuis des températures tardimagmatiques. Je reviendrai sur ce point, ainsi que sur la validité de ce géothermomètre, dans la troisième partie de ce chapitre.

Autres géothermomètres : Les températures obtenues en étudiant la répartition du sodium entre le plagioclase et le feldspath potassique néoformé (Stormer, 1975) dans les anorthosites, sont inférieures à 500°C et représentent sans doute des températures de rééquilibrage.

Le géothermobaromètre Al Opx-Ga de Harley et Green (1982), appliqué à l'échantillon 92j dont le pyroxène contient jusqu'à 7 % d'alumine, indique des températures de 850° à 900°C pour les pressions de 7 à 9 Kb retenues dans la région (voir ci-dessous).

3 - Géobarométrie :

La présence des deux pyroxènes, du grenat, du plagioclase et du quartz à l'équilibre, nous permet d'appliquer les nombreux baromètres utilisant ces minéraux. Il s'agit de calibrations basées sur les assemblages : Opx-Ga-Pl-Qz ; Cpx-Ga-Pl-Qz et Opx-Cpx-Ga-Pl-Qz étudiés par de nombreux auteurs (Wells, 1979 ; Hansen, 1981 ; Newton et Perkins, 1982 ; Bohlen et al, 1983 ; Vielzeuf et Andrieux, 1984 ; etc).

Newton et Perkins (1982) ont étudié expérimentalement le pôle magnésien des réactions

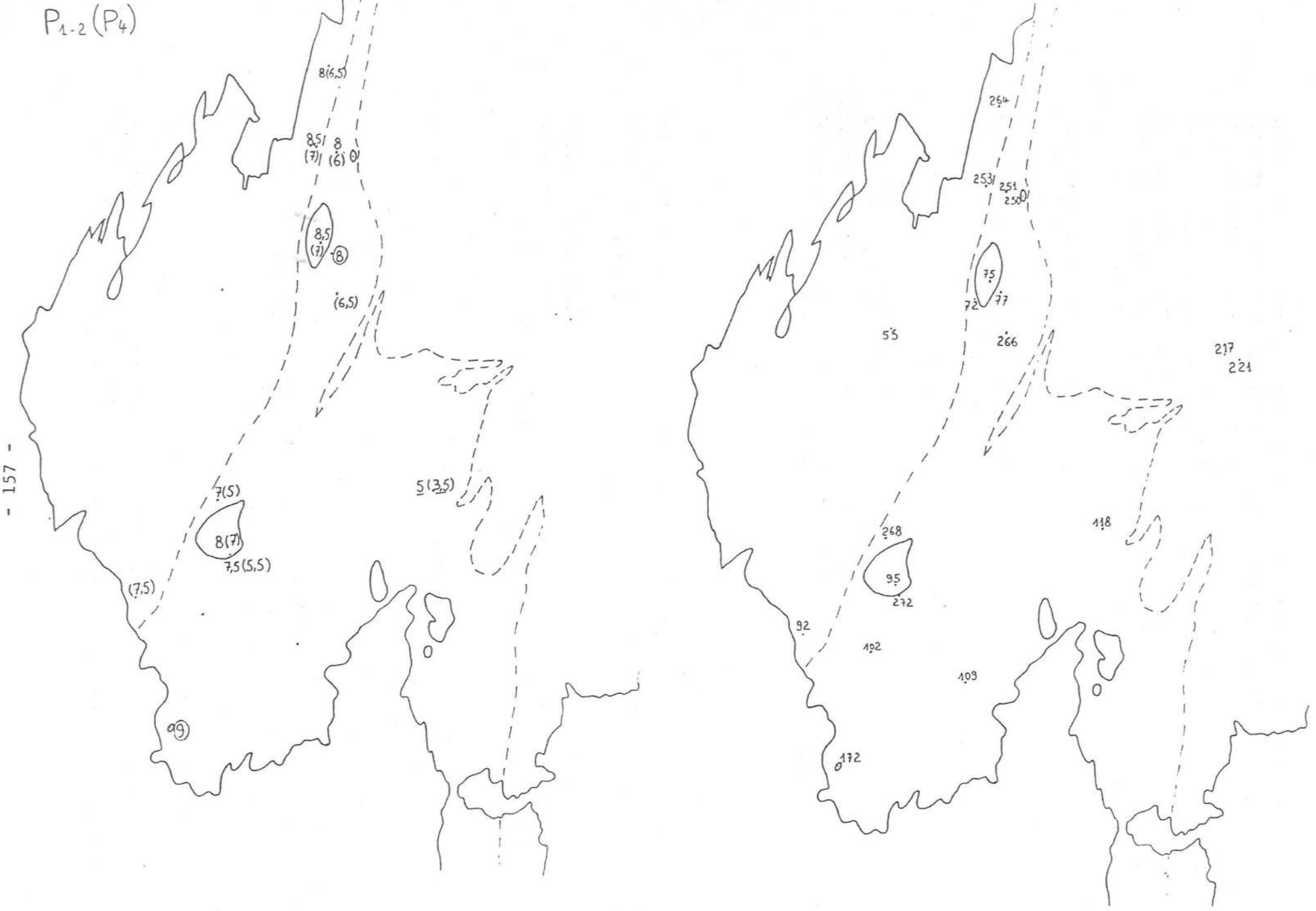
(1) Opx + Pl = Ga + Qz

et (2) Cpx + Pl = Ga + Qz

qui peuvent servir à l'estimation des pressions des associations à Opx-Ga-Pl-Qz et Cpx-Ga-Pl-Qz (et bien sûr Opx-Cpx-Ga-Pl-Qz).

Les auteurs proposent deux géobaromètres calibrés sur les réactions 1 et 2, mais constatent un écart d'environ 1,5 à 2 Kb entre les résultats de ces deux calibrations. A la suite d'une compilation sur différents massifs de granulites, ils estiment qu'il est nécessaire de diminuer les pressions obtenues avec la réaction 1 et 1,6 Kb et de rajouter au contraire 0,6 Kb au résultat du deuxième géobaromètre. Cette méthode peu rigoureuse est contestée par Vielzeuf (1984) qui s'appuie sur une compilation de 23 assemblages contenant les cinq phases minéralogiques. Il montre ainsi que l'intervalle de pression entre les deux baromètres est variable, et en conclut que le géobaromètre calibré sur la réaction 2 ne donne pas de résultats satisfaisants.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



- 157 -

Fig. 15 - Répartition géographique des estimations barométriques des granulites basiques, anorthosites et métatroctolite et localisation des échantillons analysés. P1-P2 : assemblage Opx-Ga-Pl-Q (Bohlen et al, 1983) ; P4 : assemblage Cpx-Ga-Pl-Q (Newton et Perkins, 1982) ; encerclé : autres géobaromètres ; souligné : pression maximale estimée dans l'échantillon 118, explication : voir texte.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

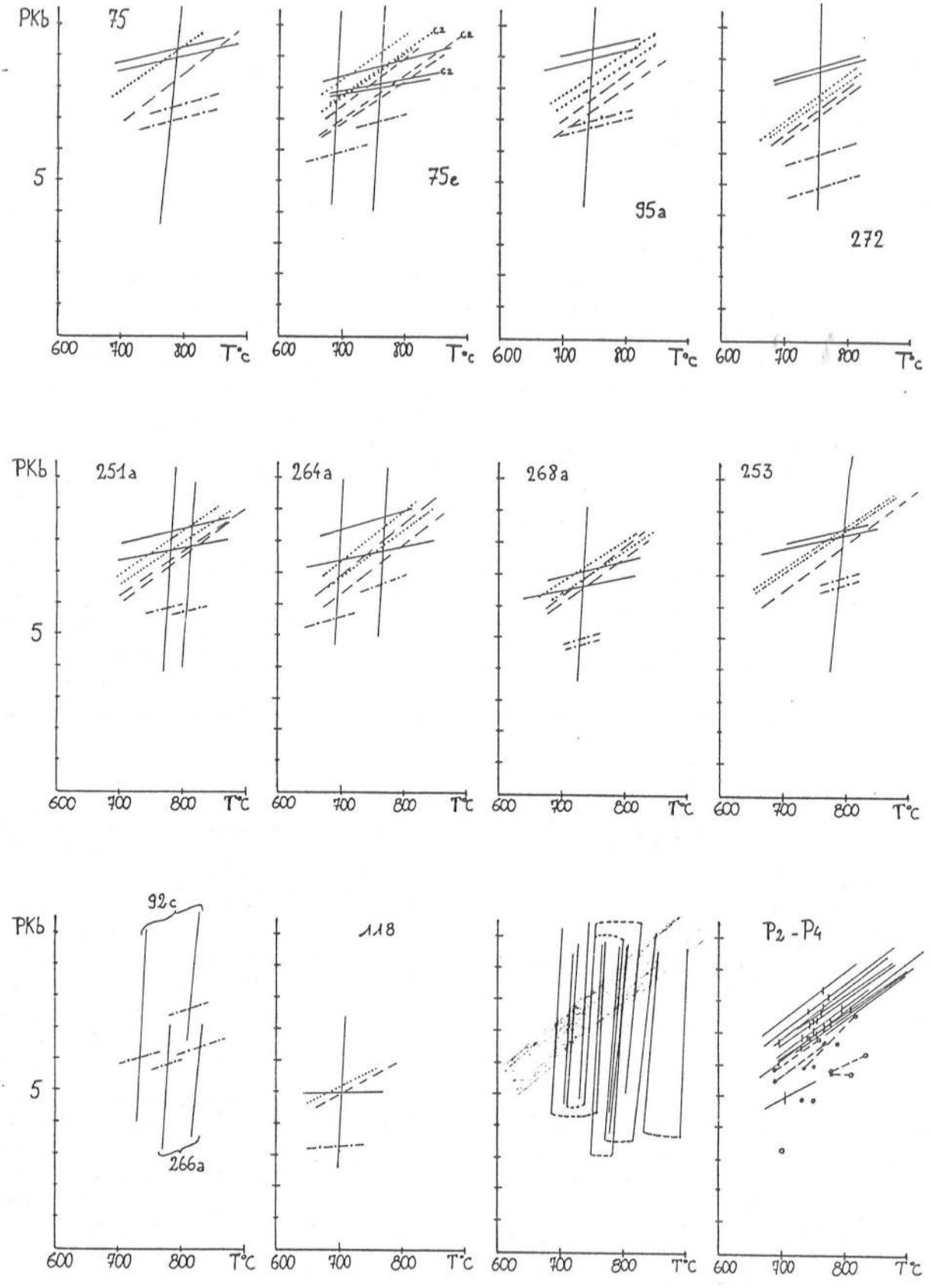


Fig. 16 - Estimations des conditions thermodynamiques d'équilibre des métabasites et anorthosites. Les températures indiquées sont celles obtenues avec le géothermomètre Cpx-Ga d'Ellis et Green (1979) ; lorsque les minéraux sont zonés, températuresdes coeurs des minéraux (la plus haute) et des bordures (la plus basse) sont indiquées. Géobaromètre Opx-Ga Pl-Q, calibration de Bohlen et al (1983), pôle fer, avec les coefficients d'interaction (W) des auteurs : ligne pointillé (P1) ; avec les W de Newton et Perkins (1982) : ligne tiré (P2) ; calibration de Newton et Perkins (1982), pôle magnésien, avec les W des auteurs : ligne pleine (P3). Géobaromètre Cpx-Ga-Pl-Q, pôle magnésien (Newton et Perkins , 1982) : ligne tiré-pointillé (P4).

Anorthosite d'Ankafotia : éch. 75 et 75e (C2 = assemblage coronitique secondaire à Opx-Pl).

Anorthosite de Saririaky : éch. 95a : faciès commun ; éch. 272 : anorthosite gabbroïque.

Granulite 118 : échantillon sans quartz, explication, voir texte.

Les deux derniers diagrammes récapitulent :

- les températures obtenues avec le géothermomètre d'Ellis et Green (1979). Les lignes tirets relient les températures obtenues avec les coeurs des minéraux (les plus élevées) et celles obtenues avec les bordures des minéraux. En grisé, zone de transition entre le faciès granulite de pression intermédiaire et le faciès granulite de haute pression (Bryhni et al, 1970).

- les conditions T°C-P2 (ligne continue) et T°C-P4 (cercle vide) : les lignes tirets relient les estimations thermodynamiques obtenues avec les coeurs et les bordures des minéraux.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Le pôle ferrifère (métastable) de la réaction 1 est calibré indirectement en étudiant expérimentalement les réactions :

(3) fayalite + anorthite = grenat
et (4) ferrosilite = fayalite + quartz (Bohlen et al, 1983).

Le géobaromètre utilisant l'assemblage à cinq phases (Hansen, 1981 ; Vielzeuf et Andrieux, 1984) ne semble pas correctement calibré : il donne des pressions plus fortes que les autres calibrations et il est sensible à la composition chimique du système (Vielzeuf, 1984).

J'ai appliqué aux granulites basiques et anorthosites, les géobaromètres Cpx- Ga- Pl- Qz et Opx- Ga- Pl- Qz de Newton et Perkins (1982) ainsi que le baromètre Opx-Ga-Pl-Qz testé par Bohlen et al (1983). Vielzeuf (1984) propose de permuter les coefficients d'interaction dans le grenat (très variables selon les auteurs), dans les deux calibrations Opx-Ga-Pl-Q : il montre que l'utilisation des W de Newton et Perkins (1982) au baromètre de Bohlen et al (1983) modifie peu les pressions, ce qui permet d'apprécier la validité des résultats. Par contre, l'inverse provoque une grande différence dans les résultats.

L'existence de couronnes à grenat seul entre l'olivine et le plagioclase de la métatroctolite d'Anabohitsy, permet d'utiliser le géobaromètre olivine-grenat-plagioclase étalonné sur la réaction (3) par Bohlen et al (1983). On pourra regretter l'absence d'une calibration du pôle ferrifère de la réaction 2, puisque les associations à Cpx-Ga-Pl-Qz sans orthopyroxène du SW malgache sont riches en fer. Aussi, l'application de la calibration peu fiable de Newton et Perkins (1982) sur des assemblages ferrifères ne pourra pas donner de résultats bien satisfaisants.

a -Les granulites et anorthosites à la limite des groupes d'Ampanihy et du Vohibory : Neufs échantillons saturés en silice (quartz exprimé) ont été testés (tableau 20 et fig. 15). Il s'agit de quatre métabasites, deux anorthosites (des deux massifs occidentaux) et une anorthosite gabbroïque (Massif de Saririaky) présentant l'assemblage à cinq phases et deux granulites à Cpx-Ga-Pl-Qz. Les diagrammes pression-température (fig. 16) permettent d'apprécier les résultats tout à fait satisfaisants dans les quatres granulites à cinq phases. On note une bonne concordance des résultats entre les pôles fer et magnésium des géobaromètres basés sur l'assemblage Opx-Ga-Pl-Qz à 7 Kb (éch. 268a) et 8 Kb (pour les trois autres). Comble de précision ou hasard (?) : les deux calibrations se croisent aux températures estimées par le géothermomètre de Ellis et Green (1979) pour les coeurs des couples grenat-clinopyroxène. Les estimations obtenues à partir de l'assemblage Cpx-Ga-Pl-Qz donnent des résultats plus faibles de 1 à 2 Kb, conformément aux remarques des auteurs et de Vielzeuf (1984) : les pressions calculées grâce à cet assemblage varient entre cinq et sept kilobars. Parmi les deux échantillons sans orthopyroxène, la pression est un peu plus forte pour 92c (coeur des minéraux : P4 = 7,6 Kb). Il est intéressant de noter que lorsque les minéraux sont zonés, la baisse de température entre le coeur et la périphérie se fait à pression constante (éch. 251a), ou s'accompagne d'une diminution de la pression de 1 à 1,5 Kb.

Les diagrammes Pression-Température (fig. 16) établis pour les anorthosites montrent une certaine dispersion des résultats par rapport à ceux des granulites, en fonction du géobaromètre utilisé. En effet, le géobaromètre Opx-Ga-Pl-Qz, pôle magnésien, donne des pressions supérieures à celles mises en évidence dans les granulites. Les deux géobaromètres utilisant cet assemblage minéralogique (pôle magnésien et pôle ferrifère) se coupent à des pressions plus élevées que celles estimées pour les granulites (P = 9-9,5 Kb), et à des températures supérieures à celles obtenues avec le géothermomètre clinopyroxène-grenat d'Ellis et Green (1979). On peut essayer d'interpréter ces résultats de deux manières :

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

(1) la température calculée à partir de la calibration d'Ellis et Green (1979) est sous-estimée et l'intersection des deux géobaromètres est significative : elle indique des températures et des pressions de l'ordre de 800°C et 9 à 9,5 Kb respectivement.

(2) la température obtenue avec le thermomètre Cpx-Ga est correcte : dans ce cas, le géobaromètre pôle magnésien surestime les pressions et les résultats obtenus avec la calibration de Bohlen et al (1983), identiques à ceux des granulites, sont significatifs.

Outre qu'il n'est pas justifié de donner trop d'importance à la zone d'intersection des deux géobaromètres, les quelques points suivants nous permettent de retenir la deuxième solution :

- le diagramme pression-température de l'échantillon 75e (fig. 16) de l'anorthosite d'Ankafotia donne des estimations tout à fait similaires à celles des granulites. On remarquera que l'assemblage à orthopyroxène + plagioclase coronitique se situe à l'intérieur du domaine pression-température défini avec les orthopyroxènes magmatiques relictuels, démontrant un rééquilibrage chimique de toutes les phases minérales, tant magmatiques relictuelles que métamorphiques néoformées.

- les résultats du géobaromètre Cpx-Ga-Pl-Qz, bien que médiocres, sont concordants avec ceux obtenus pour les granulites basiques. Les zonations modérées du clinopyroxène et grenat coronitique de l'échantillon 75e, suggère une baisse de température accompagnée d'une diminution de la pression.

- dans les Adirondacks, Bohlen et al (1985) remarquent que les estimations de Newton et Perkins (1982) sont généralement plus élevées (0,5 à 1 Kb) que celles obtenues grâce à la calibration de Bohlen et al (1983), lesquelles sont confirmées par les résultats de six autres géobaromètres indépendants.

En conclusion, je retiendrai, pour les massifs anorthositiques occidentaux, les données thermodynamiques calculées à partir de la calibration de Bohlen et al (1983) utilisant le pôle ferrifère de l'assemblage Opx-Ga-Pl-Qz comme étant les plus significatives. Les pressions estimées entre 7 et 8,5 Kb sont similaires à celles obtenues dans les granulites basiques. L'ensemble de ces données permet de conclure que la pression est (à peu près) constante dans la région Nord-Sud à cheval sur la limite des groupes du Vohibory et d'Ampanihy.

Le géobaromètre olivine-plagioclase-grenat de Bohlen et al (1983) peut être appliqué à l'échantillon 172a de la métatroctolite d'Anabohitsy. Cependant, cette calibration doit être utilisée avec prudence dans le cas présent. En effet, olivine, grenat et plagioclase ne sont pas tous les trois en contact puisque, lorsque le grenat est présent, il se localise au contact entre les deux autres minéraux ; de plus, le plagioclase a une composition variable dans la roche. Il est, bien entendu, plus prudent d'appliquer ce calcul à un assemblage olivine-plagioclase-grenat coronitique sans pyroxène symplectitique. Ce géobaromètre donne une pression d'environ 8 Kb à 700°C et 9 Kb à 770°C.

Hammarstrom et Zen (1986) montrent que la quantité d'alumine que peut contenir la hornblende des roches magmatiques est fonction de la pression. Aussi, proposent-ils un géobaromètre empirique dont la formulation est P(Kb) = -3,92 + 5,03 Al total. L'application de ce baromètre aux amphibolites des granulites et métatroctolites du SW malgache donne des résultats dispersés entre 5 et 9 Kb. Plusieurs facteurs peuvent être responsables de cette dispersion : méconnaissance de l'activité de la silice dans les roches sans quartz, influence des substitutions impliquant le titane, recristallisation métamorphique des amphiboles des granulites, roches de compositions différentes de celles étudiées par Hammarstrom et Zen (1986). Malgré

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Echant.	Xpyr	Xalm	XGro	XAn	a_{En}^{Opx}	a_{Fs}^{Opx}	a_{Di}^{Cpx}	P1		P2		P3		P4	
								700°	800°	700°	800°	700°	800°	700°	800°
Granulites															
264a	0,1951	0,5932	0,1856	0,3539	0,2325	0,2242	-	7,4	8,9	6,8	8,4	8,4	9,0	-	-
	0,1896	0,5976	0,1851	0,4001	0,2419	0,2376	-	6,9	8,3	6,3	7,9	7,7	8,2	-	-
C	0,2138	0,5675	0,1941	0,3883	-	-	0,5419	-	-	-	-	-	-	6,3	7
B	0,1896	0,5976	0,1851	0,3539	-	-	0,5605	-	-	-	-	-	-	5,6	6,2
253	0,2072	0,5660	0,2048	0,4832	0,2766	0,1892	-	7,2	8,6	6,6	8,1	7,9	8,3	-	-
	0,2072	0,5660	0,2048	0,4832	-	-	0,4907	-	-	-	-	-	-	6,3	6,9
251a	0,2164	0,5807	0,1783	0,4208	0,2735	0,2128	-	6,9	8,3	6,3	7,8	7,9	8,4	-	-
	0,2179	0,5724	0,1613	0,4523	0,2727	0,2005	-	6,6	7,9	5,9	7,4	7,4	7,8	-	-
C	0,2990	0,5810	0,1649	0,4523	-	-	0,4796	-	-	-	-	-	-	5,2	5,8
B	0,2164	0,5807	0,1783	0,4523	-	-	0,5124	-	-	-	-	-	-	5,5	6,1
266a C	0,0281	0,5613	0,2923	0,3395	-	-	0,1945	-	-	-	-	-	-	5,4	6,1
B	0,0292	0,5691	0,2994	0,3512	-	-	0,2183	-	-	-	-	-	-	5,2	5,9
268a	0,1409	0,6524	0,1790	0,3666	0,1651	0,3124	-	6,5	7,9	6,1	7,6	7	7,5	-	-
	0,1356	0,6700	0,1722	0,3578	0,1712	0,3049	-	6,6	8,1	6,3	7,8	6,6	7	-	-
	0,1409	0,6524	0,1790	0,3666	-	-	0,4382	-	-	-	-	-	-	4,8	5,4
92c C	0,2312	0,5576	0,1909	0,4054	-	-	0,4807	-	-	-	-	-	-	6,8	7,5
B	0,2254	0,5699	0,1786	0,4053	-	-	0,5355	-	-	-	-	-	-	5,8	6,4
118	0,1117	0,6499	0,1921	0,7553	0,1407	0,3345	0,4101	(5,2)	(6,2)	(4,9)	(6,0)	(5,0)	(4,9)	(3,3)	(3,5)
Anorthosites Saririaky															
95a	0,2526	0,5191	0,2088	0,5142	0,3096	0,1357	-	8,0	9,4	7,1	8,6	8,9	9,4	-	-
	0,2617	0,5074	0,2161	0,5142	0,3203	0,1517	-	7,6	9,0	6,7	8,2	9,1	9,7	-	-
	0,2526	0,5191	0,2088	0,5142	-	-	0,5632	-	-	-	-	-	-	6,8	7,4
272	0,1744	0,6165	0,1869	0,3541	0,1932	0,2600	-	7,1	8,5	6,6	8,2	8,3	8,9	-	-
	0,1775	0,6194	0,1795	0,3413	-	-	0,4923	-	-	-	-	-	-	5,7	6,3
	0,1555	0,6403	0,1688	0,3413	-	-	0,4974	-	-	-	-	-	-	4,6	5,2
Ankafotia															
75	0,2713	0,5167	0,1943	0,4742	0,3457	0,1388	-	7,9	9,3	7,0	8,5	8,8	9,4	-	-
	0,2634	0,5247	0,1967	0,5070	-	-	0,5465	-	-	-	-	-	-	6,7	7,3
75e(cor.1)	0,2618	0,5511	0,1749	0,4318	0,3445	0,1343	-	8,2	9,7	7,4	9,0	8,4	8,9	-	-
"	"	"	"	0,5306	0,3445	0,1343	-	7,9	9,2	7,0	8,5	8,0	8,4	-	-
(cor.2)	"	"	"	0,5588	0,3480	0,1332	-	7,8	9,2	6,9	8,4	7,9	8,3	-	-
C	0,2799	0,5257	0,1831	0,4650	-	-	0,5633	-	-	-	-	-	-	6,5	7,1
B	0,2618	0,5511	0,1749	0,4318	-	-	0,5843	-	-	-	-	-	-	5,9	6,5

Tableau 20 - Estimations des pressions des métabasites et anorthosites obtenues grâce aux différents géobaromètres : assemblage Opx - Ga - Pl - Q - calibration de Bohlen et al (1983), pôle fer avec les coefficients d'interaction (W) des auteurs (P1) ; avec les W de Newton et Perkins (1982) (P2) ; calibration de Newton et Perkins (1982), pôle magnésium avec les W des auteurs (P3) ; assemblage Cpx - Ga - Pl - Qz - calibration de Newton et Perkins (1982), pôle magnésien (P4). Les pressions calculées pour l'échantillon 118, qui ne contient pas de quartz, représentent des valeurs maximales.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ces restrictions, les amphiboles tardi-magmatiques des métatroctolites d'Anabohitsy et d'Analafisaka ont des teneurs en alumine qui pourraient témoigner d'une cristallisation à relative haute pression.

Les résultats obtenus avec le géobaromètre utilisant l'assemblage à cinq phases (Opx-Cpx-Ga-Pl-Qz : Hansen, 1981 ; Vielzeuf et Andrieux, 1984) sont élevés (entre 9 et 11 Kb), ce qui confirme bien les conclusions de Vielzeuf (1984) quant à la fiabilité de cette calibration.

b - Mise en évidence d'une baisse de pression d'Ouest en Est : L'utilisation des géobaromètres précédents est limitée aux assemblages saturés en silice. La présence de quartz exprimé dans la roche est la garantie que cette condition est remplie. Je m'en suis tenu jusqu'à présent à cette règle, bien qu'elle réduise de ce fait le nombre d'échantillons traités. Cependant, l'application de ces géobaromètres à des roches sans quartz (dans lesquelles a $SiO_2 \leq 1$) permet d'obtenir une valeur maximale de la pression d'équilibre de cet assemblage.

Un tel résultat, obtenu sur l'échantillon oriental 118 (à deux pyroxènes, grenat, plagioclase, hornblende brune mais sans quartz), est amplement suffisant pour nous permettre de vérifier et de préciser les conclusions de l'étude pétrographique qui suggérait une baisse de la pression de l'Ouest vers l'Est. La pression maximale estimée pour cet échantillon est de 5 Kb à 710° avec les calibrations utilisant les assemblages Opx-Ga-Pl-Qz, et 3,5 Kb avec le géobaromètre basé sur l'assemblage Cpx-Ga-Pl-Qz. Cette estimation confirme bien le diagnostic de l'étude pétrographique.

4 - Estimations sur la nature et la pression partielle des fluides :

La connaissance de la nature et de la pression partielle des fluides est nécessaire pour une bonne compréhension du métamorphisme régional, notamment lorsque l'on s'intéresse au faciès granulite. En effet, si l'on peut considérer, en première approximation que la pression lithostatique est égale à la pression de l'eau dans les faciès amphibolite et schistes verts, il n'en est plus de même lorsque l'on considère le faciès granulite : les granulites se forment en réponse à une augmentation de la température et/ou à une baisse de l'activité de l'eau (Fyfe et al, 1958). On a tout d'abord pensé que la pression des fluides était alors inférieure à la pression lithostatique ("métamorphisme sec"). Puis, à la suite des travaux de Touret qui a mis en évidence l'importance des inclusions de gaz carbonique ($\pm CH_4$, CO, etc.) dans les minéraux, il a été proposé que la baisse de la pression d'eau résulte de la dilution de ce fluide par le gaz carbonique (e.g. Touret, 1971b). La pression des fluides ($H_2O + CO_2 + CH_4 + CO + H_2 + O_2$) reste égale à la pression lithostatique même dans le faciès granulite ("métamorphisme humide"). Pourtant, cette règle de base est à nouveau controversée, et de nombreux auteurs suggèrent qu'à la base de la croûte terrestre, la baisse de la pression partielle d'eau ne serait pas nécessairement compensée par d'autres fluides ; en d'autres termes, il n'y aurait pas nécessairement de phase fluide libre (e.g. Valley et al, 1983 ; Lamb et valley, 1984) et la pression des fluides pourrait être inférieure à la pression lithostatique.

a - Estimation de l'activité de l'eau (ou XH2O)

Compte tenu des estimations des températures calculées précédemment (740°-800°C), il est clair que les conditions $PH_2O < PT$ ont prévalu au cours de la formation des granulites, puisque la majorité de ces métabasites ne montrent pas de signe de fusion partielle. Cependant, la présence de gneiss amphiboliques migmatitiques (photo 25) suggère que

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

la pression d'eau n'était pas constante, et a pu localement être proche de la pression lithostatique.

L'estimation des pressions partielles des fluides est délicate, surtout en l'absence d'une étude des inclusions fluides. Diverses méthodes plus ou moins précises peuvent être appliquées pour estimer l'activité de l'eau ou la fraction molaire de l'eau (a H_2O ~ X H_2O si l'eau est un fluide de pur).

Wells (1979) utilise les travaux expérimentaux de Choudhuri et Winkler (1967) sur la réaction hornblende = anorthite + diopside + enstatite + vapeur à PH_2O = PT. Il extrapole ces données pour des pressions d'eau inférieures à la pression totale et trace les isoplethes de XH_2O dans un espace Pression-Température pour une constante d'équilibre de cette réaction égale à 0,72. En utilisant ces isoplethes sur deux granulites du SW malgache, pour lesquelles la constante d'équilibre est voisine de la valeur étudiée par Wells (1979 : fig. 5), j'obtiens les valeurs suivantes : XH_2O = 0,2 (à 710°C) et 0,35 (à 800°C).

Phillips (1980) estime l'activité de l'eau dans les granulites basiques à hornblende en utilisant la réaction trémolite = diopside + enstatite + quartz + vapeur. Cette méthode appliquée aux granulites du SW malgache, donne des activités de l'eau qui varient entre 0,10 et 0,60 pour les températures comprises entre 710° et 800°C. Ces résultats dispersés témoignent des variations de l'activité de l'eau dans les différentes roches. Mais ils témoignent aussi et surtout, de l'imprécision de ces méthodes, et en particulier de l'imprécision sur les modèles d'activité dans l'amphibole.

Les courbes d'équilibre de la réaction :

phlogopite + quartz = enstatite + Fk + H2O

ont été calculées pour a H_2O = 0,2 et 0,35 (Hansen et al, 1984) et peuvent être utilisées pour estimer l'activité de l'eau dans les granulites qui contiennent du mica. Pour les températures de 740-800°C et pour des pressions de l'ordre de 7 Kb, on obtient une estimation de a H_2O ~ 0,2-0,3 et peut être un peu moins, puisque le titane (abondant dans les biotites des anorthosites et troctolites malgaches) stabilise le mica vers les hautes températures. Hansen et al (1984) pensent que la valeur XH_2O = 0,35 est une limite supérieure dans les charnockites et Wells (1979) estime que l'assemblage Opx-Cpx-Pl-Amph. nécessite des fractions moléculaires de l'eau comprises entre 0,1 et 0,35. Dans les anorthosites malgaches, roches considérées comme étant anhydres, la présence rare, mais constante, de biotite montre que XH_2O est faible mais différente de zéro.

b - Fugacité de l'oxygène et du CO2 :

L'absence de paires de minéraux ilménite et magnétite dans les granulites basiques ne nous permet pas d'estimer précisément la fugacité de l'oxygène. Cependant, la présence de la seule ilménite contenant de 0 à 5 % du pôle hématite nous permet de proposer, en utilisant le diagramme T-log O_2 de Buddington et Lindsley (1964), une valeur maximale qui se situe entre les tampons QFM et WM (Lindsley, dans une communication écrite dans Bohlen et al (1985) et Docka et al (1986), conseille l'utilisation du themobaromètre Fe-Ti oxydes formulé par Buddington et Lindsley (1964) plutôt que celui plus récent de Spencer et Lindsley (1981) dans lequel se seraient glissées des erreurs). Entre 740° et 800°C, la fugacité de l'oxygène dans les métabasites, tamponnée par l'ilménite pôle pur varie entre - logO_2 = 19,5-18 et 16,5-15 lorsque l'ilménite contient 5 % d'hématite. La faible teneur du Fe^{3+} calculé des minéraux de ces roches est en accord avec une faible fugacité de l'oxygène.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Dans un diagramme log fO_2 en fonction de la température, les points ainsi définis se situent en dessous de la réaction $C + O_2 = CO_2$ pour $PCO_2 = PT$. Dans ce cas, selon Valley et al (1983) et Lamb et Valley (1984), un influx de gaz carbonique, souvent invoqué au cours du faciès granulite, provoquera le déplacement de la réaction vers la gauche, entrainant la précipitation du graphite dans la roche. L'absence de ce minéral dans les granulites, dans lesquelles la fugacité de l'oxygène et la pression partielle d'eau sont faibles (fO_2 voisin du tampon QFM et $XH_2O \leq 0,1$), prouverait donc, selon ces auteurs que la pression des fluides était inférieure à la pression lithostatique au cours du métamorphisme.

Or à quelques exceptions près (éch. 93c, 235, 266a, 325, 172a), le graphite n'est pas rencontré dans les granulites basiques. Par ailleurs, la présence de graphite sur la bordure du massif anorthositique de Saririaky (éch. 93c) et de celui de Volovolo (éch. 235) et dans les granulites 266a et 325 ne prouve pas que ce minéral a précipité à la suite d'un influx de gaz carbonique. En effet, les métasédiments du groupe d'Ampanihy sont formés dans une large proportion de leptynites à graphite dans lesquelles ce minéral représente 2 à 3 % de la roche. De telles roches existent en particulier à proximité de l'échantillon 93c qui pourrait en avoir assimilé.

En conséquence, l'absence de graphite ou sa rareté dans les granulites prouve que la pression partielle de gaz carbonique est sans doute bien inférieure à la pression totale. Cependant, en l'absence d'une estimation suffisamment précise de la fugacité de l'oxygène et de la pression partielle de l'eau, il n'est pas possible d'évaluer la pression partielle du gaz carbonique et de vérifier si la somme $PH_2O + PCO_2$ est égale ou inférieure à la pression lithostatique. Par contre, dans les anorthosites où le PH_2O est sans doute proche de zéro, il est possible que la pression des fluides soit inférieure à la pression totale. Une étude des inclusions fluides serait, cependant, nécessaire pour préciser cette hypothèse.

5 - Récapitulatif des estimations thermodynamiques dans les métabasites :

Les deux derniers diagrammes de la figure 16 récapitulent les estimations de température et de pression obtenues sur les métabasites et anorthosites grâce au géothermomètre clinopyroxène - grenat d'Ellis et Green (1979), au géobaromètre de Bohlen et al (1983) utilisant l'assemblage Opx-Ga-Pl-Q (pôle fer) et celui de Newton et Perkins (1982) s'appliquant à l'assemblage Cpx-Ga-Pl-Q (pôle magnésien). La calibration d'Ellis et Green (1979) est sans doute, malgré une certaine imprécision, le plus fiable des géothermomètres utilisables dans la présente étude. Les autres géothermomètres donnent des résultats qui ne sont pas en contradiction avec ceux du couple clinopyroxène-grenat, mais ceci après quelques restrictions qui ne sont pas dénuées de subjectivité.

Les températures des métabasites et anorthosites s'échelonnent, sur l'ensemble de la région, entre 710° et 890°C, avec un maximum entre 740° et 810°C. Aucune répartition régionale ne permet de mettre en évidence l'existence d'un gradient thermique.

Les températures entre 1025°C et 700°C, obtenues avec le géothermomètre d'Otten (1984) utilisant la teneur du titane dans l'amphibole, marqueraient l'évolution rétrograde subsolidus des granulites depuis les températures magmatiques : ces résultats seront discutées plus loin. Cette hypothèse pourrait être invoquée pour expliquer la diversité des températures obtenues grâce au géothermomètre précédent : celles-ci indiqueraient les conditions d'apparition du grenat au cours de l'évolution rétrograde.

Les pressions estimées entre 7 et 8 Kb, sont homogènes dans la région subméridienne à la limite des groupes d'Ampanihy et du Vohibory : ces estimations sont celles de la

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

zone intermédiaire entre le faciès granulite à deux pyroxènes et le faciès granulite à grenat (Bryhni et al, 1970) ainsi que le laissait supposer la grande variété des paragénèses des métabasites. La pression diminue sensiblement vers l'Est ($P \leq 5$ Kb).

Les zonations faibles des minéraux suggèrent une baisse de température ($\Delta T = 0$ à 70°C) à pression constante ou décroissante ($\Delta P = 1$ à 1,5 Kb), au cours de l'amorce d'une évolution rétrograde depuis les conditions métamorphiques définies précédemment. Le diagramme récapitulatif P_2-T (figure 16) montre une évolution semblable. Les couronnes complexes entre orthopyroxène et plagioclase de l'anorthosite d'Ankafotia, témoignant d'un fonctionnement dans les deux sens de la réaction multivariante Opx + Pl = Cpx + Ga + Q, sont compatibles avec une évolution rétrograde par baisse concomitante de la température et de la pression, à condition toutefois, que la vitesse de refroidissement diminue au cours de la décompression. Par ailleurs, refroidissement et décompression peuvent être totalement dissociés dans le temps.

L'activité de l'eau est très grossièrement évaluée : on peut proposer qu'elle est variable et inférieure à 0,35 dans les métabasites. Elle est certainement faible dans les massifs d'anorthosites. La valeur de la fugacité de l'oxygène se situe entre les tampons QFM et WM dans l'intervalle de températures défini. Dans ces conditions, et en l'absence de graphite (à quelques exceptions), on peut en conclure que la pression partielle de gaz carbonique est largement inférieure à la pression totale. De meilleures estimations des pressions partielles des fluides sont nécessaires, afin de vérifier si la pression des fluides est égale ou bien inférieure à la pression lithostatique.

Ces données, extrêmement dispersées (5 à 50 km séparent les échantillons analysés), demandent à être confirmées et complétées par des analyses nouvelles. Cependant, ces estimations thermodynamiques sont relativement satisfaisantes dans la mesure où elles sont similaires à celles obtenues dans des formations semblables comme les Adirondacks (Johnson et Essene, 1982 ; Bohlen, 1982 ; Bohlen et al, 1983 ; etc.).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre V

LE COMPLEXE GABBRO-ANORTHOSITIQUE DU SW MALGACHE

Troisième partie :

Mise en place et évolution du complexe gabbro anorthositique du SW malgache.

Résumé :

Le mode de gisement et la similitude de la composition minéralogique suggèrent que les granulites, anorthosites et métatroctolites du SW malgache représentent les différents membres d'un complexe plutonique gabbro anorthositique. Cependant, le contexte géologique, la chimie des éléments majeurs et des isotopes montrent que les roches proviennent de sources différentes et qu'elles ne sont donc pas strictement cogénétiques. Le complexe anorthositique proviendrait de la fusion partielle d'un manteau appauvri à une époque inférieure à 1 500 MA (1000 MA ?) et serait affecté par une contamination crustale variable.

Il est actuellement admis que les différentes unités d'un complexe anorthositique sont générées, au cours d'un seul événement géologique, à partir de deux ou trois magmas. Un magma hautement alumineux fractionne en base de croûte de l'olivine et des pyroxènes alumineux ; le liquide résiduel hyperfeldspathique ou une "mousse" de plagioclase s'accumule au sommet de cette chambre profonde. L'apport thermique fourni par celle-ci, provoque la formation de magma granitique (par fusion crustale) qui facilite la montée de diapirs anorthositiques. Les produits tardifs de la différenciation des anorthosites sont mal définis : ferrodiorites, ferromonzonites et/ou gabbros ?

Dans le SW malgache, les termes granitiques sont rares, peut être parce que le volume modeste du complexe anorthositique n'a pas été suffisant pour engendrer une importante anatexie, expliquant ainsi le niveau de mise en place profond de celui-ci. Par contre, les métabasites sont abondantes, peut-être à cause de la proximité de la chambre profonde ; celles-ci seraient les produits des liquides expulsés à différents stades de la différenciation de la chambre primitive (métagabbros d'Analafisaka ?) et des chambres anorthositiques (métagabbros d'Anabohitsy ?). La présence d'amphibole suggère un apport d'eau. L'origine magmatique du graphite, peu abondant, n'est pas démontrée. Les principaux massifs d'anorthosites pourraient montrer trois niveaux différents d'une intrusion : le niveau supérieur (massif homogène et leucocrate de Saririaky), la partie inférieure (massif norito-anorthositique d'Ankafotia) et les racines (massif de Volovolo aux contours complexes et aux faciès variés).

Anorthosites et faciès granulite sont souvent associés, mais les relations chronologiques sont discutées : mise en place anté- ou synmétamorphe. Les travaux expérimentaux montrent que les paragénèses à deux pyroxènes et amphibole du SW malgache peuvent provenir du refroidissement d'un magma basaltique hydraté dans les conditions de fO_2 des tampons QFM-WM. Les teneurs élevées en titane de l'amphibole brune et de la biotite sont celles de minéraux magmatiques : un développement tardi magmatique et subsolidus est vraisemblable. L'échelonnement des températures entre 700 et 1 000 ° C, obtenues grâce au thermomètre Ti dans l'amphibole, indique sans doute les températures de recristallisation de ce minéral lors de l'acquisition de la texture métamorphique. Mais il témoigne aussi de l'influence de la composition chimique des roches (influence de $aSiO_2$ sur la substitution Ti tschermakite) sur un géothermomètre mal calibré. Les lamelles d'un minéral dans l'autre (Prxs, Hb, Biot) sont précoces au cours de l'évolution subsolidus.

La présence de biotite et d'amphibole magmatiques suggère que les métabasites étaient hydratées : dans l'hypothèse d'une mise en place à faible profondeur, avant le métamorphisme granulitique, cette eau aurait

provoqué des modifications minéralogiques importantes, de telle sorte qu'il est peu vraisemblable que la majorité de ces roches aient conservé des minéraux dont les compositions témoignent des conditions tardimagmatiques antérieures. Le complexe gabbro-noritique s'est donc mis en place et refroidi à 25-30 km où il a acquis des paragénèses granulitiques. Aux pressions considérées (< 10 Kb), le grenat n'a pas une origine magmatique, à l'inverse des autres minéraux : l'intervalle de températures du géothermomètre Cpx-Ga, entre 890° C et 710° C pourrait indiquer les températures d'apparition de ce minéral au cours du refroidissement. Cependant, la rareté des valeurs extrêmes supposent une réhomogénéisation intracristalline qui amène à s'interroger sur la validité des géothermomètres conventionnels. La minéralogie variée des coronites de la métatroctolite est contrôlée par les variations d'activité du sodium (mise en évidence par les variations notables de la composition du plagioclase au contact des minéraux ferromagnésiens), de la silice (mise en évidence par le "clouding" du feldspath) et peut être de l'eau.

A - ORIGINE ET MISE EN PLACE DU COMPLEXE ANORTHOSITIQUE :

1 - Relations cogénitiques entre anorthosites-troctolites-granulites :

Dans les pages qui précèdent, j'ai toujours abordé simultanément l'étude des anorthosites, des métatroctolites et des granulites, suggèrant ainsi l'existence de relations génétiques entre elles. Il est nécessaire de réunir les critères qui démontrent le lien existant entre ces roches et de préciser la nature de ce lien.

Le mode de gisement, en bancs d'épaisseur modérée, orientés parallèlement à la direction subméridienne des structures générales de la région, est identique pour les granulites et les métatroctolites. Pour ces dernières, ceci est particulièrement bien visible dans le massif d'Analafisaka où un ensemble de bancs d'épaisseur décamétrique, d'orientation méridienne, est intercalé dans des leptynites à grenat. La différence entre bancs de granulites et bancs de métatroctolites réside principalement dans la texture des roches. Cependant, le passage progressif de la texture magmatique à une texture métamorphique est observé dans quelques échantillons (en particulier l'éch. 247a) et témoigne de la consanguinité de ces roches.

Par ailleurs, l'importante concentration des granulites basiques autour des gros massifs d'anorthosite n'est pas fortuite. L'imbrication complexe des métabasites et des faciès anorthositiques dans le massif de Volovolo, la présence d'un filon anorthositique dans le massif troctolitique d'Anabohitsy, confirment les relations étroites qui existent entre ces roches.

L'étude pétrographique montre qu'à l'exception de l'olivine qui se cantonne dans les roches à texture magmatique conservée, la composition minéralogique des métagabbros est strictement identique à celles des granulites basiques. Il en est qualitativement de même dans les massifs anorthositiques : seuls les massifs occidentaux se distinguent par la rareté de la hornblende. Les compositions chimiques des différents minéraux des métatroctolites, anorthosites et bon nombre de granulites sont identiques (figure 6). Le plagioclase est rarement très calcique et très sodique et les minéraux ferromagnésiens ont généralement des compositions intermédiaires du rapport XMg. En conséquence, les roches présentent également des rapports XMg et XAn intermédiaires.

Dans les roches à texture métamorphique, des pyroxènes, de taille supérieure à celle des autres minéraux contiennent des lamelles de pyroxènes (clinopyroxène dans orthopyroxène et inversement), d'amphibole, de plagioclase et des exsolutions de spinelle : ces mégacristaux représentent sans aucun doute des minéraux relictuels de la paragénèse magmatique. Les orthopyroxènes à lamelles de plagioclase sont caractéristiques des massifs d'anorthosites (et roches basiques associées), dans lesquels ils sont presque exclusivement rencontrés : Emslie (1975), Morse (1975), Bohlen et Essene (1975), Wiebe (1986),

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

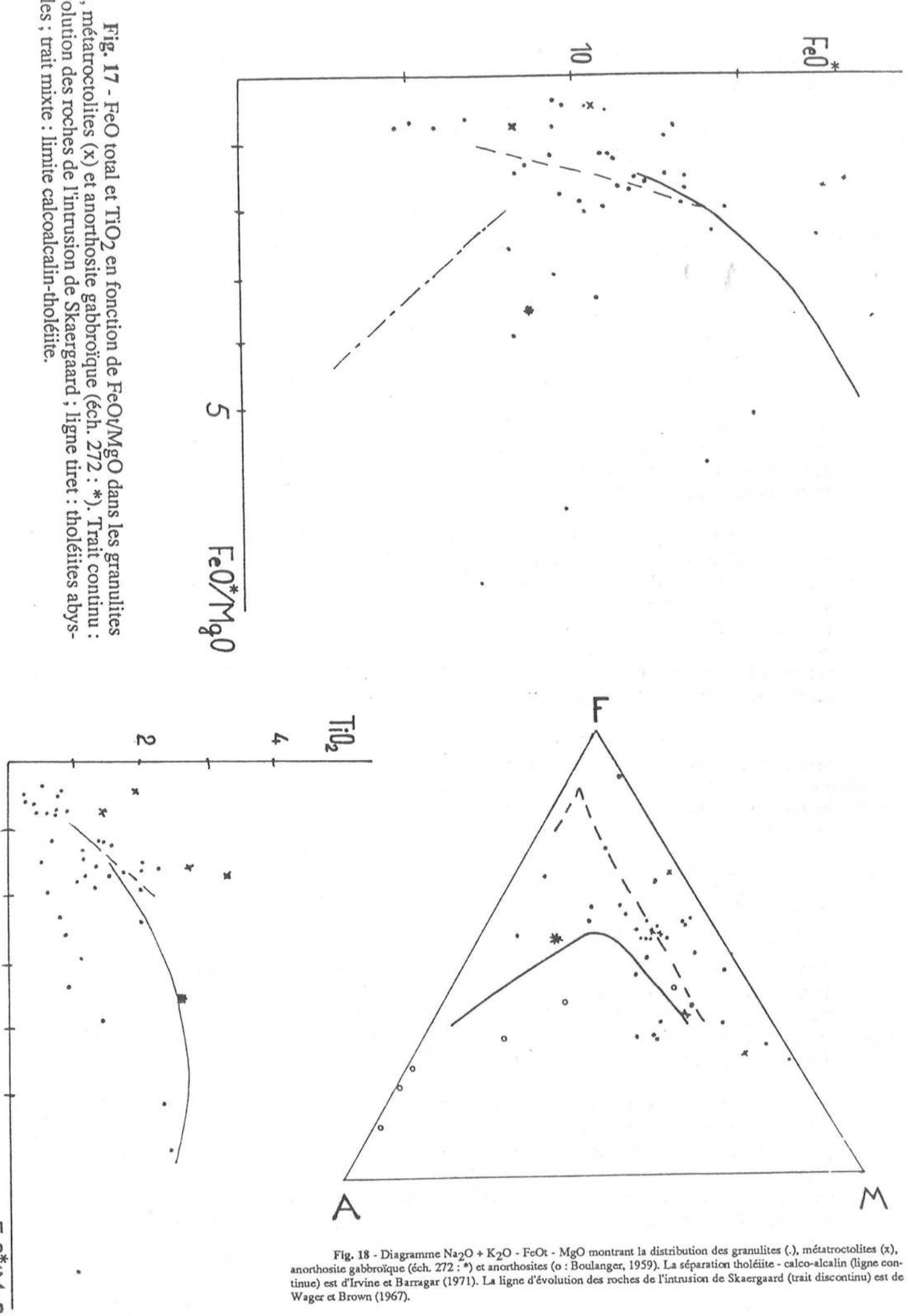


Fig. 17 - FeO total et TiO_2 en fonction de FeOt/MgO dans les granulites (.), métatroctolites (x) et anorthosite gabbroïque (éch. 272 : *). Trait continu : évolution des roches de l'intrusion de Skaergaard ; ligne tiret : tholéiites abyssales ; trait mixte : limite calcoalcalin-tholéiite.

Fig. 18 - Diagramme $Na_2O + K_2O$ - FeOt - MgO montrant la distribution des granulites (.), métatroctolites (x), anorthosite gabbroïque (éch. 272 : *) et anorthosites (o : Boulanger, 1959). La séparation tholéiite - calco-alcalin (ligne continue) est d'Irvine et Barragar (1971). La ligne d'évolution des roches de l'intrusion de Skaergaard (trait discontinu) est de Wager et Brown (1967).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Duchesne et al (1987) en mentionnent dans les suites anorthositiques d'Amérique du Nord (Adirondack, complexe de Morin, du Nain, du Lac St Jean) et en Norvège. Des orthopyroxènes à lamelle de plagioclase sont rarement rencontrés dans d'autres formations plutoniques (e.g. dans le massif péridotitique de Ronda : Obata, 1980).

Les concentrations plus ou moins importantes d'ilménite dans les roches basiques et dans les anorthosites sont également une particularité des complexes anorthositiques (Ashwal, 1982 ; Duchesne, 1984 ; Goldberg, 1984). Ce minéral est ubiquiste aussi bien dans les anorthosites que dans les troctolites et granulites basiques du SW malgache. Des accumulations forment des poches de volume variable qui ont été décrites par Boulanger (1959) dans les massifs d'anorthosites. Lacroix (1922-23) a donné le nom d'Anabohitsite à un différentiat d'ilménite dans la métatroctolite d'Anabohitsy.

En résumé, le mode de gisement, la composition minéralogique sensiblement identique des granulites, troctolites et anorthosites, les caractéristiques spécifiques de certains minéraux, suggèrent que ces roches sont consanguines et constituent un complexe plutonique gabbro -anorthositique. Cette association (et consanguinité) de métagabbros et anorthosites, cette absence (ou rareté) de termes primitifs très magnésiens et calciques sont par ailleurs la règle générale dans la majorité des suites anorthositiques (e.g. Martignole, 1974 ; Ashwal, 1982 ; Morse, 1982 ; Ashwal et al, 1983 ; Duchesne, 1984 ; Emslie, 1985). Les métatroctolites d'Anabohitsy et d'Analafisaka sont tout à fait semblables à celles étudiées en détail par Withney et Mc Lelland (1973), Mc Lelland et Withney (1980) et Johnson et Essene (1982). Celles-ci se situent au voisinage immédiat du massif anorthositique de Marcy avec lequel elles sont cogénétiques (Ashwal, 1982b ; Mc Lelland, 1986).

2 - Géochimie des granulites, anorthosites et métatroctolites :

a) Les éléments majeurs :

Les analyses de quarante cinq roches sont présentées dans le tableau 21. Trente neuf d'entre elles ont une paragénèse métamorphique. Dans les six autres échantillons, la paragénèse magmatique est encore bien conservée. Il s'agit de la métatroctolite d'Anabohitsy (éch 332 a et b) et d'un cumulat à ilménite de ce massif (éch 332 f), de la métatroctolite d'Analafisaka (éch 246) et d'une anorthosite gabbroïque, faciès de bordure au SE du massif anorthositique de Saririaky (éch 272). L'échantillon 247a, du massif gabbroïque d'Analafisaka, quoique fortement recristallisé, conserve cependant des cristaux relictuels de la paragénèse magmatique.

La gamme de composition chimique de ces roches est étendue puisque le rapport XMgO varie entre 73 et 9 (tableau 2). Elle va depuis des roches ultrabasiques jusqu'à des compositions dioritiques. Dans le tableau 21, les analyses sont classées en fonction de la décroissance de ce rapport. Les teneurs en silice sont comprises entre 43 et 64 % (en excluant l'éch 332f) et celles de l'alumine entre 4 et 20 %. Le titane représente 0,4 à 3,3 % de la composition de ces roches. L'échantillon 332f, riche en ilménite, a 11,75 % de cet élément et près de 30 % de FeO total. Cette roche est assez semblable au gabbro riche en oxydes LRA16 du complexe anorthositique de Laramie (Goldberg, 1984 : tableau 2). On remarque que dans l'ensemble des analyses, le Fe_2O_3 est toujours élevé comparativement au FeO, ce qui est surprenant puisque le fer ferrique recalculé pour les minéraux de ces roches est toujours faible. Les teneurs en K_2O restent modérées : entre 0 et 1,10 %, à l'exception de l'échantillon 331 qui en contient 2,45 %. Ces compositions sont tout à fait semblables à celles des gabbros qui accompagnent classiquement les massifs anorthositiques. De même, les variations de ces compositions sont celles que l'on peut observer dans une intrusion gabbroïque (voir par ex., dans Wager et Brown, 1967).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N..	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
REF	328	246	325	226A	342	337B	326A	327	102A	247	190	326B	330	268B	269A
SiO2	51.80	43.60	50.60	53.90	49.80	49.30	52.65	51.80	44.70	48.80	54.50	53.70	47.50	46.40	44.80
Al2O3	3.55	7.90	6.10	6.00	7.50	14.90	18.50	5.00	18.50	14.50	19.50	17.00	6.30	16.60	15.00
Fe2O3	5.50	2.32	4.85	5.33	6.59	2.73	1.96	8.22	6.48	5.08	2.45	1.99	6.16	7.66	6.03
FeO	4.50	8.54	5.36	5.56	5.05	4.34	3.34	5.66	3.62	3.62	2.61	4.06	7.24	3.91	5.65
MgO	26.00	24.50	22.00	22.75	22.00	11.00	7.10	18.00	12.85	10.70	6.25	7.37	14.10	9.30	9.50
CaO	7.35	6.60	7.80	4.10	6.90	14.80	9.50	9.70	9.90	11.30	9.60	9.43	14.40	11.30	16.50
Na2O	0.35	1.60	1.10	1.50	1.80	1.90	3.40	0.90	1.80	2.30	3.70	3.40	0.85	3.20	1.80
K2O	-	1.70	0.15	0.90	-	-	0.50	-	0.15	1.10	0.45	0.20	0.05	0.30	0.50
TiO2	0.50	1.90	0.80	0.25	0.75	0.40	0.80	0.70	0.60	1.40	0.40	0.70	1.10	1.40	1.45
MnO	0.20	0.18	0.20	0.23	0.24	0.15	0.09	0.26	0.16	0.14	0.07	0.11	0.29	0.19	0.24
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O+	0.03	0.88	0.48	-	-	0.46	1.22	-	0.24	0.86	0.50	0.79	0.33	-	0.09
H2O-	0.08	0.05	0.96	0.11	0.05	0.65	0.39	0.04	0.05	0.27	-	0.27	0.80	0.34	0.17
TOTAL	99.86	99.77	100.40	100.63	100.68	100.63	99.45	100.28	99.85	100.07	100.03	99.02	99.12	100.60	100.93

N.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
REF	254	270	333A	340	337A	324	330B	332B	323	264A	332A	55A	335	257	336
SiO2	50.00	46.25	49.40	55.50	47.50	44.90	52.50	45.00	48.00	50.40	44.50	45.00	48.20	50.00	52.00
Al2O3	15.70	15.50	18.60	15.30	13.30	16.60	13.60	13.40	13.80	14.00	13.90	17.10	16.05	17.60	15.20
Fe2O3	3.76	7.84	5.15	5.50	6.32	9.27	6.77	3.65	3.80	7.29	4.23	9.76	9.87	6.04	6.09
FeO	5.94	4.20	3.92	3.33	7.10	5.07	5.79	14.91	8.69	4.78	13.76	4.63	2.82	4.20	4.78
MgO	7.80	8.95	6.40	5.80	8.70	8.90	7.80	11.60	7.50	6.90	10.40	7.90	6.80	5.40	5.50
CaO	11.60	12.40	10.50	9.50	11.90	13.60	9.40	5.30	11.80	11.90	5.50	10.60	10.00	11.20	10.90
Na2O	3.55	2.80	3.50	2.80	2.55	0.80	1.00	3.30	2.90	3.10	3.50	2.10	3.10	3.38	2.65
K2O	0.50	0.38	0.30	0.05	-	-	0.10	0.45	0.10	-	0.45	0.50	0.25	0.50	0.15
TiO2	0.65	1.58	1.10	1.18	2.00	0.50	1.30	2.70	2.00	1.75	3.30	1.50	1.10	1.00	1.30
MnO	0.18	0.26	0.16	0.16	0.26	0.28	0.18	0.26	0.22	0.23	0.24	0.20	0.28	0.18	0.19
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O+	0.20	0.25	0.28	0.12	0.10	0.09	0.57	-	0.42	-	-	-	0.18	0.25	0.21
H2O-	0.13	0.16	0.01	0.83	0.76	0.72	0.81	-	0.97	0.43	-	0.13	0.72	0.28	0.68
TOTAL	100.01	100.41	99.32	99.99	100.49	100.73	99.82	100.57	100.20	100.78	99.78	99.42	99.37	99.95	99.65

N.	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
REF	264B	253	212C	332F	341	118	79	334	268A	272	338	339	331	266A	196
SiO2	48.50	47.90	52.80	33.50	52.20	47.70	64.90	58.50	56.60	50.99	55.50	53.00	54.40	63.40	45.95
Al2O3	14.50	18.00	15.20	3.90	14.00	13.00	13.00	14.80	15.70	19.70	20.20	13.10	14.40	14.90	2.60
Fe2O3	8.85	8.98	8.24	9.69	7.02	8.60	4.73	6.32	8.43	5.69	5.09	11.05	5.05	3.90	31.56
FeO	6.08	2.90	7.22	21.00	7.82	9.56	3.76	3.77	3.04	3.48	3.61	5.36	9.41	2.61	10.44
MgO	7.00	5.60	6.50	12.80	6.10	7.15	3.10	3.20	3.20	2.45	2.10	3.00	2.40	0.80	4.05
CaO	11.00	13.10	8.20	4.50	6.60	10.30	6.20	6.00	7.10	8.65	5.90	7.50	6.10	7.80	2.80
Na2O	2.80	2.40	0.75	0.80	3.50	1.40	1.80	3.50	3.50	4.15	6.00	2.20	3.50	3.80	0.05
K2O	-	0.15	-	0.10	0.25	0.15	0.25	0.35	0.20	0.90	0.50	0.25	2.45	0.50	-
TiO2	2.00	0.60	1.60	11.75	0.80	2.00	0.80	1.10	0.90	2.60	1.40	2.30	2.40	1.00	0.30
MnO	0.25	0.24	0.24	0.41	0.25	0.28	0.15	0.22	0.23	0.14	0.25	0.39	0.26	0.40	1.07
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O+	0.23	-	-	-	1.06	-	-	1.21	-	0.30	-	-	-	-	-
H2O-	0.34	0.10	0.04	-	-	0.10	-	0.20	0.13	-	0.08	0.88	-	0.23	0.18
TOTAL	100.75	99.97	100.79	98.45	99.60	100.24	98.69	99.17	99.03	99.05	100.63	99.03	100.37	99.34	99.00

NORME :CIPW CORRECTION :IRVINE ET BARAGAR

N.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
REF	328	246	325	226A	342	337B	326A	327	102A	247	190	326B	330	268B	269A
Qz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	0.00	0.00	0.00	2.40	3.26	0.00	0.00	0.00
Or	0.00	10.05	0.89	5.32	0.00	0.00	2.95	0.00	0.89	6.50	2.66	1.18	0.30	1.77	2.95
Ab	2.96	3.53	9.31	12.69	15.23	16.08	28.77	7.62	15.23	19.46	31.31	28.77	7.19	18.06	2.29
An	8.12	9.35	11.26	6.98	12.38	32.13	33.74	9.60	41.96	25.99	35.27	30.53	13.23	30.04	34.96
Ne	0.00	5.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.88	3.34
Mt	2.90	3.36	3.33	2.54	3.26	2.75	2.84	3.19	3.04	4.20	2.75	2.89	3.77	4.20	4.28
Ilm	0.95	3.61	1.52	0.47	1.42	0.76	1.52	1.33	1.14	2.66	0.76	1.33	2.09	2.66	2.75
Di(Wo)	11.84	9.77	11.45	5.58	9.12	17.24	5.59	16.08	2.99	12.55	5.16	6.78	24.31	10.86	19.58
Di(En)	8.97	7.43	8.57	4.03	6.62	12.37	4.22	10.67	2.03	9.31	3.79	4.88	15.66	6.95	12.48
Di(Fs)	1.65	1.33	1.75	1.04	1.67	3.34	0.80	4.25	0.73	2.03	0.88	1.29	7.03	3.21	5.84
En	43.90	0.00	31.60	39.32	20.66	3.09	13.46	31.96	2.70	2.72	11.78	13.48	9.22	0.00	0.00
Fs	8.10	0.00	6.46	10.20	5.20	0.83	2.56	12.72	0.97	0.59	2.72	3.57	4.13	0.00	0.00
Fo	8.33	37.56	10.25	9.33	19.28	8.37	0.00	1.55	19.11	10.25	0.00	0.00	7.18	11.36	7.84
Fa	1.69	7.44	2.31	2.67	5.35	2.49	0.00	0.68	7.54	2.46	0.00	0.00	3.55	5.78	4.04

N.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
REF	254	270	333A	340	337A	324	330B	332B	323	264A	332A	55A	335	257	336
Qz	0.00	0.00	0.00	10.63	0.00	0.00	11.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.24
Or	2.95	1.77	1.77	0.30	0.00	0.00	0.59	2.66	0.59	0.00	2.66	2.95	1.48	2.95	0.89
Ab	25.06	16.15	29.62	23.69	21.58	6.77	8.46	27.92	24.54	26.23	29.08	17.77	26.23	27.92	22.42
An	25.43	28.84	34.16	29.03	24.84	41.70	32.32	20.42	24.34	24.29	20.89	35.76	29.14	31.73	29.14
Ne	2.70	4.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	3.12	4.35	3.77	3.77	5.07	2.90	4.06	5.29	5.07	4.71	6.13	4.35	3.77	3.62	4.06
Ilm	1.23	2.85	2.09	2.09	3.80	0.95	2.47	5.13	3.80	3.32	6.27	2.85	2.09	1.90	2.47
Di(Wo)	13.41	13.64	7.49	7.56	14.28	10.76	5.97	2.45	14.28	14.51	2.67	7.03	8.55	9.95	10.41
Di(En)	8.09	8.52	4.73	4.73	8.68	5.59	3.42	1.38	8.60	8.61	1.55	3.84	4.57	5.46	5.76
Di(Fs)	4.60	4.30	2.30	2.37	4.80	4.88	2.30	0.97	4.91	5.16	1.00	2.94	3.71	4.13	4.25
En	0.00	0.00	1.95	9.72	3.87	5.71	16.01	0.16	2.65	7.19	0.00	1.38	3.71	2.38	7.94
Fs	0.00	0.00	0.95	4.87	2.14	4.99	10.77	0.11	1.51	4.31	0.00	1.05	3.01	1.80	5.86
Fo	7.95	9.65	6.50	0.00	6.39	7.62	0.00	19.17	5.20	0.97	17.07	10.14	6.07	3.93	0.00
Fa	4.98	5.36	3.48	0.00	3.89	7.34	0.00	14.91	3.28	0.64	12.18	8.57	5.43	3.28	0.00

N.	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
REF	264B	253	212C	332F	341	118	79	334	268A	272	338	339	331	266A	196
Qz	0.00	0.00	13.99	0.00	1.19	1.83	32.82	16.17	11.67	2.75	0.73	14.20	5.34	23.17	4.01
Or	0.00	0.89	0.00	0.59	1.48	0.89	1.48	2.07	1.18	5.32	2.95	1.48	14.48	2.95	0.00
Ab	23.69	20.31	6.35	6.77	29.62	11.85	15.23	29.62	29.62	35.12	50.77	18.62	29.62	32.16	0.42
An	27.00	37.90	38.11	6.76	21.75	28.74	26.65	23.64	26.54	32.47	26.71	25.13	16.35	22.12	6.87
Mt	5.07	3.04	4.49	14.05	3.33	5.07	3.33	3.77	3.48	5.94	4.20	5.51	5.65	3.62	2.61
Ilm	3.80	1.14	3.04	22.32	1.52	3.80	1.52	2.09	1.71	4.94	2.66	4.37	4.56	1.90	0.57
Di(Wo)	11.51	11.31	1.07	6.50	4.59	9.33	1.71	2.56	3.63	4.36	1.07	5.04	5.81	5.95	2.93
Di(En)	6.36	5.47	0.52	4.37	2.01	4.32	0.83	1.16	1.43	3.14	0.49	1.68	1.94	1.99	0.41
Di(Fs)	4.72	5.66	0.54	1.64	2.57	4.93	0.86	1.38	2.24	0.82	0.57	3.52	4.05	4.13	2.79
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00
En	7.37	1.43	15.67	21.46	13.18	13.49	6.89	6.81	6.54	2.96	4.74	5.79	4.04	0.00	9.68
Fs	5.48	1.48	16.45	8.02	16.83	15.38	7.12	8.13	10.26	0.77	5.44	12.10	8.43	0.00	65.57
Fo	2.60	4.94	0.00	4.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fa	2.13	5.62	0.00	1.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tableau 21 - Analyses chimiques des métabasites granulitiques, métatroctolites (Anabohitsy : 332 a, b, f ; Analafisaka : 246, 247) et anorthosite gabbroïque (Saririaky : 272) du SW malgache. Les analyses sont classées avec le rapport XMgO décroissant. Paragénèses et rapports XMgO sont indiqués dans le tableau 2. P_2O_5 n'a pas été dosé. Analyses effectuées à l'Institut de Géologie de Clermont-Ferrand par Mmes Couturié et Cantagrel.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° éch.	Rb	Sr	Nd	Sm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	147Sm/144Nd	ε Nd(1000)	TNd(DM)	87Sr/86Sr(1100)
	ppm										
272	-	831,6	34,1	7,7	-	0,704273	0,512580	0,137	6,5	932	0,704273
247a	14,1	791,9	19,9	4,1	0,0515	0,704187	0,512394	0,125	4,4	1121	0,703380
270	6,1	160,7	13,0	3,7	0,1098	0,705040	0,512738	0,172	5,1	1124	0,703320
246	27,1	458,6			0,1709	0,704887					0,702210
268a	0,8	466,9			0,0050	0,704646					0,704560
268b	6,1	218,6			0,0807	0,704676					0,703410
269	11,6	532,8			0,0630	0,704624					0,703630
331	19,2	532,4			0,1043	0,705025					0,703390
332	1,6	588,1			0,0079	0,703641					0,703510

Tableau 22 - Données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd sur un échantillon d'anorthosite gabbroïque (éch. 272), deux échantillons de métagabbros du massif d'Analafisaka (246-247a) et de six granulites à grenats. Paragénèses de ces roches: Voir tableaux 2 et 3. T Nd (DM) : âge modèle calculé à partir d'un manteau appauvri (De Paola, 1981).

Les granulites du Sud Ouest malgache montrent un enrichissement très marqué en fer et en titane en fonction du rapport FeOt/MgO (utilisé comme index de différenciation par Miyashiro et Shido, 1975) que l'on peut attribuer à la nature tholéïtique du magma (figure 17). Ce caractère tholéïtique est confirmé, dans le diagramme AFM de la figure 18, par l'existence d'un "Fenner trend" accentué, matérialisé par des roches dont les compositions ressemblent à celles des ferrogabbros de la zone supérieure de l'intrusion de Skaergaard (Wager et Brown, 1967). On remarquera, sur ces trois figures, une dispersion non négligeable des points représentatifs des roches qui pourrait témoigner de l'existence de deux séries magmatiques distinctes : l'association des séries tholéïtiques et calcoalcalines n'est pas rare dans les complexes granulitiques (Hörman et al, 1980 ; Bingen et al, 1984 ; etc.). Cependant, dans le cas présent, les quelques points qui semblent dessiner une évolution calcoalcaline dans le diagramme TiO_2 vs FeO/MgO ne sont pas ceux qui se situent dans le domaine calcoalcalin de la figure 18.

Les compositions normatives des quarante cinq métabasites et anorthosites sont également portées dans le tableau 21. La majorité des roches les plus magnésiennes sont à olivine et hyperthène normatifs. Quelques unes contiennent jusqu'à 5 % de néphéline calculée. Les roches au rapport XMgO faible sont à quartz normatif. Par contre, la décroissance du rapport XMgO ne s'accompagne pas d'une décroissance du pourcentage en anorthite normative, comme on pourrait s'y attendre si ces roches étaient liées entre elles par un simple processus de cristallisation fractionnée. Au contraire, le rapport XAn, et corrélativement la teneur en alumine, montrent des variations désordonnées en fonction de XMgO (Tableau 2). Ceci est à mettre en parallèle avec la dispersion des points analytiques dans les diagrammes des figures 17 et 18. Une certaine dispersion des analyses des roches métamorphiques est liée aux modifications, généralement mineures, engendrées par le métamorphisme (voir chap. I). Cependant d'autres causes doivent être invoquées :

1 - Etroitement liées à la somme des feldspaths normatifs, les variations des teneurs en alumine témoignent du caractère cumulatif du plagioclase dans certaines roches. Ce caractère explique la dispersion de ces roches vers le pôle alcalin du triangle AFM et est très bien illustré par l'évolution, depuis les faciès noritiques jusqu'aux faciès hololeucocrates des quelques analyses (Boulanger, 1959) des différents faciès de trois massifs d'anorthosites. Dans ce diagramme, ces roches évoluent vers le pôle alcalin sans enrichissement en fer, lorsque la proportion de plagioclase augmente. De la même manière, les variations brutales des teneurs en titane sont liées à une accumulation parfois importante de l'ilménite.

2 - Par ailleurs, le mode de gisement des métabasites en bancs peu épais (sills ?), est tout à fait propice à une contamination par les roches encaissantes : celle-ci pourrait expliquer l'abondance de l'amphibole brune et parfois de la biotite, et les fluctuations de la teneur en potassium. C'est ainsi que Loney et Himmelberg (1983) expliquent l'abondance de hornblende et de biotite magmatiques dans les faciès de bordure de l'intrusion de La Pérouse. Kay et al (1981) montrent que la contamination peut provoquer des variations importantes, aussi bien des éléments majeurs que des éléments en trace. Allen (1979) pense que le métasomatisme peut être responsable de modifications géochimiques à l'échelle régionale dans les complexes granulitiques.

3 - L'existence de très nombreux "sills" de compositions chimiques variées exclut que ceux-ci se soient mis en place au cours d'une seule injection magmatique. Ce mode de gisement s'expliquerait mieux par de nombreuses injections d'un magma (qui évolue entre les injections) ou de magmas différents.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

b) Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd :

Des analyses isotopiques ont été effectuées sur neuf échantillons pour le Rb et le Sr et parmi ceux-ci trois ont été retenus pour le Nd et le Sm. Ces analyses préliminaires sont reportées sur le tableau 22. Les paragénèses des roches sont indiquées dans les tableaux 2 et 3. Rappelons que l'échantillon 272 est une anorthosite gabbroïque de la bordure SE du massif de Saririaky ; deux roches proviennent du "massif" gabbroïque d'Analafisaka (246 : métatroctolite ; 247a : métagabbro) et les six dernières sont des granulites basiques à grenat. Tous les échantillons ont des concentrations faibles en Rb et élevées en Sr. Aussi, les rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ sont bas (inférieurs à 0,171) et il n'est pas possible de tracer une isochrone, d'autant plus que les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont relativement dispersés. Cependant, compte tenu des faibles valeurs de ce rapport, il est vraisemblable que l'âge de ces roches ne soit pas très ancien, et soit sans doute protérozoïque moyen à supérieur comme la majorité des complexes anorthositiques. Toujours grâce aux faibles valeurs de ce rapport, il est possible de se faire une idée du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial : pour un âge raisonnable de 1100 MA, celui-ci varie entre 0,70221 et 0,70456 avec une teneur moyenne de 0,70352, et se situe dans la gamme des valeurs des anorthosites protérozoïques compilées par Gray (1987). Ces résultats suggèrent que le complexe anorthositique du SW malgache serait le produit de la fusion partielle d'un manteau appauvri. Par ailleurs, les fluctuations importantes de ces rapports initiaux témoigneraient de l'hétérogénéité du magma primaire et par là même, de la région source de ce magma et/ou d'une contamination crustale (e.g. Gray 1987 ; Menuge, 1988 ; Mc Culloch et al, 1987). Cependant, ces rapports sont identiques aux plus faibles valeurs mesurées dans les anorthosites protérozoïques (Gray, 1987), considérées de ce fait comme étant les moins contaminées.

Les données Sm-Nd sur trois échantillons (éch. 272, 247a et 270 : tableau 22) sont en accord avec les hypothèses précédentes : les valeurs positives de εNd calculées à 1000 MA indiquent que le complexe anorthositique provient d'une source mantellique appauvrie à une époque inférieure à 1500 MA. Les âges modèles Nd, calculés à partir d'un manteau appauvri, se situent aux environs de 1000 MA, estimation tout à fait raisonnable. Les variations de ces âges modèles entre 932 et 1124 MA et celles modérées de εNd, entre 4,4 et 6,5, suggèrent que les trois roches dérivent de sources différentes, indiquant ainsi qu'elles ne sont pas strictement cogénétiques et/ou sont affectées par une contamination crustale variable. Un âge réel plus récent que ces âges modèles (entre 1000 et 550 MA) impliquerait une source mantellique moins appauvrie et/ou une contamination crustale plus importante.

En conclusion, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible d'aller plus loin dans l'interprétation de l'âge et de la nature du complexe gabbro-anorthositique du SW malgache. Cependant, le contexte géologique, les données analytiques sur les éléments majeurs et sur les isotopes, sont compatibles avec les hypothèses proposées. Par ailleurs, il est intéressant de constater que ces résultats sont similaires à ceux de nombreux massifs d'anorthosites protérozoïques (Emslie, 1985 ; Gray, 1987), en particulier, ceux de l'Est du Bouclier Canadien (Ashwal et Wooden, 1985) et de Rogaland (Menuge, 1988).

3 - Origine et mise en place des anorthosites et métabasites associées :

Les anorthosites en massif forment des intrusions qui peuvent atteindre des dimensions énormes (jusqu'à 30 000 km^2). Elles sont associées à tout un cortège de roches de compositions variées, définissant une série bimodale comprenant des termes basiques (troctolites, norites, ferrogabbros) et des termes granitiques, riches en potassium (mangérites et charnockites). Des roches de composition intermédiaire (ferrodiorites-jotunites), généralement en faible quantité, font le lien entre ces séries (Ashwal, 1982 ; Morse, 1982 ;

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Duchesne, 1984 ; etc.). Dykes et métavolcanites peuvent également compléter cette suite anorthositique (Ashwal et al, 1983). On remarquera l'absence ou la rareté de termes ultrabasiques et de roches magnésiennes au rapport XMg supérieur à 70 et au rapport XAn élevé. La profondeur de mise en place varie entre 7-12 km (massifs du Labrador) et 25 à 30 km (massifs de la province de Greenville et de Rogaland) dans des formations protérozoïques hautement métamorphiques. La série granitique potassique est d'autant plus importante que le niveau de mise en place est superficiel (Emslie, 1985).

Si les différentes formations géologiques de la suite anorthositique ont été générées au cours d'un même événement géologique, il est maintenant admis qu'elles ne sont pas toutes comagmatiques : deux (Ashwal, 1982 ; Morse, 1982a) ou trois magmas (Duchesne et al, 1985) peuvent être invoqués, selon les cas, pour rendre compte de la variété des roches. La suite (leuco)troctolite -norite -anorthosite -gabbro ferro -titané -ferrodiorite (?) est générée par un magma anhydre d'origine mantellique. L'hypothèse, proposée par Simmons et Hanson (1978), d'une origine de ce magma par fusion partielle des granulites basiques de la base de la croûte n'est guère partagée par les autres pétrologues. Les roches granitiques seraient les produits de la fusion de roches supracrustales. Les jotunites proviendraient selon le cas d'un magma mantellique contaminé (Duchesne et al, 1985), de liquides tardifs de la différenciation des anorthosites (Morse, 1982a), de l'hybridation de ces liquides tardifs avec les magmas granitiques potassiques (Emslie, 1985).

Ainsi, l'hypothèse d'un magma unique de composition granodioritique à l'origine de toute la suite anorthositique est abandonnée. La composition du magma à l'origine des massifs anorthositiques et roches basiques associées est leucogabbroïque ou leuconoritique très riche en plagioclase : l'existence de sills, dykes et bordures figées présentant cette composition, est en accord avec cette hypothèse (Ashwal, 1982a). Ce liquide basaltique, hautement alumineux, pourrait être produit par le fractionnement à haute pression d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène alumineux (la précipitation précoce du clinopyroxène est nécessaire pour expliquer le faible rapport Ca/Ca + Na des roches de la suite anorthositique : Emslie, 1985) à partir d'un magma tholéïtique à olivine ou plutôt d'un groupe de magmas génétiquement liés entre eux par cristallisation fractionnée, mélange et "réapprovisionnement" (Wiebe, 1986). Les minéraux mafiques s'accumuleraient dans une première chambre magmatique située dans le manteau supérieur ou à l'interface manteau-croûte. Les cumulats représenteraient un volume au moins aussi important que les roches anorthositiques. La chaleur latente de cette poche magmatique provoquerait la fusion partielle de la base de la croûte et serait à l'origine du magma granitique. Celui-ci, moins dense que le magma basique, monterait diapiriquement et ouvrirait la voie aux diapirs anorthositiques (Emslie, 1985). Le liquide résiduel hyperfeldspathique ou une "mousse" de plagioclases déjà concentrée au sommet de la chambre magmatique profonde, va s'accumuler dans une deuxième chambre à l'intérieur de la croûte, entre 30 km et 7 km de profondeur. Les plagioclases vont se concentrer dans cette chambre superficielle tandis que le liquide résiduel évolue le long d'un cotectique où les minéraux mafiques réapparaitront avec le feldspath. La cristallisation fractionnée contribuera à la formation d'anorthosites, (leuco)norites et (leuco)troctolites. La contamination par des matériaux (solides, fluides et magmas) supracrustaux est notable, comme en témoigne la dispersion des rapports isotopiques du Sr, Rb, etc. (Ashwal et Wooden, 1985). La présence d'olivine ou d'orthopyroxène dans les massifs anorthositiques serait le résultat d'une contamination plus ou moins importante par des liquides siliceux (Emslie, 1985).

En fonction de l'état de déformation du massif anorthositique (lorsqu'il est démontré que celle-ci est contemporaine de la mise en place), Duchesne (1984) considéré qu'il y a eu mise en place d'un liquide dans lequel les plagioclases n'étaient pas en contact (massifs du Labrador, de la province de Nain) ou bien mise en place diapirique d'une mousse cristalline dans laquelle les cristaux de plagioclase sont lubrifiés par un liquide interstitiel. Phinney

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

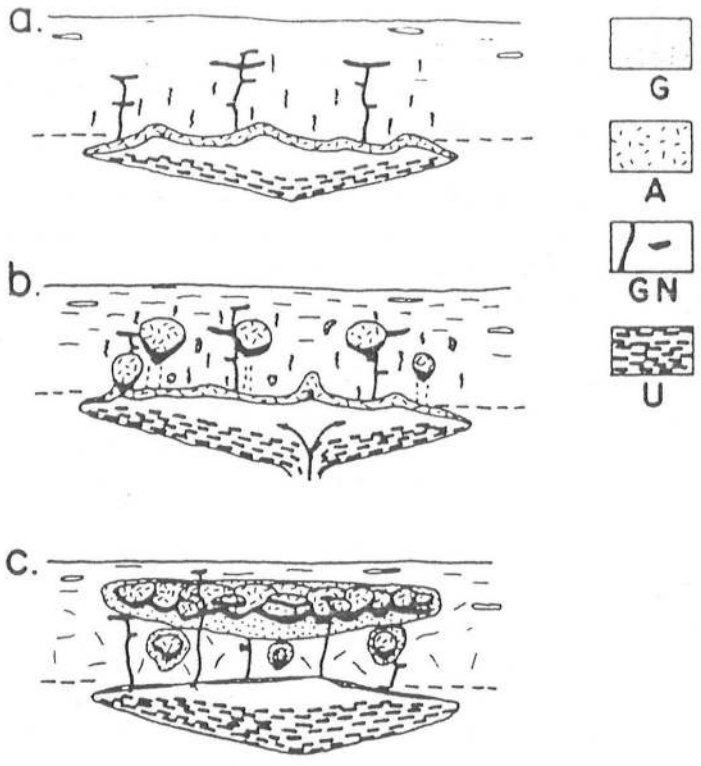


Fig. 19 - Schematic illustration of a two-stage origin of anorthositic massifs. (*a*) A basaltic magma ponded at the base of the crust undergoes extensive crystallization producing a floating suspension of plagioclase that develops widely spaced instabilities. (*b*) Following detachment of the first set of diapirs, a new suspension of plagioclase develops and a new set of instabilities develop. (*c*) After step *b* is repeated several times, a composite intrusion results with a series of associated granitic rocks formed in part at least by crustal anatexis. Abbreviations: G, anatectic grantitic rocks; A, anorthositic rocks; GN, gabbroic or noritic rocks; U, ultramafic. Vertical squiggles signify local heating of country rocks.
d'après Longhi et Ashwal (1985).

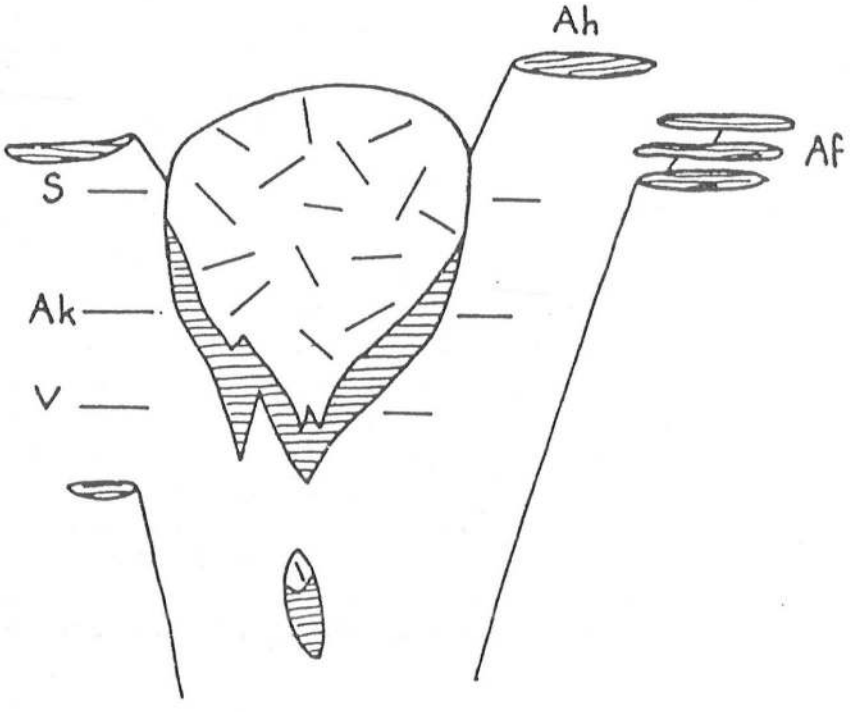


Fig. 20 - Représentation schématique des positions respectives possibles des roches types du SW malgache dans un complexe anorthositique : S, Ak et V indiquent les niveaux d'érosion actuels dans les massifs de Saririaky, Ankafotia et Volovolo. Les métagabbros d'Anabohitsy (Ah) représenteraient les produits de la solidification d'un liquide résiduel expulsé des anorthosites et ceux d'Analafisaka (Af), les produits d'un magma plus primitif.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

(1982) propose que les cristaux de plagioclase qui se sont développés dans la première chambre magmatique profonde, soient transportés en suspension dans un magma basaltique avant d'être concentrés dans des intrusions plus superficielles.

La figure 19 résume ce modèle en deux étapes qui a actuellement la faveur des pétrologues spécialistes de la question : la chronologie de la mise en place des magmas granitiques est différente de celle proposée par Emslie (1985) qui considère que les magmas granitiques précèdent et favorisent la montée des plutons anorthositiques . Ce modèle explique de manière satisfaisante l'absence de roches très magnésiennes et très calciques dans la suite anorthositique s.s. puisque les liquides générateurs de celle-ci sont déjà largement fractionnés. Cependant, il reste discutable dans la mesure où il se base sur l'existence d'importants cumulats ultrabasiques abandonnés par le magma hyperalumineux à la limite du manteau et de la croûte : il est donc nécessaire de trouver la trace de ces cumulats.

Les mégacristaux d'orthopyroxènes riches en alumine, à lamelles d'exsolution de plagioclase, pourraient constituer des témoins de l'épisode cumulatif à grande profondeur, remontés par le magma hyperfeldspathique (Emslie, 1975 ; Ashwal, 1982a ; Duchesne, 1984). Morse (1975, 1982a) ne partage pas cette opinion et pense que les compositions alumineuses des orthopyroxènes témoignent d'une cristallisation rapide dans les conditions de pression et température de la chambre magmatique superficielle à partir d'un magma sursaturé en plagioclase. Wiebe (1986) propose que les inclusions de roches basi-crustales (à orthopyroxène alumineux), remontées par des dykes basaltiques recoupant le complexe de Nain, sont des échantillons d'intrusions litées représentant le complément basique des anorthosites.

Les produits tardifs de la différenciation des anorthosites n'ont jamais été identifiés de façon certaine. Il pourrait s'agir de ferrodiorites, ferromonzonites et ferrosyénites (Morse, 1982a ; Pettingill et al, 1984) et/ou de gabbros et (leuco)troctolites enrichis en fer, contenant d'importantes concentrations en fer-titané et apatite : le pourcentage modal d'ilménite peut dépasser 10 % (Ashwal, 1982b ; Goldberg, 1984). Le liquide résiduel expulsé de l'intrusion anorthositique par effet filtre-press, constituerait des dykes et de petits massifs gabbroïques au voisinage de l'anorthosite. Cependant, dans les gabbros riches en oxydes ferro-titanés, l'anomalie négative de l'Europium, qui suggère que ces roches sont des liquides résiduels après le fractionnement important du plagioclase à l'origine des massifs d'anorthosites, peut également être liée à l'influence de l'apatite, minéral accessoire abondant dans ces roches et présentant une anomalie négative de l'Europium (Golberg, 1984 ; Emslie, 1985).

Berg (1980), Goldberg (1984) et Mc Lelland (1986) proposent que les gabbros de la suite anorthositique proviendraient de la solidification d'un magma primitif peu ou pas différencié. Il pourrait s'agir, bien entendu, du même magma qui a donné la suite anorthositique (Goldberg, 1984 ; Mc Lelland, 1986). Ainsi, selon les auteurs, les gabbros associés aux massifs anorthositiques représentent les termes les plus primitifs ou au contraire les termes les plus différenciés de la série. En fait, il est possible que les gabrros proviennent de liquides expulsés à tous les stades de la différenciation de la chambre primitive basi crustale et de la chambre superficielle, anorthositique. Ceci expliquerait la grande diversité des compositions des métabasites depuis des rapports XMgO relativement élevés (e.g. métatroctolites d'Analafisaka) jusqu'à des rapports identiques à ceux des anorthosites (e.g. métatroctolite d'Anabohitsy).

Dans le SW malgache, les termes acides et intermédiaires semblent absents ou rares (il serait cependant nécessaire d'étudier en détail les formations granitiques signalées par Lautel (1953) à l'Est du massif anorthositique de Volovolo). Cette absence, ou rareté, est à mettre en relation avec le niveau de mise en place relativement profond de ces massifs (Emslie, 1985) ou

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

bien est due au volume relativement modeste de ce complexe anorthositique, dont l'apport thermique n'a pas été suffisant pour provoquer une importante anatexie crustale. Par contre, le groupe d'Ampanihy, dans lequel se localisent les quatre massifs anorthositiques, se caractérise par l'abondance des métabasites granulitiques. La localisation de ces roches jusqu'à une distance importante des intrusions anorthositiques exclut qu'elles aient toutes transité par les chambres magmatiques que représentent ces massifs. A moins, bien sûr, que d'autres massifs anorthositiques existent en profondeur. De même, la relative diversité dans la composition chimique des métabasites exclut que celles-ci soient le résultat d'un simple processus de cristallisation fractionnée à partir d'une source unique. On devrait noter, dans ce cas, une corrélation positive entre le rapport XMg de la roche et la teneur en anorthite du plagioclase normatif.

A Anabohitsy, l'accumulation importante d'ilménite dans "l'anabohitsite" de Lacroix (1922-23) et la similitude des rapports XMgO dans les métatroctolites et dans les anorthosites occidentales (figure 6), suggèrent que ce massif pourrait représenter le produit de la solidification d'un liquide résiduel expulsé des anorthosites. La composition minéralogique homogène, le litage régulier dans la métatroctolite d'Anabohitsy supposent une cristallisation dans un milieu stable, à la composition cotectique olivine + plagioclase, puis olivine + plagioclase + clinopyroxène. Le liquide résiduel s'enrichit en fer jusqu'au faciès gabbroïque sens strict (éch. 172l, figure 6), dont le volume est très restreint et dans lequel l'olivine a disparu. Le litage magmatique (photo 15), matérialisé par la présence ou l'absence du plagioclase, pourrait témoigner simplement de faibles variations chimiques du liquide autour de la composition cotectique plutôt que d'un processus de différenciation par gravité.

Les gabbros du massif d'Analafisaka ont une composition chimique plus primitive, picritique, comme il en est signalé dans le complexe de Nain (Berg, 1980). Leurs rapports XMgO sont trop élevés (plus élevés que ceux des anorthosites) pour que ces roches puissent être assimilées à des liquides résiduels des anorthosites.

La présence, quasi-systématique, de la hornblende et, dans une moindre mesure, de la biotite magmatiques dans les granulites basiques suggère que le (ou les) liquide à partir duquel elles se sont formées, était hydraté. Ceci contraste avec le caractère anhydre des magmas générateurs des suites anorthositiques (e.g. Morse, 1982a ; Emslie, 1985 ; Wiebe, 1986). Remarquons que l'amphibole brune existe dans les gabbros à olivine associés au massif anorthositique de Marcy dans les Adirondacks (Withney et Mc Lelland, 1973). Loney et Himmelberg (1983) attribuent l'abondance de ces deux minéraux, dans l'intrusion gabbroïque de la Pérouse en Alaska, à une contamination causée par un influx d'eau et d'éléments chimiques depuis les roches encaissantes. Le mode de gisement des métagabbros du SW malgache, en "sills" de faible épaisseur, pourrait faciliter une telle contamination (compatible avec les données chimiques).

La présence de graphite dans quelques granulites à la périphérie des trois principaux massifs d'anorthosites et dans la métatroctolite d'Anabohitsy est une caractéristique remarquable de ce complexe plutonique. En effet, la présence de ce minéral dans les roches basiques et ultrabasiques est exceptionnelle (voir dans Kornprobst et al, 1987). Dans des xénolites ultramafiques du Hoggar, le graphite aurait cristallisé directement à partir du magma avec une pression partielle de gaz carbonique relativement élevée et une faible fugacité de l'oxygène (Kornprobst et al, 1987). Dans le SW malgache, l'abondance de métasédiments à graphite (notamment des leptynites à grenat) dans la formation d'Ampanihy, ne permet pas d'affirmer que ce minéral a une origine magmatique dans les métabasites. Des interactions entre les matériaux crustaux et les massifs anorthositiques sont abondants à la périphérie de ces derniers et des roches hybrides témoignent d'importants phénomènes d'assimilation (Ashwal et Wooden, 1985).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

En conclusion, on peut proposer que les granulites basiques se sont formées au cours d'injections de magma(s) de source profonde à différents stades de la différenciation polybarique, et de liquides résiduels (?) des anorthosites. Lors de sa mise en place, le magma anhydre serait contaminé par un apport d'eau et d'éléments chimiques en provenance des roches encaissantes. Le graphite pourrait avoir une origine magmatique. Cependant la présence rare de ce minéral peut tout aussi bien être liée à une assimilation de leptynites à graphite abondante dans la formation d'Ampanihy.

Les trois importants massifs d'anorthosites se caractérisent chacun par des proportions variées de roches de faciès anorthositiques et de faciès basiques (voir 1ère partie, B). Dans le massif de Saririaky, à texture de mésocumulat, l'orthopyroxène, subophitique, remplit les intervalles laissés libres par les cristaux cumulii de plagioclases : après une importante accumulation du feldspath, les deux minéraux ont coprécipité.

Dans le massif d'Ankafotia, un faciès noritique entoure l'anorthosite. Dans celui de Volovolo, aux contours plus complexes et mal définis, les faciès norito-troctolitiques abondants sont étroitement mêlés, interlités avec le faciès anorthositique. Morse (1982) suggère que tout au long de la montée du pluton anorthositique, les minéraux ferromagnésiens vont précipiter à partir d'une composition cotectique et se sédimentent : une certaine proportion de ces minéraux vont se concentrer dans la partie inférieure du massif d'anorthosite dans des faciès leuco-noritiques et troctolitiques. Les trois anorthosites malgaches, aux compositions pétrographiques variées, pourraient montrer trois niveaux différents d'une intrusion anorthositique (fig. 20) : à Saririaky, c'est la partie supérieure du massif qui affleure tandis qu'il ne reste plus que la partie inférieure à Ankafotia ; à Volovolo, le massif aux contours complexes et aux faciès variés, représenterait les racines.

B - EVOLUTION METAMORPHIQUE DU COMPLEXE ANORTHOSITIQUE :

1 - Les relations mise en place- métamorphisme : les différents points de vue

Le complexe plutonique du SW malgache est affecté par un métamorphisme qui a atteint les conditions du faciès granulite de haute pression et du faciès granulite de pression intermédiaire. Ceci est un trait caractéristique de la majorité des suites anorthositiques (e.g. Ashwal, 1982 ; Morse, 1982). Cependant, la relation chronologique qui existe entre mise en place des formations magmatiques et métamorphisme est controversée. Deux hypothèses s'opposent : la mise en place serait, selon les auteurs, synmétamorphe ou au contraire, antémétamorphe.

Intrusion synmétamorphe : si la masse plutonique se met en place dans la partie profonde de la croûte continentale où règnent les conditions thermodynamiques de la catazone, elle acquierera des paragénèses du faciès granulite au cours d'un refroidissement lent, isobare ou non. C'est l'autométamorphisme ou métamorphisme rétrograde qui est classiquement invoqué pour expliquer les assemblages coronitiques à grenat des métabasites (e.g. Griffin et Heier, 1973 ; Withney et Mc Lelland, 1973 ; Woussen et al, 1981 ; Emmet, 1982 ; Bingen et al, 1984 ; Joesten, 1986). Il est même suggéré que le faciès granulite devrait son origine aux intrusions magmatiques mises en place à la base de la croûte (e.g. Ellis, 1980 ; Pin et Vielzeuf, 1983 ; Powers et Bohlen, 1985). Cependant, il faut noter dans cette hypothèse que, dans les Adirondacks, ce ne serait pas la mise en place d'anorthosites qui serait responsable du faciès granulite, mais l'intrusion d'un massif syénitique plus récent de cent à deux cents millions d'années (Powers et Bohlen, 1985).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

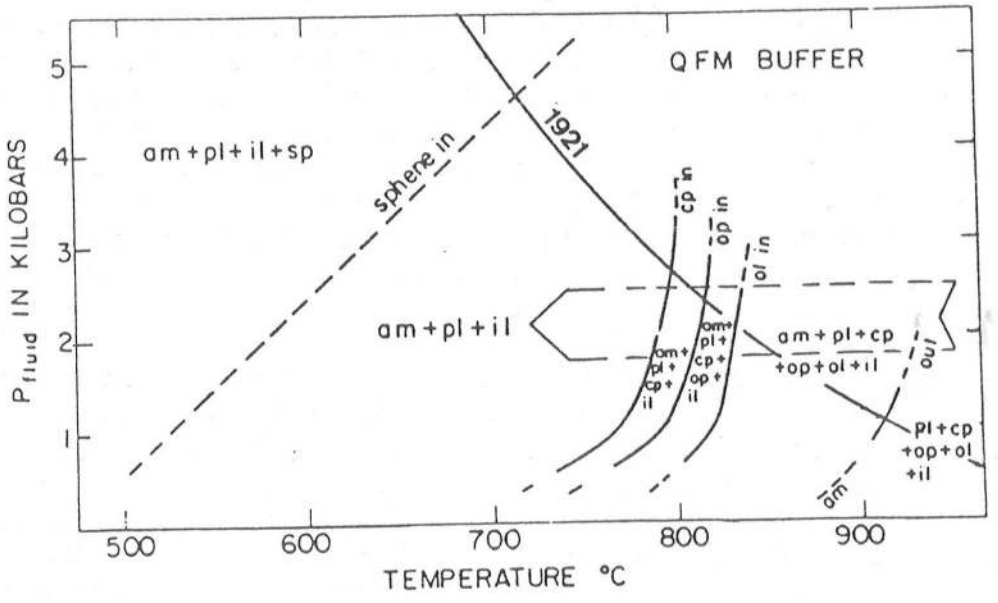


Fig. 21 - Evolution rétrograde des granulites sans grenat par refroidissement d'un magma basaltique hydratée (d'après les travaux expérimentaux de Spear, 1981).1921 : solidus basalte hydraté (tholéiite à olivine de Kilauea, in Veblen et Ribbe, 1982).

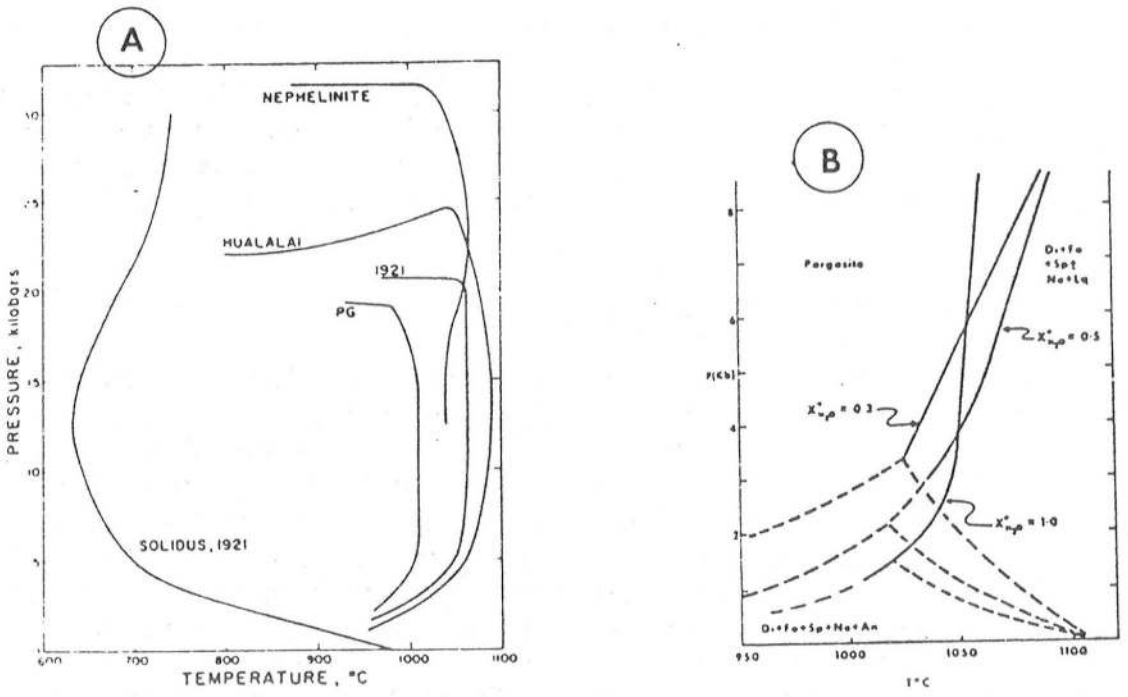


Fig. 22 - A : Limite de stabilité de l'amphibole dans les magmas basiques avec PH_2O = PT et dans les conditions de fugacité de l'oxygène des tampons FMQ et NNO ; B : même chose pour la pargasite pour différentes fractions molaires de l'eau dans un fluide H_2O - CO_2 (in Veblen et Ribbe, 1982).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Intrusion antémétamorphe : Morse (1982) affirme que le principe d'une relation génétique entre anorthosites et métamorphisme de faciès granulite doit être abandonné : le métamorphisme de ces roches n'est pas la conséquence inévitable de leurs refroidissements à haute pression. Les textures observées peuvent être liées à un métamorphisme prograde postérieur à la mise en place du corps intrusif. Ainsi, les assemblages gabbroïques du Labrador se seraient refroidis à 9 Kb sans être métamorphisés, avec un développement mineur du grenat au contact des paragneiss (Morse, 1982) : des corps magmatiques anhydres peuvent se mettre en place à grande profondeur sans être métamorphisés (ou seulement à leur bordure, grâce à un apport de fluide extérieur). Par contre, un épisode métamorphique postérieur affectera ces roches s'il fournit les fluides nécessaires.

Les données isotopiques récentes réalisées sur les anorthosites du Protérozoïque semblent confirmer l'absence d'un lien génétique entre métamorphisme et mise en place des intrusions magmatiques. Selon Ashwal et Wooden (1983), l'âge de 1288 MA obtenu par la méthode Nd-Sm daterait la cristallisation des massifs d'anorthosites des Adirondacks, tandis que les âges entre 1020 et 1100 MA obtenus sur zircon (Silver, 1969) et sur minéraux et roche totale par la méthode Sm-Nd (Basu et Pettingill, 1983), dateraient le métamorphisme prograde. Les études sur les isotopes de l'oxygène réalisées par Valley (1985) vont également à l'appui de l'hypothèse de Morse (1982), puisqu'elles démontreraient que la mise en place du Massif de Marcy se serait faite à faible profondeur (moins de 10 km) avant le métamorphisme granulitique.

Duchesne (1984) pense que l'interprétation des données chronologiques par Ashwal et Wooden (1983) n'est pas la seule possible. L'intervalle de temps de 200 à 300 MA obtenu grâce aux différents isochrones pourrait également s'interpréter en terme de lent refroidissement. Dans ce cas, il faudrait considérer que les minéraux (ou certains des minéraux) qui ont permis de tracer l'isochrone à 1288 MA, auraient cristallisé dans les tout premiers stades de l'évolution du diapir anorthositique.

Ces nouvelles données géochimiques montrent que le problème des relations mise en place-métamorphisme n'est pas parfaitement défini et peut s'interpréter de façon contradictoire. Il est vrai que les relations interminérales des associations métamorphiques ne s'expliquent pas sans ambiguité en termes d'événement prograde ou rétrograde.

2 - Evolution rétrograde des granulites sans grenat du SW malgache

A l'exception de l'olivine, les granulites sans grenat du SW malgache contiennent les mêmes minéraux que les métatroctolites dont la texture magmatique est conservée. Les paragénèses de ces roches sont semblables à celles obtenues par Spear (1981), au cours de l'étude expérimentale de l'évolution subsolidus d'un basalte hydraté (figure 21). L'expérience de Spear (1981), représentée sur la figure 21, est menée avec une pression d'eau égale à la pression totale. Les températures et pressions des courbes seront sensiblement modifiées si PH_2O est inférieure à la pression totale : les courbes solidii et subsolidii seront respectivement déplacées vers les hautes et basses températures, mais cela ne modifie en rien l'aspect qualitatif du diagramme. De la même manière, la figure n'est pas modifiée qualitativement lorsque la fugacité de l'oxygène varie entre les tampons QFM et WM. Par contre, il est intéressant de noter que l'olivine, l'orthopyroxène et l'ilménite n'apparaissent pas dans les expériences réalisées avec une fugacité d'oxygène proche du tampon HM.

La figure 21 nous montre que le refroidissement d'un magma basaltique hydraté nous permet d'obtenir un certain nombre de paragénèses des granulites basiques et métatroctolites sans grenat du SW malgache. La flèche matérialisant l'évolution rétrograde est

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

dessinée suffisamment large afin de prendre en compte les différentes contraintes minéralogiques des roches à texture magmatique conservée :

- présence d'olivine dans les métatroctolites d'Anabohitsy et Analafisaka,

- absence d'olivine dans le faciès mésocrate du gabbro d'Analafisaka,

- absence d'olivine et d'orthopyroxène dans le leucogabbro d'Anabohitsy (éch. 172 l).

La différence de pression indiquée par la largeur de la flèche n'est pas la seule cause pouvant expliquer la présence ou l'absence de ces minéraux : une modification de la pression d'eau, une différence de composition chimique des roches ou encore un processus de cristallisation fractionnée interviendront également.

Bien entendu, la simple lecture de la figure 21 est insuffisante pour affirmer que les paragénèses des granulites du SW malgache ont été acquises au cours d'une évolution rétrograde par simple refroidissement d'un magma basique. Cependant, Spear (1981) constate dans ses expériences, que lorsque la température augmente, la hornblende devient plus pargasitique et s'enrichit en titane. Dans les métabasites et troctolites de la formation d'Ampanihy, la hornblende montre une importante variation de la teneur en titane jusqu'à des valeurs maximales qui sont bien supérieures à celles que l'on obtiendrait au cours d'un épisode métamorphique granulitique (prograde) qui atteindrait les températures de l'ordre de 740° C à 800° C définies au précédent chapitre (voir par exemple Schreurs, 1985, fig. 4-9). Ces valeurs sont, par contre, semblables à celles des amphiboles brunes d'origine magmatique (e.g. Boivin, 1982 ; Libourel, 1985 ; Dautria et al, 1987). La même remarque est valable pour les biotites : la teneur du titane dans les biotites du faciès granulite est en moyenne de 0,48 atomes par formule structurale et ne dépasse pas 0,67 (Zakrutin et Grigorenko, 1968). Les compositions des biotites des métatroctolites du SW malgache, bien supérieures à ces valeurs, se rapprochent de celles obtenues par Espérança et Holloway (1987) lors de la fusion d'une minette à 1100° C, au cours d'une expérience menée avec une pression de 10 Kb, et une fugacité d'oxygène contrôlée par le tampon QFM. En effet, nous avons vu au chapitre précédent que les teneurs variées en titane des amphiboles brunes indiquent des températures qui s'échelonnent entre 700° C et 1025° C en utilisant le géothermomètre de Otten (1984). Ces valeurs militent en faveur d'un métamorphisme rétrograde par refroidissement d'un magma basique.

3 - Origine de la hornblende et de la biotite :

Les teneurs en titane des amphiboles des granulites malgaches et les températures qui en sont déduites sont proches de celles des hornblendes du gabbro d'Artfjället étudié par Otten (1983, 1984). Cet auteur pense que les températures de l'ordre de 1040° C, qu'il obtient en appliquant son géothermomètre aux amphiboles du gabbro d'Artfjället, sont incompatibles avec une origine tardimagmatique de ce minéral et propose une origine subsolidus pour celui-ci. Pourtant, Loney et Himmelberg (1983) suggèrent qu'un apport d'eau dans un magma basaltique abaisse notablement la température du solidus d'un gabbro jusqu'à des températures sensiblement identiques à celles proposées par Otten (1983). De plus cette valeur est voisine de la limite de stabilité de la pargasite dans les magmas basiques pour des fractions molaires d'eau variées et dans les conditions d'oxydation du tampon QFM (figure 22). Aussi, les températures maximales obtenues dans les troctolites malgaches sont tout à fait compatibles avec une origine tardi-magmatique. Par ailleurs, l'origine magmatique postcumulus de la hornblende, et parfois de la biotite, est couramment admise dans de nombreux massifs : dans

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

le complexe de Fiskenaesset (Windley et al, 1981), dans le gabbro de la Pérouse (Loney et Himmelberg, 1983), dans celui de Kiglapait (Morse, 1973), dans le complexe de Santa Lucia (Libourel, 1985), dans l'intrusion gabbro-dioritique de St Quay Portrieux (Fabries et al, 1984), etc. Ceci n'exclut pas, après solidification complète des gabbros, un développement subsolidus de l'amphibole comme le montre la formation de ce minéral au dépens du plagioclase et comme le suggèrent Withney et Mc Lelland (1983).

Il est par contre difficile de situer la formation des lamelles d'amphibole dans les pyroxènes avant ou après la solidification des gabbros. De telles intercroissances sont relativement courantes : on les rencontre dans les pyroxènes des intrusions basiques, dans les omphacites des éclogites, dans les augites des roches ultrabasiques, dans les orthopyroxènes des anorthosites, etc. (Buseck et al, 1980). Malgré l'intérêt que les pétrologues leurs ont porté, l'origine de ces lamelles reste incomplètement résolue et il n'existe pas de critères triviaux pour distinguer entre les différentes solutions actuellement admises : (1) exsolution d'amphibole à partir d'un pyroxène hôte contenant une faible proportion de ce minéral en solution solide ou (2) altération (réaction d'hydratation) d'un pyroxène initialement stochiométrique. Wass et Hollis (1983) proposent également (3) une origine par déshydratation d'une amphibole. La très forte concentration de lamelles d'amphiboles dans certains pyroxènes (jusqu'à 30 % dans les granulites entourant le massif de Volovolo) imposerait, dans le cas d'une origine par exsolution, que le pyroxène ait contenu une proportion importante d'amphibole en solution solide.

Les intercroissances n'existent pas dans les paragénèses à texture métamorphique, mais seulement dans les cristaux relictuels, suggérant ainsi un développement relativement précoce au cours du refroidissement du métagabbro : soit au stade magmatique, lorsqu'on a franchi les conditions limites de stabilité de l'amphibole, soit dans les stades précoces de l'évolution subsolidus de la roche, avant la recristallisation complète de la roche au cours de laquelle celle-ci acquiert une texture granoblastique.

Le problème du mécanisme de formation de fines lamelles de biotite dans les grandes amphiboles poecilitiques de la métatroctolite d'Analafisaka se pose dans les mêmes termes. La syncristallisation épitaxique des lamelles et de l'amphibole hôte parait peu vraisemblable. En effet, la syncristallisation de l'amphibole et de cristaux de biotite pluri-millimétriques inclus dans celle-ci, est suggérée par une variation concommitante de la teneur en titane de ces deux minéraux : on voit mal pourquoi on aurait une croissance épitaxique des lamelles de biotite sur l'amphibole au voisinage immédiat (et parfois au contact) des cristaux de biotite. Les lamelles ont certainement un développement postérieur à la cristallisation de l'amphibole et de ces inclusions de biotite, et se sont formées au cours de mécanismes identiques à ceux proposés précédemment pour les pyroxènes : exsolution ou "altération".

Comme dans le cas du gabbro d'Artfjället (Otten, 1984), les températures obtenues sur les amphiboles des granulites basiques du SW malgache s'échelonnent entre un peu moins de 1000° C et 700° C. Celles-ci pourraient indiquer les températures de première cristallisation de l'amphibole dans les différentes roches. C'est ce qu'Otten (1984) propose dans le massif qu'il a étudié. Toutefois, dans la mesure où la majorité de ces roches ont une texture métamorphique, il est plus vraisemblable que ces résultats indiquent les températures de recristallisation de l'amphibole lors de l'acquisition de la paragénèse métamorphique. Dans ce cas, la température maximale obtenue sur les roches à texture métamorphique, voisine de 970° C, (éch. 77C, figure 14) permet de donner une valeur minimale à la solidification de ces roches.

L'écart important de 300° C entre les températures obtenues sur les différentes roches peut s'expliquer de différentes manières :

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

- perte différentielle de titane par diffusion dans les amphiboles. Otten (1984) exclut cette possibilité qui, compte tenu de la faible mobilité de cet élément, se matérialiserait par des exsolutions d'ilménite ou de rutile.

- températures de recristallisation différentes selon les roches. En effet, l'existence de minéraux relictuels dans les métabasites et de textures magmatiques relictuelles, prouvent que les roches réagissent différemment et pas nécessairement ensemble à l'évolution des contraintes métamorphiques et tectoniques. L'acquisition de la paragénèse métamorphique pourrait se faire à des températures différentes.

- influence de la composition chimique des roches. Otten (1984) considère que la solubilité du titane dans l'amphibole est indépendante de la composition chimique des roches. Mais ceci n'est pas tout à fait exact. La teneur en titane de l'amphibole est fonction de la température, de la pression et de la fugacité de l'oxygène, mais aussi de l'activité des autres composants dans les minéraux coexistants (Ghent et Stout, 1984). Otten (1984) a quelque peu sous estimé cet aspect parce qu'il a calibré et testé son géothermomètre à partir des travaux expérimentaux de Helz (1983) et Spear (1981) qui ont suivi les variations de la composition de l'amphibole sur un nombre limité d'échantillons (respectivement 3 et 1). Aussi, ce n'est peut-être pas par hasard que les amphiboles qui donnent les plus basses températures, appartiennent à des roches à quartz exprimé, dans la mesure où la teneur en titane de l'amphibole, essentiellement contrôlée par la substitution Ti tschermackite, pourrait être influencée par l'activité de la silice (Libourel, 1985).

Cependant, les températures maximales sensiblement identiques sur les métagabbros d'Anabohitsy et Analafisaka suggèrent que ce géothermomètre est fiable si l'on prend soin de choisir convenablement les échantillons : 1025° C pour l'échantillon 172a, 1010° C pour 172, 1000° C pour 172l, et 1010° C pour l'échantillon 250. La précision de ces valeurs reste à évaluer en estimant l'influence de la composition chimique des roches .

L'écart entre les températures obtenues avec cette calibration et celles obtenues grâce aux géothermomètres utilisant les échanges fer-magnésium s'explique par un comportement différent de ces éléments au cours du métamorphisme : tandis que le fer et le magnésium se rééquilibrent aisément entre les phases coéxistantes, dans l'intervalle de températures du faciès granulite, le titane a un comportement immobile. Tabit (1986) a montré que l'échange rapide du fer et du magnésium contraste avec le partage beaucoup plus lent de l'aluminium et du chrome dans le couple orthopyroxène-spinelle.

4 - Origine du grenat : magmatique ou subsolidus ?

Evolution rétrograde à "haute pression"

L'évolution rétrograde proposée sur la figure 21, pour rendre compte des paragénèses et de la composition des amphiboles des granulites sans grenat, n'apporte aucune précision sur la profondeur de mise en place du complexe gabbro anorthositique :

- est-ce que cette mise en place a lieu à faible profondeur avant un épisode métamorphique prograde (jusqu'aux conditions P, T définies au chapitre précédent), au cours duquel le grenat se formerait ?

- est-ce que la mise en place s'est faite à la pression définie au chapitre précédent (P ~ 7-8 Kb), permettant la formation du grenat au cours d'une évolution rétrograde ?

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La présence ubiquiste d'amphibole d'origine magmatique dans les métabasites prouve que ces roches étaient hydratées. Dans l'hypothèse d'une mise en place à faible profondeur avant le métamorphisme granulitique, cette eau aurait favorisé d'importantes modifications minéralogiques, comme c'est le cas dans le complexe de Bad Vermillion Lake dans lequel les roches gabbroïques présentent des paragénèses du faciès schistes verts (Ashwal et al, 1983). Dans ce cas, on voit mal comment des échantillons à texture métamorphique auraient conservé des amphiboles dont la teneur en titane est supérieure à celle qu'elles auraient acquises au cours d'un métamorphisme prograde jusqu'aux températures de 740° - 800° C.

Par ailleurs, les teneurs élevées en alumine des amphiboles témoigneraient, selon Hammarstrom et Zen (1986), d'une cristallisation à relative haute pression (voir 2e partie).

Aussi, dans l'état actuel de nos connaissances de la région, les paragénèses et la composition des minéraux des granulites et anorthosites s'interprètent mieux en terme d'évolution rétrograde : les paragénèses observées ont été acquises au cours d'un refroidissement à une profondeur de l'ordre de 25 à 30 km.

Grenat magmatique ou subsolidus ?

Puique tous les autres minéraux des granulites se sont formés au cours du stade magmatique, avant la recristallisation métamorphique, on est amené à se demander si le grenat n'a pas suivi le même processus, comme le propose Vielzeuf (1980) pour une granulite à grenat des Pyrénées. Malheureusement, il n'existe pas de critères pétrographiques qui permettent de vérifier aisément cette hypothèse. Si l'habitus coronitique est, a priori, un argument favorable à une cristallisation subsolidus (voir dans Nicollet et al (1979), le cas de réactions coronitiques d'origine magmatique), à l'inverse un habitus globuleux et amiboïde n'est pas un argument pour une cristallisation magmatique. Il est nécessaire, avant tout, de démontrer le caractère magmatique de la texture (plagioclase en tablette, pyroxènes subophitiques, à exsolutions abondantes). Dans la métatroctolite d'Anabohitsy, à texture magmatique conservée, l'origine subsolidus du grenat coronitique est indiscutable : la discontinuité des coronites, leur composition minéralogique variée (grenat seul ou avec orthopyroxène ou clinopyroxène symplectitique) témoignent de problèmes de diffusion d'éléments peu compatibles avec une réaction minéral-liquide. De plus, la présence de grenat autour de l'olivine est nettement contrôlée par la composition du plagioclase au contact de l'olivine.

Une origine magmatique pourrait être invoquée pour les grenats automorphes dans le faciès à grenat comme seul minéral ferromagnésien, dans les deux massifs anorthositiques occidentaux. Cependant, la zonation du plagioclase, la présence de quartz et de feldspath potassique au voisinage du grenat, témoignent vraisemblablement de réactions interminérales à l'état solide entre un orthopyroxène totalement consommé et le plagioclase.

Sur la figure 23, sont portées les courbes d'apparition du grenat dans des roches basiques de compositions variées. Ces courbes sont extrapolées à partir des travaux expérimentaux réalisés, généralement, au dessus de 1000° C. Les solidii des basaltes pour une pression d'eau nulle et égale à 2 Kb sont également indiqués. Cette valeur de 2 Kb peut être considérée comme une valeur maximale de la pression d'eau dans le faciès granulite (Touret, 1971a). Entre 7 et 8 Kb, les températures du solidus du basalte à PH_2O = 2 Kb sont équivalentes à la température de solidification minimale estimée pour les métabasites malgaches.

Pour une composition chimique donnée, le grenat pourra être une phase

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

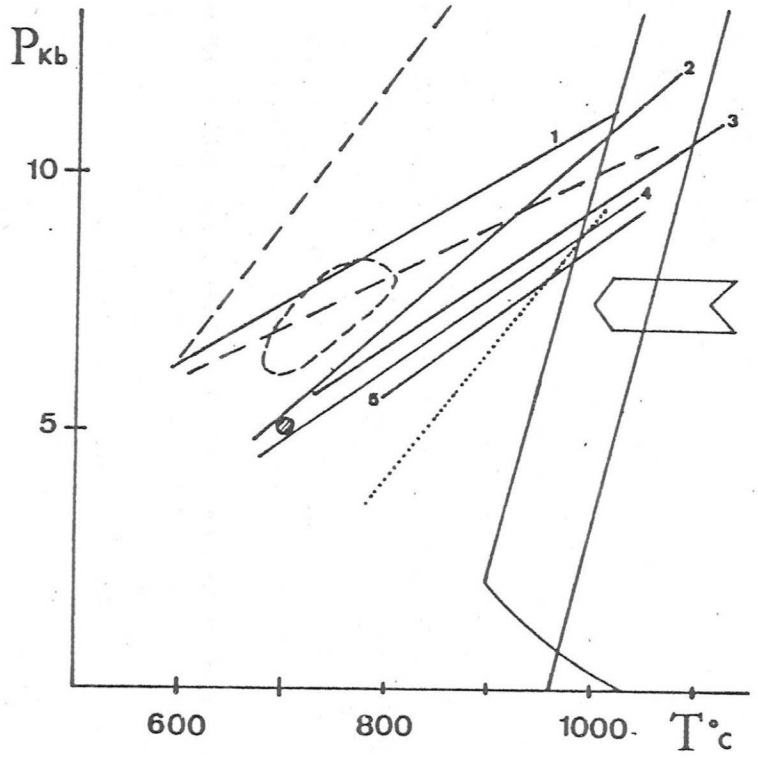


Fig. 23 - Courbes d'apparition du grenat, extrapolées à partir des travaux expérimentaux, dans les roches basiques de compositions chimiques variées. Entre les deux lignes tirets : tholéiite à quartz pour les différentes valeurs de XMg entre 10 et 90 avec XAb compris entre 34 et 46 (Green et Ringwood, 1967) ; (1) : basalte riche en alumine avec XMg = 62 et XAb = 42 (Green, 1967) ; (2) assemblage : Di En An Sp = Pyrope, pôle magnésien et calcique (Kushiro et Yoder, 1966) ; (3) idem, mais recalculé par Sills et al (1983) pour XMg = 60 ; (4) tholéiite à olivine pauvre en alcalins avec XMg = 72 et XAb = 16 (Green et Ringwood, 1967) ; (5) tholéiite à olivine NM5 avec XMg = 54 et XAb = 44 (Ito et Kennedy, 1971). Ligne pointillée : anorthosite gabbroïque avec XMg = 42 et XAb = 44 (Green, 1970). Les solidii des basaltes anhydres et pour PH_2O = 2 Kb (Bryhni et al, 1970) sont également portés. Domaine délimité par le trait discontinu : récapitulatif P2 - T°C de la figure 16 ; petit cercle hachuré : conditions thermodynamiques (maximales) de l'échantillon 118.

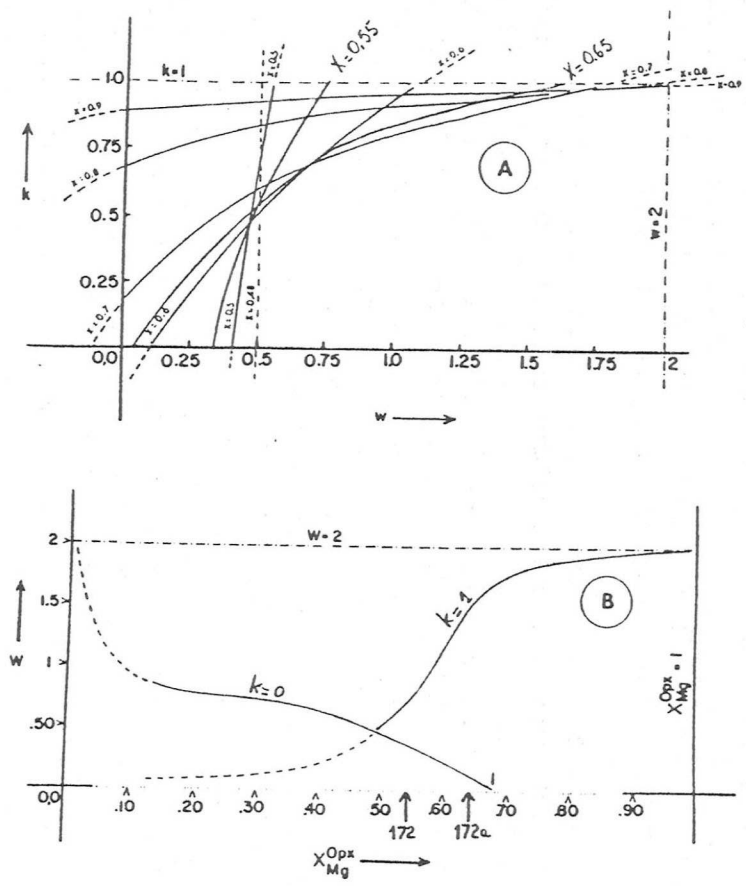


Fig. 24 - A : Relations entre la mobilité de silice exprimée par le coefficient w, le rapport XMg de l'orthopyroxène et la formation du grenat dans les métagabbros à olivine, d'après Mc Lelland et Withney (1980a) ; B : même chose dans les deux cas extrêmes : k = 0 (roche sans olivine) et k = 1 (roche sans oxydes de fer). Dans les deux figures, y est égal à 1.

magmatique, proche du solidus, à des températures et des pressions supérieures à celles définies par l'intersection du solidus et de la courbe d'apparition du grenat correspondant à cette composition. Compte tenu de la pente de cette courbe, il est clair que l'existence d'une pression d'eau élevée, qui abaissera la température du solidus, favorisera la formation du grenat magmatique à une pression plus basse que lorsque la pression d'eau est nulle.

On note que dans les roches sursaturées en quartz, le grenat apparait à plus haute pression ou plus basse température que dans les roches sous saturées en cet élément : pour les pressions de 7 à 8 Kb qui ont été estimées dans le SW malgache, le domaine de stabilité du grenat dans les roches basiques sursaturées en silice, est limité à des températures relativement faibles (inférieures à 800° C) qui exclut une origine magmatique pour ce minéral. Une variation des teneurs en anorthite du plagioclase par rapport à celles des roches utilisées par Green et Ringwood (1967) au cours de leurs expériences, ne modifiera pas cette conclusion. Les travaux expérimentaux sur les roches basiques sous saturées en silice sont limités aux compositions magnésiennes. Cela ne perturbe en rien l'étude des granulites à grenat du SW malgache, puisque celles-ci sont généralement quartzifères lorsque le rapport XMg est inférieur à 50. La figure 23 fait apparaitre que le champ de stabilité du grenat s'agrandit vers les hautes températures (ou basses pressions) dans les roches sous saturées en silice. Si l'on retient les températures du solidus basaltique à PH_2O égale à 2 Kb comme températures de solidification des magmas hydratées à l'origine des granulites, on constate que l'origine magmatique du grenat est impossible aux pressions considérées : ce minéral apparait au cours de réactions subsolidus. L'expérience menée par Green (1970) sur une anorthosite gabbroïque (de composition similaire au faciès de bordure à grenat coronitique du massif de Saririaky : éch. 272) montre qu'il en est de même pour la formation du grenat dans les massifs anorthositiques occidentaux.

En ce qui concerne l'apparition du grenat dans les roches les plus différenciées (éch 266a), on pourra se référer aux travaux expérimentaux de Green (1972) et Green et Ringwood (1968a et b) effectués sur des andésites calco-alcalines. Dans ces roches, le grenat pourrait être une phase liquidus pour une pression supérieure à 9 Kb. Ce qui laisse supposer que ce minéral peut apparaitre proche du solidus à plus basse pression. Remarquons toutefois, que ces expériences ont été réalisées en conditions hydratées, avec une pression d'eau élevée, puisqu'elle se situerait entre 25 et 50 % de la pression totale. Ainsi à 10 Kb, le grenat apparait en dessous de 940° C : compte tenu de la pente (positive) de la courbe d'apparition du grenat, il est évident que ce minéral sera une phase magmatique dans les roches les plus différenciées, du SW malgache, entre 7 et 8 Kb, uniquement si les températures du solidus de celles-ci sont sensiblement inférieures à celles du solidus des métabasites (entre 800 et 900° C ?).

La figure 23 nous permet d'expliquer autrement que par une dispersion des résultats, les écarts entre les températures extrêmes obtenues grâce au géothermomètre clinopyroxène-grenat. Les valeurs comprises entre 890° C et 710° C, pourraient indiquer les températures de la première apparition (subsolidus) du grenat au cours de l'évolution rétrograde dans des roches de compositions chimiques variées. Cependant, la rareté des valeurs maximales et la faible intensité de la zonation des minéraux supposeraient généralement une réhomogénéisation intracristalline dans les conditions de températures de l'ordre de 750° - 800° C. Ces températures moyennes marqueraient les conditions de l'équilibre régional (correspondant aux réajustements thermiques entre roches encaissantes et roches magmatiques) qui a régné après la mise en place du complexe plutonique anorthositique jusqu'à la remontée de ces roches à l'affleurement. Ou bien, elles refléteraient les conditions de blocage de la diffusion intracristalline, variables en fonction de la chimie des minéraux (influence du calcium dans le grenat ?) et ne marqueraient, alors, aucun événement particulier dans la course rétrograde pression-température de ces roches et des formations encaissantes. Dans un cas comme dans l'autre, on se heurte au problème des relations entre temps de résidence dans des

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

conditions P-T données et influence de la rapidité de refroidissement et de décompression sur diffusion intracristalline, problème lié à l'ignorance de l'aspect vélocimétrique des géothermomètres classiques.

Le grenat coronitique d'Anabohitsy :

La formation du grenat coronitique dans la métatroctolite d'Anabohitsy mérite une attention particulière. La variété des minéraux qui interviennent dans les couronnes : grenat seul, grenat et clinopyroxène, grenat et orthopyroxène, la présence ou l'absence de couronnes à quelques millimètres d'intervalle, illustrent très bien l'influence de l'activité des éléments sur les compositions minéralogiques des métabasites (chapitre II, paragraphes 3B et C) : j'ai en effet remarqué précédemment (2e partie de ce chapitre, A) que la composition du plagioclase primaire contrôlait la présence et la nature des minéraux coronitiques qui se forment autour de l'olivine. Par ailleurs, la présence du grenat dans l'échantillon 172a, plus magnésien que l'échantillon 172 dans lequel ce minéral est absent, suggère une influence de l'activité de la silice et/ou de celle de l'eau (voir chapitre II, 3B). Withney et Mc Lelland (1973), Mc Lelland et Withney (1977, 1980a, 1980b) ont étudié en détail les processus de formation du grenat dans les métagabbros des Adirondacks. Ces roches ont des compositions et une minéralogie tout à fait similaires à celles des métatroctolites du SW malgache. Ces auteurs montrent l'influence de la mobilité des éléments sur la coronitisation. Ils proposent une réaction complexe d'apparition du grenat dans un système où l'aluminium est considéré comme fixe. Cette réaction s'écrit :

4 (y + 1 + w) Anorthite + 4k (y + 1 + 2w) Olivine + 4 (1 - k)(y + 1 + 2w) Fe oxide + 8 (y + 1) - 4 k (y + 1 + 2w) Opx = 2 (y + 1) Grenat + 2 (y + 1 + 2w) Clinopyroxène + 4w Spinelle

dans laquelle : y est fonction de la composition du plagioclase ; y est égal ou supérieur à 1 lorsque la teneur en anorthite du plagioclase est égale ou supérieur à 33 (le grenat n'apparait pas si le plagioclase est plus sodique que cette valeur).

w mesure la mobilité de la silice et est compris entre 0 et 2, w est égal à zéro lorsque la silice est parfaitement mobile, et égale 2 lorsque cet élément est immobile. Les autres éléments sont considérés comme parfaitement mobiles (à l'exception de l'alumine).

k varie entre 0 et 1 ; ce coefficient est égal à 1 lorsque l'olivine intervient seule dans la réaction de formation du grenat, et k est égal à 0 si seuls les oxydes sont impliqués.

Malgré sa complexité, cette réaction ne peut parfaitement rendre compte des échanges interminéraux dans les métagabbros malgaches, puisqu'elle ne fait pas intervenir l'amphibole et la biotite. Cependant, elle va nous permettre d'expliquer la variété des assemblages coronitiques. En effet, en jouant sur les coefficients de la réaction, on constate que l'orthopyroxène peut être un réactif (couronne interne à orthopyroxène) ou un produit (symplectite à grenat et orthopyroxène) ou simplement être absent de l'assemblage réactionnel, conformément aux observations pétrographiques de la métatroctolite d'Anabohitsy.

Cette réaction de Mc Lelland et Withney (1980a) est la somme de cinq réactions partielles dont :

8 Na^{+} + (16-8w) Si^{4+} +4w $(Mg, Fe)^{2+}$ + (4 + 4w) Anorthite = 8 Albite + 4w Spinelle + (4 + 4w) Ca^{2+}

qui intervient, à l'intérieur du plagioclase, lorsque des molécules d'anorthite sont consommées

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

dans une réaction impliquant les minéraux ferromagnésiens. Lorsque w=2 (silice immobile), la réaction partielle s'écrit :

$$2\ Na^{+} + 2\ (Mg, Fe)^{2+} + 3\ Anorthite = 2\ Albite + 2\ Spinelle + 3\ Ca^{2+}$$

Cette réaction, responsable du clouding du plagioclase, montre que celui-ci est directement lié à l'immobilité de la silice (et de l'alumine). Elle met en évidence le lien étroit qu'il existe entre l'acidification du plagioclase et le clouding. L'abondance des inclusions du spinelle et la zonation du plagioclase autour de ces inclusions démontrent la faible mobilité de la silice dans les métatroctolites d'Anabohitsy.

La figure 24A montre la relation qui lie la formation du grenat à la mobilité de la silice, aux phases ferromagnésiennes réactives (coefficient k) et à la teneur en magnésiun du système, caractérisée par le rapport XMg de l'orthopyroxène (XMg-Opx est généralement voisin du XMg de la roche). Le grenat apparait au dessus des courbes XMg-Opx. Lorsque la silice est mobile, on constate que le grenat apparait pour toutes les valeurs de k si la roche est ferrifère, mais ne se formera pas lorsque la mobilité de la silice diminue (w>0,5). Par contre, le grenat existera dans les roches magnésiennes lorsque la silice est relativement immobile dans des réactions impliquant l'olivine. Sur la figure 24A, on constate que pour des valeurs de w comprises entre 0,8 et 1,6, le grenat peut se former dans l'échantillon 172a pour lequel XMg-Opx ≈ 0,65 tandis qu'il est absent de l'échantillon 172 dans lequel XMg-Opx ≈ 0,55. L'influence de l'immobilité de la silice sur l'apparition du grenat est clairement exprimée dans le cas extrême où k = 1, (roche sans oxydes de fer) représenté sur la figure 24B.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre VI

GNEISS ET LEPTYNITES DU SUD MALGACHE : ASSOCIATIONS A SPINELLE - QUARTZ, KORNERUPINE - SAPHIRINE, GRANDIDIERITE - QUARTZ

Résumé :

Gneiss et leptynites montrent que le métamorphisme est catazonal dans la majeure partie du Sud malgache. Les conditions mésozonales sont limitées à la partie NW de la formation du Vohibory où l'on rencontre des micaschistes à deux micas et des quartzites à disthène. Le faciès amphibolite de type Barrow, dans la formation du Vohibory, passe au faciès granulite de haute pression dans la formation d'Ampanihy (gneiss et leptynites à Ga-Sill-Graphite). Dans la partie orientale de cette formation et dans le système Androyen, au SE de l'île, la présence ubiquiste de la cordiérite en association avec l'orthopyroxène et/ou le grenat, témoigne des conditions du faciès granulite de pression intermédiaire : cette évolution est en accord avec celle mise en évidence dans les métabasites (chap. III et V). Dans le SE, un épisode anatectique a une grande extension régionale. Il est à l'origine de gneiss rubanés migmatitiques à sept phases : Q-Pl-Fk-Ga-Cord- Sill-Biot-(Sp) et restites peralumineux et biotitiques à saphirine et borosilicates (kornérupine et grandidiérite). La kornérupine pourrait s'être formée par fusion incongruente de la tourmaline au cours de l'anatexie. Des mesures U-Pb sur zircon d'un filon granodioritique à grenat produit par cet épisode migmatitique, suggèrent un âge panafricain (~560 MA) pour celui-ci. Des leptynites à Sp-Q et à orthopyroxène relativement alumineux-Ga-Cord supposent des températures élevées (≥ 850 °C ?) pour le métamorphisme de pression intermédiaire du SE. Enfin, plusieurs de ces gneiss témoignent d'un épisode de décompression.

I - APERCU SUR LE METAMORPHISME DES METASEDIMENTS DANS LE SUD MALGACHE

D'une manière générale, les gneiss pélitiques et micaschistes sont peu abondants dans les formations précambriennes où les faciès quartzo-feldspathiques dominent. Par ailleurs, dans le SW malgache, l'absence de relief est peu favorable à la mise à l'affleurement de ces roches tendres. Les conditions du début du faciès amphibolite sont limitées au NW de la formation du Vohibory et le degré du métamorphisme augmente rapidement vers le Sud et vers l'Est : la muscovite (dans des micaschistes à deux micas et grenat) et le disthène (dans des quartzites à mica blanc et graphite) se localisent dans le Nord de ce secteur, tandis que dans la plus grande partie de la formation (jusqu'au SE de l'île), le silicate d'alumine est la sillimanite prismatique (à l'exception du disthène de l'anorthosite à corindon d'Anavoha : chap. III) et la muscovite est absente ; les gneiss migmatitiques, généralement amphiboliques, occupent la majeure partie de la formation du Vohibory. Ils sont à hornblende verte, plagioclase, biotite, grenat, quartz et plus rarement diopside, épidote et feldspath potassique. Une actinote, en disposition épitaxique sur la hornblende verte (photo 1), rappelle les structures observées expérimentalement par Büsch et al (1974 : photo 16) au cours de la fusion incongruente de la biotite. Les gneiss silico-alumineux, leucocrates, sont à quartz, plagioclase, biotite, grenat, sillimanite ; le feldspath potassique est rare et la cordiérite est exceptionnelle dans le groupe du Vohibory (voir paragraphe II).

Les leptynites et les gneiss à graphite et parfois sillimanite (paragraphe III) sont abondants dans la formation d'Ampanihy (fig. 1 de la note du paragraphe IV et chapitre précédent). Ces leptynites sont à quartz, plagioclase, feldspath potassique et souvent grenat et sillimanite ; la biotite est rare. Le graphite est en proportion élevée (environ 5 % de la roche, Noizet, 1969). Des leptynites (sans graphite) à grenat, sillimanite, mésoperthite et quartz contiennent du spinelle vert : celui-ci est parfois en contact avec le quartz ou bien séparé le plus souvent par un fin liseré de cordiérite, plus rarement, par une couronne de sillimanite (paragraphe VI). Dans la formation d'Ampanihy, je n'ai rencontré ces roches que dans les environs du village d'Ampanihy (éch. 167) et à l'ouest du Massif de Saririaky (éch. 181), deux secteurs où les métabasites granulitiques sont particulièrement abondantes. Cependant, la présence de ces leptynites à Sp-Q en d'autres points est vraisemblable, car d'un aspect très banal, elles passent inaperçues. Ce faciès est, par contre, très abondant dans les formations androyennes (fig. 1 de la note du paragraphe IV) (éch. 217) et a été mentionné par Noizet (1969), Rakotondratsima (1983) et Rakotondrazafy (1985).

La cordiérite devient abondante dans la partie orientale du groupe d'Ampanihy (elle est exploitée comme pierre de joaillerie aux environs du village de Bekily) : l'isograde de son apparition pourrait coincider avec celui de la disparition de l'assemblage Cpx-Ga-Q dans les métabasites. Plus à l'Est, dans le système Androyen, elle est ubiquiste dans des gneiss migmatitiques à sept phases : Q-Pl-Fk-Ga-Biot-Sill-Cord et, plus rarement, spinelle vert et grandidiérite (paragraphe IV) ; des niveaux biotitiques peuvent contenir de la kornérupine et de la saphirine (Mégerlin, 1968 et paragraphe V). Des charnockites sensu stricto, en bancs, sont associées à des granulites à deux pyroxènes. Les gneiss leucocrates à silicates anhydres à Q-Pl-Fk-Ga-Opx ou Sill-Cord ± Biotite sont abondants dans cette partie SE de l'île (paragraphe VI).

En conclusion, dans le Sud malgache, le degré du métamorphisme croît, d'Ouest en Est, depuis les conditions du début du faciès amphibolite de type barrovien jusqu'à celles du faciès "granulite de haute pression", puis celles de plus basse pression, du faciès "granulite de pression intermédiaire". Il faut remarquer l'apparente prépondérance des gneiss à biotite dans la formation d'Ampanihy, tandis que les gneiss leucocrates à Opx abondent dans le système Androyen.

Je vais, dans les pages qui suivent, étudier quelques échantillons sélectionnés pour leurs intérêts pétrologiques et thermo-barométriques.

II - LE GNEISS A SILL-GA-CORD-FK D'ANAVOHA

Au voisinage du massif d'amphibolites à Sa-Co, un gneiss sombre, au grain grossier et irrégulier (millimétrique à centimétrique), contient du quartz, de la biotite, du feldspath potassique, du grenat et de la cordiérite (éch. 55b). On note l'absence du plagioclase. Le grenat, xénomorphe, a une taille variable entre quelques millimètres et deux centimètres. Ces gros cristaux contiennent du quartz, de la biotite, plus rarement du spinelle vert et de la sillimanite. Ce dernier minéral est également inclus dans la cordiérite de la matrice. Les pôles almandin et pyrope totalisent 95 % de la composition du grenat : avec 60 à 70 %, le composant almandin domine largement (tableau 1-A). Les petits cristaux de grenat sont faiblement zonés (an. 9 et 10). A l'intérieur des gros grenats (an. 7), la composition, plus magnésienne que celle des petits cristaux, est assez irrégulière et les pôles almandin et pyrope varient de 5 %. Par contre, une zonation est bien marquée vers la périphérie (an. 1) où le composant almandin s'enrichit de 7 à 10 % au détriment du pyrope, atteignant ainsi la composition des petits cristaux. Le pôle grossulaire, faible (~ 3 %, tableau 1), ne montre pas de zonation. Ceci s'explique par l'absence

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	Biot 7	Ga 7(C)	Ga 1(B)	Ga 9(C)	Biot 10	Ga 10(B)	Cord 10	Fk 11
SiO2	37,73	39,26	39,30	38,76	36,22	38,85	48,98	62,99
Al2O3	18,94	22,69	22,43	22,24	17,39	22,23	33,73	18,77
Cr2O3	0,07	0,09	-	-	0,13	-	-	-
TiO2	0,07	-	0,04	-	2,09	-	0,03	0,06
MgO	19,92	9,34	7,54	6,85	12,33	6,52	9,86	-
FeOt	8,79	27,69	31,20	31,69	15,71	32,32	5,52	-
MnO	0,05	0,22	0,26	0,24	0,07	0,36	-	0,10
CaO	0,08	1,20	1,10	0,94	-	1,26	-	-
Na2O	0,43	-	-	-	0,15	0,03	0,09	1,16
K2O	7,46	-	-	-	10,28	-	0,03	14,54
Total	93,55	100,50	101,87	100,72	94,37	101,57	98,24	97,70
Si	5,479	5,990	6,005	6,010	5,504	5,998	4,979	2,968
Al	3,241	4,079	4,041	4,066	3,116	4,047	4,042	1,042
Cr	0,008	0,011	-	-	0,016	-	-	-
Ti	0,008	-	0,005	-	0,239	-	0,002	0,002
Mg	4,313	2,124	1,717	1,583	2,793	1,500	1,494	-
Fe	1,067	3,533	3,988	4,110	1,997	4,173	0,469	-
Mn	0,007	0,029	0,034	0,032	0,009	0,047	-	0,004
Ca	0,013	0,196	0,180	0,156	-	0,208	-	-
Na	0,122	-	-	-	0,044	0,009	0,018	0,106
K	1,383	-	-	-	1,993	-	0,004	0,874
XMg	80				58		76	
Alm		60,1	67,4	69,9		70,4		
Py		36,1	29	26,9		25,3		
Gros.		3,1	3	2,7		3,5		
Sp		0,5	0,6	0,5		0,8		
Ab								10,9
Or								89,1

Tableau 1 A - Analyses chimiques des minéraux d'un gneiss à cord-ga d'Anavoha (éch. 55B). Grenat 7 et 1 : coeur et bordure d'un cristal centimétrique, biot. 7 : biotite inclus dans ce grenat ; 9-10-11 : minéraux de la matrice.

	Biot I	Ga I(C)	Pl I(C)	Biot 2	Ga 2(B)	Pl 2(B)
SiO2	35,91	37,90	60,29	36,96	38,45	60,14
Al2O3	18,44	22,79	24,70	19,10	22,92	25,68
Cr2O3	0,04	-	-	0,06	-	-
TiO2	5,62	0,02	-	5,23	0,06	-
MgO	10,33	6,01	-	10,90	6,10	-
FeOt	16,13	31,47	-	15,65	30,89	0,15
MnO	0,08	1,41	0,17	0,09	1,36	0,05
CaO	-	1,30	5,63	-	1,20	6,01
Na2O	0,05	-	8,40	0,07	-	8,05
K2O	10,09	-	0,57	9,93	-	0,16
Total	96,69	100,97	99,79	97,99	101,00	100,24
Nbre oxy.	22	24	32			
Si	5,325	5,905	10,779	5,368	5,957	10,673
Al	3,222	4,185	5,205	3,269	4,185	5,371
Cr	0,005	-	-	0,007	-	-
Ti	0,627	0,003	-	0,571	0,007	-
Mg	2,283	1,396	-	2,361	1,409	-
Fe	2,000	4,101	-	1,901	4,002	0,022
Mn	0,011	0,186	0,026	0,011	0,179	0,008
Ca	-	0,217	1,078	-	0,200	1,143
Na	0,013	-	2,914	0,020	-	2,769
K	1,909	-	0,130	1,841	-	0,037
XMg	53			55		
Alm		69,5			69,2	
Py		23,7			24,4	
Gro.		3,6			3,3	
Sp		3,2			3,1	

Tableau 2 A - Analyses chimiques des minéraux du gneiss à sillimanite et graphite de Tranoroa.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

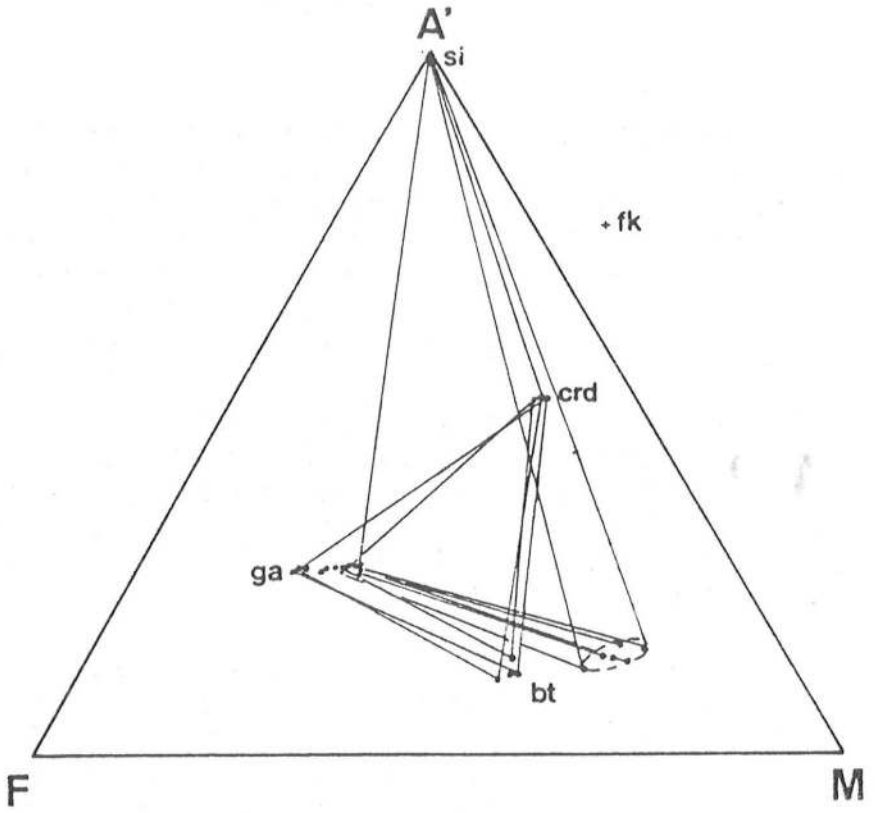


Figure 1 - Représentation des minéraux du gneiss à Cord-Ga d'Anavoha dans le diagramme AFM.

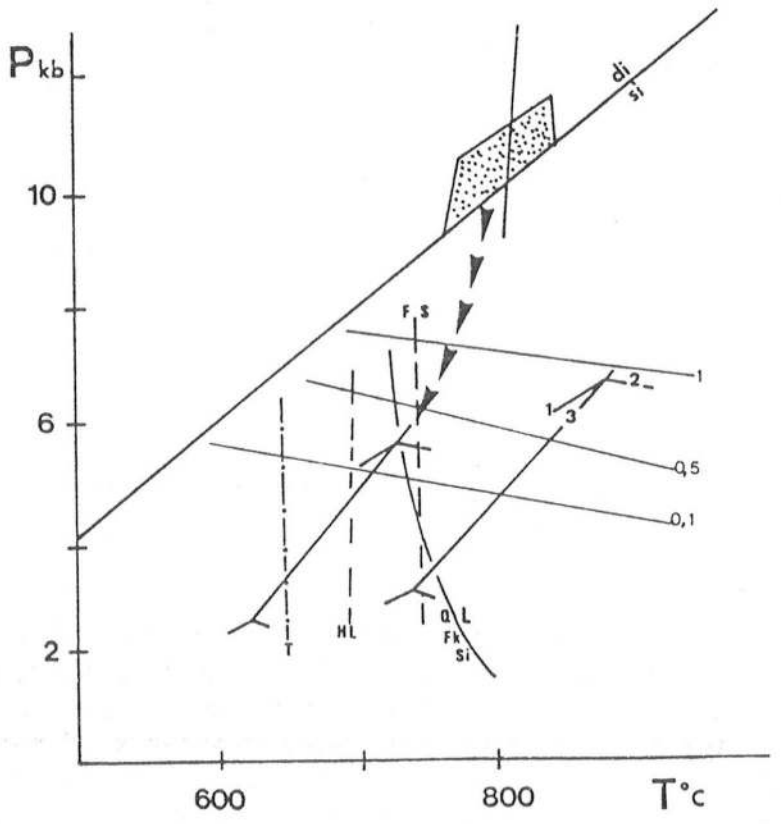


Figure 2 - Mise en évidence d'une décompression depuis les conditions d'équilibre des amphibolites à Sa-Co (champ pointillé) et granulites associées (ligne pleine recoupant le champ précédent) jusqu'à celle du gneiss à Cord-Ga. Géothermomètre (voir tableau 1-B : lignes tirets : Ga-Biot ; ligne mixte : Cord-Ga ; traits fins : stabilité de l'assemblage Q-Sill-Ga-Cord pour X Fe-Cord = 0,25 et aH_2O = 0,1 ; 0,5 et 1 (Lonker, 1981). Lignes épaisses : réactions (1), (2) et (3) pour PH_2O = Pt à hautes températures et PH_2O = 0,4 Pt à plus basses températures (Holdaway et Lee, 1977). Fusion de l'assemblage Q-Fk-Sill pour PH_2O = 0,4 Pt.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

d'une autre phase calcique, en particulier, le plagioclase : il est clair que ce minéral n'est intervenu à aucun stade de la formation du grenat. La cordiérite associée au feldspath potassique, à la biotite et au quartz de la matrice, entoure partiellement le grenat et inclut de rares cristaux de sillimanite. Elle est magnésienne (XMg = 75) et de composition homogène. La biotite de la matrice peut être légèrement corrodée par de fines symplectites leucocrates (Q + Cord ?) ; elle a une composition homogène dans la matrice (XMg = 58 à 61), par contre les inclusions dans le grenat sont plus magnésiennes et de composition variable avec XMg entre 70 et 80 %.

Les analyses des minéraux de l'échantillon 55b sont portées dans le diagramme A'FM de la figure 1. Notons les variations de la composition du grenat : les points les plus proches du pôle F représentent les compositions des petits grenats. Les biotites incluses dans le grenat et celles de la matrice se distinguent nettement. Notons que les rapports XMg de la cordiérite et de ces biotites sont identiques, comme l'ont signalé Gil Ibarguchi et Martinez (1982) et Brown (1983).

Le caractère relictuel de la sillimanite incluse dans le grenat et la cordiérite, l'aspect corrodé du mica, la présence de cordiérite autour du grenat suggèrent que sillimanite, biotite et grenat sont les réactants de réactions produisant la cordiérite et le feldspath potassique. La sillimanite dans le grenat n'est jamais en contact avec la biotite et le quartz ; la formation de la cordiérite, très magnésienne, au détriment du grenat, contribue à enrichir le résidu de ce dernier en fer. L'association cordiérite + Fk dans la matrice à biotite et quartz implique la réaction continue :

$$\text{Biot} + \text{Sill} + \text{Qz} = \text{Cord} + \text{Fk} + H_2O \qquad (1)$$

tandis que la cordiérite entourant le grenat provient sans doute de la décomposition de ce dernier au cours de la réaction continue :

$$\text{Ga} + \text{Sill} + \text{Qz} + H_2O = \text{cordiérite} \qquad (2)$$

L'intersection de ces deux réactions continues définit la réaction univariante (pour XH_2O fixée ; fig. 2)

$$\text{Biot} + \text{Sill} + \text{Qz} = \text{Ga} + \text{Cord} + \text{Fk} + H_2O \qquad (3)$$

(Holdaway et Lee, 1977). L'implication simultanée des deux réactions continues (1) et (2) responsables de la formation de la cordiérite et la zonation du grenat, suggèrent une course P-T rétrograde le long de la réaction 3 (fig. 2).

L'application des géothermobaromètres utilisant les couples grenat - biotite et grenat - cordiérite nous permet d'estimer les conditions de cette décompression (tableau 1 B et fig. 2). Les écarts de températures entre les différentes calibrations du couple biotite-grenat sont de l'ordre de 50 à 70°C. La température évaluée grâce à la périphérie des petits grenats et les biotites de la matrice, est voisine de 700° ± 30° C ; celle obtenue à partir du couple cord-ga est inférieure d'une cinquantaine de degrés (tableau 1 B). Les températures obtenues en utilisant les biotites en inclusions dans un gros grenat sont données dans le tableau 1 B (couples 2 à 8) : elles sont faibles et dispersées entre 550 et 650°C. Brown (1983) et Gil Ibarguchi et Martinez (1982) considèrent que ces températures sont les témoins du stade précoce prograde. Tracy et al (1976) et Indaris et Martignole (1985) pensent que seuls les minéraux de la matrice

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

qui ne sont pas en contact, permettent de définir la température maximale du métamorphisme tandis que les minéraux en contact ou en inclusions sont affectés par des échanges Fe-Mg tardifs : les températures obtenues donneraient (peut-être) des informations sur le refroidissement. La distribution relativement désordonnée du fer et du magnésium entre inclusions et grenat adjacent (tableau 1 B) est en accord avec cette deuxième hypothèse.

		T° C (à 5 Kb)			
		Kd	FS	Th	HL
Couple Biot-Ga	2	0,15245	529	557	545
"	3	0,1779	579	596	579
"	4	0,1927	607	617	598
"	5	0,1922	606	617	597
"	6	0,1715	566	586	571
"	7	0,1488	522	551	540
"	8	0,2108	640	643	620
"	10	0,2570	725	705	673
Couple Cord-Ga	10	0,1158		645	630

Tableau 1 B - Géothermomètre Biot-Ga et Ga-Cord dans le gneiss à cord-ga d'Anavoha (éch. 55B) ; 2 à 8 : inclusions de biotite depuis la bordure jusqu'au coeur d'un gros grenat. 10 - Biotite - Grenat (bordure d'un petit cristal) et Cordiérite de la matrice (Ferry et Spear, 1978 ; Thompson, 1976 ; Holdaway et Lee, 1977).

La composition chimique de la cordiérite nous permet d'évaluer la pression d'équilibre du gneiss d'Anavoha. Cependant, cette méthode est relativement imprécise à cause de l'influence de l'eau sur le domaine de stabilité de la cordiérite et de l'imprécision des études expérimentales et théoriques : sur la figure 2, la courbe de stabilité de la cordiérite (avec XFe = 0,25) en équilibre avec le grenat, la sillimanite et le quartz est déplacée de plusieurs kilobars lorsque l'activité de l'eau varie entre 0,1 et 1 (Lonker, 1981). De même, les positions des réactions (1) (2) et (3) dans le champ P-T sont très variables en fonction de la pression partielle d'eau. Dans le cas présent, la PH_2O est nécessairement égale ou inférieure à 0,4 Pt afin que la réaction (3) se situe du côté basses températures de la courbe de fusion de l'assemblage Q-Fk-Sill : en effet, le gneiss ne montre pas de trace de fusion partielle. Dans ces conditions, la température à laquelle se réalise cette réaction (pour XMg Cord = 76) est en accord avec les températures estimées précédemment. La présence de biotite en abondance et l'absence d'orthopyroxène excluent que PH_2O soit inférieure à 0,3 Pt.

En résumé, le gneiss à cord-ga d'Anavoha s'est équilibré à une température de l'ordre de 700°C, une pression de 5 à 6 Kb et une pression partielle d'eau comprise entre 0,3 et 0,4 Pt. Cette estimation témoigne d'une décompression quasi-isotherme depuis les conditions mises en évidence dans les amphibolites et anorthosites à sa-ga avoisinantes (Pt ~ 9 - 11,5 Kb ; T°C = 750°-800° ; chap. III).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

III - LES GNEISS A GRAPHITE ET SILLIMANITE DE LA FORMATION D'AMPANIHY

La rivière Menarandra a dégagé de beaux affleurements de gneiss à sillimanite-grenat qui sont bien visibles au radier de la RN 10, à proximité du village de Tranoroa (éch. 109 : localisation fig. 15, chap. V). Ces roches sont affectées de plis droits pluri-décimétriques d'axe subméridien. Ces plis post schisteux montrent localement une schistosité de pli fracture aux coeurs des charnières. La minéralogie du gneiss est : quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, grenat et graphite ; le feldspath potassique est absent ; le grenat est dépourvu d'inclusions. Dans le lit de la Menarandra, une lentille décamétrique granitoïde recoupe les gneiss : la roche hololeucocrate, à texture équante, n'est pas affectée par la foliation régionale. Grenat, biotite et gerbes centimétriques de sillimanite sont irrégulièrement répartis dans un agrégat de quartz, plagioclase et mésoperthite : la texture de cette roche et sa composition minéralogique (métamorphique) en font un exsudat granitique synmétamorphe.

Les compositions des minéraux d'un gneiss à grenat-sillimanite-graphite (éch. 109) sont données dans le tableau 2 A et les estimations P-T dans le tableau 2 B. Les analyses numérotées "1" sont celles des coeurs des minéraux tandis que les autres assemblages sont ceux des bordures des cristaux. La zonation des différents minéraux est faible. La teneur en titane de la biotite est élevée avec 0,46 à 0,63 atomes par formule structurale : selon les subdivisions approximatives de Schreurs (1985, p. 118), ces valeurs indiqueraient des températures supérieures à 750° C. Le pourcentage en anorthite du plagioclase augmente très légèrement du coeur vers la périphérie (tableau 2 A). Le grenat, de composition homogène, est constitué essentiellement des pôles almandin et pyrope. Les pôles grossulaire et spessartine voisinent chacun les 3 %. Une très légère diminution de la teneur en calcium à la bordure du grenat est à mettre en parallèle avec la variation de la composition du feldspath : ces modifications inverses témoignent de la formation de plagioclase calcique en réponse à une légère baisse de la pression (e.g. Ghent, 1976). Les estimations de températures obtenues grâce aux géothermomètres biot-ga varient, selon les auteurs, entre 700 et 800°C (tableau 2 B). Avec une même calibration, l'écart de température est faible entre le coeur et la périphérie des minéraux (~ 30°).

		T°C			
		Kd	Fs	Th	HL
Couple Biot-Ga	1 (C)	0,2982	799	758	717 à 5 Kb
			809	774	725 à 7 Kb
	2 (B)	0,2823	773	739	701
			782	755	709
	5 (B)	0,2764	760	730	694
			769	746	701

					P (Kb)	
		VAlm	Vpyr	XAn	700°	800°
Assemblage Q-Sill-Ga-Pl	1 (C)	123	122	0,262	6,0	7,7
(Newton et Haselton,	2 (B)	122	122	0,289	5,1	6,6
1981)	3 (B)	123	121	0,281	5,1	6,7
	4 (B)	123	122	0,285	5,3	6,8

Tableau 2 B - Evaluations P-T dans le gneiss à sill-ga-graphite de Tranoroa (Fs, Th, HL voir tableau 1B ; C et B : coeur et bordure des minéraux).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

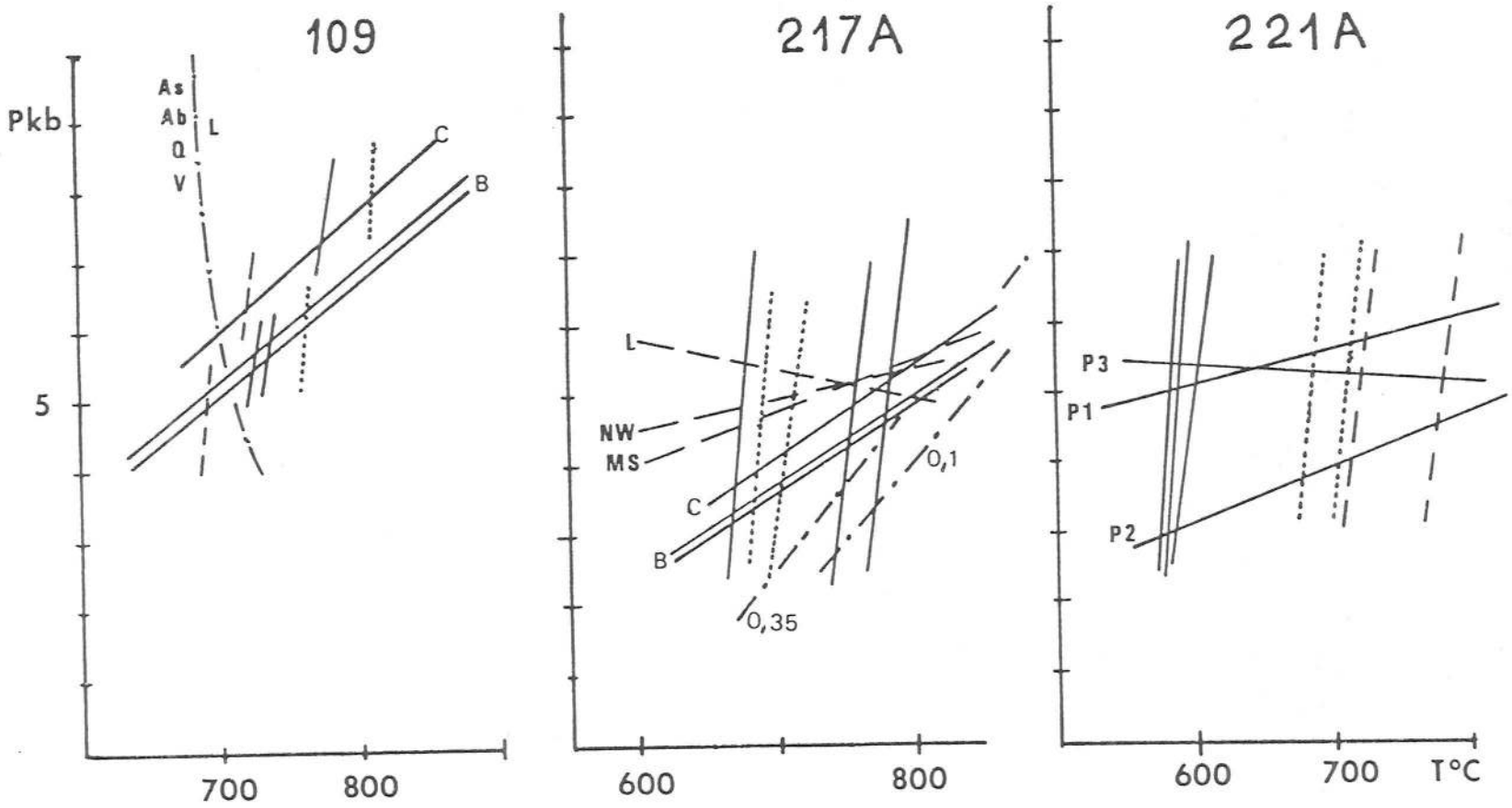


Figure 3 - Estimations des pressions et températures de 3 métasédiments du Sud malgache (voir localisation fig. 15 du chapitre V)
- éch. 109 : gneiss à sill-ga-graphite de Tranoroa. Géothermomètre biot-ga : pointillé (FS) ; trait plein (Th) ; tiret (HL) : voir tableau 1 B pour les abbréviations. Géobaromètre ga-sill-pl-Q (Newton et Haselton, 1981) pour les coeurs (C) et les bordures (B) des minéraux. Courbe de fusion à PH_2O = 0,6 Pt de Brown (1983).

- éch. 217 : leptynite à Sp-Q. Géothermomètre sp-cord : trait plein (Vielzeuf, 1984) ; cord-ga : pointillé (Th et HL non distingués). Géobaromètre : ga-pl-sill-Q : trait plein (Newton et Haselton, 1981) ; cord-ga-sill-Q : tiret (Lonker, 1981 ; Newton et Wood, 1979 ; Martignole et Sisi, 1981). sp-sill-ga-Q : trait mixte pour ln K = 0,35 et 0,1 (Bohlen et al, 1986).

- éch. 221 a : leptynite à Opx-ga-cord. Géothermomètre biot-ga : trait plein (HL, Th, FS non distingués) ; cord-ga : pointillés (HL, Th non dist.) ; Opx-ga : tirets (SB et H non dist.). Géobarométrie Opx-Ga-Pl-Q : P1, P2, P3 (voir tableau 6B).

L'assemblage Ga-Sill-Pl-Q permet d'évaluer la pression : en utilisant les coeurs des minéraux, P varie entre 6 et 8 Kb entre 700 et 800°C (tableau 2 B et fig. 3). Ces conditions P-T se situent à la limite inférieure des estimations thermodynamiques dans les métabasites de la partie occidentale de la formation d'Ampanihy, mais sont supérieures à celle de l'échantillon oriental 118 (fig. 16, chap. V). Les calculs faits à partir des bordures des minéraux suggèrent une décompression depuis les conditions paroxysmales.

A l'exception de la lentille granitique, les gneiss à sill et graphite ne montrent pas de trace de fusion partielle. De ce fait, les températures et pressions estimées imposent que la pression d'eau était inférieure à 0,6 Pt. En présence de graphite, le CO_2 et le méthane vont compenser le déficit de la PH_2O au cours de la réaction $2\ C + 2\ H_2O = CO_2 + CH_4$ (e.g. Tyler et Ashworth, 1982) de telle manière que la pression fluide sera identique à la pression lithostatique.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Precambrian Research, 28 (1985) 175—185
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam — Printed in The Netherlands

IV- LES GNEISS RUBANÉS À CORDIÉRITE ET GRENAT D'IHOSY: UN MARQUEUR THERMO-BAROMÉTRIQUE DANS LE SUD DE MADAGASCAR

CHRISTIAN NICOLLET

Centre Universitaire Régional de Tuléar (Madagascar) et Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes, U.S.T.L. 34060, Montpellier (France)

(Received December 12, 1983; revision accepted September 27, 1984)

RÉSUMÉ

Nicollet, C., 1985. Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le sud de Madagascar. Precambrian Res., 28: 175—185.

Le Précambrien de Madagascar représente une portion de la ceinture mobile mozambicaine. Certains auteurs considèrent que le sud de l'île montre d'est en ouest, des formations de plus en plus récentes: il s'agit de la séquence 'androyenne', ultramétamorphique à noyaux archéens à laquelle succèdent la séquence du 'Graphite' et la séquence du 'Vohibory'. Les gneiss rubanés et leptynites à cordiérite et grenat ont une répartition générale dans la séquence androyenne. Ces gneiss proviennent de la fusion anatectique de paragneiss. Les géothermomètres et baromètres basés sur les couples grenat—plagioclase, grenat-cordiérite, grenat-biotite nous permettent d'estimer les conditions de cette migmatisation ($T > 700°C$, P_T = 5—5,5 kbar, PH_2O = 0,3—0,4 P_T). Une certaine quantité de leptynites à cordiérite et grenat représente vraisemblablement les leucosomes de cet épisode migmatitique. La présence quasi-systématique dans les gneiss rubanés d'un assemblage à sept phases (quartz + plagioclase + feldspath potassique + grenat + biotite + sillimanite + cordiérite) qui, d'après les données expérimentales, semble ne se former que dans un intervalle de pression et de température limité (T = 690—710°C, P_T = 4—5,7 kbar, PH_2O = 0,2—0,5 P_T) permet de considérer ces gneiss comme des niveaux marqueurs thermobarométriques très précis dans le sud de Madagascar. Cet épisode migmatitique pourrait appartenir à l'orogène panafricaine.

ABSTRACT

Nicollet, C., 1985. The banded cordierite and garnet-bearing gneisses from Ihosy: a geothermo-barometric tracer in southern Madagascar. Precambrian Res., 28: 175—185.

The Precambrian of Madagascar appears to be a part of the Mozambiquian mobile belt. Some authors consider the southern part of the island to be constituted, from east to west, by more and more recent formations, i.e., the ultrametamorphic 'Androyan' sequence with an Archean reworked crust as the oldest one, first followed by the 'Graphite' sequence, then by the 'Vohibory' sequence. The cordierite and garnet banded gneisses and leptynites are widely distributed in the Androyan sequence. These gneisses result from an incipient partial melting of paragneisses. Garnet—plagioclase, garnet—cordierite and garnet—biotite geothermo- and geobarometers allow the estimation of the conditions of this migmatisation ($T > 700°C$, P_T = 5—5.5 kbar, PH_2O = 0.3—0.4 P_T).

0301-9268/85/$03.00 © 1985 Elsevier Science Publishers B.V.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Some cordierite and garnet leptynites represent the leucosomes of this anatectic event. Since previous experiments showed that the seven-phase assemblage (quartz + plagioclase + K feldspar + garnet + biotite + sillimanite + cordierite) only occurs in a limited range of pressure and temperature (T = 690—710°C, P_T = 4—5.7 kbar, PH_2O = 0.2—0.5 P_T), we can consider these gneisses as very precise thermobarometric reference levels in southern Madagascar. This migmatic event may be contemporary with the Pan-African orogenesis.

INTRODUCTION

Le Précambrien de Madagascar est constitué d'anciennes roches, parfois archéennes (Hottin, 1970; Vachette, 1979), fortement tectonisées et métamorphisées au cours d'une histoire polycyclique complexe qui s'est terminée par une reprise générale durant l'épisode panafricain. Les directions tectoniques sub-méridiennes du Précambrien suggèrent que Madagascar constitue une partie de la ceinture mobile Mozambicaine (Besairie, 1973).

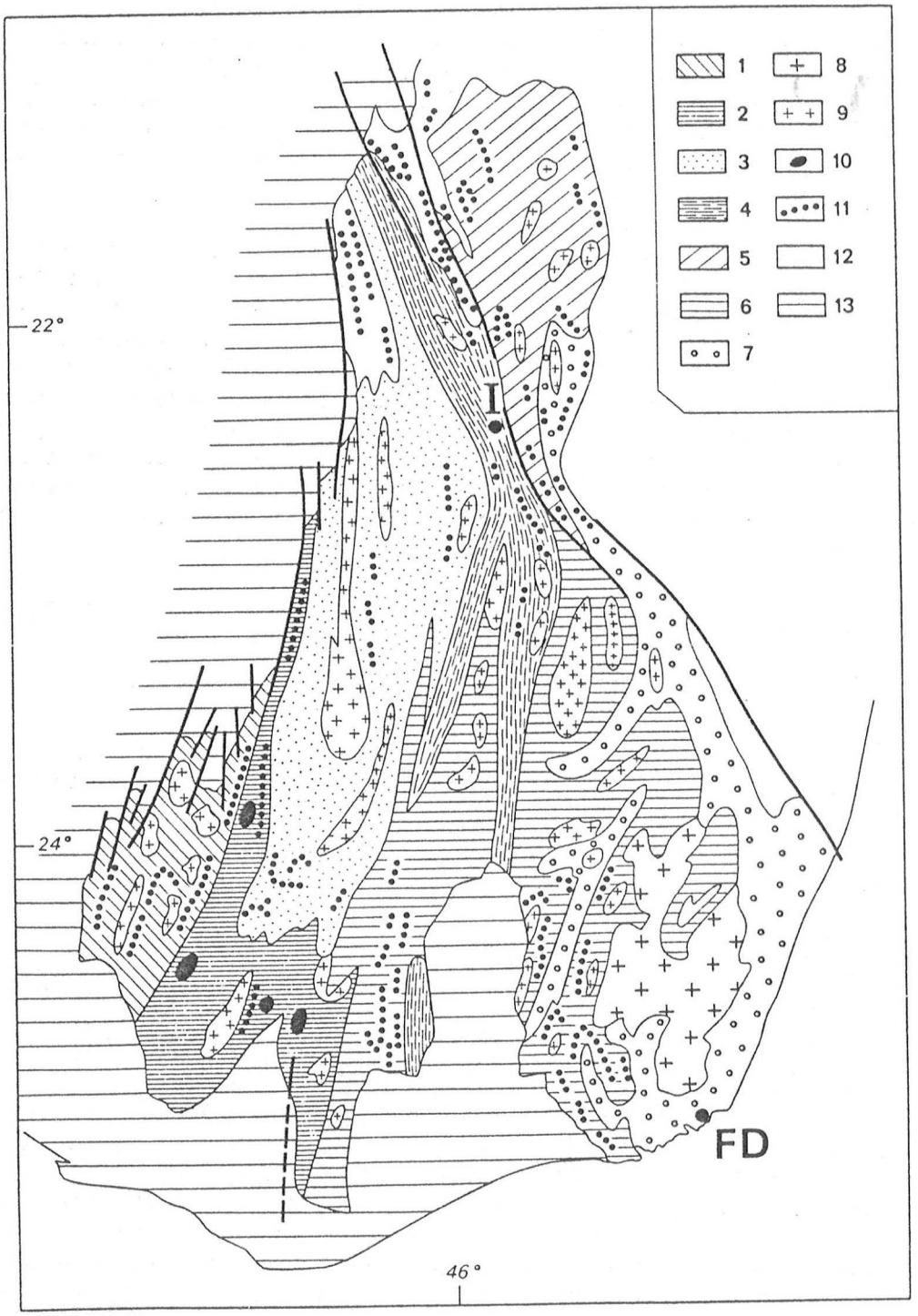
L'intérêt du sud malgache (Boulanger, 1954; De la Roche, 1963; Noizet, 1969; Razafiniparany, 1969; Bazot, 1976, etc.) réside dans le fait que cette région montrerait sur une coupe est—ouest des formations de plus en plus récentes. Besairie (1967) définit ainsi la succession (Fig. 1): séquence androyenne, ultramétamorphique présentant des noyaux archéens (>2,6 Ga: Vachette, 1979), la séquence du Graphite et la séquence du Vohibory (= 1,2 Ga ?: Vachette, 1979). Cette succession qui ne fait pas l'unanimité (e.g., Noizet, 1969; Chantraine, 1970) est certainement une vue simplifiée:

Fig. 1. Carte simplifiée des principales unités pétrographiques du sud malgache (d'après Besairie, 1970 et le 1/1000 000 ème modifiés). Séquence du Vohibory: 1 — Formation du Vohibory: gneiss amphiboliques, amphibolites, marbres. Séquence du Graphite: 2 — Formation d'Ampanihy: gneiss à biotite et/ou amphibole brune, gneiss à graphite, leptynites à grenat. Séquence androyenne: 3 — Formation de l'Horombe: leptynites à grenat (± cordiérite et sillimanite), rares pyroxénites; 4 — Formation d'Ihosy: gneiss rubanés à cordiérite et grenat, leptynites à cordiérite; 5 — Formation de Tsitondroina: migmatites et leptynites; 6 — Formation de Tranomaro: leptynites, gneiss rubanés à cordiérite; cipolins, pyroxénites wernéritiques, wernéritites, charnockites; 7 — Formation de Fort Dauphin: leptynites et gneiss à cordiérite; 8 — Charnockites et granites; 9 — Granites et orthogneiss; 10 — Anorthosites; 11 — Cipolins et marbres; 12 — Précambrien indifférencié; 13 — Formations post précambriennes. I, FD: Villes d'Ihosy et de Fort Dauphin.

Fig. 1. Simplified geological map of the main petrographic series of Southern Madagascar (after Besairie, 1970 and the 1/1000 000 scale map). Vohibory sequence: 1 — Vohibory formation: amphibolitic gneisses, amphibolites, marbles; Graphite sequence: 2 — Ampanihy formation: biotite and/or brown hornblend gneisses, graphite gneisses, garnet leptynites; Androyan sequence: 3 — Horombe formation: garnet leptynites (± cordierite and sillimanite), rare pyroxenites; Ihosy formation: banded cordierite and garnet bearing gneisses, cordierite leptynites; 5 — Tsitondroina formation: migmatites and leptynites; 6 — Tranomaro formation: leptynites, banded cordierite bearing gneisses, cipolins, wernerritic pyroxenites, wernerititites, charnockites; 7 — Fort Dauphin formation: cordierite and garnet leptynites and gneisses; 8 — Charnockites and granites; 9 — Granites and orthogneisses; 10 — Anorthosites; 11 — Cipolins and marbles; 12 — Undifferentiated precambrian; 13 — Post precambrian cover formations. I, FD: Towns of Ihosy and Fort Dauphin.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

177



tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

en effet, il existe vraisemblablement des formations protérozoïques tardives dans la séquence androyenne, comme le suggère l'abondance de formations carbonatées dans certaines régions (Fig. 1). Cette succession permet toutefois de considérer le sud de Madagascar comme une région favorable pour essayer de caractériser les épisodes tectono-métamorphiques qui ont affecté cette portion de la ceinture mobile mozambicaine.

Les principales unités pétrographiques du sud de Madagascar sont représentées sur la Fig. 1. On remarque l'importance des gneiss rubanés et leptynites à cordiérite et grenat dans la séquence androyenne. Noizet (1969) signale que ces gneiss rubanés sont des roches très communes dans le sud-est, formant des bancs que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres. Ils sont particulièrement bien représentés dans la formation d'Ihosy où ils constituent un niveau repère de 1000 à 3000 m d'épaisseur reconnu sur environ 300 km de long (Bazot, 1976). L'association minéralogique des gneiss rubanés rencontrés dans les diverses formations du sud-est est: quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, grenat, cordiérite, sillimanite, spinelle vert, magnétite, ilménite (De la Roche, 1963; Noizet, 1969; Besairie, 1970).

CONDITIONS DE GISEMENT ET ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES DES GNEISS RUBANÉS

Une carrière à l'entrée d'Ihosy (colline de Lalanandro)montre:

— des gneiss finement rubanés sombres et bleutés;
— des gneiss mélanocrates hyperbiotitiques; ces gneiss forment des bancs d'épaisseur généralement décimètrique, lenticulaires et concordants avec la foliation des gneiss rubanés;
— des filons leucocrates, de quelques mètres d'épaisseur, de leucogranites et de granodiorites sécants par rapport à la foliation des gneiss. Besairie (1974) signale un filon de charnockite. A dix kilomètres à l'ouest de la ville d'Ihosy, sur le bord est du plateau de l'Horombe, les gneiss mélanocrates constituent des bancs massifs dépassant la dizaine de mètres d'épaisseur. Ils sont intercalés avec des bancs leucogranitiques concordants. Les assemblages minéralogiques de ces différentes roches sont donnés dans le Tableau I. Les minéraux (à l'exception de ceux en inclusions) sont à l'équilibre. Ils ne sont pas zonés.

Les gneiss rubanés sont composés de l'alternance de niveaux millimètriques sombres et clairs de composition minéralogique identique mais dans lesquels la proportion des minéraux varie. Les minéraux à l'équilibre: quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, grenat, cordiérite, sillimanite composent un assemblage à sept phases étudié par Lee et Holdaway (1977). La cordiérite est abondante en cristaux pluricentimètriques, xénomorphes et poecilitiques, de couleur bleu marine à gris. Il s'agit d'un des plus beaux spécimens de cordiérite du monde (Bariand et al., 1977) exploité comme pierre semi-précieuse ('saphir d'eau'). Elle englobe les autres minéraux et peut contenir

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLEAU I

Assemblages minéralogiques des roches types de la formation d'Ihosy. 1: sillimanite dans la cordiérite, 2: sillimanite + biotite dans le grenat, 3: sillimanite dans le grenat

TABLE I

Mineralogical assemblages for the typical rocks from the Ihosy formation. 1: sillimanite within cordierite, 2: sillimanite + biotite within garnet, 3: sillimanite within garnet

	Ih 12	Ih 11	Ih 1	Ih 2	Ih 4	Ih 10	Ih 5	Ih 7	Ih 6	41C
Quartz	+	+	+	+	+	+	+	+	±	—
Fk	+	±	±	+	+	+	—	—	—	—
Plagioclase	+	+	+	+	+	+	—	—	—	—
Biotite	+	+	+	±	±	—	+	+	+	+
Grenat	+	±	+	—	—	—	+	+	+	—
Cordiérite	+	+	±	±	+	—	+	+	+	+
Sillimanite	+	+	±[1]	+	±[1]	±	±[2]	±[1,3]	—	+
	Gneiss rubanés		Filons leucocrates				Gneiss mélanocrates			

en inclusion des fibres de sillimanite et du zircon à halos pléochroïques jaune orangé. Les lits sombres du gneiss rubané sont riches en sillimanite (contenant environ 1% de FeO) qui inclut de la hercynite (Tableau II), de la magnétite, de l'ilménite et vraisemblablement de la Pyrite. Dans les bandes claires, le contact entre l'andésine (Tableau II) et la mésoperthite rare est souvent jalonné de myrmékite. Le grenat a un diamètre moyen d'un demi-centimètre. Il s'agit d'un almandin avec 22% de pyrope. Biotite et quartz se répartissent sélectivement dans les rubanements millimètriques. Les rubanements clairs s'épaississent parfois et forment des lentilles quartzo-feldspathiques à texture grenue dans lesquelles les minéraux ferromagnésiens sont rares ou absents.

Dans les *gneiss mélanocrates*, la biotite est toujours très abondante; les minéraux felsiques peuvent être absents (par ex. 41C). La paragénèse est: biotite, cordiérite, sillimanite *ou* grenat. Souvent, le quartz est présent (par ex. Ih 5 et Ih 7). Dans les gneiss mélanocrates analysés, provenant du bord du plateau de l'Horombe, la biotite, la cordiérite et le grenat (à l'exception d'un grenat inclus dans une cordiérite dans Ih 5) présentent des rapports Mg/Mg + Fe plus élevés que dans les minéraux du gneiss rubané provenant de la carrière d'Ihosy (Tableau II). Dans les paragénèses à grenat, la sillimanite, lorsqu'elle est présente, est incluse dans la cordiérite et/ou dans le grenat; dans ce deuxième cas, elle peut être associée à de la biotite. Signalons la présence de magnétite et de spinelle vert.

La texture est grenue au coeur des *filons de leucogranites* (Ih 2, Ih 4, Ih 10) de composition minéralogique identique à celle des niveaux clairs des gneiss rubanés. La proportion de quartz est élevée (jusqu'à 40% de l'en-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLEAU II

Composition chimique des minéraux; *grenat inclus dans la cordiérite
(Analyses réalisées au Service Microsonde Sud de l'USTL de Montpellier par A. Leyreloup)

TABLE II

Analyses of minerals; *garnet within cordierite

	Cordiérite			Biotite			Grenat				Plagioclase		FK	Hercynite
	Ih 11	Ih 5	Ih 7	Ih 11	Ih 5	Ih 7	Ih 11	Ih 5	Ih 5*	Ih 7	Ih 11	Ih 10	Ih 10	Ih 11
SiO_2	50,61	50,29	50,37	36,87	37,73	37,53	36,42	37,00	39,26	36,98	58,97	61,31	65,18	—
Al_2O_3	34,59	34,04	34,85	17,21	18,27	18,52	23,36	23,88	22,83	23,84	27,54	27,30	19,48	61,94
FeOt	6,35	5,44	5,84	18,12	15,21	15,12	33,57	26,68	30,76	27,94	—	—	—	35,5
MnO	0,05	0.04	0,07	0,03	0,01	—	1,31	0,26	0,43	0,26	—	—	—	—
MgO	9,41	10,26	10,05	11,81	12,92	12,89	5,70	9,59	4,97	9,63	—	—	—	— 4,77
CaO	0,02	0,04	0,01	—	0,02	0,02	1,16	1,58	2,64	1,53	8,21	7,13	0,09	
Na_2O	0,06	0,10	0,02	0,14	0,14	0,11	—	—	0,01	—	6,74	7,44	1,29	—
K_2O	0,01	—	—	10,44	9,92	9,89	0,04	—	—	0,02	0,15	0,18	15,51	—
TiO_2	—	—	—	4,00	2,28	2,44	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	101,1	100,21	101,21	98,62	96,55	96,64	101,56	99,03	100,90	101,24	101,64	103,36	101,6	102,21
Nombre d'oxygènes		18			22				24			32	32	32
Si	5,009	5,007	4,973	5,416	5,543	5,507	5,714	5,742	6,07	5,701	10,363	10,555	11,85	—
Al	4,037	3,996	4,057	2,981	3,165	3,204	4,312	4,359	4,162	4,325	5,706	5,542	4,17	15,838
Fe	0,526	0,453	0,482	2,226	1,869	1,856	4,390	3,450	3,978	3,590	—	—	—	6,439
Mn	0,004	0,003	0,006	0,004	0,001	— —	0,174	0,034	0,056	0,034	—	—	—	—
Mg	1,388	1,523	1,479	2,586	2,829	2,819	1,342	2,233	1,145	2,228	—	—	—	1,542
Ca	0,002	0,004	0,001	—	0,003	0,003	0,195	0,263	0,437	0,253	1,546	1,315	0,02	—
Na	0,012	0,019	0,004	0,04	0,04	0,031	—	—	0,003	—	2,297	2,484	0,45	—
K	0,001	—	—	1,957	1,86	1,852	0,008	—	—	0,010	0,034	0,04	3,6	—
Ti	—	—	—	0,442	0,252	0,269	—	—	—	—	—	—	—	—
						Alm	71,96	57,69	70,82	58,8	Or 0,87	1,03	88,45	
						Pyr	22	37,34	20,39	36,49	Ab 59,25	64,70	11,06	
						Sp	2,85	0,57	1,00	0,56	An 39,88	34,27	0,49	
						Gr	3,2	4,40	7,79	4,14				

semble des minéraux). Le feldspath potassique (Tableau II) est finement perthitique ou bien forme des exsolutions dans le plagioclase antiperthitique. Celui-ci est légèrement plus sodique que le plagioclase du gneiss rubané (Tableau II). Les myrmékites sont abondantes. La sillimanite, incluse dans la cordiérite forme de rares fuseaux. La cordiérite avec la biotite ou le grenat constituent parfois des amas centimètriques irrégulièrement répartis dans la roche. Un filon de granodiorite (Ih 1) contient du zircon en abondance et des grenats millimétriques régulièrement répartis dans la roche.

On note, dans les filons leucocrates et les gneiss mélanocrates (mais pas dans les gneiss rubanés), que le grenat, la sillimanite et le quartz d'une part, le quartz, la biotite et la sillimanite d'autre part, n'existent pas ensemble à l'équilibre.

PETROGENESE

Le fait que les minces rubanements clairs des gneiss rubanés montrent une texture grenue et une composition minéralogique similaire à celle des filons de leucogranites suggère qu'ils représentent les leucosomes produits par la fusion partielle commençante de paragneiss. Les filons de leucogranites semblent s'être formés par l'accumulation des leucosomes et seraient ensuite montés en traversant les gneiss rubanés qui seraient migmatitiques. Les roches mélanocrates représentent les restites de l'anatexie.

Selon Holdaway et Lee (1977), l'assemblage à sept phases dans les gneiss rubanés implique l'association de tous les réactants et produits de la réaction: biotite + sillimanite + quartz ⇌ cordiérite + grenat + feldspath potassique + Vapeur au cours de la fusion granitique. Le fait que quartz, biotite et sillimanite ne soient jamais rencontrés ensemble à l'équilibre dans les restites, suggère que les six minéraux de la réaction précédente ne sont plus stables après l'extraction du liquide granitique: la réaction est déplacée vers la droite. Par ailleurs, la présence sporadique de sillimanite ou grenat entouré de cordiérite et le fait que grenat, sillimanite et quartz ne soient pas en équilibre dans les restites indiquent que cette instabilité peut être due à la réaction: grenat + sillimanite + quartz + vapeur ⇌ cordiérite. Ces deux réactions sont controlées principalement par une substitution du fer et du magnésium dans la cordiérite, le grenat et la biotite. La répartition de ces deux éléments entre ces minéraux a été étudiée par de nombreux auteurs, ce qui a permis d'élaborer des géothermomètres basés sur les couples biotite—grenat (Thompson, 1976; Holdaway et Lee, 1977; Goldman et Albee, 1977; Ferry et Spear, 1978, etc.) et grenat—cordiérite (Thompson, 1976; Wells, 1979). Nous avons appliqué ces géothermomètres sur un gneiss rubané migmatitique contenant l'assemblage à sept phases (Ih 11) et sur deux restites (Ih 5 et Ih 7). Le gneiss rubané provient de la carrière d'Ihosy, tandis que les restites sont recueillis sur le bord Est du plateau de l'Horombe, dix kilomètres à l'ouest de l'affleurement précédent. La coexistence des minéraux à l'équilibre; plagioclase, grenat, sillimanite et quartz dans le gneiss rubané

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

permet d'utiliser également le géobaromètre grenat—plagioclase (Ghent, 1976; Martignole, 1978; Ghent et Stout, 1981) basé sur la répartition du calcium entre ces deux minéraux au cours de la réaction: anorthite = grossulaire + sillimanite + quartz. Cell-ci semble confirmée par la diminution du pourcentage en anorthite entre le plagioclase du gneiss rubané et celui du leucogranite. Les résultats sont résumés dans le Tableau III et la Fig. 2. La calibration de Ferry et Spear (1978) ne peut être utilisée car les biotites sont trop alumineuses. L'analyse du couple grenat—biotite donne des résultats similaires avec les géothermomètres de Thompson (1976) et Holdaway et Lee (1977) tandis que les températures obtenues avec celui de Goldman et Albee (1977) sont manifestement trop élevées, en particulier pour Ih 5 et Ih 7. Par contre, le couple grenat—cordiérite indique des températures systématiquement plus faibles. Le géobaromètre grenat—plagioclase donne, selon les auteurs, un intervalle de pression de 1 à 1,5 kbar. La présence d'un assemblage à sept phases dans le gneiss migmatitique Ih 11 permet d'appliquer le modèle thermodynamique de Lee et Holdaway (1977): connaissant le rapport Fe/Fe + Mg de la cordiérite, ce modéle permet d'estimer les conditions thermodynamiques de la migmatisation commençante. Celles-ci

TABLEAU III

Estimation *P*, *T* des assemblages des gneiss à cordiérite et grenat

TABLE III

P, *T* field for cordierite and garnet gneisses

		Ih 11		Ih 7	Ih 5
Plagioclase—grenat		600°C	700°C		
	G = Ghent (1976)	2,9 kbar	4,3 kbar		
	M = Martignole (1978)	3,4 kbar	4,6 kbar		
	G.S. = Ghent et Stout (1981)	4,1 kbar	5,6 kbar		
Grenat—biotite	T = Thompson (1976)		675°C	844°C	864°C
	H.L. = Holdaway et	4 kbar	673°C	818°C	835°C
	Lee (1977)	7 kbar	684°C	830°C	848°C
	G.A. = Goldman et Albee (1977)		743°C	1420°C(?)	1562°C(?)
Cordiérite—grenat	Thompson (1976)		624°C	826°C	805°C
	Wells (1979)		630°C	831°C	810°C
	(*P* = 4 kbar)				
Assemblages à 7 phases	Lee et Holdaway (1977)	*T* = 700°C			
		P_T = 5,4 kbar			
		PH_2O = 0,3—0,4 PT			

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

sont: T = 700°C, P_T = 5,4 kbar, PH_2O = 0,3—0,4 P_T. La température estimée pour les résidus réfractaires du plateau de l'Horombe est supérieure à 800°C. Cela suppose qu'à cet affleurement, les températures atteintes au cours de l'anatexie sont plus élevées que dans la vallée d'Ihosy. Dans ce cas, le grenat inclus dans la cordiérite du gneiss mélanocrate Ih 5, de composition chimique voisine de celle du gneiss rubané de la carrière d'Ihosy, pourrait être un témoin du début de l'anatexie. Après extraction du liquide granitique, le restite pourrait persister à des températures plus élevées sans fondre.

Des conditions pression—température identiques à celles de l'anatexie commençante sont obtenues pour un gneiss syénitique à grenat, cordiérite et sillimanite de la région de Fort Dauphin (données analytiques de Noizet, 1969): T = 665°C avec le couple grenat—cordiérite et 710°C avec le couple grenat—biotite et P = 5—5,5 kbar.

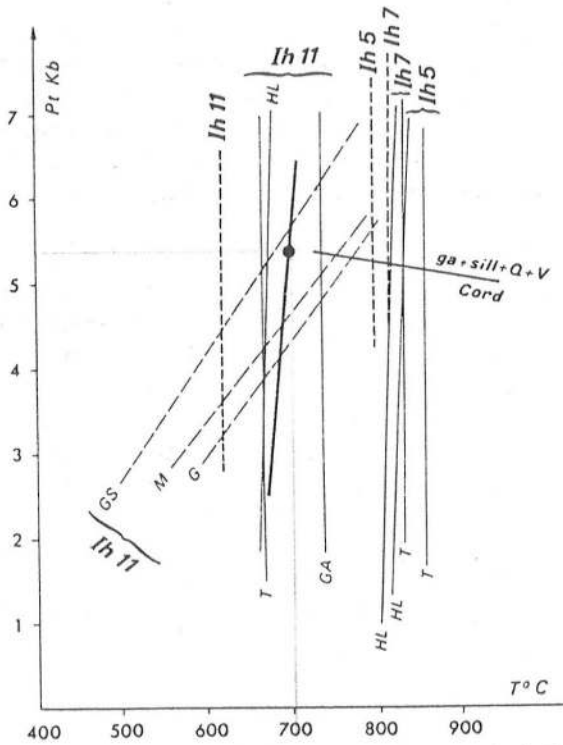


Fig. 2. Estimation P, T des assemblages minéralogiques des gneiss à cordiérite et grenat à partir des géothermomètres. Traits fins: couple grenat—biotite; tirets fins: couple grenat—plagioclase; tirets épais: couple cordiérite—grenat; ligne épaisse: assemblage à sept phases, point: position du gneiss rubané Ih 11 sur cette ligne; grenat + sillimanite + quartz + vapeur ⇌ cordiérite pour XFe cordiérite = 0,25 et PH_2O = 0,4 P_T (Lee et Holdaway, 1977); voir Tableau III pour les références des données thermodynamiques.
Fig. 2. P, T field for assemblages from cordierite and garnet gneisses using the geothermobarometers. Thin lines: garnet—biotite; thin dashed lines: garnet—plagioclase; heavy dashed lines: cordierite—garnet; heavy line and spot: univariant seven-phase assemblage and position of the banded gneiss Ih 11;garnet + sillimanite + quartz + vapor ⇌ cordierite with XFe cordierite = 0.25 and PH_2O = 0.4 P_T (Lee and Holdaway, 1977). References on thermodynamic data are given in Table III.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

CONCLUSIONS

Les gneiss rubanés de la formation d'Ihosy témoignent d'un épisode migmatitique produisant des leucosomes à quartz, feldspath potassique, plagioclase, ± cordiérite, ± grenat, ± biotite, ± sillimanite, des granodiorites à grenat et des résidus réfractaires hyperbiotitiques dépourvus de feldspath. On peut considérer qu'une certaine proportion de leptynites granitoïdes avec ou sans grenat et/ou cordiérite, abondantes dans le Sud malgache et parfois associées à des gneiss migmatitiques rubanés, seraient des liquides contemporains de cette migmatisation. Les 'septas micaschisteux' dans ces leptynites (Noizet, 1969) et dans des granites (De la Roche, 1963) pourraient alors représenter les résidus réfractaires à la fusion.

De la Roche (1963), Noizet (1969), Besairie (1970), Bazot (1976) remarquent l'abondance des gneiss rubanés avec l'assemblage à sept minéraux dans l'ensemble de la séquence androyenne. Or, selon Lee et Holdaway (1977), les granulites à grenat et cordiérite présentant cet assemblage se sont formées dans un intervalle de pression et de température bien défini et relativement restreint: T = 690--710°C et P_T = 4—5,7 kbar avec PH_2O = 0,2—0,5 P_T. Ainsi les gneiss migmatitiques rubanés peuvent être considérés comme des marqueurs thermobaromètriques très précis dans le Sud de Madagascar.

Les datations géochronologiques réalisées dans le sud-est de Madagascar (Vachette, 1977, 1979; Vachette et Hottin, 1977) montrent qu'un épisode métamorphique panafricain s'est surimposé à des évenements vraisemblablement archéens: ce métamorphisme panafricain a provoqué la formation de migmatites et de granites. Les gneiss migmatitiques rubanés ne montrent pas d'évolution polymétamorphique et ont une grande extension régionale. Aussi, on peut raisonnablement envisager qu'ils soient contemporains de l'épisode anatectique panafricain plutôt que de les considérer comme les reliques d'un métamorphisme plus ancien. Ainsi, le métamorphisme panafricain aurait atteint, dans le sud de Madagascar, les conditions du faciès granulite comme dans le centre de l'Ile (Vachette, 1977) et comme dans d'autres portions de la ceinture mobile Mozambicaine en Afrique (Hepworth, 1972; Saggerson et Turner, 1972; Tanner, 1973; Coolen et al., 1982).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	1 Pl	2 Biot	3 Ga	4 Cord (Ga)	5 Cord	6 Sp	7 Sp(sill)	8 Cord	9 Sp	10 Grd	Ih 5 Tour
SiO2	60,94	36,36	39,17	49,25	49,02	-	-	49,52	-	20,56	35,43
Al2O3	24,61	16,55	22,48	33,99	33,83	56,91	60,06	34,01	58,08	51,96	33,87
FeOt	0,03	16,62	32,25	5,75	7,34	37,14	33,81	5,31	34,03	7,17	6,14
MnO	-	0,09	0,68	-	0,02	0,16	0,10	0,10	0,03	0,15	0,02
MgO	-	12,86	6,86	9,80	8,61	4,08	6,60	9,83	5,52	9,81	7,67
CaO	5,47	0,05	1,00	0,02	0,02	-	-	0,03	-	-	2,27
Na2O	8,01	0,08	-	0,08	0,04	-	-	0,07	-	-	1,41
K2O	0,51	7,79	-	0,02	-	0,02	-	0,03	-	0,02	0,05
TiO2	0,07	4,68	0,07	0,01	-	0,04	-	-	0,07	0,02	0,16
TOTAL	99,65	95,07	102,49	98,94	98,88	98,33	100,57	98,90	97,75	89,69	87,02
Nbre d'oxy.	16	22	24	18		32		18	32	15	24,5
Si	5,432	5,432	5,986	4,976	4,988	-	-	4,995	-	2,006	5,733
Al	2,585	2,914	4,049	4,048	4,057	15,455	15,616	4,042	15,636	5,975	6,461
Fe2+	0,002	2,076	4,122	0,486	0,625	6,571	5,812	0,448	6,127	0,585	0,831
Fe3+	-	-	-	-	-	0,526	0,383	-	0,337	-	-
Mn	-	0,011	0,088	> 0,001	0,002	0,031	0,190	0,009	0,005	0,012	0,003
Mg	-	2,864	1,562	1,475	1,306	1,401	2,169	1,478	1,881	1,426	1,850
Ca	0,523	0,740	0,163	0,002	0,002	-	-	0,003	-	-	0,394
Na	1,385	0,023	-	0,016	0,007	-	-	0,015	-	-	0,442
K	0,058	1,484	-	0,002	-	0,006	-	0,003	-	0,006	0,010
Ti	0,005	0,526	0,008	0,001	-	0,060	-	-	0,013	0,002	0,020
XMg	-	58		75	68	18	27	77	24	71	69
An	27										
Alm			69,5								
Pyr			26,3								
Sp			1,5								
Gr			2,6								

Tableau 3 - Compositions des minéraux du gneiss à grandidiérite d'Ihosy (éch. 234) et de la tourmaline verte de l'échantillon Ih 5. sp (sill) = spinelle inclus dans la sillimanite ; les autres cristaux de spinelle sont inclus dans la cordiérite.

- Le gneiss à grandidiérite :

Dans les gneiss rubanés, se concentrent parfois des lentilles décimétriques de composition minéralogique identique à celle des gneiss rubanés. Cependant, la texture de la roche est grenue et hétérogène ; les minéraux sont centimétriques et la cordiérite peut dépasser la dizaine de centimètres. Sillimanite et cordiérite peuvent contenir du spinelle vert. De rares petits cristaux de grandidiérite, de quelques dizièmes de millimètres, sont inclus dans la cordiérite et dans le grenat. Dans la cordiérite, le borosilicate est en contact avec la biotite, la sillimanite et les minéraux opaques ; dans le grenat, des aiguilles de grandidiérite forment des gerbes à disposition radiale, en association avec du feldspath potassique, du quartz et de la biotite brun vert à verte. Le minéral est pléochroïque, avec des teintes caractéristiques (bleu-vert, vert très clair, incolore) et fortement biréfringent. L'association intime grandidiérite-sillimanite est habituelle (Bergen, 1980 ; Grew, 1983a). Selon Grew (1983a), la sillimanite sert de site de nucléation pour la grandidiérite, les deux minéraux ayant des structures cristallines voisines.

Notons que la grandidiérite existe en très rares cristaux dans les gneiss rubanés (un grain a été observé !) qui contiennent par ailleurs, ainsi que les gneiss mélanocrates, un peu de tourmaline verte.

Les compositions des minéraux du gneiss à grandidiérite (éch. 234), ainsi que d'une tourmaline d'un gneiss mélanocrate (Ih 5), sont données dans le tableau 3. Les compositions ne sont pas significativement différentes de celles des minéraux des gneiss rubanés (tableau II de la note). Le rapport XMg de la cordiérite de l'échantillon 234 varie d'environ 15 % ; le spinelle vert inclus dans celle-ci, présente des variations dans le même sens, tandis que lorsqu'il est isolé dans la sillimanite, il a une composition différente des cristaux voisins inclus dans la cordiérite (an. 6 et 7 du tableau 3). La biotite, de couleur verte, incluse dans le grenat, est plus magnésienne et moins titanifère (élément qui intervient dans la coloration du minéral) que le mica brun de la matrice. Malgré l'absence de dosage du bore, la composition des aiguilles incluses dans le grenat et dans la cordiérite est bien celle de la grandidiérite. Avec un rapport XMg entre 71 et 75, le minéral est relativement riche en fer par rapport aux données de la littérature (Roever et Kieft, 1976 ; Semroud et al, 1976 ; Bergen, 1980 ; Haslam, 1980 ; Grew, 1983a). Ce rapport est identique à celui de certaines cordiérites de la roche ; cependant, aucune association cordiérite-grandidiérite n'a été analysée sur la section étudiée.

La tourmaline des gneiss rubanées et des gneiss mélanocrates à une composition intermédiaire entre les dravites et schörlites (tableau 3).

Les analyses des minéraux du gneiss à grandidiérite (éch. 234) nous permettent d'apporter un complément d'information sur les conditions de formation des gneiss d'Ihosy. La présence de spinelle dans la cordiérite autorise l'application du géothermomètre utilisant ces deux minéraux (V = Vielzeuf, 1983). Pour les couples ga-biot et ga-cord, seuls les résultats du géothermomètre de Thompson (1976) sont indiqués dans le tableau suivant. Le géobaromètre ga-pl-sill-Q est celui calibré par Newton et Haselton (1981 : NH).

	Géothermométrie (°C à 4 Kb)			Géobarométrie (Kb)	
	Ga-Biot (T)	Ga-Cord (T)	Cord-Sp (V)	Ga-Pl-Sill-Q (NH)	
				700°	800°C
éch. 234	680-718°	630-647°	631-675°	4,5	6
éch. Ih 11	675°	624°	-	3,5	5,6

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Le modèle thermodynamique de Lee et Holdaway (1977) donne des résultats équivalents pour les gneiss rubanés (tableau III : Nicollet, 1985a) et pour le gneiss à grandidiérite (T = 700°C ; PT = 5 - 5,5 Kb et PH2O ≈ 0,35 - 0,4 PT) : la pression totale est sensiblement supérieure à celle obtenue grâce au géobaromètre ga-pl-sill-Q. Par ailleurs, la pression d'eau évaluée est approximative : le modèle de Lee et Holdaway (1977) se base sur le fait qu'il n'existe qu'un point dans l'espace P-T, lorsque la pression d'eau est fixée, où l'assemblage univariant Biot-Sill-Q-Ga-Cord-Fk (-Pl) croise la courbe de fusion granitique. Connaissant la composition de la cordiérite, il est théoriquement possible d'évaluer la température, la pression totale et la PH_2O de la migmatisation commençante : ce qui n'est peut être pas le cas du gneiss leucocrate à grandidiérite dont le taux de fusion reste à définir.

- Les filons sécants :

Dans les environs d'Ihosy, des filons granitiques (à biotite, feldspath potassique, quartz et peu de cordiérite : éch. 321b) d'épaisseur métrique se suivent sur plusieurs centaines de mètres sur les flancs des collines. Dans la carrière d'Ihosy, trois types de filons subverticaux recoupent les gneiss migmatitiques :

- un filon hololeucocrate (éch. 319) a une texture grenue ; il contient essentiellement du mésoperthite, du plagioclase et du quartz. La biotite est rare. Vers les bordures du filon, la sillimanite, incluse ou non dans la cordiérite, se dispose dans des plans parallèles aux épontes (éch. Ih 2 et 4 du tableau I : Nicollet, 1985a). Grenat, biotite et cordiérite forment des amas centimétriques. Les minéraux accessoires (opaques, apatite et zircon) sont rares et sont souvent associés aux amas de ferromagnésiens.

- une granodiorite à grenat (éch. 318) forme une lentille aux contours irréguliers dans les gneiss rubanés (photo 2). Le contact est relativement diffus et parfois progressif avec les gneiss encaissants. Ces derniers peuvent s'appauvrir en minéraux leucocrates autour de la lentille granodioritique et dans des enclaves incluses dans la roche magmatique (photo 2). Dans celle-ci, le grenat millimétrique est réparti régulièrement, la mésoperthite est rare ; de petits cristaux de spinelle vert sont dispersés dans le plagioclase, le grenat et les rares grains de sillimanite associés ou non à la cordiérite. Le zircon (et la monazite), de forme et de taille irrégulière, à coeur hérité ou non est très abondant, inclus dans les minéraux essentiels de la roche, grenat compris.

- un filon de métabasite est sécant par rapport aux gneiss rubanés. La zone de contact entre les deux roches est souvent jalonnée par un liseré centimétrique de composition granitique du côté de la roche encaissante. Côté filon, la roche s'enrichit sur une épaisseur équivalente en grosses lamelles de biotite (photo 3). La composition minéralogique de cette métabasite est : clinopyroxène, orthopyroxène, hornblende verte (en quantité inversement proportionnelle à celle des pyroxènes), biotite toujours abondante, plagioclase et peu de quartz ; les minéraux opaques sont abondants ; l'apatite forme de très longues baguettes. Le feldspath potassique est en proportion variable et le filon passe progressivement en son centre à des lentilles leucocrates de charnockite sensu stricto.

- Chronologie de la migmatisation granulitique :

Les relations entre les filons et les gneiss rubanés suggèrent que la mise en place des roches magmatiques est sub-contemporaine de la migmatisation granulitique ; les filons leucocrates (Ih 2, Ih 4, Ih 10, 319) pourraient s'être formés par accumulation des leucosomes à (un peu) plus grande profondeur, avant de recouper les gneiss rubanés. La forme irrégulière

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

de la granodiorite à grenat (éch. 318, photo 2), ses contours diffus et l'appauvrissement en minéraux leucocrates des gneiss migmatitiques encaissants, suggèrent que le filon est nourri par ceux-ci. L'abondance des minéraux ferromagnésiens laisse penser que cette roche n'était pas complétement liquide, mais contenait une composante solide résiduelle notable (notamment les zircons). La présence d'un liseré granitique au contact du filon basique (photo 3) suggère que celui-ci était plus chaud que l'encaissant. Cependant, son épaisseur réduite exclut qu'il ait pu provoquer la fusion partielle des gneiss encaissants, si ceux-ci étaient déjà froids : il est vraisemblable que cette mise en place soit pénécontemporaine de la migmatisation. En conséquence, ces filons peuvent être utilisés pour dater la migmatisation qui est le dernier événement tectono-métamorphique dans cette région : la foliation des gneiss est unique, la paragénèse n'est pas rétromorphosée et les filons contemporains ont une texture équante, non déformée.

Des mesures U-Pb ont été effectuées sur les nombreux zircons et monazites de la granodiorite à grenat (éch. 318 : Andriamarofahatra, de la Boisse et Nicollet, en préparation). Cependant, la présence de trois populations de zircons (zircons translucides à forme cristalline, cristaux arrondis, identiques à ceux des gneiss rubanés, et cristaux à coeurs hérités), la rareté de ce minéral dans les filons leucocrates (dans lesquels il est d'ailleurs associé aux minéraux restitiques), suggèrent qu'il est en grande partie hérité des formations antémétamorphes. Dans un diagramme Concordia, zircons et monazite, proches de l'intercept inférieur, définissent un médiocre alignement donnant des intercepts supérieur et inférieur aux environs de 2200 MA et à 430 MA respectivement. La monazite, légèrement discordante, indique un âge de 561 ± 12 MA, ce qui suggère une perte en Pb radiogénique des zircons (liée à la fracturation intense de ceux-ci ?) et expliquerait le "rajeunissement" de l'intercept inférieur de la discordia. Cet âge de 561 ± 12 MA date la migmatisation granulitique à l'origine de la granodiorite à grenat. Ce résultat est identique à celui obtenu dans une pyroxénite (565 ± 15 MA ; zircon concordant : Andriamarofahatra et de la Boisse, 1986) et témoigne de la grande extension de l'épisode granulitique panafricain dans le système Androyen du SE, puisque les deux échantillons sont distants de plus de 200 km (fig. 4).

V - LE GNEISS A KORNERUPINE - SAPHIRINE - CORDIERITE D'IANAKAFY

Les gneiss migmatitiques rubanés et les gneiss mélanocrates restitiques sont abondants dans le SE malgache. Ces derniers sont hyperalumineux, riches en magnésium et sous-saturés en silice et dans une moindre mesure en calcium ; de la saphirine est signalée dans ces roches (fig. 4 ; Besson, 1953 ; Brenon, 1953 ; Noizet, 1969) : de telles roches biotitiques à saphirine sont parfois interprétées en terme de résidus de fusion partielle (e.g. Clifford et al, 1975 ; Lal et al, 1978) et supposent un important pourcentage de fusion partielle. Les gneiss mélanocrates du SE malgache peuvent également contenir de la kornérupine (Lacroix, 1939 ; Mégerlin, 1968). Ce minéral, relativement rare, puisqu'il n'est connu que dans une quarantaine de localité dans le monde, se formerait par déstabilisation à haute température des tourmalines non calciques (Grew, 1986).

A - Description pétrographique des gneiss à kornérupine :

Les gneiss à kornérupine sont contenus dans un ensemble de leptynites à grenat et parfois sillimanite, métabasites à deux pyroxènes et amphibole et rare cipolins. La roche est très riche en biotite, mais présente des niveaux et lentilles décimétriques leucocrates, concordants avec la foliation. Les feldspaths et le quartz sont absents du faciès mélanocrate qui contient essentiellement de la biotite, de la cordiérite limpide bleu et de l'orthopyroxène brun centimétrique. La kornérupine, en gros prismes pluricentimétriques limpides de couleur vert sombre, se dispose parallèlement à la foliation, à proximité des lentilles leucocrates. Ces gros cris-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

taux sont isolés des autres minéraux de la roche par un liseré de cordiérite plurimillimétrique. Megerlin (1968) mentionne la présence accessoire de tourmaline noire et de rares grenats. On distingue parfois des tablettes de saphirine et des granules de corindon incolore.

Dans les niveaux leucocrates, de grosses baguettes de kornérupine (striées longitudinalement) associées à de la saphirine, sont dispersées dans un agrégat feldspathique à andésine et feldspath potassique. Le quartz, l'orthopyroxène et la biotite sont absents et la cordiérite est plus rare que dans le faciès précédent. Notons l'association fréquente de corindon incolore et de saphirine bleu sombre.

A l'observation microscopique, la kornérupine est généralement incolore ; quelques sections sont très légèrement colorées et pléochroïques : vert très clair à incolore. La réfringence est forte : Knorring et al (1969) ont estimé : ng ~ nm = 1,684 et np = 1,672. De rares sections basales (avec deux plans de clivage 110) montrent les faces 100, 010 et 110, et plus rarement on observe les faces 111 aux extrémités des prismes. Le minéral est biaxe négatif et Knorring et al (1969) ont évalué l'angle 2 V à 12°. On remarque que le borosilicate a des caractéristiques optiques voisines de celles de l'orthopyroxène auquel il est souvent associé : cette similitude est certainement responsable de la relative rareté de ce minéral, du fait qu'il est mal identifié.

Ainsi que l'observation macroscopique l'a montré, dans le faciès mélanocrate, la kornérupine est généralement isolée dans la cordiérite et l'équilibre de la roche tend vers la formation de l'assemblage Opx-biot-cord ; la saphirine, rare est enchevêtrée avec l'orthopyroxène. On note la présence de rutile et zircon. Knorring et al (1969) mentionnent également du spinelle bleu. Du mica blanc secondaire est inclus dans la kornérupine. Dans les lentilles feldspathiques, le borosilicate contient des inclusions de feldspath potassique, de phlogopite incolore à légérement brun et quelques rares granules de magnésite (avec 9,3 % FeO). De nombreuses tablettes de corindon, disposées parallèlement entre elles, d'orientation optique identique, sont en contact avec le plagioclase ou bien sont gainées de saphirine et/ou de kornérupine (photo 4). De grosses tablettes de saphirine sont zonées avec un coeur pourpre très clair et une périphérie gris vert. Quelques prismes de sillimanite sont dispersés dans le plagioclase. La tourmaline vert clair à incolore, rare, est strictement associée à la kornérupine. Sa localisation dans les fractures de ce minéral suggère que la tourmaline se forme au détriment de celle-ci ; de même, la présence d'inclusions de kornérupine, dans la tourmaline, d'orientation optique identique à celle du cristal voisin confirme cette hypothèse. Du plagioclase s'intercale parfois entre les deux minéraux. De la dolomie d'altération et du mica blanc secondaire sont à signaler.

B - Chimie des minéraux :

Quatre lames polies ont été étudiées à la microsonde. Il s'agit de deux échantillons de gneiss mélanocrates dénués de plagioclase :

- éch. 231 a : kornérupine séparée du pyroxène et de la biotite par de la cordiérite.
- éch. 231 n : contient les mêmes minéraux auxquels s'ajoute la saphirine imbriquée dans le pyroxène ; la kornérupine est en équilibre avec les autres minéraux de la roche.

Un échantillon à la périphérie d'une lentille feldspathique :

- éch. 231 k : biotite, plagioclase, feldspath potassique, kornérupine et tourmaline constituent les minéraux essentiels de cette roche tandis que le pyroxène et la cordiérite sont absents.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

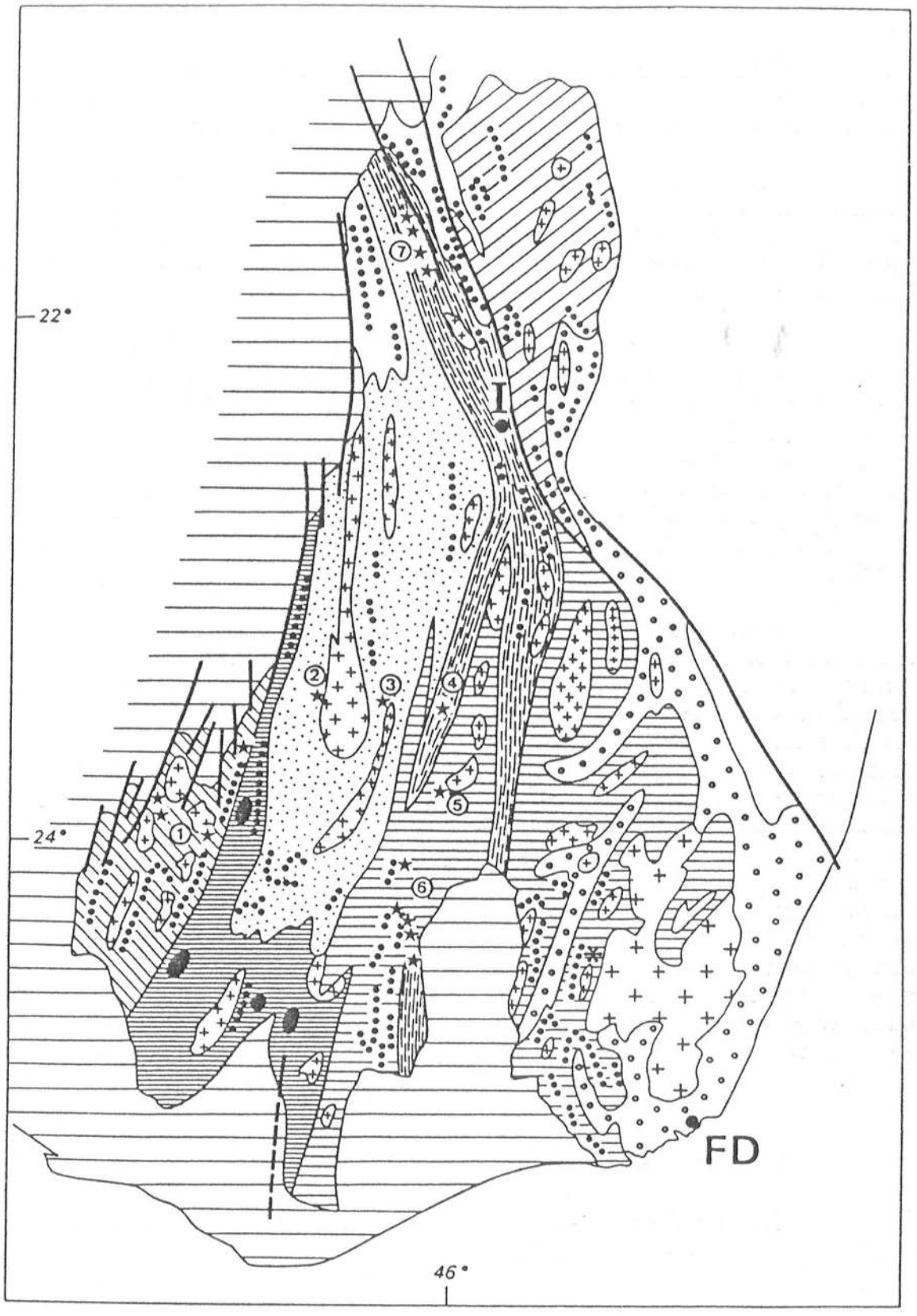


Figure 4 - Localisation des roches à saphirine dans le Sud de Madagascar. (1) amphibolites à sa-co de la formation du Vohibory (voir chap. III) ; (2) gneiss à kornérupine et saphirine d'Ianakafy (Mégerlin, 1968) et (3) d'Itrongay (localisation approximative : Lacroix, 1912) ; (4) "Sakénite" (=plagioclasite) et schistes à saphirine de Vohidava (Brenon, 1953) ; (5) gneiss à cordiérite-spinelle-saphirine ; (6) région d'Ampandrandava (Besson, 1953) ; (7) "sakénite" et amphibolite à saphirine de Sakeny (Lacroix, 1929). (*) pyroxénite datée par Andriamarofahatra et de la Boisse (1986). Légendes des figurés voir figure 1 de la note accompagnant ce paragraphe.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Ech.	231a Korn	Cord	Opx	Biot	231n Korn	Cord	Sa	Opx
SiO2	30,54	50,42	54,68	39,82	30,26	50,05	14,84	53,63
Al2O3	42,27	34,50	5,55	16,41	44,34	34,67	62,74	6,96
TiO2	0,24	-	0,12	4,83	0,07	-	-	-
MgO	18,03	12,49	31,10	21,40	18,38	12,67	18,90	31,12
FeOt	3,77	1,38	8,72	4,39	3,55	1,31	3,72	8,76
MnO	-	0,12	0,12	0,03	-	-	0,05	0,15
CaO	0,06	-	0,13	-	0,06	0,05	-	0,11
Na2O	0,07	-	-	0,45	-	0,11	-	-
K2O	0,03	-	-	8,54	-	-	-	-
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TOTAL	95,00	98,90	100,44	95,91	96,66	98,89	100,35	100,73
Si	3,947	4,993	1,894	5,565	3,839	4,961	1,724	1,854
Al	6,440	4,028	0,227	2,704	6,632	4,049	8,594	0,283
Ti	0,023	-	0,003	0,508	0,007	-	-	-
Mg	3,473	1,844	1,605	4,457	3,475	1,872	1,637	1,603
Fe	0,408	0,114	0,253	0,513	0,377	0,109	0,362	0,253
Mn	-	0,010	0,004	0,004	-	-	0,006	0,005
Ca	0,008	0,003	0,005	-	0,008	0,006	-	0,004
Na	0,018	-	-	0,122	-	0,021	-	-
K	0,005	-	-	1,523	-	-	-	-
XMg	90	94	86	90	90	95	90	86

Ech.	231k Korn	Tour.	Biot (inclus.)	Biot (matrice)	Pl (inclus.)	Pl (matrice)	231d Korn	Sa	Pl
SiO2	29,72	36,35	40,29	39,41	60,96	60,00	29,41	12,87	59,06
Al2O3	40,57	34,45	16,76	18,00	24,84	25,92	44,35	64,53	26,16
TiO2	0,07	0,41	-	1,19	-	-	0,13	-	-
MgO	18,01	9,54	24,29	22,40	0,02	-	16,23	17,26	0,02
FeOt	3,93	1,49	3,12	3,83	0,04	-	4,93	5,40	0,07
MnO	0,09	-	-	0,04	-	-	0,12	0,16	-
CaO	0,09	1,87	-	-	6,06	6,64	0,02	-	7,77
Na2O	-	1,82	0,38	8,25	8,08	7,64	0,07	-	6,69
K2O	-	0,11	10,17	10,47	0,21	0,24	-	-	0,46
F	0,43	0,13	2,65	2,07	-	-	-	-	-
TOTAL	92,94	86,18	97,64	97,66	100,21	100,45	95,26	100,22	100,25
Si	3,956	5,800	5,686	5,558	10,815	10,636	3,810	1,512	10,524
Al	6,367	6,481	2,789	2,993	5,195	5,417	6,774	8,938	5,496
Ti	0,007	0,049	-	0,126	-	-	0,013	-	-
Mg	3,573	2,268	5,109	4,708	0,005	-	3,134	3,022	0,005
Fe	0,438	0,199	0,368	0,452	0,006	-	0,534	0,531	0,010
Mn	0,018	-	-	0,005	-	-	0,013	0,016	-
Ca	-	0,320	-	-	1,152	1,261	0,003	-	1,484
Na	-	0,563	0,104	0,003	2,780	2,626	0,018	-	2,312
K	-	0,022	1,831	1,884	0,048	0,054	-	-	0,105
XMg	89	92	93	91	-	-	85	85	-
XCa		36			29	32			39

Tableau 4 - Compositions des minéraux des gneiss à kornérupine d'Ianakafy.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Le dernier échantillon, sans biotite, a été taillé dans une lentille leucocrate (éch. 231 d) : la kornérupine est en grands prismes dans les feldspaths ou bien en association coronitique avec le corindon et la saphirine (photo 4).

La composition des minéraux est homogène dans une roche et varie peu d'un échantillon à l'autre. Les minéraux ferromagnésiens sont très riches en magnésium et les rapports XMg varient faiblement d'une espèce minérale à l'autre : les valeurs extrêmes (cordiérite et orthopyroxène) s'étalent sur un intervalle de 10 % seulement (tableau 4 et fig. 5). Les rapports XMg des tourmaline et biotite sont semblables et légèrement supérieurs à ceux, identiques, de la saphirine et de la kornérupine. Zn, Ni, Cr sont en proportion inférieure à la limite de détection de la microsonde.

La kornérupine est légèrement plus magnésienne dans les gneiss biotitiques que dans le niveau leucocrate (éch. 231 d). Les modifications de la teneur en alumine sont remarquables, car elles seraient étroitement liées aux variations de bore (Seifert, 1975) : dans les différentes roches d'Ianakafy, l'alumine varie entre 40,5 et 45 %, et les variations de la somme des oxydes suivent scrupuleusement celles de cet élément, confirmant bien la corrélation qui existe entre l'alumine et les éléments non dosés, c'est-à-dire principalement le bore et l'eau. Il est intéressant de remarquer que seule la kornérupine de l'échantillon 231 K, qui est la moins alumineuse (donc en principe, la plus borique), est associée à de la tourmaline. Knorring et al (1969) évaluent à 3,5 %, 1,08 % et 41,5 % les concentrations en B_2O_3, H_2O et Al_2O_3 d'une kornérupine d'Ianakafy. On peut donc proposer que les teneurs en bore et en eau vont varier autour des valeurs de ces auteurs en fonction de la teneur en alumine. La teneur en fluor est inférieure à 0,5 %.

Dans les échantillons 231 n et 231 d, la saphirine montre les mêmes variations chimiques que la kornérupine, maintenant ainsi le coefficient de distribution Fe-Mg entre les deux minéraux autour d'une valeur voisine de l'unité. Le fer ferrique calculé (Higgins et al, 1979) est faible à nul (< 0,04 atomes par formule structurale). Le corindon et la sillimanite ont une composition très pure, avec 0,3 à 0,4 % de fer. La concentration du calcium dans la bronzite est faible tandis que celle de l'alumine est élevée avec 5 à 7 %. La répartition Fe-Mg entre la saphirine et le pyroxène imbriqués (éch. 231n) est de 0,70, valeur légèrement supérieure à celle compilée par Higgins et al (1979) sur des couples de minéraux sans borosilicate (0,65).

Les micas bruns de la matrice et les inclusions incolores (non secondaires) dans la kornérupine sont tout deux des phlogopites, mais se distinguent par leur teneur en titane : de 1 à 5 % dans les premiers et nulle dans les seconds (fer et titane sont des éléments essentiels de la coloration de la biotite : on se rappelera que dans le gneiss à grandidiérite d'Ihosy, les biotites incluses dans le grenat, plus ferrifères que dans le cas présent et non titanifères, sont vertes). La teneur en titane du mica varie d'une roche à l'autre (entre 1 et 5 %) en impliquant essentiellement la substitution $R^{2+} + 2\ Si = Ti + 2\ Al$ (Dymek, 1983). Le fluor dosé sur le mica de l'éch. 231 K atteint 2 à 3 %. Knorring et al (1969) donnent une valeur de 1 %. La somme des oxydes de la cordiérite magnésienne (XMg ~ 95) voisine les 99 %, suggérant que le minéral est peu hydraté, supposition confortée par la faible valeur de 0,34 % H_2O mesurée par Knorring et al (1969). La tourmaline de l'échantillon 231 K est une dravite avec une faible quantité de fer et de calcium ; elle est un peu plus magnésienne que la kornérupine qui lui est associée. Les cristaux de plagioclase coincés entre la tourmaline et la kornérupine sont légèrement plus sodiques que ceux de la matrice (tableau 4). Le feldspath potassique est peu sodique (1 à 2 % Na_2O), mais la présence de deux groupes de perthites prouve que la teneur en cet élément a été plus élevée. Les caractéristiques cristallographiques du spinelle bleu (Knorring et al, 1969) en font un spinelle sensu stricto.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

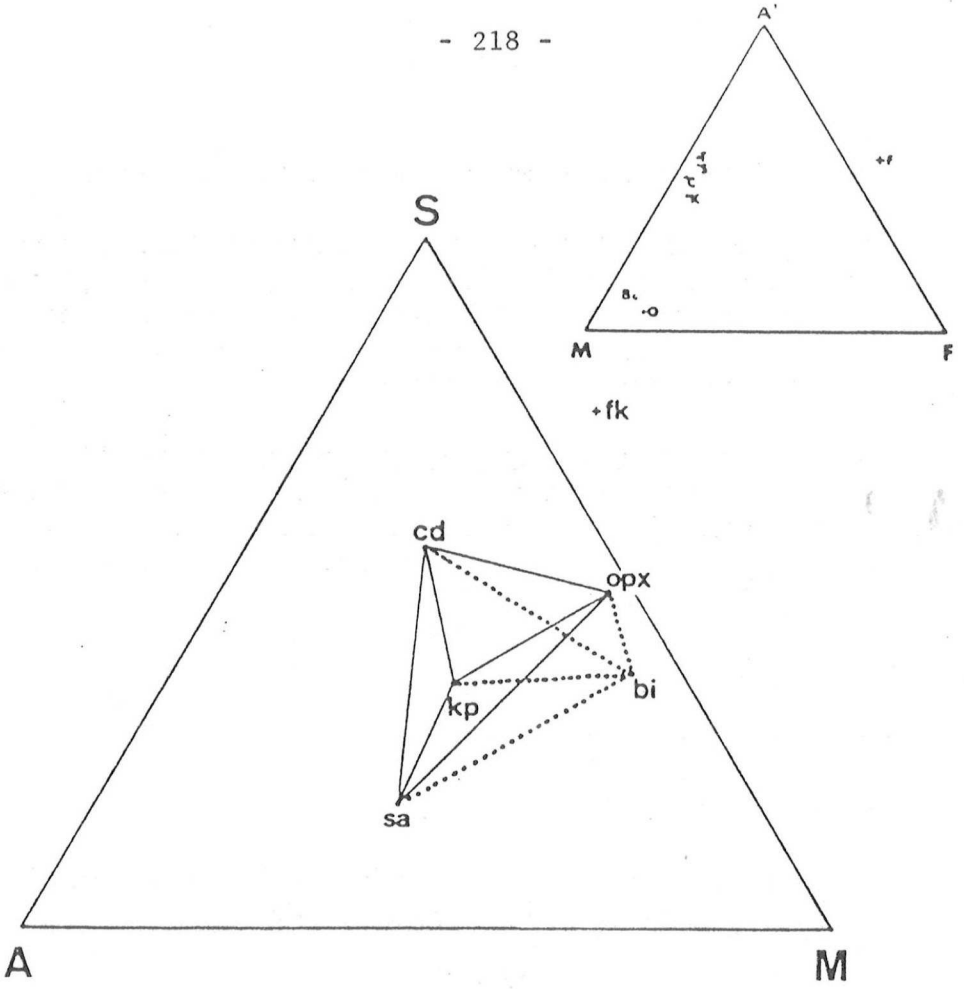


Figure 5 - Représentation des minéraux des gneiss biotitiques à kornérupine dans un diagramme SiO_2-Al_2O_3-Mg(Fe) O-K_2O (-B_2O_3 et H_2O en excès) ; projection à partir du feldspath potassique. Les lignes jointives pleines sont sur la base SAM du tétraèdre, tandis que les lignes pointillées sont projetées. Le triangle A'FM (projection à partir du Fk) met en évidence les faibles variations du rapport XMg des différents minéraux.

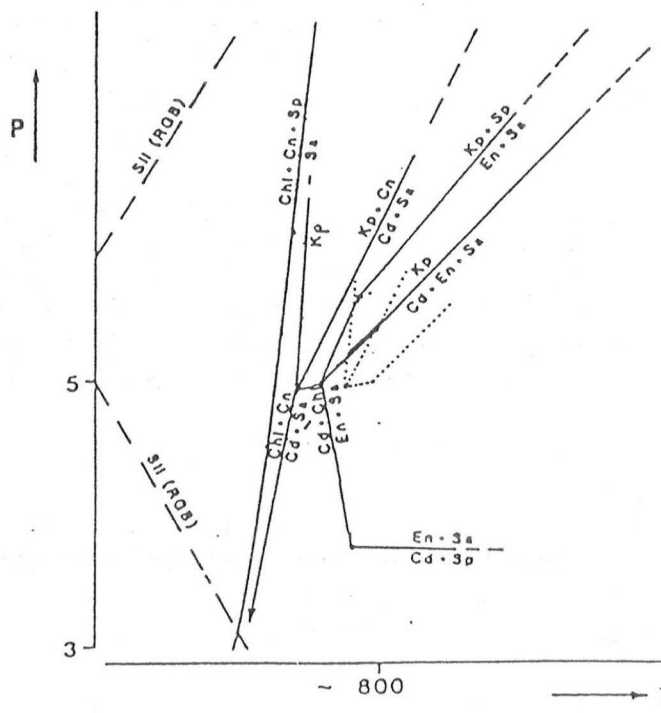


Figure 6 - Portion de la grille pétrogénétique de Windley et al (1984 : fig. 5 et 6) dans le système SiO_2-Al_2O_3-Mg(Fe)O pour PH_2O = P total et XMg ~ 90 (lignes pleines) et ~85 (lignes pointillées) ; pour la signification du segment épais : voir texte.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

C - Interprétations pétrologiques des associations minéralogiques :

La kornérupine n'est pas la conséquence inéluctable de l'introduction de bore par des fluides métasomatiques (Scheyer et al, 1975 ; Grew, 1986). Ce minéral peut remplacer la tourmaline à haute température et inversement (Grew, 1986 ; Ackermand et al, 1984). La tourmaline est un minéral accessoire courant et parfois abondant, et des micaschistes en contenant peuvent constituer les précurseurs des gneiss à kornérupine.

1 - Réactions d'apparition de la kornérupine : Dans les gneiss d'Ianakafy, les relations mutuelles entre la kornérupine, la saphirine, le corindon (et la sillimanite) (photo 4) suggèrent que le borosilicate s'est formé à leur détriment ou que tous ces minéraux ont syncristallisé. Grew (1986) propose des réactions de déstabilisation de la tourmaline et de la dumortiérite qui impliquent les minéraux précédents :

$$Tour + Ga + Co = Pl + Korn + Sill + B_2O_3 + H_2O \quad (1)$$

$$Dumortiérite + Ga = Korn + Sill + B_2O_3 \quad (2)$$

(Remarquons que le grenat est signalé par Mégerlin, 1968)

Robbins et Yoder (1962) obtiennent expérimentalement la déstabilisation de la dravite aux environs de 900°C sous une pression d'eau de 5 Kb :

$$Tour = Korn + Sa + Liquide + Gaz \quad (3)$$

Les températures de cette réaction seront plus faibles dans un système contenant du fer et si PH_2O est inférieure à la pression totale.

J'ai remarqué précédemment que la kornérupine se localise à proximité des lentilles leucocrates et il est vraisemblable que le minéral soit contemporain de la migmatisation ainsi que le propose Grew (1986) pour le gisement de Waldheim. Dans ce cas, la fusion incongruente de la tourmaline, au cours de la réaction (3), expliquerait la syncristallisation de la saphirine et de la kornérupine ; le corindon peut servir de support à la cristallisation de ces minéraux et/ou participer à la création de la kornérupine au cours de la réaction (1).

2 - Déstabilisation de la kornérupine : Puisque les rapports XMg des différents minéraux varient dans une gamme très étroite, il est possible de représenter les paragénèses des gneiss biotitiques dans un diagramme SiO_2-Al_2O_3-Mg(Fe)O-K_2O (-B_2O_3 et H_2O en excès). La proximité du feldspath potassique dans les lentilles leucocrates autorise l'utilisation d'une projection à partir de ce minéral sur la face SAM(F) du tétraèdre (Figure 5). La configuration des lignes jointives dans cette figure permet de proposer la réaction suivante :

$$Korn + Opx + Fk + H_2O = Cord + Biot + B_2O_3 \quad (4)$$

pour expliquer la déstabilisation de la kornérupine séparée des autres minéraux par la cordiérite, dans l'échantillon 231 a. La présence de kornérupine en équilibre avec les autres minéraux de l'éch. 231 n, peut s'expliquer par l'absence du feldspath potassique. L'association de la saphirine et de l'orthopyroxène avec la kornérupine témoigne de la réaction :

$$Korn = Opx + Sa + Cord + B_2O_3 \quad (5)$$ (Windley et al, 1984) (voir fig. 5 et 6).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La coexistence de toutes les phases de cette réaction montre que celle-ci est divariante (pour une pression fluide fixée) si MgO et FeO sont des composants indépendants ; cependant, l'écart faible entre les XMg des différents minéraux (inférieur à 10 % : tableau 4) suggère que le domaine divariant est très réduit dans l'espace P-T. Par ailleurs, l'absence de cette réaction et d'une réaction entre le borosilicate et le corindon (fig. 6) dans l'échantillon leucocrate (231 d), s'explique par une différence sensible des rapports XMg dans les deux roches (tableau 4). La grille pétrogénétique de la figure 6 (Windley et al, 1984) montre qu'il n'y a qu'un domaine P-T très étroit (schématisé par le segment épais de la figure) où kornérupine et corindon peuvent coexister dans l'échantillon 231 d (avec XMg ~ 85), tandis que l'assemblage Korn - Cord - Opx - Sa est stable dans l'échantillon 231 k (avec XMg ~ 90).

Dans ce dernier échantillon, l'association de la kornérupine, du plagioclase et de la tourmaline suggère la réaction suivante :

Korn + Pl + Gaz = Tourmaline

La kornérupine ne suffit pas à fournir le bore nécessaire au développement de la tourmaline et l'appoint pourra être fourni par les réactions (4) et (5).

Les conditions thermodynamiques de l'évolution des gneiss à kornérupine d'Ianakafy se situent dans le faciès granulite comme en témoignent les roches encaissantes. Le borosilicate est stable entre 650-900°C pour une pression supérieure à 4 Kb (Schreyer et Abraham, 1976 ; Grew, 1982b ; Windley et al, 1984). Sur la figure 6, les associations minérales des échantillons 231 k et 231 d imposent des conditions aux environs de 5 Kb - 800°C. L'abondance de mica prouve que la pression d'eau est élevée ; cependant, la présence de magnésite en rares inclusions dans la kornérupine et la dolomie secondaire prouvent que le CO_2 a dû être un composant de la phase fluide à différents stades de l'évolution de ces roches, à côté de l'eau, du bore (et du fluor).

VI - LES LEPTYNITES A SPINELLE-QUARTZ OU A ORTHOPYROXENE-GRENAT

Dans le Sud malgache, les leptynites à feldspath potassique et rare biotite sont abondantes. Dans le SE plus particulièrement, la minéralogie de ces roches est variée. Au quartz et aux feldspaths, s'ajoutent en proportions variables : cordiérite, grenat, sillimanite ou orthopyroxène, spinelle vert, rutile, peu de biotite (ilménite, magnétite, graphite, zircon, apatite). On notera que la sillimanite et l'orthopyroxène n'ont pas été observés ensemble. Par contre, l'association de très haute température spinelle + quartz, relativement rare (Vielzeuf, 1983), a une répartition régionale dans le SE malgache.

Ces leptynites à spinelle-quartz sont décrites par De la Roche en 1963. Noizet (1969) mentionne, dans l'extrême SE, "de fréquentes leptynites à spinelle et grenat où la cordiérite est absente ou réduite à un fin liseré". Plus récemment, Rakotondratsima (1983) et Radotondrazafy (1985) signalent des associations à Sp-Qz et cordiérite coronitique dans des leptynites à grenat-sillimanite-feldspaths. Pour ma part, j'ai recueilli de telles roches dans trois secteurs où les métabasites granulitiques sont abondantes : dans les environs d'Ampanihy, à proximité du massif anorthositique de Saririaky (éch. 181) et dans le gisement de grenat d'Ianara (éch. 167) ; dans les environs de la mine de mica d'Ampandrandava (au Nord de Berakeita ; éch. 217 : fig. 15 du chap. V). Existe-t-il un lien entre cette association de haute température et l'abondance des métabasites ?

Dans la vallée d'Ampandrandava, les leptynites à spinelle constituent des bancs massifs de plusieurs mètres d'épaisseur intercalés avec des granulites à deux pyroxènes, am-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	Cord	Sp	Cord	Ga	Ga B	Pl	Ga C	Pl(Ga)	Fk
	1	1	4	4	5	5	6	6	7
SiO2	50,43	0,08	50,02	39,07	39,94	59,17	39,93	59,78	65,17
Al2O3	34,71	60,51	34,69	23,17	23,03	26,03	23,22	26,56	19,53
FeO	4,73	31,13	5,17	28,66	27,78	-	27,91	-	-
Fe2O3	nd	3,19	nd	-	-	0,10	-	0,11	0,07
MnO	0,14	0,28	0,07	1,55	1,51	0,01	1,50	0,05	0,05
MgO	10,69	7,16	10,46	8,45	8,77	0,02	8,71	-	-
CaO	-	-	0,02	1,08	1,09	7,13	1,16	7,18	0,23
Na2O	-	0,04	0,08	-	-	6,80	-	7,10	2,32
K2O	-	-	0,03	-	-	0,12	-	0,13	11,50
TiO2	-	-	0,03	-	0,07	-	0,04	-	-
Cr2O3	-	0,18	0,07	0,03	-	-	-	0,03	0,05
Total	100,70	102,58	100,64	102,01	102,19	99,39	102,47	100,94	98,92
Nb oxy.	18	32		24		32			
Si	4,979	0,018	4,958	5,928	6,010	10,590	5,995	10,546	11,920
Al	4,039	15,421	4,053	4,144	4,083	5,490	4,109	5,524	4,210
Fe++	0,391	5,630	0,429	3,636	3,495	-	3,504	-	-
Fe3+	nd	0,520	nd	-	-	0,014	-	0,016	0,012
Mn	0,012	0,051	0,006	0,200	0,192	-	0,191	0,006	0,008
Mg	1,573	2,309	1,545	1,910	1,967	0,006	1,950	-	-
Ca	-	-	0,002	0,175	0,176	1,368	0,186	1,358	0,046
Na	-	0,016	0,015	-	-	2,360	-	2,428	0,822
K	-	-	0,004	-	-	0,028	-	0,028	2,684
Ti	-	-	0,002	-	0,008		0,004	-	-
Cr	-	0,031	0,006	0,004	-	-	-	0,004	0,008
XMg	80	29	78						
Alm				61,4	60,0		60,1		
Pyr.				32,3	33,8		33,5		
Spes.				3,4	3,3		3,3		
Gros.				2,9	2,8		3,0		
Ab						62,9		63,7	23,2
An						36,4		35,6	1,3
Or						0,7		0,8	75,6

Tableau 5 A - Compositions des minéraux de l'échantillon 217.
Pl (ga) : plagioclase inclus dans le coeur du grenat 5-6.

	Opx (1)	Biot (2)	Ga B(3)	Ga C(4)	Cord (5)	Pl (6)
SiO2	51,07	38,41	39,36	39,96	48,48	46,75
Al2O3	6,82	15,66	23,75	23,77	34,67	34,94
TiO2	0,19	5,64	-	0,07	-	0,05
MgO	23,39	19,70	11,59	12,38	11,37	-
FeOt	18,51	7,01	24,78	24,30	3,50	0,41
MnO	-	-	0,17	0,11	-	-
CaO	0,14	-	1,66	1,18	-	17,74
Na2O	-	0,11	-	-	0,02	1,37
K2O	-	9,24	-	-	0,02	-
Total	100,20	97,27	101,30	101,77	98,06	101,26
Nb d'ox.	6	22	24		18	32
Si	1,856	5,416	5,874	5,909	4,896	4,249
Al	0,292	2,602	4,178	4,144	4,126	3,743
Ti	0,005	0,598	-	0,007	-	0,003
Mg	1,267	4,140	2,578	2,728	1,711	-
Fe	0,563	0,827	3,094	3,005	0,296	0,031
Mn	-	-	0,022	0,014	-	-
Ca	0,006	-	0,265	0,187	-	1,728
Na	-	0,029	-	-	0,005	0,241
K	-	1,660	-	-	0,003	-
XMg	69	83			85	-
Alm			52	51		
Py			43	46		
Sp			0,4	0,2		
Gr			4	3		
An						88

Tableau 6 A - Compositions des minéraux de la leptynite à Opx-Ga-Cord (éch. 221a). La biotite (2) est incluse dans le grenat (3) (photo 7).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

phibole brune et souvent biotite (décrite au chapitre précédent) et des charnockites s.s. litées (Fk-Pl-Q-Opx±Biot-Ga). Signalons également des leptynites à Opx-Ga (voir ci-après). Ces leptynites à spinelle sont composées essentiellement de quartz et de mésoperthite (quelques rares cristaux n'ont pas d'exsolutions visibles au microscope). Le plagioclase est rare. Spinelle vert à fines exsolutions de minéraux opaques, sillimanite, grenat et opaques sont irrégulièrement répartis dans la roche et souvent, des lits centimétriques riches en ces minéraux s'intercalent entre des niveaux leucocrates. La paragénèse initiale de ces roches : Q-Fk-Pl-Spv-Sill-Ga-Ilm -Magnétite (photo 5) se situe dans les conditions de stabilité de la réaction divariante : sp + Q = Ga + Sill (e.g. Vielzeuf, 1983 ; Bohlen et al, 1986). La sillimanite a parfois une disposition coronitique autour du spinelle vert (photo 6). Le plus souvent, spinelle et minéraux opaques associés sont séparés du quartz par un mince liseré de cordiérite (photo 5) selon la réaction Sp+Q = Cord : le déplacement de cet équilibre vers la droite nécessite une baisse de pression et/ou de la température. La biotite est très rare.

La composition du spinelle vert est relativement homogène et ce minéral n'est pas zoné (tableau 5A). La teneur en Fe2O3 calculée varie entre 1,5 et 4 %. Le zinc n'a pas été dosé, mais les quelques teneurs mentionnées par Rakotondratsima (1983) sont faibles. Le rapport XMg des cristaux dans la matrice est compris entre 29 et 31 et atteint 33 lorsque le minéral est inclus dans le grenat. La cordiérite coronitique est très magnésienne (XMg entre 77 et 81) et la somme des oxydes est proche de 100, démontrant le caractère anhydre de ces minéraux : Vielzeuf (1983) fait la même constatation dans une roche similaire. Le grenat, non zoné, est essentiellement une solution solide almandin-pyrope (alm 60-63, py = 30-34 %) à laquelle s'ajoutent 3 à 4 % de spessartine et grossulaire (tableau 5 A). Les petits cristaux de feldspaths potassiques non perthitiques sont notablement sodiques. Le plagioclase est une andésine. La sillimanite contient jusqu'à 1,3 % de Fe_2O_3.

Les estimations thermobarométriques utilisant les assemblages Ga-Pl-Sill-Q, Fk-Pl, Sp-Cord, Cord-Ga-Sill-Q et Ga-Sill-Sp-Q sont regroupées dans le tableau 5 B et la figure 3. Le géothermomètre cord-ga indique des valeurs autour de 700°C. L'association Pl-Fk (sans exsolutions) donne des températures de 750°C-760°C (Stormer et Withney, 1977). Les résultats du géothermomètre cord-sp (Vielzeuf, 1984) sont dispersés entre 675° et 775°C (pour P = 4 Kb). Pour une pression de 4 à 5 Kb, le modèle thermodynamique de Bohlen et al (1986), basé sur l'assemblage Sp-Q-Ga-Sill, indique des températures supérieures à 800-850°C (fig. 3) : ces températures sont compatibles avec l'association Sp-Q et supposent, pour les autres thermomètres, un rééquilibrage fer-magnésium à plus basses températures.

			T°C	
		Kd	4 Kb	7 Kb
Couple cord-sp	1	0,1018	674°	691°
	2	0,1145	751°	769°
	3	0,12203	774°	792°
			Th	HL (T°C à 4 Kb)
Couple cord-ga	4	0,1457	714°	689°

					P Kb	
		Valeur	Vpyr	XAn	700°	800°
Couple ga-Pl	5 (B)	122,5	121,2	0,3642	3,65	4,93
	6 (C)	122,5	121,3	0,3559	4,06	5,40

Tableau 5 B - Evaluations P-T dans la leptynite à Sp-Q (éch. 217) Th, HL voir tableau 1 B.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

L'assemblage Ga-Cord-Sill-Q permet une estimation convenable de la pression dans la mesure où la cordiérite est anhydre. Entre 700 et 800°C, les résultats obtenus à partir des travaux de différents auteurs se situent autour de 5 Kb (fig. 3). Le géobaromètre Ga-Pl-Sill-Q (Newton et Haselton, 1981) donne des pressions légèrement inférieures.

Les leptynites à Opx-Ga-Cord sont associées, dans le SE malgache, à des leptynites à Sill-Ga, mais l'association Opx-Sill n'a pas été observée. Ces roches contiennent peu de feldspaths et la biotite est en proportion très variable, témoignant d'une hydratation variable des roches.

L'orthopyroxène alumineux (tableau 6A) se présente en gros cristaux transpercés de vermicules de cordiérite ou, au contraire, en vermicules dans la cordiérite autour du grenat (photo 7), témoignant de la réaction Ga+Q = Opx+Cord qui suppose une baisse de la pression ou une hausse de la température. Les estimations thermobarométriques faites sur l'échantillon 221 a de la vallée d'Ampandrandava sont assez dispersées (tableau 6 B et fig. 3), mais sont en accord avec celles obtenues pour l'échantillon 217. La teneur élevée en alumine de l'orthopyroxène permet l'utilisation du géothermobaromètre de Harley et Green (1982), basé sur le couple Al Opx-Ga : pour une pression de 5 Kb, la température estimée est de 800-850°C. La température inférieure à 600°C, obtenue sur un couple ga-biotite en inclusion, témoigne d'un rééquilibrage tardif entre les deux minéraux (voir paragraphe II).

Ainsi, pour les deux types de roches, les températures estimées par les géothermomètres conventionnels semblent être sous évaluées et des valeurs de 800-850°C (ou plus) rendent mieux compte des paragénèses. De plus, les réactions Sp+Q = Cord et Ga+Q = Opx+Cord témoignent d'un épisode de décompression dont il est cependant impossible d'évaluer l'ampleur.

	T°C à 4 Kb					
	FS		Th		HL	
Couple biot (2) ga (4)	581°		594°		686°	
Couple cord (5) ga (3)			711°		686°	
			H		SB	
Couple Opx (1) ga (3)			716°		775°	
	P1		P2		P3	
	700°	800°	700°	800°	700°	800°
Association Opx (1) ga (3) pl (6)	5,8	6,5	3,4	4,7	5,3	5,2

Tableau 6 B - Estimations P-T dans l'échantillon 221a. FS-Th-HL : voir tableau 1B. H : Harley (1984a) ; SB : Sen et Bhattacharya (1984) ; géobaromètre Opx ga Pl Q : pôle Fer (Bohlen et al, 1983). P1 avec les coefficients d'interactions (W) des auteurs ; P2 avec les W de Newton et Perkins (1982). Pôle Mg : P3 (Newton et Perkins, 1982).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDE DES PHOTOS

Photo 1 - Développement épitaxique d'actinote sur une hornblende dans un gneiss migmatitique à Hbv-Ga-Biot-Pl-Q. La biotite en travers de l'amphibole et le grenat sont également visibles sur la photo, éch. 49 (région de la Sakoa) ; LN. Grand côté de la photo, environ 0,65 mm.

Photo 2 - Filon de granodiorite à grenat (éch. 318) dans les gneiss migmatitiques rubanés à sept phases d'Ihosy. On remarque qu'aux épontes du filon et dans l'enclave, le gneiss est appauvri en minéraux leucocrates.

Photo 3 - Eponte d'un filon de métabasite jalonnée d'un liseré granitique dans les gneiss rubanés.

Photo 4 - Corindon entouré successivement de saphirine et kornérupine dans une matrice plagioclasique d'une lentille leucocrate (éch. 231 d) LN. Longueur du grand côté de la photo : environ 2 mm.

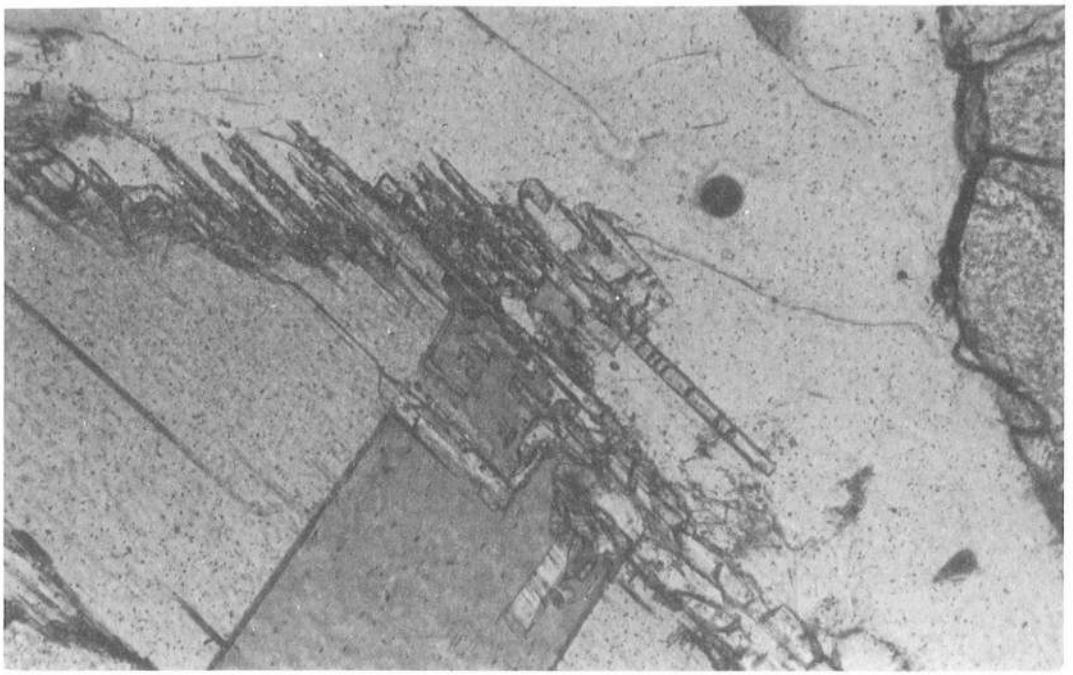
Photo 5 - Leptynite à Sp-Q : assemblage à Ga-Sill-Sp (en noir) entouré d'un fin liseré de cordiérite, Pl-Fk (éch. 217), LN, même échelle que la photo précédente.

Photo 6 - Spinelle (en noir) entouré de sillimanite. Remarquer un deuxième cristal de spinelle en contact avec le quartz, une section basale de Sill et une mésoperthite (éch. 167 : bord SW du massif anorthositique de Saririaky) LN, même échelle que photo 1.

Photo 7 - Orthopyroxène à vermicules de cordiérite et en vermicules dans la cordiérite entre grenat et quartz. Remarquer la biotite incluse dans le grenat. LN, même échelle que photo 1.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

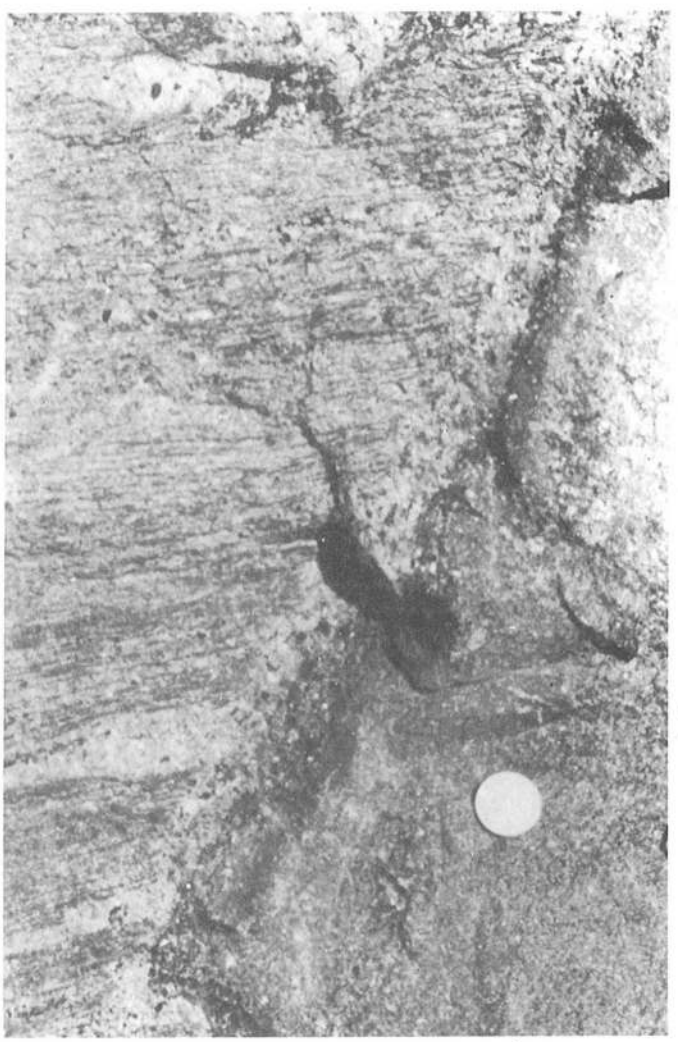
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



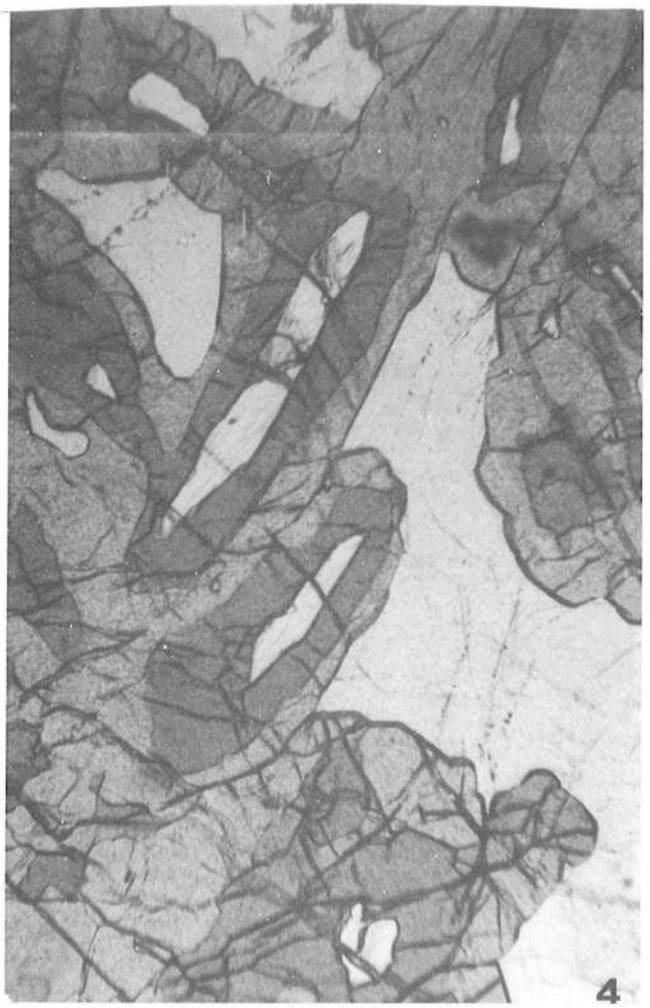
1

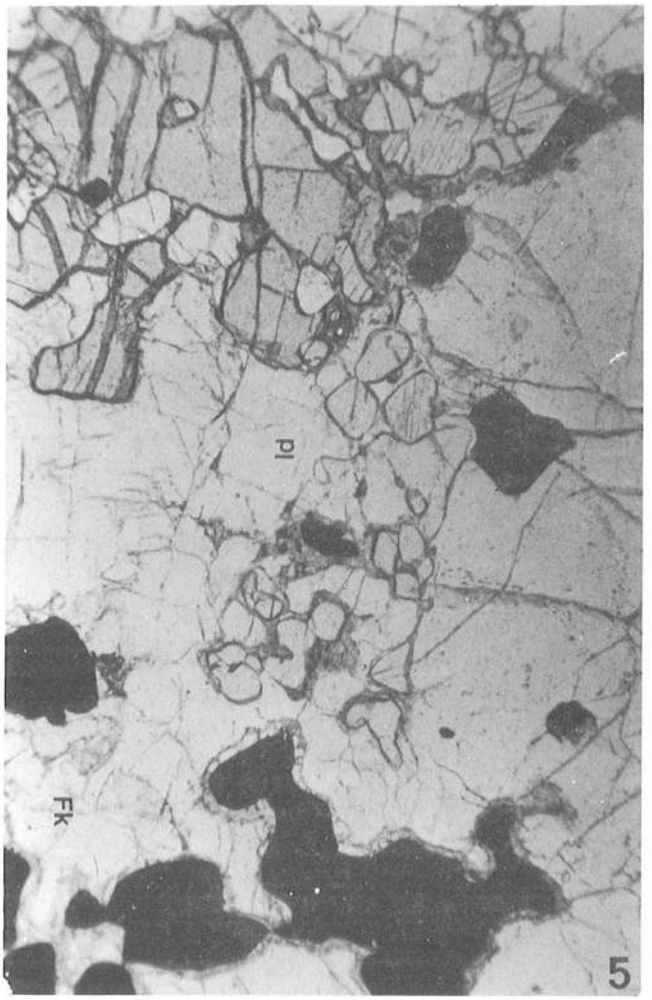
2

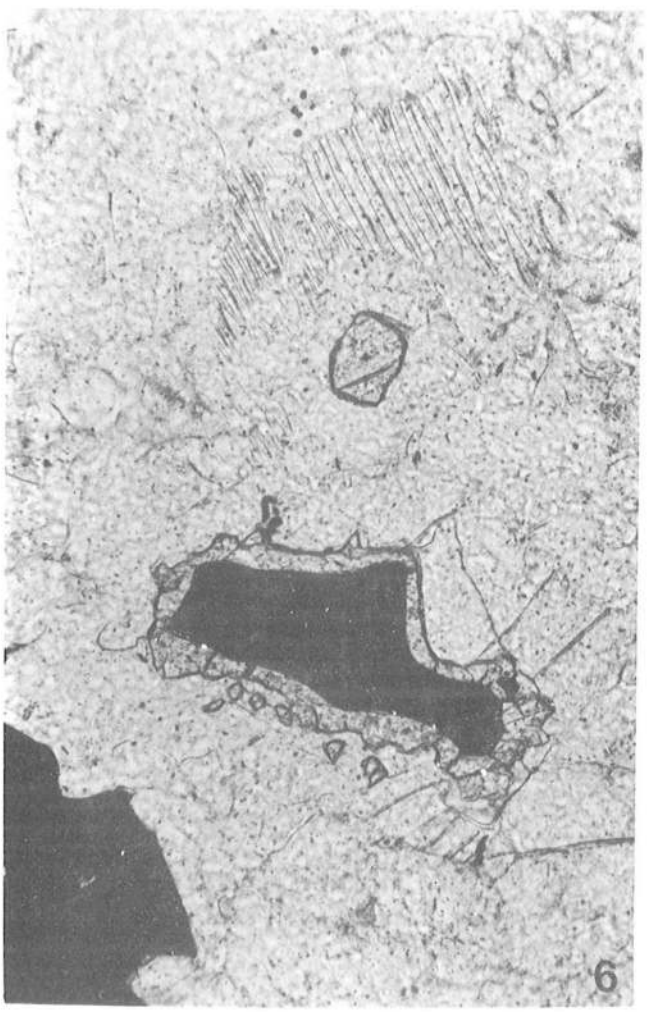
3



tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013







tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre VII

L'ECLOGITE DE FARATSIHO (Madagascar) : UN CAS EXCEPTIONNEL DE METAMORPHISME DE HP-BT AU PROTEROZOIQUE SUPERIEUR

Résumé :

Une éclogite de basse température est décrite dans une formation de degré métamorphique relativement faible intercalée dans des séries méso- à catazonales du centre de Madagascar. Le métamorphisme de haute température affectant ces séries, daté aux environs d'un milliard d'années (± 100 MA) est nécessairement plus ancien que la mise en place tectonique (et que le métamorphisme de HP) de la formation de basse température contenant l'éclogite (sans quoi celle-ci aurait été réchauffée). La roche est à omphacite (peu kéliphytisée), grenat, amphiboles (de compositions variées), paragonite (déstabilisée en clinozoïsite + albite ± chlorite), ± clinozoïsite, épidote, quartz, albite, pyrite, rutile et sphène. La trajectoire P-T-t est définie qualitativement par les variations de texture et de composition chimique de cinq générations successives d'amphiboles : une actinote (I) en inclusions dans le grenat est le témoin d'un stade précoce dans le faciès schistes verts ; une actinote (II) riche en Al et Na est en équilibre avec la paragenèse éclogitique. Rien ne permet d'envisager un stade prograde dans le champ de stabilité de la lawsonite ; une barroïsite (III) est interstitielle dans les craquelures du grenat et en bordure de (II) : de développement très limité, elle ne semble pas être à l'équilibre avec les minéraux à son contact ; des hornblendes actinolitiques (IV) automorphes passent à leur bordure à des hornblendes peu alumineuses (V) ou sont frangées de hornblende (V) + albite : IV et V témoignent d'une décompression isotherme dans les conditions de haute pression du faciès schistes verts puis dans celles de basses températures du faciès amphibolite à épidote. Les couples ga-omphacite permettent de quantifier les conditions paroxysmales avec P minimum = 9 Kb à 420 °C (coeur des minéraux) et P minimum = 11 Kb à 500 °C (bordure des minéraux) définissant peut être la fin de la trajectoire prograde. Des omphacites en inclusions dans de gros grenats voient leur pourcentage en jadéite diminuer vers la périphérie du cristal hôte (45 - 35 %) à température constante (~500 °C), ce qui pourrait montrer que le début de la décompression est quasi isotherme. Les évaluations thermométriques ga-amphibole sont compatibles avec l'évolution P-T-t ainsi définie.

Ces conditions thermodynamiques contrastent avec celles de plus hautes températures et plus basses pressions habituellement rencontrées à Madagascar : elles ont des implications géodynamiques à l'échelle de la ceinture mobile mozambicaine puisqu'elles s'interprètent classiquement en termes de tectonique des plaques (zones de convergence). Cet unique exemple d'éclogite de BT - très semblable aux éclogites alpines - prouve que le gradient géothermique dans les zones de convergence n'a pas fortement varié depuis le protérozoïque supérieur. La rareté des éclogites de BT (et l'absence de schistes bleus) au protérozoïque supérieur n'est donc pas liée à l'absence de gradient géothermique approprié mais plutôt aux difficultés de conservation de ces roches : celles-ci ont généralement été réchauffées (éclogites de HT) si elles sont restées longuement en profondeur et érodées si elles sont remontées rapidement vers la surface.

I - INTRODUCTION

Schistes bleus et éclogites de basse température (groupe C de Coleman et al, 1965) ont depuis longtemps attiré l'attention des pétrologues car leurs paragénèses suggèrent une histoire très brève au cours d'un enfoncement très rapide - lié à des chevauchements impliquant la croûte dans son ensemble - suivi aussitôt d'une remontée isostatique tout aussi rapide. En effet, seul un tel contexte géodynamique faisant appel au concept moderne de tectonique des plaques peut expliquer l'existence de gradients géothermiques aussi faibles que ceux mis en évidence par ces roches : lors d'un enfoncement rapide, la pression augmente instantanément en fonction de l'épaisseur de la pile de roches susjacentes tandis que la température est plus longue à s'équilibrer à cause de la médiocre conductivité des matériaux. A la fin du processus d'enfouissement, si la roche demeure en profondeur, la relaxation des isothermes entraine son réchauffement et la disparition de la paragenèse de basse température (trajectoire B sur la fig 4B). Par contre, la paragénèse de HP-BT sera conservée si la roche remonte rapidement vers les niveaux supérieurs de la croûte (trajectoire C de la fig. 4B). Cependant, à ce stade, l'épaississement crustal de la chaîne dans laquelle sont incorporées ces roches n'est souvent pas encore résorbé et ces dernières sont rapidement érodées : dans une chaîne récente comme la chaîne alpine, les roches de HP-BT sont actuellement abondantes à la surface mais seront exceptionnelles dans quelques dizaines de millions d'années. Le métamorphisme de haute pression - basse température est un stade fugace et la majorité des schistes bleus actuellement à l'affleurement ont entre 50 et 100 MA, et sont de plus en plus rares lorsque l'on s'adresse à des périodes géologiques plus anciennes (De Roever, 1964 ; England et Richardson, 1977). Les schistes bleus et éclogites de type C sont exceptionnels dans les chaînes paléozoïques (Triboulet, 1974 ; Krogh, 1980 ; Trczienski et al, 1984 ; Delor et al, 1986 ; Cotkin, 1987 ; etc.) où l'on a atteint des niveaux d'érosion tels que le métamorphisme de haute pression est représenté par des éclogites de haute température du groupe B (certainement partiellement réchauffées après le stade prograde : trajectoire D ou E de la fig. 4B).

A l'exception d'éventuels schistes bleus précambriens emballés dans des schistes bleus phanérozoïques d'Alaska (Armstrong et al, 1986) et ceux précambrien final d'Anglesey (550-560 MA ; Dallmeyer et Gibbons, 1987), ces formations ainsi que les éclogites de type C sont inconnues avant le paléozoïque (Lambert, 1983). Leur absence n'est pas un argument à l'encontre d'une interprétation des ceintures mobiles précambriennes en termes de tectonique des plaques, au moins au protérozoïque : l'existence du métamorphisme de haute pression au précambrien supérieur est démontrée par de rares éclogites de haute température (Vrana et al, 1975 ; Raheim, 1976 ; de la Boisse, 1981 ; Andréoli, 1984 ; Menot et Seddoh, 1985 ; Sautter, 1986). En fait, la préservation des roches de HP-BT suppose qu'après une remontée rapide, elles aient été conservées dans les niveaux supérieurs de la croûte pendant plus de 500 MA sans être érodées. L'absence de ces roches peut aussi s'expliquer par une variation séculaire des gradients géothermiques dans les zones de convergence de plaques (de Roever, 1956).

Aussi, la découverte dans le Précambrien malgache d'une éclogite de type C a des implications géodynamiques qui dépassent largement l'intérêt régional et même celui de la zone mobile mozambicaine, car elle apporte des contraintes nouvelles sur les conditions du métamorphisme de haute pression lié au phénomène de convergence au Précambrien.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

II - CONTEXTE GEOLOGIQUE DE L'ECLOGITE DE FARATSIHO

Sur la côte E de Madagascar, dans les groupes de Manampotsy et Mangoro (voir localisation de ces formations dans le prochain chapitre), à l'extrémité d'une ceinture constituée de roches basiques et ultrabasiques, la carte au 1/500 000ème de Fianarantsoa (N°7) mentionne la présence d'éclogites. En réalité, la description que Besairie (1970, tome b) fait de ces roches, montre que le terme d'éclogite est abusif : en effet, ces roches contiennent du clinopyroxène (qualifié d'omphacite sur la seule base de sa couleur verte !) et/ou de l'orthopyroxène, du plagioclase, du grenat, du quartz auquel s'ajoutent en proportion variable de la biotite, de la hornblende brune et de la magnétite : il s'agit de granulites ; je reviendrai sur ces roches au prochain chapitre dans lequel seront étudiées les ceintures basiques qui les contiennent.

Le seul échantillon d'éclogite véritable actuellement connu à Madagascar est signalé par Lacroix (1922-23) et a été étudié par Brière (1920). Cette roche a été remise à Lacroix par Boissier qui l'a recueillie au cours d'une prospection aurifère dans la "mine de l'Itasy" dans les environs de Miandrarivo, village situé à 25 km, à l'ouest de Faratsiho, lui-même à 50 km au Nord d'Antsirabe.

Le groupe d'Ambatolampy dans lequel cette éclogite a été collectée, est composé dans ce secteur de bandes gneissiques et migmatitiques contenant des micaschistes à sillimanite et grenat et des amphibolites (Besairie, 1970 tome C). De gros massifs elliptiques de charnockites de composition diversifiée depuis des charnockites gabbroïques jusqu'à des faciès syénitiques (Razafiniparany, 1969) leurs sont associés. Les mesures Rb-Sr sur roche totale de cinq échantillons de faciès variés pris dans des massifs différents ont donné une isochrone à 988 ± 102 MA (Vachette et al, 1969). Plus à l'Est, le massif granitique des Vavavato s'allonge sur 50 km du Nord au Sud et de 10 à 20 km d'Ouest en Est où il disparait sous le massif volcanique récent de l'Ankaratra. Le granite orthogneissifié à la bordure, passe progressivement à des migmatites. Une mesure Pb^{α} sur zircon a donné un âge (peu fiable) de 1060 MA (Besairie, 1970, tome C). Intercalée entre ces bandes gneissiques, la formation des "couches de Valabetokana" (Besairie, 1970, tome C) se caractérise par l'absence de sillimanite et de grenat dans les micaschistes à deux micas, témoignant ainsi d'une diminution locale du degré de métamorphisme (notamment de la température).

III - DESCRIPTION DE L'ECHANTILLON

L'échantillon qui fait l'objet de cette étude provient du Muséum d'Histoire Naturelle et m'a été aimablement transmis par J. Fabriès. La roche vert clair, hétérogène, a généralement un grain fin mais parfois le grenat peut atteindre trois millimètres de diamètre. La composition minéralogique est complexe et l'on peut observer de l'omphacite (± kélyphitoïde), du grenat, des amphiboles de couleur (et de composition variée) qui représentent les minéraux essentiels et de dimension millimétrique. Il faut aussi mentionner la clinozoïsite zonée (± zoïsite ?), l'épidote, la paragonite, la pyrite, le rutile, le sphène, l'albite et le quartz. La chlorite est exceptionnelle, associée à la paragonite. Une telle association minéralogique est incompatible avec la règle des phases et montre que la roche n'a pas atteint un état d'équilibre. Cette particularité, assez spécifique des roches de haute pression et basse température nous permettra d'évaluer la trajectoire pression-température-temps parcourue par cet échantillon, moyennant une étude précise des relations texturales et de la distribution des éléments dans les minéraux (lorsque l'équilibre est localement atteint).

Au microscope, la texture de l'échantillon est hétérogène. Les bords de la lame mince étudiée, séparés par une "fissure centrale" centimétrique, ont une texture granoblastique.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

L'omphacite, millimétrique est bordée d'un fin liseré symplectitique à omphacite secondaire et albite. Le clinopyroxène primaire contient souvent de grosses inclusions de clinozoïsite zonée (à coeur de zoïsite ?) parfois associée à des lames de paragonite et d'albite. Lorsque ces trois minéraux coexistent, la disposition concentrique est : paragonite au coeur, entourée de clinozoïsite, elle-même enveloppée de plagioclase. L'association paragonite-clinozoïsite ne semble pas provenir de la pseudomorphose de la lawsonite comme cela est parfois observé dans ce type de roche (eg. Forbes et al, 1984 ; Droop, 1985). En effet, les relations texturales entre la paragonite, l'épidote et l'albite sont compatibles avec une déstabilisation du premier minéral, en équilibre avec la paragenèse éclogitique, au profit des deux autres selon une réaction partielle :

paragonite = épidote + albite (1)

Cette réaction, mise en évidence pétrographiquement n'est pas équilibrée et participerait selon Maresch et Abraham (1977, 1981) à la réaction :

paragonite + omphacite + grenat = albite + amphibole + épidote (2)

Lorsque la chlorite, rare, est présente, la réaction :

amphibole + paragonite = épidote + albite + chlorite (3)

(Maresh et Abraham, 1981) peut également intervenir . Dans le grenat aux dimensions identiques à celles du pyroxène, les inclusions sont essentiellement du quartz auquel peut s'ajouter de l'amphibole, de l'épidote, du sphène et de l'albite. Dans cette partie de l'échantillon, le rutile est généralement l'oxyde de titane à l'équilibre mais il peut aussi être enveloppé de sphène. Rares dans cette partie granoblastique de la roche, les amphiboles deviennent plus abondantes en s'approchant de la fissure centrale. Des cristaux d'amphibole incolore de dimension identique à l'omphacite et au grenat paraissent en équilibre avec ces deux minéraux. Cependant, elle peut être frangée d'un mince liseré d'amphibole vert-bleu (Barroisite). Cette dernière, également interstitielle dans les craquelures du grenat, semble tardive par rapport à la paragénèse éclogitique.

La "fissure centrale", à texture porphyroblastique, est composée d'un agrégat de fins cristaux d'omphacite (0,1 mm) engrenés les uns dans les autres dans lequel le sphène en baguette (rarement accompagné de rutile) et la clinozoïsite sont spongieux. De grandes amphiboles vertes, zonées et automorphes sont généralement frangées d'un ensemble de baguettes imbriquées d'amphibole verte et d'albite. De gros grenats automorphes sont entourés d'un fin liseré d'amphibole verte et pistachite impliquant la réaction rétrograde partielle :

grenat = épidote + amphibole (4) (Maresh et Abraham, 1977),

qui participe à la réaction (2). Ces gros cristaux sont très riches en inclusions diverses hélicitiques dont la localisation n'est pas quelconque : une actinote est concentrée dans la partie centrale du grenat tandis que des inclusions de barroisite et omphacite se localisent dans la moitié externe du cristal. Cependant, cette disposition idéale pour la connaissance de l'évolution précoce de la roche n'est pas systématique et sphène, clinozoïsite et parfois amphibole verte constituent l'ensemble des inclusions de certains grenats.

La texture porphyroblastique de cette portion de la roche et l'habitus du pyroxène témoignent probablement d'une déformation ductile contemporaine de l'éclogitisation.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	1 Omph-C	2 Omph-B	3 Omph(Ga)	4 Omph(Ga-B)	1 Ga-C	2 Ga-B	3 Ga-semi P	4 Ga-B	5 Act.	6 Act.	7 Bar.	8 Hb act.	9 Hb	10 Pg	11 Clz	12 Ep
SiO2	55,87	55,93	55,69	55,44	37,88	38,18	37,91	38,97	55,98	54,67	46,71	52,82	49,65	48,76	39,18	37,88
Al2O3	10,43	10,07	10,09	9,51	21,49	21,87	21,76	21,65	1,96	5,84	13,36	8,26	8,75	40,29	30,07	22,22
TiO2	0,04	0,01	0,06	0,16	0,16	0,08	0,10	0,03	0,03	0,12	0,09	0,10	0,07	0,08	-	0,09
FeO	4,24	4,15	7,28	6,93	26,05	27,31	29,10	28,08	9,83	9,06	16,37	11,67	13,15	0,53	4,98*	15,44*
MgO	8,52	9,02	7,05	8,11	0,77	1,95	1,60	1,91	17,31	17,16	9,16	14,34	13,84	0,52	0,19	-
MnO	0,02	-	0,13	-	2,11	0,32	0,15	0,28	0,11	-	-	0,09	0,04	-	0,08	0,06
CaO	13,61	14,18	12,82	14,12	13,14	11,61	10,42	10,38	11,12	9,82	8,52	8,93	11,44	0,29	23,53	22,92
Na2O	6,63	6,23	6,99	6,35	0,06	-	0,02	-	1,13	2,32	3,97	3,10	2,29	5,49	-	-
K2O	-	-	0,03	0,02	-	-	-	-	0,04	0,07	-	0,07	0,05	0,30	-	0,02
Total	99,37	99,59	100,16	100,64	101,65	101,31	101,06	101,29	97,53	99,07	98,19	99,38	99,29	96,28	98,03	98,63
Si	2,001	1,999	2,006	1,966	5,947	5,966	5,967	6,072	7,936	7,575	6,814	7,389	7,088	6,097	3,167	3,252
Al	0,440	0,424	0,429	0,398	3,975	4,027	4,036	3,976	0,328	0,954	2,297	1,363	1,472	5,938	2,864	2,248
Ti	0,001	<0,001	0,002	0,004	0,018	0,009	0,012	0,370	0,003	0,013	0,010	0,010	0,008	0,007	-	0,006
Fe2+	0,127	0,115	0,162	0,106	3,400	3,568	3,831	3,628	1,166	1,049	1,997	1,366	1,570	0,055	nd	nd
Fe3+	-	0,009	0,057	0,100	0,018	-	-	0,028	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,304	1,000
Mg	0,455	0,481	0,379	0,503	0,180	0,454	0,375	0,444	3,657	3,543	1,991	2,991	2,946	0,098	0,023	-
Mn	0,127		0,004	-	0,281	0,042	0,020	0,037	0,013	-	-	0,010	0,005	-	0,005	0,004
Ca	0,522	0,543	0,495	0,537	2,209	1,944	1,757	1,733	1,689	1,458	1,331	1,338	1,749	0,040	2,037	2,108
Na	0,460	0,432	0,488	0,437	0,017	-	0,006	-	0,311	0,624	1,123	0,841	0,635	1,332	-	-
K	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	0,007	0,013	-	0,012	0,010	0,048	-	0,002
Jd%	46	42	43	34												
Ac%	-	1	6	10												
Alm					56	59	64	62								
Pyr					3	8	6	8								
Gr					36	32	29	29								
And+Sp					5	1	0,5	1								

Tableau 1 : Analyses sélectionnées des minéraux de l'éclogite de Faratsiho.
(1)(2) : omphacites et grenats (coeur et bordure) de la zone granoblastique (Nbre Oxy : 6 et 24).
(3)(4) : inclusions d'omphacites en semi-périphérie et bordure d'un gros grenat. (5) Actinote (I) précoce en inclusions au coeur des gros grenats (Nbre d'Oxy : 24 ; F = 0 dans toutes les amphiboles) ;
(6) Na-Al Actinote (II) en équilibre avec la paragénèse éclogitique (Cr_2O_3 = 0, NiO = 0,007 ; ZnO = 0,15) ; (7) Barroisite (III) interstitielle (Cr_2O_3, NiO = 0,01, ZnO = 0,18) ; (8) Hornblende actinolitique (IV) (Cr_2O_3 = 0, NiO = 0,03, ZnO = 0,21) et (9) hornblende (Cr_2O_3, NiO = 0,03, ZnO = 0) ;
(10) paragonite (Nbre d'Oxy : 22) ; (11) clinozoïsite autour de (10) (Nbre d'Oxy : 13) ;
(12) épidote (associée à de la hornblende verte autour d'un grenat.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

IV - COMPOSITION DES MINERAUX

L'omphacite : Dans un diagramme Na-Al-Ca (fig. 1), les pyroxènes de la zone granoblastique, de la fissure centrale et en inclusions dans les gros grenats, se regroupent dans un domaine allongé conformément à la substitution Na, Al = Ca, Mg. A l'exception de quelques analyses, les pyroxènes se situent dans le champ des omphacites des éclogites ophiolitiques (de basse température) défini par Smulikowski (1972). Le fer ferrique recalculé est faible (tableau 1) et le composant acmite n'est notable que dans les cristaux inclus dans les gros grenats mais ne dépasse par 10 % (An3 et 4 du tableau 1). Entre les coeurs et les bordures des omphacites de la zone granoblastique, le rapport XMg (~ 80) et la teneur en jadéite (42-46 %, rarement 36 %) varient peu. Par contre, les pyroxènes inclus dans les gros grenats montrent une diminution de la teneur en jadéite entre 45 et 33 % (s'accompagnant d'une augmentation du rapport XMg) depuis l'intérieur jusqu'à la bordure des cristaux hôtes (fig. 1c). La composition des cristaux de la "fissure centrale" est variable (fig. 1c) mais la teneur en jadéite est le plus souvent proche de la limite inférieure (35 %).

Le grenat : Les grenats de l'éclogite sont riches en fer avec 55 à 65 % du pôle almandin (tableau 1) ; la concentration en fer ferrique est toujours faible. La teneur en composant grossulaire est élevée entre 30 à 35 %. Par contre, le composant magnésien est très faible, dépassant rarement 10 %. De telles compositions situent ces grenats dans le champ des éclogites C (éclogites alpines) défini par Coleman et al (1975) et dans le domaine des éclogites ophiolitiques défini par Smulikowski (1972) (Fig. 2). Les cristaux sont peu zonés : ils montrent tous une augmentation (faible mais significative) du composant pyrope entre 3 et 12 % depuis le coeur vers la périphérie. Dans les grenats de la zone granoblastique, cette augmentation s'accompagne d'une variation dans le même sens du composant almandin et d'une diminution des pôles grossulaire (fig. 2b) et spessartine (dont la teneur atteint 11 % au coeur du minéral). Dans les gros cristaux de la "fissure centrale", le composant grossulaire est stable autour d'une valeur moyenne de 29 (fig. 2c). La composition à la périphérie d'un même individu est variable, suggérant un développement dissymétrique du minéral comme le confirme d'ailleurs la disposition exentrée de certaines inclusions. L'augmentation du magnésium vers la bordure du minéral est compensée par une baisse de la teneur en fer.

Les amphiboles : Sur la base des critères texturaux, des propriétés optiques et de la composition chimique, on met en évidence l'existence de cinq générations successives d'amphiboles dans l'éclogite de Faratsiho : une première génération d'actinote (I) en petites inclusions au coeur des gros grenats ; une deuxième génération d'amphibole incolore (II) en équilibre avec la paragenèse éclogitique ; une amphibole III (barroïsite) bleu-vert, peu abondante, en inclusions avec l'omphacite dans la partie externe des gros grenats ou frangeant les amphiboles II ou encore interstitielle dans les craquelures des grenats : elle est tardive par rapport à la paragenèse éclogitique ; de grandes amphiboles vert clair (au coeur : IV) à vert foncé (à la périphérie : V) automorphes sont entourées d'un agrégat de plagioclase et d'amphiboles vertes (V) de composition identique à celle de la périphérie des amphiboles précédentes. Ces amphiboles paraissent correspondre à des générations successives et le passage de l'une à l'autre marque les différentes étapes de l'évolution de la roche. Les analyses représentatives de ces générations successives d'amphiboles sont reportées dans le tableau 1 et la figure 3. Le fer total est considéré comme bivalent. Cependant, la somme des cations dans les sites M1, M2 et M3 atteignant en moyenne 5,10, on est amené à supposer la présence d'une petite fraction de Fe^{3+} ou d'une solution solide mineure avec la cummingtonite. Dans la classification de Leake (1978), ces amphiboles se classent respectivement parmi les actinotes (I et II), barroisites (III), hornblendes actinolitiques (IV) et hornblende (V). L'actinote incolore (II) a une composition riche en alumine et en sodium et est assez semblable à la hornblende actinolitique (IV) (Tableau 1). Le changement de la composition des diverses amphiboles est progressif quoique discontinu (à l'exception des amphiboles IV et V : fig. 3). Les augmentations des teneurs en alumine, sodium,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Fig. 1 - A : Compositions des clinopyroxènes de l'éclogite de Faratsiho dans un diagramme Na-Al-Ca. Champs des clinopyroxènes des différents types d'éclogites de Smulikowski (1972) : G : clinopyroxènes des Griquaites ; C : clinopyroxènes des éclogites des formations gneissiques et migmatitiques (= HT) ; O : clinopyroxènes des éclogites "ophiolitiques" ou "de type alpin" (= HP-BT) ; I-B : agrandissement du trapèze de la Fig. 1-A pour les cristaux de la zone granoblastique : coeurs (o) et bordures (x) des cristaux ; I-C : même chose pour les omphacites de la fissure centrale (x) et pour les inclusions (o) dans les gros grenats.

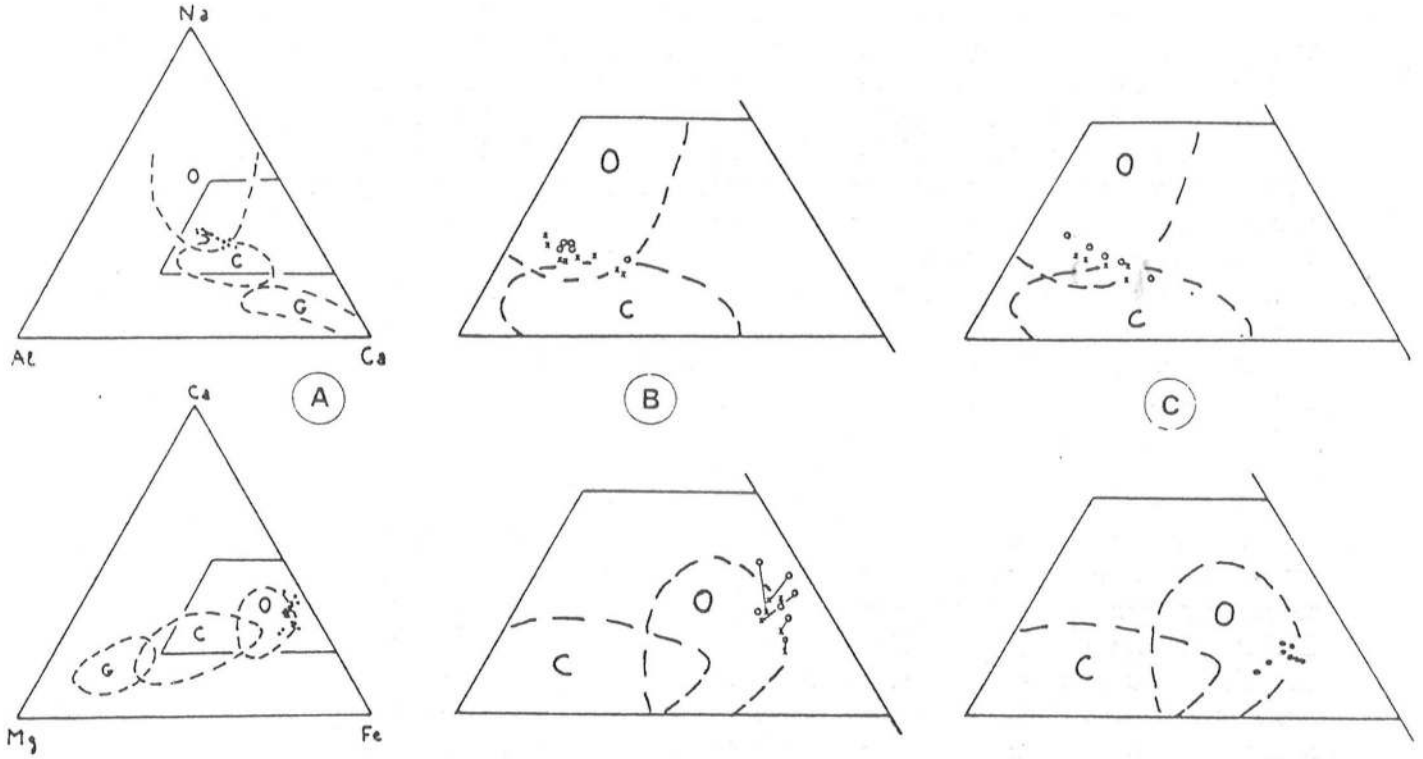


Fig. 2 - Même chose pour les grenats dans un diagramme Ca - Mg - Fe^{2+}.

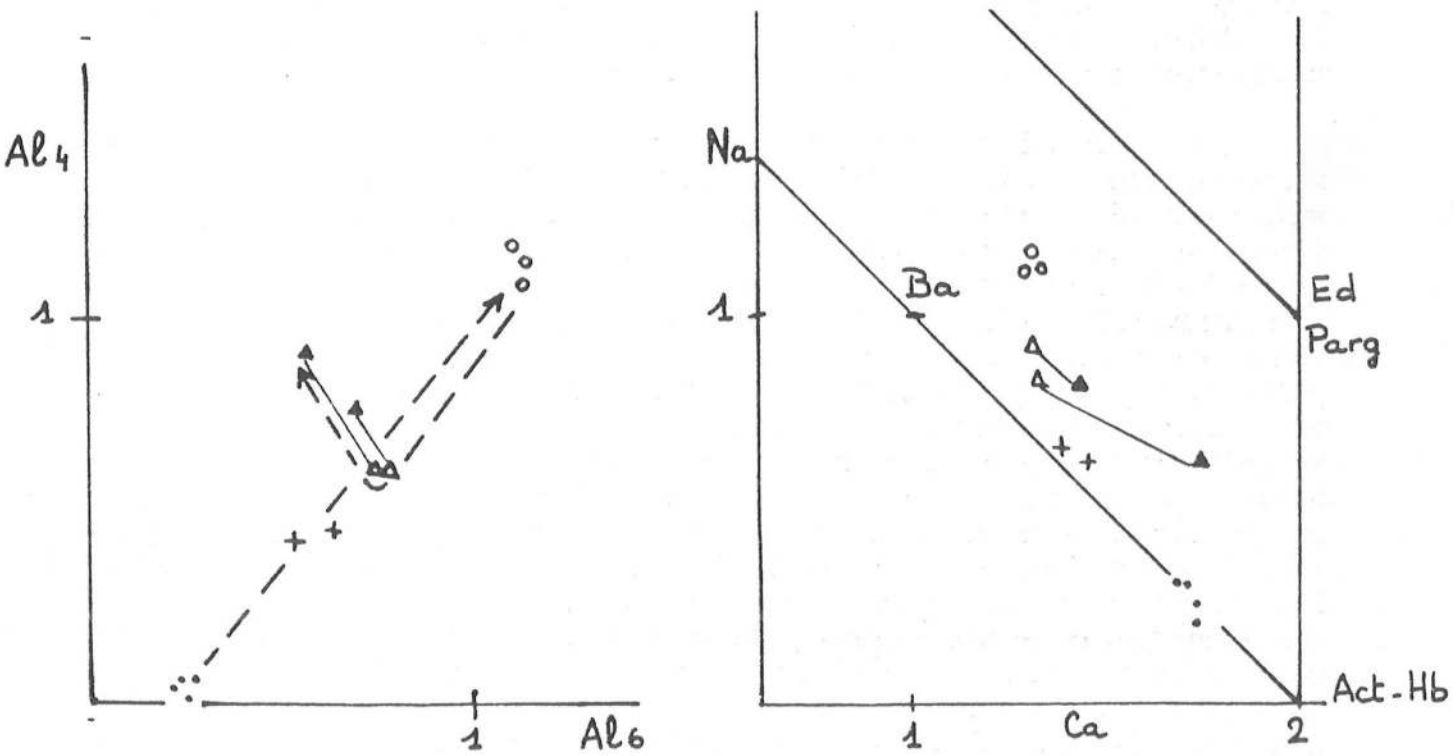


Fig. 3 - Diagrammes Al_4 - Al_6 et Na - Ca pour les différentes générations d'amphiboles de l'éclogite de Faratsiho. Les deux lignes sur le diagramme Ca-Na matérialisent les amphiboles à site A vacant et saturé respectivement (dans le cas où le site M4 est occupé par Ca + Na uniquement).

(.) Actinote (I) précoce en inclusions dans les gros grenats ; (+) Na - Al actinote (II) en équilibre avec la paragénèse éclogitique ; (o) barroisite (III) interstitielle ; Δ hornblende actinolitique (IV) et (▲) hornblende (V) peu alumineuse tardives.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

de l'occupation du site A (Fig. 3b) couplées à la décroissance des teneurs en calcium, fer-magnésium et en silice (Tableau 1) dans les amphiboles I à III et inversement de III à IV sont liées à une substitution de type glaucophane certainement associée à une substitution de type pargasite. Une telle évolution est classiquement observée dans un sens comme dans l'autre au cours du métamorphisme de haute pression (Black, 1977 ; Dal Piaz, 1983 ; Messiga et al, 1983 ; etc.) et est également signalée dans des amphiboles zonées (Trcienski et al, 1983 ; Gibbons et Gyopari, 1986) : elle a valeur de marqueur pétrogénétique au cours de l'évolution métamorphique entre les hautes (faciès schistes bleus et éclogite de basse température) et basses pressions (faciès schistes verts ; Ernst, 1979 ; Holland et Richardson, 1979 ; Maresch et Abraham, 1981 ; Apted et Liou, 1983 ; etc.). Les modifications progressives dans les amphiboles tardives (IV —> V) s'écartent de l'évolution précédente (fig. 3a) à la suite d'une modification dans le régime des substitutions combinées (combinaison inverse des substitutions glaucophane et édenite ?).

La paragonite : Le mica blanc montre une très faible substitution de fer et magnésium en site octaédrique. La solution solide avec les pôles muscovite et margarite est également limitée avec des valeurs entre pg 92-95 mus. 3-7 marg. 1-3.

Clinozoïsite et épidote : Le contrôle chimique de la zonation optique observée dans la clinozoïsite n'a pas été vérifié, ni la présence possible de zoïsite dans le coeur de certains cristaux. Les grains analysés contiennent entre 10 et 13 % de composant pistachite. L'épidote, de composition plus variable, voit sa composition fluctuer entre 18 et 30 % de composant pistachite.

Albite : Le plagioclase associé à l'omphacite peu jadéitique des kelyphitoïdes contient moins de 1 % de pôle anorthite. Un grain inclus dans un grenat de la zone granoblastique en contient 6 %.

V - EVOLUTION P-T-t DE L'ECLOGITE DE FARATSIHO

La composition chimique et la nature des minéraux qui constituent cette éclogite à paragonite-barroïsite sont semblables à ceux des éclogites formées au cours d'un métamorphisme de haute pression et basse température dans les Alpes (Dal Piaz et al, 1983), sur la côte vénézuélienne de la mer des Caraïbes (Maresch et Abraham, 1981), dans la chaîne varisque de Galice (Gil Ibarguchi et Ortega, 1985), dans les calédonides scandinaves (éclogites de Sunfjord : Griffin et al, 1985), etc.

Les conditions pression-température contrôlant la formation et l'évolution dans le temps de cette éclogite sont a priori difficiles à évaluer à cause de la complexité de l'assemblage minéralogique. Cependant, l'étude pétrographique détaillée nous permet de définir une chronologie dans la formation et la destruction des minéraux. Ainsi, la diversité des cinq générations d'amphibole nous permet d'estimer qualitativement la trajectoire pression-température-temps de cette évolution (fig. 4). J'ai noté précédemment que les variations de Na et Al étaient attribuées à une variation notable de la pression. Les actinotes peu sodiques et peu alumineuses (I) en inclusions au coeur des gros grenats représentent sans doute des phases pré-éclogitiques dans les conditions de basse pression et de basse température du faciès schistes verts. Il n'y a pas d'indice semble-t-il, de passage dans le champ de stabilité de la lawsonite. Les Al-Na actinotes (II) reconnues comme étant stables à haute pression (et basse température ; Apted et Liou, 1983 ; Black, 1977 ; Liou et Maruyama, 1987 ; etc.) et dans les éclogites (Gomez-Pugnaire et Ferrandez-Soler, 1987), sont à l'équilibre avec la paragénèse éclogitique, au moins dans sa phase précoce. La situation de la barroisite (III) est difficile à préciser de par son caractère intersti-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tiel : est-elle contemporaine des conditions paroxysmales ou bien marque-t-elle le début de la décompression comme le suggère, sur la fig. 4, le champ de stabilité de ce minéral, défini par Ernst (1979) ? Notons que Maresch et Abraham (1981) considèrent que ce domaine de stabilité doit être étendu vers les hautes pressions. Quoi qu'il en soit, la hornblende actinolitique tardive (IV) témoigne sans conteste d'une décroissance importante de la pression totale sans variation notable de la température dans les conditions du faciès schistes verts (Ernst, 1979 ; Maresch et Abraham, 1981 ; Messiga et al, 1983 ; Dal Piaz et al, 1983). La déstabilisation de la paragonite en clinozoïsite, albite ± chlorite et celle du grenat en amphibole verte et épidote sont contemporaines de cette décompression (Maresch et Abraham, 1977 ; 1981). La composition de la hornblende (V) et la persistance de l'épidote suggèrent une évolution ultime dans les conditions du faciès "amphibolite de haute pression à épidote " (Apted et Liou, 1983). La pente positive de la courbe chlorite - limitant les faciès schistes verts et amphobolite montre que ce passage peut se faire par simple baisse de la pression sans modification de la température (fig. 4). De plus, la présence rare de chlorite impose que nous nous trouvions à la limite du champ divariant de la réaction de disparition de ce minéral ; par ailleurs, la teneur relativement faible en alumine de la hornblende (Tableau 1 et fig. 3) est celle des amphiboles du début du faciès amphibolite (Apted et Liou, 1983).

Bien que l'équilibre métamorphique n'ait pas été atteint à l'échelle de l'échantillon, on peut admettre qu'il existe localement. On peut ainsi distinguer trois zones d'équilibre dans l'échantillon :

- le coeur des grenats à inclusions d'actinote (I) témoigne des conditions précoces ;

- la zone granoblastique, des conditions paroxysmales : elle est peu marquée par la décompression (destabilisation de la paragonite, kélyphitoïde, etc.) ;

- la fissure centrale nous renseigne sur les conditions de la décompression. Cette fissure est sans doute liée à la déformation qui aura favorisé la circulation des fluides aqueux responsables de la rétromorphose locale de l'échantillon.

Dans ces différentes zones, l'équilibre chimique est réalisé entre les minéraux en contact. La distribution du fer et du magnésium entre omphacite et grenat d'une part, et hornblende-grenat d'autre part et la teneur en jadéite du clinopyroxène nous permettent de quantifier l'évolution métamorphique de l'éclogite. De nombreuses calibrations du géothermomètre grenat-clinopyroxène ont été réalisées. Celle prenant en compte le composant sodique du pyroxène (Saxena, 1979) est d'un intérêt évident pour les éclogites. Cependant, elle semble mal calibrée (eg. Johnson et al, 1983). De plus, Koons (1984) remarque que le composant sodique du pyroxène n'influe guère le coefficient de distribution pour des valeurs inférieures à 70 % du pôle jadéite. Aussi le géothermomètre de Ellis et Green (1979) reste le plus approprié pour l'étude des éclogites (Newton, 1986) quoique la corrélation entre XCa dans le grenat et ln Kd semble surévaluée pour XCa supérieur à 0,30, surestimant parfois la température calculée (Brown et Forbes, 1986) : j'ai également fait cette supposition dans des granulites de haute température (chapitre V). Les grenats et clinopyroxènes de la zone granoblastique sont légèrement zonés : le rapport XCa varie entre 0,36 et 0,30 dans le grenat mais la teneur en jadéite reste constante (40-46 % Jd) depuis le coeur vers la bordure de l'omphacite (Tableau 1). L'application du géothermomètre d'Ellis et Green (1979) permet d'estimer les températures des coeurs des minéraux entre 375°C et 420°C (tableau 2, couple 1) : malgré les valeurs élevées de XCa, ces températures ne peuvent pas être sensiblement surestimées sans retomber dans le champ de stabilité de la lawsonite qui ne parait pas avoir été présente dans cette roche. Les calculs sur les bordures des minéraux mettent en évidence une augmentation sensible de la température jusqu'à 480°-545°C (tableau 2, couple 2 et fig. 4) : compte tenu de l'évolution rapide de ces roches et des faibles températures considérées, la diffusion intracristalline est limitée (Lasaga,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

1983) et l'on peut considérer que cette augmentation mise en évidence par la zonation des minéraux est significative. Une telle variation de température entre coeur et périphérie des minéraux avec un pourcentage généralement constant de jadéite dans le pyroxène est compatible avec une augmentation de la pression (mais ne la prouve pas), matérialisant peut être la fin de l'évolution prograde de la roche. Les températures estimées grâce aux inclusions d'omphacite dans les gros grenats ne montrent pas de variations remarquables (450 à 520°C). En conséquence, la décroissance de la teneur en jadéite de ces inclusions (entre 45 et 35 %) depuis la semi-périphérie jusqu'à la bordure du cristal hôte pourrait indiquer que le début de la décompression s'est fait à température constante : ceci impose que le grenat continue de croître au début de la décompression.

Géothermomètre Cpx-Ga (Ellis et Green, 1979)

		X_{Ca}^{Ga}	Kd	T°C (7kb)	T°C (10Kb)
Couple	1	0,356	68	416°	421°
	2	0,322	33	488°	494°
	3	0,291	24	517°	523°
	4	0,289	39	445°	452°

Géothermomètre Hb-Ga (Graham et Powell, 1984)

5	0,289	32	390°C
6	0,320	15	498°
13	0,317	6	660°
9	0,284	12	500°

Tableau 2 : Evaluations thermométriques à partir des couples omphacite-grenat et amphibole-grenat. La numérotation des couples 1 à 9 se réfère au tableau 1. Couples (1) et (2) : coeur et périphérie des minéraux de la zone granoblastique : la teneur en jadéite du pyroxène varie peu. Couples (3) et (4) : inclusions de clinopyroxènes en semi-périphérie et bordure d'un gros grenat de la "fissure centrale" : le pourcentage en jadéite diminue sensiblement vers la périphérie du cristal hôte. Couple (5) : grenat-actinote (I) ; couple (6) : Ga-Al-Na actinote (II) ; couple (13) : Ga-barroisite (III) ; couple (9) : Ga-hornblende (V).

En l'absence de plagioclase, la teneur en jadéite de l'omphacite donne des indications de pressions minimales. Plusieurs calibrages de ce baromètre ont été réalisés et sur la figure 4 est représenté celui de Holland (1980) qui donne une pression minimale de 9 kb à 420°C (coeur des minéraux de la zone granoblastique) et 11 kb à 500° C (bordures des mêmes cristaux). Des valeurs sensiblement identiques (± 0,5 kb) sont obtenues en utilisant les modèles de Currie et Curtis (1976) et Kushiro (1969). Par contre, le modèle de Gasparik et Lindsley (1980) donne des valeurs supérieures de 2 kb. L'absence de lawsonite et de l'association disthène-omphacite-paragonite et la présence d'inclusions d'albite à 6 % d'anorthite dans le grenat, limitent la pression maximum à 15 kb à 500°C.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

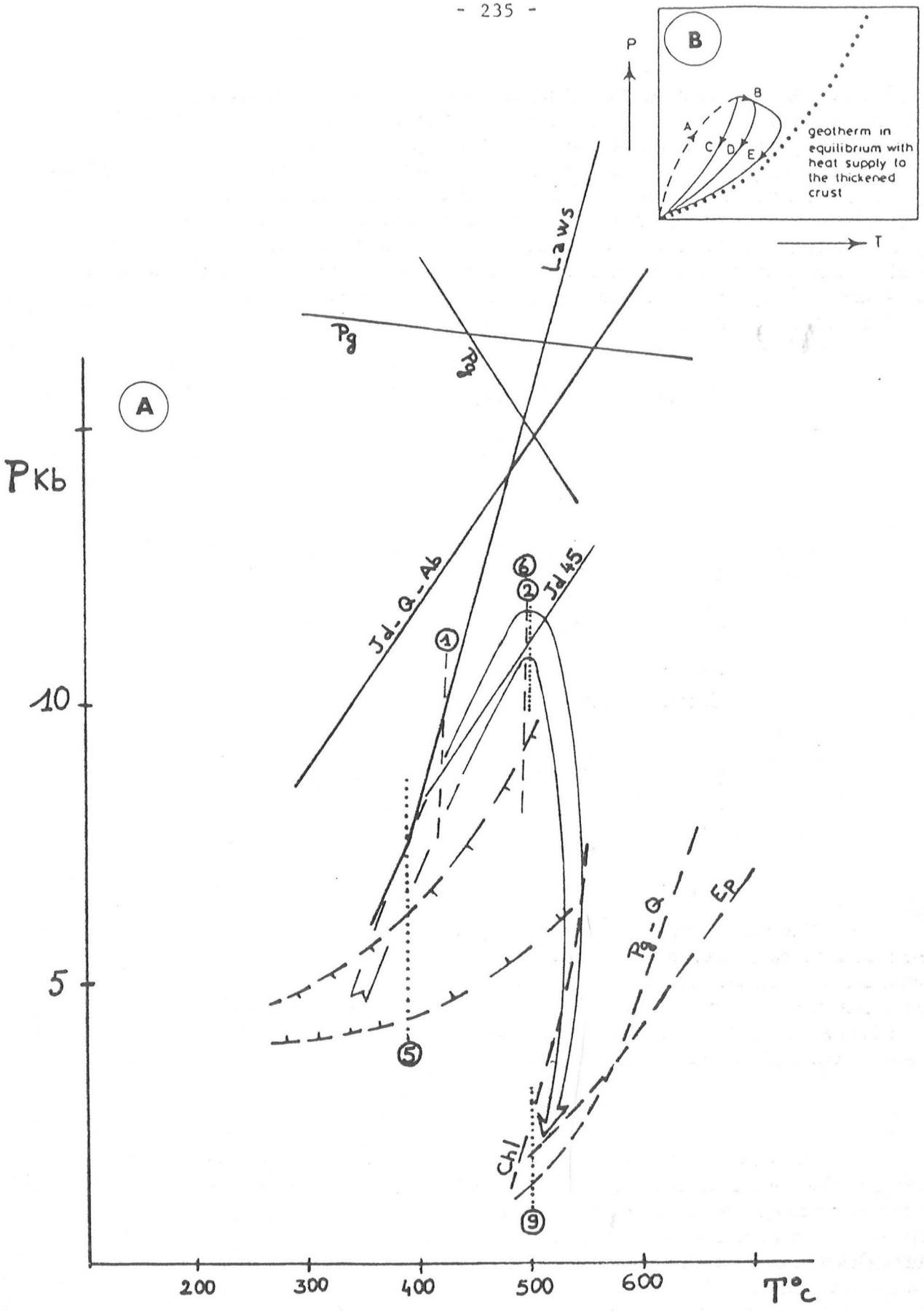


Fig. 4 - A : Evolution Pression - Température - Temps de l'éclogite de Faratsiho. Lignes tirets fins : géothermomètre Ga-Cpx (Ellis et Green, 1979) ; (1) et (2) = coeurs et périphéries des minéraux de la zone granoblastique. Lignes pointillées : même chose pour le couple Hb-Ga (Graham et Powell, 1984) : (5) = act. en inclusions dans le coeur des gros Ga, (6) Na-Al actinote en équilibre avec la paragénèse éclogitique, (9) Hb tardive (numéros des couples : voir tableau 1 et 2). Lignes tirets avec bardelures : champ de stabilité de la barroisite (Ernst, 1979) ; Laws = limite haute température de la lawsonite + Ab (Holland, 1979). Pg-Q = même chose pour l'association paragonite + Q (Chatterjee, 1972). Pg = paragonite + Jd 40 + disthène + vapeur pour $XH_2O = 1$ (Holland, 1979) et $XH_2O = 0,3$ (Ghent et al, 1987) ; Chl et Ep = limite haute température de la chlorite (réaction limite entre les faciès schistes verts et amphibolite) et de l'épidote dans les métabasites (Apted et Liou, 1983). Les courbes Jd = Q = Ab et Jd 45 Diop 55 sont de Holland, 1980).

B : Trajectoire P-T-t de roches montrant un enfoncement rapide (A) suivi d'une remontée isostatique de plus en plus lente : trajectoires C, D et E (d'après England et Thompson, 1984).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Le géothermomètre empirique grenat-hornblende de Graham et Powell (1984) donne des résultats compatibles avec ceux estimés précédemment et avec l'évolution mise en évidence par la succession des cinq générations d'amphibole. L'actinote (I) en inclusions dans les gros grenats donne des températures entre 377° et 390° (couple 5, tableau 2), en accord avec une origine précoce à basse pression. Les estimations sur l'actinote sodique et alumineuse (II), autour de 500° C (couple 6, tableau 2) sont semblables à celles obtenues pour les couples omphacite-grenat avec lesquels elle est en équilibre. Les calculs, identiques pour les amphiboles tardives (IV) et (V) sont compatibles avec une décompression isotherme. Seul le couple barroisite (III) -grenat donne des températures très dispersées et trop élevées (entre 650° et 740° C) en désaccord avec les autres évaluations thermométriques et les associations minéralogiques.

Ce résultat erroné peut s'expliquer par la différence notable entre les compositions chimiques de la barroïsite de l'éclogite malgache et celles des amphiboles utilisées pour le calibrage empirique du géothermomètre. Ou bien, plus vraisemblablement, comme le suggèrent les relations texturales, n'est-elle pas en équilibre avec les autres minéraux de la roche. D'ailleurs, Graham et Powell (1984, p. 22) conseillent une utilisation prudente de leur géothermomètre aux amphibolites d'affinité éclogitiques dans lesquelles grenat et hornblende n'ont pas toujours atteint l'équilibre.

En résumé, l'évolution pression-température-temps de l'éclogite de Faratsiho débute dans les conditions du faciès schistes verts et se poursuit jusqu'à des pressions comprises entre 10 et 15 kb avec une température maximale de 500°C. Rien ne permettant d'envisager le passage dans le champ de stabilité de la lawsonite, il semble probable que le stade prograde se passe dans le faciès schistes verts de haute pression ("ou faciès schistes bleus de haute température" : Roeske, 1986 ; Evans et Brown, 1987). Les conditions paroxysmales sont suivies par un stade de décompression quasi-isotherme dans les conditions de basse température du faciès amphibolite. Déformation et introduction limitée d'eau provoquent la rétromorphose partielle de la roche.

VI - DISCUSSION

L'âge de l'éclogite de Faratsiho n'est pas connu mais peut être approché grâce aux datations précédemment citées. La ceinture de basse température (couches de Valabetokana) qui contient cette roche est cernée de roches méso- à catazonales indiquant une variation brutale du métamorphisme. Si l'on considère que le métamorphisme de haute pression, la décompression qui lui est associée et la mise en place tectonique de ces formations sont sub-contemporaines (dans la marge d'erreur de la seule datation disponible sur cette région : ± 102 MA), les roches de haute température doivent être nécessairement plus anciennes que l'éclogite. Dans le cas contraire, celle-ci aurait été réchauffée. L'âge de 1060 MA pour les granites de Vavavato obtenu par une mesure Pb∝ sur zircon est peu fiable mais est assez proche de celui de 988 MA (± 102 MA) obtenu par isochrone Rb-Sr sur les charnockites de Betafo. Cette isochrone réalisée à partir de cinq échantillons de différents massifs, avec un rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7022 date vraisemblablement l'événement thermique granulitique contemporain de la mise en place des charnockites. En conséquence, l'éclogite de Faratsiho se serait formée au protérozoïque moyen (final) ou supérieur, peut être dans un stade précoce du mégacycle panafricain (~1000-600 MA).

Les conditions HP-BT, proche du faciès schistes bleus,mises en évidence par cette éclogite de type C (fig. 4), contrastent fortement avec les évaluations thermodynamiques estimées sur l'ensemble du précambrien malgache. En effet, le métamorphisme est généralement de haute température et de pression intermédiaire à basse pression (voir les autres chapitres et

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Hottin, 1978) : les faciès de basse température (schistes verts) sont très localisés et les roches catazonales de haute teprérature (> 700° C) apparaissent toujours sous des pressions inférieures à 9-10 kb. La découverte d'une éclogite de type C a des conséquences géodynamiques très importantes non seulement à l'échelle de Madagascar mais également pour l'ensemble de l'orogène mozambicain puisque cette occurrence est la première dans l'ensemble de cette ceinture mobile : le métamorphisme de HP-BT est interprété actuellement par la quasi-totalité des géologues en termes de tectonique des plaques (Evans et Brown, 1986) et cet échantillon est sans doute le témoin d'une ancienne zone de convergence d'âge protérozoïque supérieur ; il constitue un argument de poids en faveur des hypothèses mobilistes de Vearcombe (1983), Andréoli (1984), Shackleton (1986), etc.

Les conditions pression-température de formation de l'éclogite malgache et la décompression isotherme qu'elle a subi excluent qu'elle se soit formée lors de la subduction d'une lithosphère océanique qui impliquerait un gradient géothermique encore plus faible (eg. Jayko et al, 1986). Encore que la collision d'une ride médiocéanique encore chaude pourrait expliquer un stade prograde précoce dans le faciès schistes verts (Gibbons et Gyopari, 1986). Cependant, malgré cette dernière restriction, la température maximale atteinte, la décompression adiabatique plutôt que convexe par rapport à l'axe des températures (trajectoire 1 de la figure 4B) et l'environnement de matériaux continentaux méso- à catazonaux suggèrent que la trajectoire P-T-t est plutôt la conséquence d'un enfoncement d'une marge continentale dans une zone de subduction au début de la collision intracontinentale (Forbes et al, 1984 ; Matthews et Schliestedt, 1984) ou de cisaillements affectant la croûte dans son ensemble pendant la collision (Bonneau et Kienast, 1982). J'ai déjà remarqué que les conditions de formation de l'éclogite malgache sont assez similaires à celles de certaines éclogites alpines (e.g. Dal Piaz et al, 1983). L'empreinte d'un faciès schistes verts précoce matérialisée par les minéraux inclus dans les gros grenats pourraient bien être le témoin d'un métamorphisme antérieur à celui responsable de l'éclogitisation comme c'est précisément le cas dans les Alpes (Lardeaux et al, 1982 ; Dal Piaz et al, 1983). Notons que dans le cas où la marge continentale est chevauchée par la croûte océanique (Corse, Nlle Calédonie, Oman), le métamorphisme de haute pression peut être sensiblement identique à celui de l'éclogite de Faratsiho (Gibbons et al, 1986 ; Ghent et al, 1987).

Ainsi, le gradient géothermique mis en évidence par l'éclogite protérozoïque malgache se situe dans la gamme de gradients observés dans les zones de convergences récentes méso- et cénozoïques. La relative haute température enregistrée par les rares éclogites précambriennes (éclogites de type B) semblait suggérer une variation notable dans le temps du gradient géothermique dans les zones de convergence (Newton, 1986). L'éclogite malgache prouve au contraire que, si cette hypothèse proposée par de Roever (1964) est raisonnable, la diminution qu'elle suppose reste très modérée depuis le précambrien terminal. Il est vraisemblable que ces éclogites de type B n'ont pas été érodées car elles ont résidé longuement en profondeur et se sont réchauffées avant leur remontée à la surface (trajectoire D ou E de la figure 4B).

En effet, seule une combinaison fortuite d'événements géologiques peut permettre la préservation d'une roche de HP-BT pendant plus d'un demi-milliard d'années puisqu'elle doit remonter rapidement en précédant le réajustement des isothermes déprimés le long du plan de convergence (entre 20 à 100 MA : Dal Piaz et al, 1983 ; Rubie, 1984 ; Cliff et al, 1985 ; etc.). L'éclogite malgache est remontée rapidement au moins jusqu'à des profondeurs où la température ne dépassait pas 500°C lorsque le gradient thermique est redevenu normal (P < 5 kb ; empreinte du début du faciès amphibolite) avant de résider près de la surface sans être érodée jusqu'à l'heure actuelle.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Aussi, un échantillon comme l'éclogite de Faratsiho est précieux car il représente une rare opportunité de caractériser les conditions du métamorphisme de haute pression au précambrien : des schistes bleus et de nouvelles éclogites de basse température précambriens seront sans doute découverts mais ces roches présenteront toujours un caractère exceptionnel.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Chapitre VIII

LE METAMORPHISME DE TRES HAUTE TEMPERATURE (~1000°) ASSOCIE AUX CEINTURES BASIQUES-ULTRABASIQUES DU PRECAMBRIEN MALGACHE

Résumé :

Un vaste complexe de gabbros et péridotites forme un remarquable alignement Nord-Sud, parallèle aux structures tectoniques, que l'on peut suivre sur près de 800 km de long. Les formations d'Andriamena et de Maevatanana constituent deux faisceaux parallèles au précédent. La mise en place de ces roches magmatiques s'est faite dans les conditions des faciès amphibolite profond et "granulite de pression intermédiaire" : les gabbros sont généralement à deux pyroxènes (± hornblende et biotite) et le grenat n'apparaît que dans les faciès les plus différenciés et riches en fer. Des évaluations thermodynamiques ponctuelles confirment cette appartenance au faciès granulite de pression intermédiaire. A Andriamena, en particulier, les calculs effectués sur deux gabbros à grenat indiquent des conditions de pression de l'ordre de 5 à 5,5 kb à 650 °C. Dans cette formation, les roches magmatiques en lentilles hectométriques à kilométriques sont intrusives dans des formations ferrifères litées (métamorphisées en quartzite à grenat et magnétite et granulite à Opx-Ga-Q-magnétite) et dans des granulites à Opx-Sill ou Oamph-cord, d'âge certainement Archéen terminal. Ces dernières ont des compositions inhabituelles qui n'appartiennent ni à des roches magmatiques, ni à des roches sédimentaires courantes. Différentes origines ont été proposées pour des roches semblables : (1) métasomatisme (avant ou pendant le métamorphisme) de roches volcaniques variées ; (2) métapélites de compositions inhabituelles, car associées à des évaporites, ou parce que formées dans des conditions spécifiques de l'Archéen ; (3) restites d'un haut degré de fusion partielle (0,4 - 0,5) de métasédiments. Les données analytiques sur les roches malgaches sont compatibles avec l'hypothèse (1) mais compte tenu des conditions extrêmes du métamorphisme les ayant affectées (voir ci-après), l'hypothèse (3) ne peut être exclue.

Les granulites à Opx-Sill montrent une extraordinaire diversité d'assemblages minéralogiques coronitiques qui reflète les différentes étapes de l'évolution rétrograde dont les roches à Oamph représentent le stade ultime banalisé. La paragénèse initiale de ces roches comprenait sans doute : Q-Al Opx-Ga-Sill-Rut et/ou Ilm, Spv ± Feld, Zircon et parfois graphite et pyrite. Des agrégats complexes à Opx II- Sill II-Cord-F ± Biot suggèrent dans certains cas la présence d'autres minéraux dans cette paragénèse initiale : peut-être cordiérite et saphirine mais surtout osumilite. L'Opx primaire, en cristaux centimétriques, est très alumineux et atteint la valeur maximum de 19 % d'Al_2O_3. Il est zoné en ce qui concerne cet élément mais a une composition homogène en fer et magnésium suggérant une diffusion différentielle au cours de l'évolution rétrograde. Les géothermobaromètres conventionnels sont inefficaces pour évaluer les conditions de cette paragénèse exceptionnelle. Quelques rares exemples de roches semblables ont été mentionnés à travers le globe (dans lesquels la teneur en Al_2O_3 de l'Opx ne dépasse pas 13%) et des températures de formation très élevées (900 ° à 1000 ° C) sont envisagées. L'application du géothermobaromètre basé sur la concentration de l'alumine dans l'Opx (Al Opx-Ga) donne une température de l'ordre de 1000 °C à environ 6Kb, pression évaluée dans les métabasites et grâce aux géobaromètres usuels. La fugacité de l'oxygène et la pression d'eau sont faibles ; dans ces conditions, la présence rare de graphite et de pyrite suggère que CO_2 et SO_2 ont pu participer occasionnellement à la composition de la phase fluide mais d'une manière générale il est vraisemblable que PF < PT.

Op II et III (?) avec des concentrations non négligeables et variables en alumine (entre 2 et 7 %), Oamph, Sill II, Biot, Cord, feldspaths apparaissent au cours de l'évolution rétrograde dans des structures coronitiques parfois difficiles à interpréter. Le pyroxène primaire alumineux exsolve des lamelles de grenat (réaction AlOpx = Ga + Opx). La redistribution importante des éléments par diffusion dans les phases primaires est telle

que les géothermomètres et baromètres n'indiquent que les conditions finales de cette évolution rétrograde : les résultats sont relativement dispersés mais compatibles avec ceux obtenus dans les métabasites. L'état de conservation variable des paragénèses paroxysmales est lié à une variation de l'apport d'eau durant l'évolution rétrograde : la présence ou l'absence d' Oamph et les variations de la composition du couple Ga-Cord dans les différentes roches permettent d'apprécier que aH_2O ne dépassait pas 0,2 dans les roches à biot. sans Oamph, était voisine de 0,5 dans les gneiss à Oamph et Opx relictuel et devait approcher 1 dans les gneiss à Oamph banalisés. Les réactions impliquées au cours de l'évolution rétrograde ne permettent pas de préciser clairement si le refroidissement s'est fait à pression constante, ou avec une variation de la pression. Le développement limité de la réaction Ga + Q = Opx + Cord, à basse température, suggère plutôt un refroidissement quasi isobare depuis les températures paroxysmales suivi d'une décompression limitée en fin de refroidissement.

D'un point de vue géodynamique, une telle trajectoire rétrograde par refroidissement quasi isobare peut correspondre au stade final consécutif à la remontée isostatique de la partie inférieure d'une croûte épaissie, associée ou non à des intrusions basiques profondes (contexte de marge active ou d'arc insulaire) ; elle peut être au contraire le témoin d'une zone d'extension lithosphérique où la remontée de l'asthénosphère sera responsable d'une modification importante du gradient géothermique qui engendrera la formation d'intrusions basi crustales : celles-ci ne sont pas directement responsables du métamorphisme de très haute température (THT), mais elles vont cependant faciliter le transfert thermique depuis le manteau vers la croûte. Dans ces deux hypothèses, un événement orogénique indépendant est nécessaire pour ramener ces granulites à l'affleurement. A Andriamena, les très hautes températures mises en évidence à des profondeurs modérées sont plutôt favorables au deuxième modèle. L'événement tectonique associé au métamorphisme de haute pression à l'origine de l'éclogite de Faratsiho pourrait être responsable de cette mise à l'affleurement au protérozoïque supérieur. L'absence de conversion de la sillimanite en disthène prouve que les conditions du géotherme normal n'ont pas été atteintes, ce qui suggère que refroidissement et remontée isostatique sont directement consécutifs.

Les granulites formées à 1000 °C sont exceptionnelles : cette rareté est-elle liée à des conditions de formation inhabituelles ? Ou bien ces roches sont très répandues à la base de la croûte et c'est leur conservation dans les parties superficielles qui est exceptionnelle. La conservation de telles paragénèses, au cours d'un refroidissement lent, est effectivement difficile puisque la diffusion et la recristallisation sont rapides à très hautes températures ; les géothermomètres usuels seront généralement inefficaces. En fait, ces paragénèses auront quelques chances d'être conservées dans des roches anhydres de composition particulière contenant essentiellement des éléments peu mobiles comme l'aluminium et le silicium. De plus, peu de roches sont susceptibles d'atteindre de THT sans fondre. Dans les métasédiments, la fusion de la biotite tamponne la température du métamorphisme à 850 °C : seules des roches réfractaires, anhydres à l'échelle régionale, pourront dépasser ce palier critique. Ainsi, l'extension possible du métamorphisme de THT dans la partie inférieure de la croûte continentale aurait des implications importantes sur la nature réfractaire essentiellement restitique de celle-ci.

I - INTRODUCTION

Une zone allongée et discontinue de roches plutoniques basiques et ultrabasiques, souvent très altérées en "soapstones" affleure dans la partie Est du socle malgache sur une distance de près de 800 km (figure 1). D'importantes anomalies gravimétriques positives leurs sont parfois associées (Rechenmann, 1982). Cet alignement est subméridien et est parallèle aux structures tectoniques. Il se localise dans les formations gneissiques, parfois migmatitiques d'Androna, Alaotra-Beforana, Manampotsy, Ampasary (Fig. 1). Deux autres formations, plus localisées, disposées parallèlement, à l'ouest de la zone précédente, sont constituées par le synclinorium d'Andriamena et celui de Maevatanana. Les âges relatifs et absolus de l'ensemble de ces formations basiques et ultrabasiques ne sont pas connus. Celles-ci, métamorphiques, se sont mises en place dans une série déjà métamorphique (Giraud, 1960) d'âge archéen-protérozoïque inférieur : des gneiss plagioclasiques paradérivés et des orthogneiss de Maevatanana donnent deux isochrones Rb/Sr à 2588 ± 154 MA et 2798 ± 293 MA (Vachette et Hottin, 1976). Dans la série de Beforona, deux isochrones Rb/Sr réalisées sur des roches de faciès variés (charnockite, migmatite, gneiss, micaschiste à biotite) donnent respectivement 2560 ± 325 MA et 2669 ± 341 MA (Vachette et Hottin, 1975). Selon ces auteurs, ces âges indiqueraient qu'un premier événement granulitique fini archéen a affecté cette région. Les don-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Fig. 1 - **A** : Carte structurale simplifiée du Précambrien malgache (d'après la carte tectonique de Prémoli, 1977 et le 1/1.000.000ème) ; 1 : formations post-précambriennes ; 2 : directions structurales majeures ; 3 : granites et migmatites panafricains s.l. (900-550 MA) ; 4 : granites et charnockites anté-panafricains ; 5 : gabbros et péridotites précambriens ; 6 : éclogite de Faratsiho (chap. VII) ; 7 : granulite ferrifère (éch. 314) ; entre les flèches : principal alignement de roches basiques et ultrabasiques précambriennes.

B : Localisations des principales formations du Précambrien malgache.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	1 Opx	2 Opx	1 Ga	2 Ga	3 Pl	4 Roche	5 BIF
SiO2	49,82	49,70	38,00	37,92	54,47	49,60	48,90
TiO2	0,04	-	-	0,03	0,01	0,70	0,21
Al2O3	1,81	1,68	21,75	21,97	27,41	5,15	3,70
FeO	33,55	32,74	31,18	31,91	0,95	12,42	13,30
Fe2O3	-	-	-	-	-	24,91	24,90
MnO	0,32	0,29	0,87	0,81	-	0,24	0,24
MgO	14,19	14,15	4,33	4,13	-	4,43	2,00
CaO	0,47	0,50	4,25	3,97	9,11	1,00	1,87
Na2O	-	-	-	-	6,10	-	0,43
K2O	0,02	-	-	0,04	0,11	-	0,62
Total	100,20	99,05	100,38	100,80	98,15	98,45	
Nbre d' oxy	6		24		32		
Si	1,955	1,966	5,988	5,962	10,015		
Ti	0,001	-	-	0,004	0,001		
Al	0,084	0,078	4,039	4,072	5,940		
Fe2+	1,101	1,083	4,109	4,196	0,146		
Mn	0,011	0,010	0,116	0,108	-		
Mg	0,830	0,834	1,018	0,969	-		
Ca	0,020	0,021	0,717	0,670	1,794		
Na	-	-	-	-	2,173		
K	0,001	-	-	0,008	0,026		
XMg	43	44	20	19			
An					45		
Alm			69	71			
Pyr.			17	16			
Gros			12	11			
Spes + Andr			2	2			

Tableau 1 : Compositions des minéraux et roche totale d'une granulite ferrifère de Farafangana (éch. 314) (la roche totale contient 0,01 % de H_20). La moyenne de 447 analyses de formations ferrifères (Gross et Mc Leod, 1980) est donnée à titre de comparaison (il faut ajouter à cette moyenne P_2O_5 = 0,23 %).

Tableau 2 : Estimations des températures (°C) et des pressions (Kb) de l'échantillon 314. Géobaromètre, pôle fer. P1 : Bohlen et al, (1983) avec les coefficients d'interaction (W) des auteurs ; P2 : avec le W de Newton et Perkins (1982) ; Pôle magnésien : P3 (Newton et Perkins, 1982). Couple 1, assemblage (1-3) : voir minéraux 1 et 3 du tableau 1.

Géothermométrie Opx-Ga T1 : Harley (1984a) ; T2 : Sen et Battacharya (1984)

	X^{Ga}_{Ca}	ln Kd	4 Kb T1	6 Kb	4 Kb T2	6 Kb
Couple 1	0,1227	1,1129	687°	698°	767°	781°
Couple 2	0,1148	1,2049	644°	654°	707°	721°

Géobarométrie Opx-Ga-Pl-Q

	Xpy	XAlm	Xgros	XAn	a en	a fs	P1		P2		P3	
							700°C-800°		700°-800°		700°-800°	
assemblage (1-3)	0,1708	0,6895	0,1197	0,452	0,1721	0,3030	5,3	6,5	4,9	6,2	6,0	6,4
assemblage (2-3)	0,1631	0,7064	0,1103	0,452	0,1740	0,2932	5,2	6,5	4,9	6,2	5,3	5,6

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

nées chronologiques concernant les complexes magmatiques basiques sont rares. Delbos (1965) analyse quatre micas, par la méthode Rb/Sr, dans les roches ultrabasiques du gisement chromifère de Bemanevika. Trois de ces minéraux, au contact de filons pegmatitiques, donnent un âge conventionnel de 500-550 MA qui pourrait dater la mise en place des pegmatites. Une phlogopite, directement extraite de la péridotite se distingue par un âge conventionnel de 970 MA (recalculé avec la constante de désintégration du Rubidium : λ = 1,47.10-11 par an). Cet âge fixe la limite minimum à la mise en place du complexe basique. Cependant, les structures relativement peu déformées des corps plutoniques suggèrent un âge relativement récent.

Ces gabbros, pyroxénolites et péridotites dont l'affinité tholéiitique a localement été démontrée (secteur Aloatra-Beforana : Randriamalala, 1985) sont métamorphisés dans les conditions de la catazone et amphibolites, troctolites coronitiques, gabbros à deux pyroxènes et parfois à grenat sont abondants dans les formations d'Andriamena (Giraud, 1960 ; Rakotondrazafy, 1985), de Beforona (Randriamalala, 1985), de Manampotsy et Ampasary (Besairie, 1970) : ces paragénèses sont celles du faciès amphibolite profond et du faciès "granulite de pression intermédiaire". La présence rare du grenat dans des faciès anorthositiques (Randriamalala, 1985) et ferrifères montrent que les conditions du faciès "granulite de haute pression" n'ont pas été atteintes.

A l'extrémité sud de cette "ceinture basique", la carte au 1/500.000° de Fianarantsoa (N° 7) et celle au 1/100.000° d'Evato (P56) signalent des "éclogites" dans la formation de Vondrozo. J'ai noté au chapitre précédent que les paragénèses de ces roches étaient celles de granulite à grenat. Cependant, la composition minéralogique et chimique d'un échantillon de ces "éclogites" recueilli au PK 241 de la piste Ihosy-Farafangana mérite quelque attention en plus de l'information thermodynamique qu'il apporte sur l'extrémité sud de la ceinture basique.

II - LES GRANULITES A GRENAT DE LA FORMATION DE VONDROZO

Dans le Sud de la formation de Vondrozo, Besairie (1970) décrit des roches à clinopyroxène vert pâle associé à du grenat dans un fond oligoclasique. Le quartz est abondant. Ces roches sont intercalées dans des amphibolites et des pyroxénites à deux pyroxènes, souvent en voie de transformation en hornblende, auxquelles s'ajoutent en proportion variable du plagioclase. Ces paragénèses montrent que ces roches appartiennent à un ensemble de métabasites métamorphisées dans les conditions du faciès granulite.

Un autre type d'"éclogite" de cette région est plus original puisque le plagioclase est absent ou en très petite quantité. Ce faciès est bien représenté au PK 241 de la piste Farafangana-Ihosy. La roche hétérogène en gros cristaux centimétriques montre tous les intermédiaires entre une pyroxénite à magnétite et une quartzite à pyroxène et magnétite. Les minéraux constitutifs de l'échantillon 314 (Tableaux 1 et 3) sont : un ferrohypersthène très pléochroïque (rose à vert clair), du grenat très riche en composant almandin (~70%) ; le fer trivalent recalculé est faible ou nul dans ces deux minéraux. Le composant grossulaire du grenat, en proportion modéré (~10%), incorpore le peu de calcium contenu dans cette roche. En effet, le plagioclase de composition intermédiaire (Tableau 1) est très rare : un seul grain de dimension inférieure au millimètre a été décelé dans les deux lames minces étudiées. Le quartz et la magnétite sont abondants. L'oxyde se présente en gros amas xénomorphes et en abondantes inclusions dans les autres minéraux.

Les conditions thermodynamiques du métamorphisme granulitique qui a marqué cette roche peuvent être évaluées grâce au géothermomètre Opx-Ga (Harley, 1984a ; Sen et Battacharya, 1984) et aux géobaromètres utilisant les associations Ga-Opx-Pl-Q (Bohlen et al, 1983 ; Newton et Perkins, 1982 ; Tableau 2). La température calculée varie dans un intervalle

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

de 100°C en fonction de la calibration choisie. J'ai cependant remarqué dans un précédent chapitre (chapitre V) que les résultats avec l'un ou l'autre de ces géothermomètres dépendaient de la composition chimique de la roche. Ainsi, le géothermomètre de Sen et Battacharya (1984) calibré sur des charnockites semblerait donner de meilleurs résultats pour les roches ferrifères comme c'est le cas pour l'échantillon 314 (an 4, tableau 1) : la température est estimée entre 710° et 780°C ; dans ces conditions la pression est elle-même évaluée à 5-6,5 kb (tableau 2 et fig. 2). Ce résultat basé sur une unique analyse de plagioclase est cohérent avec la paragénèse observée et avec celles des granulites précédemment décrites : il témoigne des conditions du faciès granulite de pression intermédiaire. L'absence du clinopyroxène et la rareté du plagioclase dans cette roche ne sont pas liées aux conditions du métamorphisme mais plutôt à la composition chimique particulière de celle-ci : peu alumineuse, très peu calcique et riche en fer ferrique. Cette composition (an 4, tableau 1), très simple, comprend essentiellement de la silice et du fer sous la forme bi et trivalente. L'alumine et le magnésium sont en quantité subordonnée. Cette composition rappelle celle d'une quartzite à magnétite qui contiendrait une faible composante argileuse ou tout simplement celles des formations ferrugineuses (BIF : Bed Iron Formations) : à titre de comparaison, la moyenne de 447 analyses de formations ferrifères du Canada (Gross et Mc Leod, 1980) est donnée dans le tableau 1 (An 5). De telles formations ferrugineuses sont également présentes dans les formations d'Ampanihy et d'Andriamena (voir plus loin), associées à des quartzites à grenat et/ou magnétite. Sheraton (1980) en mentionne en Antarctique et Camil (1984) en Côte d'Ivoire, associées à des quartzites à magnétite.

III - LES METAGABBROS DE LA CEINTURE D'ANDRIAMENA

La formation d'Andriamena constitue un synclinorium subméridien et est caractérisée par un ensemble de corps lenticulaires plutoniques basiques et ultrabasiques intrusifs dans des formations paragneissiques parfois migmatitiques. L'existence d'une importante anomalie gravimétrique positive sur la région suggère une extension en profondeur de ces faciès (Rechenmann, 1982). Ces corps lenticulaires, parfois kilométriques selon leur grand axe subméridien et d'épaisseur hectométrique comprennent des roches ultrabasiques péridotitiques et pyroxéniques dans lesquelles d'importantes concentrations de chromite sont en cours d'exploitation. Notons également la présence de platinoïdes dont le mode de gisement et l'exploitabilité doivent être précisés.

Dans la région de Brieville, les lentilles basiques et ultrabasiques de Bemanevika et d'Ankazotaolana qui contiennent les plus fortes concentrations de minerais de chrome, sont intrusives dans des quartzites à magnétite et des granulites quartzifères à orthopyroxène ou orthoamphibole-cordiérite.

Evaluation P,T du métamorphisme dans les roches basiques

A la base des corps magmatiques, les roches ultrabasiques sont essentiellement des harzburgites auxquelles s'ajoutent rarement du clinopyroxène. La chromite est dispersée dans l'échantillon et la phlogopite forme des lames trapues (éch. An 5d). Ces roches passent à des (ortho)pyroxénites à texture d'adcumulat. La proportion de chromite et de mica diminue. De petites amphiboles incolores à brun pâle, automorphes, se développent à partir des joints des grains de pyroxènes. Le plagioclase apparait progressivement ; un réseau dense de fines inclusions de spinelle se dispose parallélement aux plans des mâcles polysynthétiques ainsi que je l'ai décrit précédemment dans la métatroctolite d'Anavoha (chapitre III). Des troctolites coronitiques sont exploitées comme pierre d'ornementation. Dans ces roches à rare clinopyroxène primaire, l'olivine est entourée d'une couronne de pyroxènes disposés radialement et d'une symplectite souvent plurimillimétrique d'amphibole et spinelle verts. Des norites contiennent

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Métabasites et "BIF"	Opx	Cpx	Ga	Pl	Q	Magn	Ilm	Hb	Biot	Fk	Remarques
(1) 314	+	-	+	r	+	+	-	-	-	-	
(2) An6b	+	+	+	+	+	+	+	+(v)	±	r	Leucocrate, Ga cor. abondant autour des opaques, lamelle d'1 prx ds l'autre, zircon
(3) An17a	+	+	+	+	+	+	+	+(v)	r	r	
(4) An16b	+	±	+	+	-	? +	?	+(b)	+	?	Hb2 dans fissures, symplectites prx + pl autour des Hb1 et 2, Ga2 (?)

Granulites	Opxl	Ga	Sill I	Q	Cord	Biot	O amp	F	OpxII	Sill II	Ox	Sa	
(5) An6e-6i	-	+(L)	-	+	+	+	+	?	-	-	+	-	Fantôme opx I, réac. cor. (3) ds 6i ; ilm.
(6) An4c-7c	+	+(L)	±(cord)	+	+	+	±	?	-	-	+	-	Réac. cor. (1), (2?), (3), (4), (7?) ilménite
(7) An4a1	-	+	-	+	±	±	-	?	r	±(cord)	±	-	Rutile, réac. cor. (10) commençante ; mésoperthite
(8) An11d	-	±	-	+	±	r	r	+	-	±(cord)	±	-	Rutile, réac. cor. (3), mésoperthite
(9) An15a	-	+	+(cord)	+	+	+	-	±	+	+	+	-	Opx II et III (voir ph.4) spv et b, ilm., pyrite, graphite, rutile, Fk, Pl symplectite leucocrate, agrégat à Opx-Sill-Cord-Biot-F
(10)An4d	+	+	+(cord)	+	+	+	-	?	+	+	+	-	Spv-Co-Ru-Sill-Biot inclus dans Sill et/ou Ga, réac.(13)
(11)An6a	+	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+	-	Agrégat Opx-Sill-Cord-F±Biot : réac.(8') ou (16/18) ?
(12)An17b	-	+	+	+	±	+(sill II)	-	+	-	+	-	-	Mésoperthite, symplectite leucocrate, réac(13), spv(Sill), rutile, corindon (spv)
(13) -	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	+	Pl (Foissy et al, 1965)

Tableau 3 : Assemblages minéralogiques de quelques échantillons types des granulites ferrifères de Farafangana(1), des métabasites à grenat de la formation d'Andriamena (2 et 4 : Brieville ; 3 : Andriamena) et des granulites à orthoamphibole et/ou orthopyroxène de Brieville (5 à 11 et 13) et d'Andriamena (12). Les échantillons (3 et 12) m'ont aimablement été fournis par R. Rambeloson. L'échantillon (13) étudié par Foissy et al (1965), provient d'un sondage au mur de la lentille basique de Bemanevika à proximité de Brieville. Le zircon, souvent à coeur hérité, est abondant dans toutes les granulites. (L) : lamelle de Ga dans Opx I ; (Cord) : minéral inclus dans Cord.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Ga	Ga	Ga	Hb	Pl	Pl	Fk
SiO2	49,83	48,96	50,84	50,94	38,06	38,12	37,17	40,40	59,79	55,94	62,89
TiO2	0,01	0,08	0,12	0,09	0,02	0,02	0,03	1,84	-	0,06	0,04
Al2O3	0,45	0,40	1,18	1,01	21,62	21,60	21,73	12,30	25,83	29,45	19,47
FeO	39,38	0,39	17,70	18,27	31,57	31,61	31,01	23,64	0,14	0,08	0,11
MnO	0,41	0,69	0,18	0,32	1,21	1,19	1,44	0,02	0,10	-	0,01
MgO	9,60	9,60	7,66	8,09	1,49	1,57	1,65	5,37	-	0,03	-
CaO	0,50	0,59	20,17	20,05	7,36	7,57	7,67	11,17	6,60	6,73	0,09
Na2O	0,02	-	0,81	0,37	-	-	-	1,61	7,59	6,81	1,45
K2O	-	0,02	0,01	0,03	-	-	-	1,66	0,13	0,18	14,32
TOTAL	100,20	99,01	98,67	99,18	101,32	101,68	100,70	98,01	100,18	99,27	98,37
Nbre d'ox.	6				24			24	32		
Si	2,012	2,003	1,998	1,994	6,013	6,004	5,921	6,292	10,631	10,052	11,769
Ti	-	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,216	-	0,009	0,006
Al	0,021	0,020	0,055	0,047	4,025	4,009	4,080	2,257	5,414	6,237	4,295
Fe2+	1,330	1,323	0,581	0,598	4,171	4,164	4,132	3,079	0,020	0,012	0,017
Mn	0,014	0,024	0,006	0,011	0,161	0,159	0,194	0,002	0,015	-	0,002
Mg	0,578	0,585	0,448	0,472	0,350	0,369	0,393	1,245	-	0,007	-
Ca	0,022	0,026	0,849	0,841	1,246	1,278	1,309	1,863	1,257	1,295	0,017
Na	0,001	-	0,062	0,028	-	-	-	0,487	2,616	2,372	0,526
K	-	0,001	0,001	0,002	-	-	-	0,330	0,029	0,041	3,417
XMg	30	30	43	44				29			
Alm.					70	70	69				
Pyr.					6	6	7				
Gros.					21	21	22				
Spes + And.					3	3	3				
An %									32	35	-
Or									1	1	86
Ab									67	64	13

Tableau 4 : Composition des minéraux des métabasites à grenat de la formation d'Andriamena.
A - Ech. An 6b : sommet de la lentille basique-ultrabasique d'Ankazotaolana (région de Brieville).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Ga	Ga	Hb	Biot.	Pl	Pl	Fk
SiO2	49,09	49,12	50,00	50,75	38,35	37,71	40,06	36,16	57,20	57,04	62,58
TiO2	0,09	0,11	0,17	0,18	0,06	0,19	0,85	5,07	-	-	-
Al2O3	0,74	0,98	2,18	1,56	21,62	21,81	12,55	14,51	27,13	26,47	19,14
FeO	37,98	37,01	18,23	16,57	31,77	30,82	23,07	23,19	0,04	-	0,09
MnO	0,45	0,61	0,13	0,14	1,18	1,03	0,03	0,06	-	0,02	0,05
MgO	11,01	11,72	7,76	8,64	1,66	2,11	6,52	8,42	0,02	-	-
CaO	0,43	0,57	19,92	20,65	6,97	6,48	10,03	-	8,51	8,09	0,03
Na2O	-	-	0,70	0,73	-	-	1,52	0,01	6,68	6,77	1,78
K2O	-	-	-	-	0,07	-	1,76	9,66	0,13	0,11	13,64
TOTAL	99,79	100,10	99,09	99,22	101,68	100,14	96,40	97,07	99,71	98,49	97,31
Nbre d'ox.	6				24		32	22	32		
Si	1,981	1,969	1,960	1,974	6,032	5,994	6,312	5,533	10,276	10,360	11,809
Ti	0,003	0,003	0,005	0,005	0,007	0,023	0,101	0,583	-	-	-
Al	0,035	0,046	0,101	0,071	4,008	4,084	2,331	2,618	5,746	5,665	4,256
Fe2+	1,282	1,241	0,560	0,539	4,180	4,096	3,040	2,968	0,006	-	0,014
Mn	0,015	0,021	0,004	0,005	0,157	0,139	0,004	0,720	-	0,001	0,008
Mg	0,663	0,700	0,454	0,501	0,389	0,499	1,532	1,921	0,005	-	-
Ca	0,019	0,024	0,837	0,861	1,175	1,103	1,693	-	1,638	1,573	0,006
Na	-	-	0,053	0,055	-	0,003	0,463	0,220	2,327	2,382	0,653
K	-	-	-	-	0,013	-	0,355	1,885	0,030	0,025	3,284
XMg	33	36	43	48			33	39			
Alm.					71	70					
Pyr.					7	9					
Gros.					20	18					
And + Spes					3	3					
An %									41	40	-
Or									1	1	83
Ab									58	60	17

Tableau 4 - B - Echantillon An 17a métabasite à grenat. E d'Andriamena (recueilli par R. Rambeloson).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

peu de biotite. Les gabbros à deux pyroxènes sont abondants : ils contiennent généralement un peu d'amphibole incolore (éch. An 6d), brune (éch. An 13a) ou brun vert (éch. An 11c). Dans la partie sommitale du corps gabbroïque, des faciès relativement leucocrates à deux pyroxènes (clinopyroxène vert et orthopyroxène vert à rose), amphibole brune ou verte, ilménite et magnétite abondantes, quartz, sont à grenat généralement coronitique. Celui-ci contient des inclusions de quartz ou de fines symplectites d'un minéral opaque (éch. An 6b, 8, 12, 16b, 16c, 17a). La biotite, en proportion variable, est souvent présente. L'échantillon An 16b mérite une attention particulière. Dans cette roche à deux pyroxènes, hornblende brune, biotite relativement abondante, plagioclase mais sans quartz, le grenat rare est dispersé dans l'échantillon, associé aux opaques (tableau 3). De fines fissures favorisent le développement localisé d'une nouvelle génération d'amphibole (et grenat ?). Amphibole primaire et amphibole des fissures sont ensuite entourées de vermicules de pyroxène(s) et plagioclase (± opaques), suggérant une variation dans la nature des fluides infiltrant la roche, certainement en rapport avec les injections répétées des corps basiques.

Les gabbros à grenat sont des roches différenciées, riches en quartz normatif (et exprimé dans la paragénèse granulitique) et en fer (tableau 9 et figure 6). L'échantillon An 16b sans quartz a le rapport XFeO (0,57) le plus faible des roches à grenat : la diminution du champ de stabilité de l'association grenat-clinopyroxène lorsque ce rapport décroît, est compensée par la sous saturation en silice de la roche (e.g. Hansen, 1981). Ainsi, la formation du grenat uniquement dans les roches les plus riches en fer témoigne de conditions de pression relativement modérée. Pour quantifier cette estimation, les minéraux de deux échantillons à grenat coronitique (An 6b provenant des environs de Brieville et An 17a recueilli à l'Est d'Andriamena, 30 km au Nord de Brieville) ont été analysés à la microsonde (tableaux 3 et 4). Ces deux roches à texture granoblastique hétérogranulaire sont leucocrates : quartz et plagioclase sont abondants ; le grenat est xénomorphe et (éch. An 17a)/ou (éch. An 6b) coronitique, en particulier autour des oxydes qui sont abondants (ilménite et magnétite). Un peu de feldspath potassique est associé aux assemblages coronitiques. La hornblende est brun vert (éch. An 17a) à vert (éch. An 6b). La biotite est rare dans les deux échantillons. Les minéraux ferromagnésiens ont des rapports XMg faibles. Il est maximum dans le clinopyroxènes avec 43-48 et décroît dans la biotite, dans l'orthopyroxène et la hornblende dans lesquels il est identique et dans le grenat dans lequel il est inférieur à 10 (tableau 4). Le plagioclase a une composition intermédiaire (andésine). Le feldspath potassique contient une fraction notable de composant albite (13 à 20%).

Les températures calculées avec le géothermomètre Cpx-Ga d'Ellis et Green (1979), identiques dans les deux échantillons sont de l'ordre 645°-660°C (pour un intervalle de pression de 4 à 6kb. Un écart systématique de l'ordre de 50° est obtenu en utilisant les géothermomètres Opx-Ga de Harley (1984a) et de Sen et Bhattacharya (1984). Les résultats de ces deux calibrations (respectivement 530-560° et 580°-610°C) ainsi que ceux obtenus avec les couples grenat-hornblende et grenat-biotite (510-550°C) sont manifestement trop faibles pour une paragénèse granulitique (tableau 5) et témoignent de rééquilibration chimique au cours du refroidissement. La teneur élevée en titane de la biotite (~5%) suggérerait selon Schreurs (1985) des températures supérieures à 750°C. La distribution du sodium entre le feldspath potassique et le plagioclase indique des températures de l'ordre de 600°C pour l'échantillon An 6b et de 650°-670°C pour An 17a (Stormer et Withney, 1977, éq.1 : cette évaluation faite à 10 kb est peu influencée par la pression). J'ai déjà discuté dans le chapitre V, les difficultés d'utilisation du géothermomètre Cpx-Opx aux roches métamorphiques. Les températures varient entre 810 et 880°C (Wells, 1980) dans l'échantillon An 6b et 800-830°C dans An 17a (elles sont inférieures d'environ 40-50° avec le thermomètre de Wood et Banno, 1973).

Une pression de 5 (éch. An 17a) à 5,5 kb (éch. An 6b) est calculée à 650°C (4,5 kb à 5 kb à 600°C) en utilisant la calibration du pôle ferrifère de la réaction Opx + Pl = Ga + Qz

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Géothermométrie Cpx-Ga (Ellis et Green, 1979)

N° éch.		XGaCa	ln Kd	4Kb -T°C- 7 Kb	
An 6b	couple 3-6	0,2141	2,165	646°	654°
	couple 4-7	0,2172	2,117	659°	667°
An 17a	couple 3-5	0,1992	2,098	650°	658°
	couple 4-6	0,1890	2,032	657°	665°

Géothermométrie Opx-Ga T1 : Harley (1984a) ; T2 : Sen et Battacharya (1984)

				4 Kb-T1 (°C)-6 Kb		4 Kb-T2 - 6Kb	
An 6b	couple 1-6	0,2141	1,591	535°	544°	581°	591°
	couple 2-7	0,2172	1,538	554°	563°	604°	615°
An 17a	couple 2-6	0,1890	1,533	546°	555°	591°	602°

Géothermométrie Hb-Ga (Graham et Powell, 1984)

An 6b	couple 8-5	0,2101	1,570	620°
An 17a	couple 7-5	0,1992	1,688	586°

Géothermométrie Biot-Ga F-S : Ferry et Spear (1978) ; Th : Thompson (1976) ; HL : Holdaway et Lee (1977)

			Kd	FS	Th	HL
An17a	couple 5-8	4 Kb	0,1439	509°	536°	530°
		6 Kb		516°	549°	536°

Géobarométrie Opx-Ga-Pl-Q et Cpx-Ga-Pl-Q

N° éch.	X pyr.	X alm	X gro	X An	a En Opx	a Fs Opx	a Di Cpx	P1		P2		P3		P4	
								600°	800°	600°	800°	600°	800°	600°	800°
An 6b															
assemblage1-6-10	0,0618	0,6980	0,2135	0,3531	0,0834	0,4418	-	4,8	7,6	4,4	7,5	4,4	4,8	-	-
ass. 11-5-9	0,0591	0,7041	0,2096	0,3245	0,0915	0,4527	-	4,9	7,9	4,6	7,8	4,0	4,3	-	-
ass. 4-6-10	0,0618	0,6980	0,2135	0,3531	-	-	0,3505	-	-	-	-	-	-	3,2	4,4
ass. 4-5-9	0,0591	0,7041	0,2096	0,3245	-	-	0,3505	-	-	-	-	-	-	3,2	4,4
An 17a															
ass. 1-5-9	0,0661	0,7096	0,1977	0,4132	0,1097	0,4108	-	4,5	7,2	4,2	7,1	3,2	3,3	-	-
ass. 2-6-10	0,0857	0,7034	0,1836	0,3953	0,1225	0,3848	-	4,6	7,3	4,2	7,2	4,3	4,7	-	-
ass. 3-6-9	0,0661	0,7096	0,1977	0,4132	-	-	0,3272	-	-	-	-	-	-	3,2	3,3

Tableau 5 : Estimation P,T dans les métabasites à grenat de la formation d'Andriamena. P1, P2, P3 : voir tableau 2 ; P4 : assemblage Cpx-Ga-Pl-Q, pôle magnésien (Newton et Perkins, 1982) ; couple 3-6, assemblage 1-6-10 : voir numéros des analyses dans les tableaux 3 et 4.

(figure 2 et tableau 5 ; Bohlen et al, 1983). Les résultats ne sont pas sensiblement différents avec les coefficients d'interaction des auteurs (P1) ou de Newton et Perkins (1982 ; P2). Les résultats sont plus faibles et plus dispersés en utilisant le pôle magnésien de la réaction précédente (Newton et Perkins, 1982). Ceux obtenus à partir de l'association Cpx-Ga-Pl-Q (pôle magnésien, Newton et Perkins, 1982) sont également plus faibles de un à deux kilobars en accord avec les constatations des auteurs et de Vielzeuf (1984).

En conclusion, les conditions thermodynamiques du métamorphisme qui est responsable de la paragénèse des métagabbros de la région d'Andriamena peuvent être estimées à 4,5-5,5 kb pour une température voisine de 650°C.

IV - LES GRANULITES A ORTHOPYROXENE OU ORTHOAMPHIBOLE ET CORDIERITE ASSOCIEES AUX METAGABBROS

Les lentilles de métabasites sont intercalées avec des granulites quartzifères à orthopyroxène ou orthoamphibole et cordiérite.

Dans les gneiss à orthoamphibole, l'assemblage minéralogique le plus simple est à orthoamphibole, biotite en proportion variable, cordiérite, grenat, quartz normalement abondant, ilménite et zircon (photo 1). D'une manière générale, les feldspaths sont rares dans ces roches : le plagioclase peut être en quantité notable dans certains échantillons (An 9c). Le grenat inclus dans un agrégat à orthoamphibole-biotite-cordiérite n'est pas en contact avec le quartz et l'on peut définir les paragénèses :

O amph - Biot - Cord - Ga
et O amph - Biot - Cord - Qz

Parfois des cristaux d'orthoamphibole, parallèles entre eux, accompagnés d'un peu de biotite et de grenat, miment d'anciens cristaux d'orthopyroxènes centimétriques. Cette hypothèse est confirmée par la présence de tels cristaux partiellement conservés dans des échantillons à texture réactionnelle (éch. An 7c, 6i, 7b, 4c, etc.). Ces pyroxènes contiennent en abondance de spectaculaires lamelles de grenat (photo 2). Ces textures observées dans certaines métabasites (éclogite à Opx : Lappin et Smith, 1978 ; anorthosite associée à des éclogites : Griffin, 1987) sont exceptionnelles dans des roches siliceuses : elles sont décrites dans des roches similaires en Antarctique (Harley, 1985a). Le grenat présente parfois un habitus coronitique autour du pyroxène. Ces lamelles peuvent s'interpréter en termes d'exsolution à partir d'un orthopyroxène très alumineux. L'orthoamphibole envahit l'orthopyroxène de manière variable selon l'échantillon au cours de la réaction :

$$Opx + Qz + H_2O = O\ amph \qquad (1)$$

On note que les lamelles de grenats sont souvent entourées par l'amphibole car la diffusion de l'eau aux joints des cristaux facilite la transformation. La biotite, rare, intercalée dans les amas d'amphibole est probablement apparue au cours de la réaction :

$$Opx + Fk = H_2O = Biot + Qz \qquad (2)$$

Le grenat, en gros cristaux centimétriques, est disloqué ; il est séparé du quartz par de l'orthoamphibole et de la cordiérite (photo 3) et l'on peut proposer la réaction :

$$Ga + Qz + H_2O = O\ amph + Cord. \qquad (3)$$

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La présence de la biotite suppose l'intervention d'une phase potassique (comme pour la réaction 2) qui pourrait être du feldspath ; on peut proposer une réaction du type :

$$Ga + Fk + H_2O = O\ amph + Cord + Biot \qquad (4)$$

Cependant, la présence de biotite dans les gneiss à orthopyroxène (voir ci-après) permettra de proposer d'autres réactions d'apparition de ce minéral. La sillimanite est rare, (éch. An 4c, 7c) en petits cristaux inclus dans la cordiérite, ou absente (An 6c et 6i). Elle n'est jamais en contact avec l'orthoamphibole et la staurotide n'existe pas dans ces roches (à l'exception d'un grain dans une cordiérite elle-même entourée de grenat) : en conséquence, celles-ci se situent dans les domaines basses pressions, hautes températures des réactions O amph + Sill + Qz = Cord = Ga + H_2O (5) et O amph + Std + Qz = Ga + Cord = H_2O (6) (Harley, 1985b ; Baker et al, 1987). La présence de grenat corrodé au contact de la cordiérite incluant la sillimanite permet d'envisager la réaction :

$$Ga + sill + Qz + H_2O = Cord \qquad (7)$$

Les granulites à orthopyroxènes, sans orthoamphibole, montrent une extraordinaire diversité d'assemblages minéralogiques souvent coronitiques dans une même lame mince (tableau 3) : cette complexité contraste sensiblement avec la minéralogie relativement simple des roches précédentes et elle reflète les différentes étapes de l'évolution rétrograde, laquelle a été largement oblitérée dans les gneiss à orthoamphibole. De gros cristaux (jusqu'à 2cm) appartiennent sans doute à la paragénèse paroxysmale : il s'agit du quartz, abondant, du grenat incluant de nombreuses aiguilles (rutile ?), de l'orthopyroxène à larges lamelles de grenat et de la sillimanite. Les inclusions sont abondantes dans le grenat (sillimanite, biotite, spinelle vert, corindon) et la sillimanite (spinelle vert ou brun, rutile, corindon, pyrite). Orthopyroxène (Opx I) et sillimanite (Sill I) ne sont pas en contact mais sont séparés par des agrégats complexes faisant intervenir essentiellement de la cordiérite et du grenat formés au cours de la réaction :

$$Opx + Sill + Qz + H_2O = Cord \qquad (8)$$

et/ou (?), si le grenat est produit de la réaction (ce qui est difficle à apprécier puisque ce minéral est également une phase précoce) :

$$Opx + Sill + Qz + H_2O = cord + Ga \qquad (9)$$

La mésoperthite constitue des lentilles centimétriques (photo 5). Bésairie (1963) et Foissy et al (1965) décrivent, au mur de l'importante lentille gabbroïque de Bemanevika, une roche (extraite d'un sondage) à saphirine- cordiérite- orthopyroxène- orthoamphibole- phlogopite et rare zircon, sphène (ou plus vraisemblablement du rutile ? tableau 3).

Les assemblages réactionnels finement cristallisés impliquent de la cordiérite, une deuxième génération de sillimanite (sill II), une deuxième et troisième (?) générations d'orthopyroxène (Opx II et III de la photo 4), plus ou moins de biotite, des feldspaths dont la proportion difficile à évaluer, reste faible. Rutile et/ou ilménite, zircon abondant, sulfure de fer, graphite (dans certains échantillons : An 15a) constituent les minéraux accessoires. Le spinelle brun est blindé dans des agrégats microcristallins complexes à biotite- sillimanite- pyrite, etc. Certaines fibres et granules dans la cordiérite, aux joints de cristaux de quartz et feldspaths (photos 5 et 6) et autour de la sillimanite primaire sont de si petite taille qu'il n'est pas possible d'affirmer qu'il ne s'agisse que de sillimanite II et d'orthopyroxène II (ou III), seules phases mises en évidence de façon certaine à la microsonde.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La biotite, généralement secondaire, est (à l'exception de la cordiérite ?) la seule phase hydratée de ces roches. En effet, l'orthoamphibole n'apparait pas au cours des réactions (1) et (3). Le grenat ne réagit qu'exceptionnellement avec le quartz pour donner un fin liseré de cordiérite et d'orthopyroxène (éch. An 4a1) :

$$Ga + Qz = Opx\ II + Cord \qquad (10)$$

L'interprétation d'assemblages mieux développés à Opx II - Cord - fibres et granules microcristallins autour du grenat (photo 4) est ambiguë. Ces fins cristaux comprennent essentiellement de la sillimanite II dont la signification est complexe. Remarquons que la sillimanite I, en gros cristaux plurimillimétriques est inclue soit dans le grenat, soit (le plus souvent) dans la cordiérite : elle est dans ce dernier cas entourée de gerbes de sillimanite secondaire (?) à laquelle s'ajoute parfois de l'orthopyroxène. Fibres et prismes allongés de sillimanite II se localisent aux joints des feldspaths et quartz (photos 5 et 6) et dans la cordiérite (photos 4 et 5).

Ces agrégats de fibres et granules microcristallins dans la cordiérite ne sont pas sans rappeler la réaction d'hydratation décrite par Vernon (1972) et Van Reenen (1986) dans ce minéral :

$$Cord + H_20 = O\ amph + Disth + Qz \qquad (11)$$

Une étude détaillée à la microsonde n'a pas permis de détecter la présence d'orthoamphibole : ces microcristaux semblent être constitués uniquement de prismes et fibres de sillimanite, de granules d'orthopyroxène et dans certains cas d'un peu de biotite. Notons la présence de feldspaths. Cependant, comme je l'ai noté précédemment, la finesse des microcristaux ne permet pas d'exclure totalement la présence d'autre(s) variété(s) minérale(s)(saphirine?, osumilite ?). L'absence d'hydratation de la cordiérite au cours de la réaction (11) est confirmée par l'absence de l'hydratation concomitante de l'orthopyroxène (réaction 1) comme il est observé par Vernon (1972) et Van Reenen (1986) ; au contraire, les gneiss à orthoamphibole, dans lesquels la réaction (1) est opérative, ne montrent pas de transformation de la cordiérite.

On peut expliquer la présence de sillimanite et granules d'orthopyroxènes dans la cordiérite par les réactions de déshydratation (8') et si le grenat intervient (9') :

$$Cord = Opx\ II\ (ou\ III) + Sill\ II = Q + H_2O \qquad (8')$$
$$Cord + Ga = Opx\ II\ (ou\ III) + Sill\ II + Q + H_2O \qquad (9')$$

Cette sillimanite secondaire peut croître épitaxiquement sur la sillimanite I lorsque celle-ci est présente dans la cordiérite. L'implication des réactions (8) et/ou (9) lors de la destruction de l'assemblage primaire, puis pour expliquer la présence de granules et fibres de pyroxène + sill II dans la cordiérite, nécessite une évolution complexe des roches. De même, les assemblages à Opx II et III - Cord - Sill II entre grenat et quartz de l'échantillon An 15a (photo 4) pourraient s'être formés en deux étapes faisant intervenir successivement les réactions (10) puis (8') ou (9') ; cependant cette interprétation nécessite, en accord avec les grilles pétrogénétiques actuellement disponibles (e.g. Vielzeuf, 1983 ; Hensen, 1986) une évolution prograde. Pourtant les granules de pyroxènes III ont une teneur en alumine légèrement, mais systématiquement, inférieure à celle des Opx II (Tableau 6 : An 29 et 30) ; cette teneur suggère une baisse de température entre la formation des Opx II et celles des granules III.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Pour expliquer l'association Opx - Sill - Cord (au contact ou non du grenat), on peut envisager qu'elle se soit formée à partir d'une saphirine actuellement disparue au cours de la réaction :

$$Sa + Q = Opx + Sill + Cord \qquad (12)$$

La présence dans ces agrégats de minéraux potassiques (feldspath et biotite) permet de proposer une troisième éventualité : ces agrégats représenteraient les produits de la transformation d'une osumilite. Des assemblages à Cord-Fk-Opx ± Sill ont été interprétés de cette façon par Herd (in Grew, 1982) dans la région du lac Wilson au Labrador. Notons, par ailleurs, la présence de symplectites à Cord - Fk - Q dans les roches d'Andriamena, produits présumés de remplacement de ce minéral (Schreyer et Seifert, 1967 ; Grew, 1982). De fines symplectites leucocrates sont remarquablement identiques à celles décrites par Ellis et al (1980 : photos 2C et D) en Antarctique.

Dans l'échantillon An 15b, provenant de la localité d'Andriamena, à 30 km au Nord de la mine de Brieville, la sillimanite secondaire, sans orthopyroxène, est intimement associée à de la biotite également réactionnelle. La roche est à grenat, sillimanite I abondante, quartz, mésoperthite, ± biotite I, ± cordiérite et sillimanite et biotite secondaires (tableau 3). Dans ce cas, les deux minéraux tardifs proviennent de la réaction rétrograde :

$$Ga + Fk\ (+ Cord) + H_2O = Sill + Biot + Qz \qquad (13)$$

Chimie des minéraux : Les gneiss à orthoamphibole et ceux à orthopyroxène montrent, entre eux, une évolution continue qui est liée à une variation de la pression partielle de l'eau (voir plus loin). Aussi, la chimie des minéraux de ces deux types de roches sera étudiée simultanément. Sept lames minces polies (dont les associations minérales sont résumées dans le tableau 3) ont été analysées à la microsonde :

- deux gneiss à orthoamphibole sans orthopyroxène ni sillimanite (éch. An 6e et 6i) ; dans le deuxième échantillon, les fantômes d'orthopyroxènes centimétriques sont encore reconnaissables avec des lamelles de grenat ainsi que l'assemblage coronitique : O amph ± Biot + Cord autour du grenat (photo 3).

- deux gneiss à orthoamphibole et orthopyroxène I relictuel, peu de sillimanite dans la cordiérite (éch. An 4c et 7c).

- deux gneiss à orthopyroxène secondaire - sillimanite, sans orthoamphibole ni orthopyroxène I : la roche An 4a1, leucocrate, montre le stade commençant de la réaction (10) tandis que l'échantillon An 15a contient les assemblages complexes à Opx II et III (?) - sill I et II - cord précédemment décrits (photos 4 et 6).

- l'échantillon An 11d contient des amandes centimétriques de feldspath potassique (± plagioclase) dont les limites des cristaux sont marquées par la présence de fibres de sillimanite (photo 5), dans un ensemble quartzifère auquel s'ajoute en petite quantité : cordiérite, sillimanite, grenat, biotite.

Le grenat de tous les échantillons est essentiellement un almandin - pyrope (tableau 6). Les composants grossulaire et spessartine sont toujours très faibles, parfois inférieur à 1 % et chacun ne dépasse pas 4 % (éch. An 15a). La teneur en fer ferrique calculé est nulle à très faible. Dans un même échantillon, la composition du grenat est identique quelque soit l'habitus du minéral : en lamelle dans le pyroxène ou en cristaux dans la matrice (An 4 et 5 : tableau 6) ; la zonation faible (An 6 et 7), irrégulière, n'est pas systématique : elle correspond toujours à

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Ga	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	An 6 e	An 6 i	An 7 c	An 4 c (L)	An 4 c (M)	An 15 a (C)	An 15 a (B)	An 4 a 1	An 11 d
SiO2	38,25	38,82	38,61	39,32	37,86	40,12	39,38	40,78	37,67
TiO2	0,06	0,01	-	0,11	0,07	-	-	0,01	-
Al2O3	23,65	23,23	23,08	23,04	23,25	23,99	23,95	23,02	23,54
FeO	32,64	30,64	31,67	29,26	29,94	22,39	24,03	24,71	29,80
MnO	0,43	0,20	0,41	0,23	0,19	0,35	0,39	0,30	0,41
MgO	5,39	7,44	7,80	9,73	9,28	13,79	12,24	12,01	8,48
CaO	0,55	0,41	0,27	0,28	0,35	1,41	1,52	1,04	1,11
Na2O	0,02	0,02	0,03	0,01	-	0,02	0,02	0,03	0,01
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
TOTAL	100,99	100,77	101,86	101,99	100,95	102,07	101,52	101,90	101,03
Nbre d'ox	24								
Si	5,934	5,970	5,909	5,934	5,811	5,880	5,855	6,029	5,792
Ti	0,007	0,001	-	0,013	0,008	-	-	0,001	-
Al	4,324	4,210	4,163	4,098	4,206	4,143	4,197	4,011	4,266
Fe2+	4,233	3,940	4,053	3,692	3,843	2,743	2,988	3,055	3,832
Mn	0,057	0,027	0,053	0,029	0,025	0,044	0,049	0,038	0,053
Mg	1,246	1,706	1,779	2,189	2,123	3,011	2,712	2,646	1,944
Ca	0,092	0,067	0,044	0,045	0,058	0,222	0,241	0,165	0,184
Na	0,005	0,005	0,010	0,004	0,001	0,007	0,005	0,009	0,004
K	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002
XMg									
Alm	75	69	68	62	64	46	50	52	64
Py	22	30	30	37	35	50	45	45	32
Gr	1	1	1	<1	1	4	4	3	3
Sp-And	1	<1	1	1	<1	1	1	1	1

Cord	10	11	12	13	14	15
	An 6 e	An 6i	An 7c	An 4c	An 15a	An 11d
SiO2	48,84	49,41	49,65	49,07	50,93	48,87
TiO2	0,06	-	-	-	-	0,04
Al2O3	33,96	34,29	34,23	33,95	34,44	34,12
FeO	5,16	5,25	3,94	3,61	2,48	4,22
MnO	0,07	-	0,07	0,02	0,01	-
MgO	9,48	10,21	10,68	11,04	11,87	10,60
CaO	-	0,23	-	-	-	-
Na2O	0,16	0,10	0,07	0,03	0,02	0,08
K2O	-	-	-	-	-	0,03
TOTAL	97,72	99,50	98,65	97,71	99,74	97,95
Nbre d'ox	18					
Si	4,982	4,957	4,988	4,971	5,022	4,954
Ti	0,004	0,002	-	-	-	0,003
Al	4,082	4,055	4,052	4,053	4,003	4,077
Fe2+	0,440	0,440	0,331	0,306	0,204	0,358
Mn	0,006	0,004	0,006	0,002	0,001	-
Mg	1,441	1,527	1,560	1,667	1,744	1,602
Ca	-	0,025	0,014	-	-	-
Na	0,031	0,019	-	0,006	0,004	0,015
K	-	-	-	-	-	0,003
XMg	76	78	83	84	89	82

Tableau 6 : Analyses des minéraux des granulites à orthopyroxène et/ou orthoamphibole de la formation d'Andriamena. L : grenat en lamelle dans l'orthopyroxène ; M : dans la matrice de la roche ; (C) coeur et (B) bordure d'un minéral ; (incl) : biotite incluse dans le grenat ; (incol) : mica incolore ; (cor.) : minéral coronitique ; (G) : amphibole (+ cordiérite) autour du grenat ; II et III : 2e et 3e (?) générations de pyroxènes. 36 (24) : amphibole 36 à proximité du pyroxène 24. (A l'exception de quelques analyses sur les éch. An. 15a, An. 6e, An. 4a1, Cr_2O_3 n'a pas été analysé. Dans ces échantillons, Cr_2O_3 est inférieur à 0,5 % dans le pyroxène (II et III) et dans le grenat. Une mesure sur une biotite (éch. An. 15a) donne 0,8 % ; dans les amphiboles (éch. An. 6e), les teneurs sont inférieures à la limite de détection de la microsonde).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

une baisse de la teneur en composant pyrope (au maximum 5 %), compensée par une variation inverse du pôle almandin entre le coeur et la périphérie des cristaux. Cette zonation est à mettre en relation avec la formation de la cordiérite. Les variations d'un échantillon à l'autre sont importantes, puisque le composant almandin augmente depuis environ 47 % dans l'échantillon An 15a jusqu'à 75% dans l'échantillon An 6e, et sont directement liées aux compositions des roches totales.

La cordiérite est le minéral le plus magnésien de ces roches puisque le rapport XMg varie entre 76 dans l'échantillon An 6e jusqu'à 90 dans la roche An 15a. La teneur en alcalins est très faible avec moins de 0,2% de Na_2O. La somme des oxydes est parfois supérieure à 99 % suggérant ainsi que la concentration en eau et/ou CO_2 dans la structure du minéral est faible.

L'orthopyroxène : Le trait le plus marquant des orthopyroxènes est leur très forte concentration en alumine qui varie entre 2 et 7 % dans les cristaux secondaires (Opx II et III) et entre 7 et 19 % dans les pyroxènes primaires (tableau 6 et figure 3) : cet élément se répartit équitablement entre les sites octaédriques et tétraédriques. Une valeur aussi élevée n'a jamais été signalée, à ma connaissance, dans les orthopyroxènes naturels : elle est à mettre en parallèle avec la présence de lamelles de grenat dans le minéral. A l'exception du fer, du magnésium et de la silice, les autres composants sont en proportion mineure ; les teneurs en TiO_2 et en CaO sont généralement inférieures à 0,1%. Celle de Fe^{3+} calculé est inférieure à 1% par formule structurale. La concentration de l'alumine des cristaux primaires centimétriques semble croître depuis la périphérie avec, en moyenne, 7% jusqu'au coeur où elle atteint la valeur extrême de 18,88 % (An 25, éch. An 4c, Tableau 6). Cette variation est liée à une décroissance de la température ou à une augmentation de la pression (e.g. Wood, 1974), soit au cours de la croissance du minéral, soit plus vraisemblablement par diffusion au cours de l'évolution rétrograde à partir de cristaux précoces. Les grenats inclus dans ces orthopyroxènes peuvent être interprétés comme des lamelles d'exsolution au cours de la réaction :

$$R^{2+}Al_2SiO_6.2R^{2+}_2Si_2O_6 = R^{2+}_3Al_2Si_3O_{12} + R^{2+}_2Si_2O_6 \quad (14)$$

Al Opx solution solide grenat Opx

[avec R^{2+} = (Mg, Fe)] qui évolue vers la droite au cours du refroidissement (ou lorsque la pression augmente).

Dans un diagramme SiO_2 - Al_2O_3 - (Mg, Fe)O (figure 3), la composition très alumineuse se place sur la ligne jointive grenat-orthopyroxène peu alumineux. Il est intéressant de noter que le pyroxène n'est pas zoné en ce qui concerne le fer et le magnésium : le rapport XMg est constant dans une même roche et ne varie pas en fonction de la teneur en alumine du pyroxène (An. 25 et 26) alors que la réaction (14) nécessite un échange fer-magnésium, le grenat néoformé étant sensiblement plus ferrifère que le pyroxène. La diffusion rapide de ces éléments est sans doute responsable de cette constance du rapport XMg (voir dans les paragraphes V et VII ce qui concerne la thermobarométrie).

La teneur en Al_2O_3 de ces orthopyroxènes est tout à fait exceptionnelle. La valeur maximum, proche de 19% mesurée dans l'échantillon An 4c (an. 25, tableau 6) est bien supérieure à celles de 10 à 13 % rencontrées dans des roches similaires (souvent à osumilite) en Ouganda (13% : Sandiford et al, 1987) et en Antarctique (11,6 % : Ellis et al, 1980 ; Grew, 1982a ; Harley, 1985a) et dans les travaux expérimentaux d'Annersten et Seifert (1981). Par contre, Hensen et Essene (1971) atteignent des concentrations de 15 à 19 % d'alumine, au cours d'expériences réalisées entre 1100 et 1400°C et 10 à 19 kb dans le système $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Aussi

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Biot	16 An 6e	17 An 6i	18 An 7c	19 An 4c	20 An 15a	21 An 15a (incl)	22 An 15a (incol)	23 An 11d
SiO2	37,01	37,02	37,08	37,49	36,86	37,90	37,88	37,35
TiO2	1,84	2,65	3,09	3,34	5,30	4,26	0,29	2,92
Al2O3	17,90	18,01	17,38	17,36	16,54	17,20	19,37	18,58
FeO	16,16	14,26	14,13	11,74	9,32	6,82	4,23	13,80
MnO	-	-	0,07	-	0,16	0,02	-	-
MgO	12,08	14,78	15,61	16,16	16,27	18,64	22,82	15,07
CaO	0,18	0,06	0,04	-	0,04	0,01	0,07	0,01
Na2O	0,26	0,39	0,14	0,23	0,25	0,10	0,12	0,08
K2O	8,13	8,51	8,75	8,90	9,67	10,11	9,36	7,54
TOTAL	93,57	95,67	96,30	95,20	94,60	95,87	94,15	95,35
Nbre d'ox	22							
Si	5,592	5,441	5,422	5,480	5,421	5,428	5,406	5,447
Ti	0,209	0,293	0,340	0,367	0,587	0,459	0,031	0,321
Al	3,188	3,119	2,996	2,991	2,868	2,903	3,258	3,194
Fe2+	2,043	1,753	1,728	1,435	1,146	0,817	0,505	1,683
Mn	-	-	0,009	-	0,020	0,002	-	-
Mg	2,722	3,237	3,402	3,521	3,568	3,978	4,854	3,275
Ca	0,028	0,009	0,006	-	0,005	0,002	0,011	0,002
Na	0,077	0,112	0,040	0,064	0,071	0,028	0,034	0,023
K	1,567	1,595	1,632	1,660	1,815	1,847	1,703	1,403
XMg	57	65	64	76	75	83	91	64

Opx	24(36) An 7c	25 An 4c	26 An 4c	27(39) An 4c	28(40) An 4c	29 An 15a(II)	30 An 15a(III)	31 An 4a1 (cor)
SiO2	49,11	43,01	46,64	50,17	48,77	52,12	53,46	54,46
TiO2	0,08	-	0,04	0,04	0,12	-	0,10	0,03
Al2O3	7,37	18,88	11,79	6,48	9,53	6,43	5,26	2,35
FeO	21,42	18,18	20,50	22,12	21,05	13,96	15,58	16,23
MnO	0,12	0,06	0,05	-	-	0,07	0,08	0,07
MgO	21,73	18,51	19,73	21,25	20,93	27,06	25,65	26,97
CaO	0,02	0,13	0,04	0,05	0,07	0,09	0,08	0,07
Na2O	-	0,04	0,04	-	-	0,02	-	-
K2O	0,03	0,02	-	-	0,02	0,02	0,03	0,02
TOTAL	99,89	98,83	98,83	100,11	100,49	99,81	100,27	100,19
Nbre d'ox	6							
Si	1,821	1,589	1,740	1,857	1,790	1,858	1,910	1,956
Ti	0,002	-	0,001	0,001	0,003	-	0,003	0,001
Al	0,322	0,822	0,518	0,283	0,412	0,270	0,222	0,100
Fe2+	0,664	0,562	0,640	0,685	0,646	0,416	0,466	0,488
Mn	0,004	0,002	0,002	-	-	0,002	0,003	0,002
Mg	1,201	1,019	1,097	1,172	1,145	1,438	1,366	1,444
Ca	0,001	0,005	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
Na	-	0,003	0,003	-	-	0,001	-	-
K	0,002	0,001	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001
XMg	64	64	63	63	64	77	74	75

Tableau 6 - Suite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

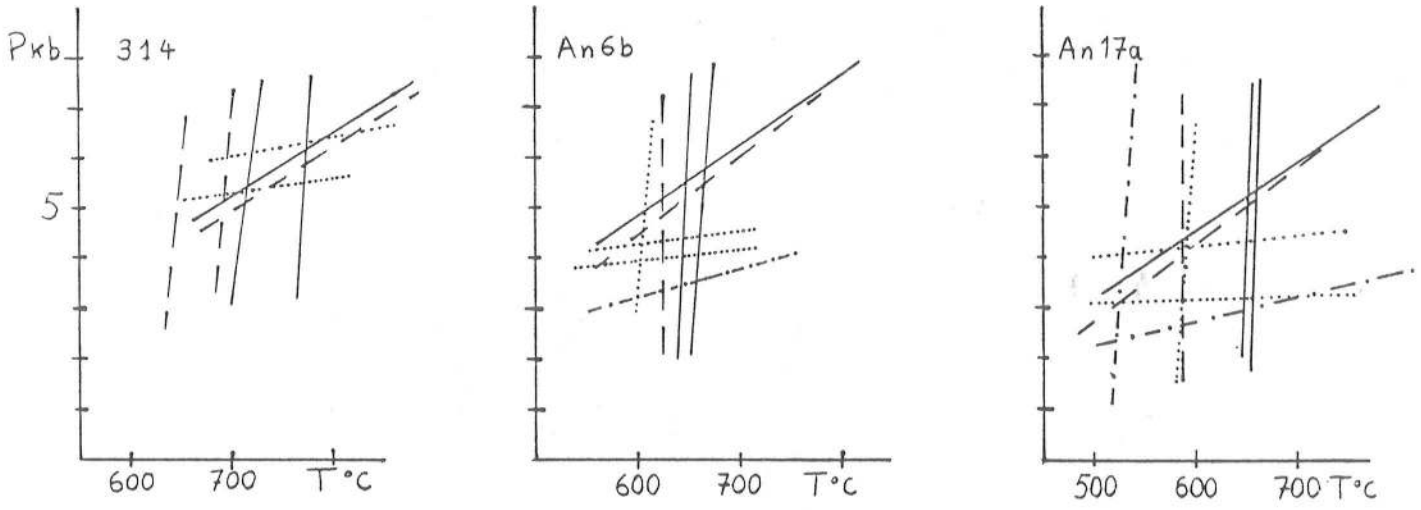


Fig. 2 - Estimations des conditions thermodynamiques d'équilibre d'une granulite ferrugineuse de Farafangana (éch. 314) et de deux métabasites à grenat de la formation d'Andriamena (éch. An 6b et An 17a).

Ech. 314 : géothermométrie Opx-Ga : ligne continue (Sen et Bhattacharya, 1984), ligne tiret (Harley, 1984a) ; géobarométrie : ligne continue : P1 ; tiret : P2 ; pointillé : P3 (voir tableau 2 pour la signification de P1, P2 et P3).

Ech. An 6b et 17a : géothermométrie (voir aussi tableau 5) : ligne continue : Cpx-Ga (Ellis et Green, 1979) ; tirets : Hb-Ga (Graham et Powell, 1984) ; pointillés : Opx-Ga (Sen et Bhattacharya, 1984). Géobaromètre Opx-Ga-Pl-Q : P1, P2, P3 : même chose que l'éch. 314 ; Cpx-Ga-Pl-Q : ligne mixte : P4 (voir tableaux 2 et 5 pour la signification de P1 à P4).

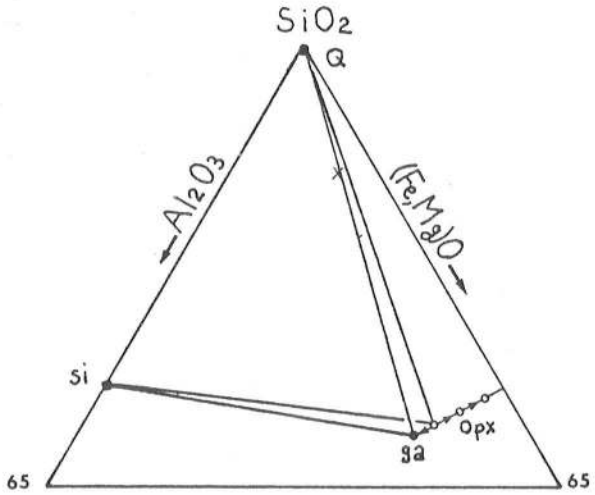


Fig. 3 - Diagramme SiO_2 - Al_2O_3 - (Mg, Fe)O montrant l'évolution de l'orthopyroxène alumineux le long d'une ligne reliant le grenat au point représentatif du pyroxène sans alumine sur la ligne SiO_2 - (Mg, Fe)O au cours de la réaction Al Opx = Opx + Ga. Les lignes jointives relient les minéraux de la paragénèse initiale à Al Opx - Ga - Q ± Sill (celles-ci se coupent car MgO et FeO sont des constituants indépendants). Minéraux (•: Ga, Sill, Q ; o : Opx) et roche totale (x) de l'échantillon An4c.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Amph	32 An 6e	33 An 6e	34 An 6e	35 An 6i	36(24) An 7c	37 An 7c(G)	38 An 7c(G)	39(27) An 4c	40(28) An 4c
SiO2	42,36	50,32	54,38	50,70	54,98	54,81	47,60	56,85	55,40
TiO2	0,22	0,15	0,05	0,12	0,03	0,11	0,23	0,06	0,02
Al2O3	19,39	8,20	2,27	8,70	1,86	1,65	10,64	1,11	3,25
FeO	18,44	21,39	22,50	18,60	17,18	19,35	19,20	18,09	18,32
MnO	-	0,08	0,12	0,06	0,14	0,11	0,08	0,06	0,02
MgO	13,86	17,80	18,79	18,80	23,23	21,12	18,24	22,34	20,67
CaO	0,42	0,31	0,15	0,13	0,06	0,08	0,09	0,01	0,07
Na2O	0,81	0,50	0,14	0,13	0,05	-	1,01	0,04	0,14
K2O	-	0,03	-	0,01	0,03	-	-	-	-
TOTAL	95,50	98,85	98,39	97,25	97,57	99,23	97,09	98,56	98,00
Nbre d'ox	23								
Si	6,219	7,198	7,813	7,249	7,779	7,852	6,896	7,959	7,816
Ti	0,024	0,017	0,005	0,013	0,004	0,011	0,025	0,007	0,003
Al	3,355	1,382	0,384	1,466	0,310	0,279	1,816	0,183	0,541
Fe2+	2,264	2,559	2,704	2,224	2,033	2,318	2,326	2,118	2,161
Mn	-	0,010	0,014	0,007	0,017	0,014	0,010	0,007	0,014
Mg	3,034	3,795	4,025	4,007	4,899	4,511	3,939	4,662	4,347
Ca	0,067	0,048	0,023	0,021	0,009	0,012	0,015	0,001	0,010
Na	0,231	0,139	0,040	0,036	0,015	-	0,284	0,011	0,038
K	-	0,005	-	0,002	0,006	-	-	-	-
XMg	57	60	60	64	70	66	63	69	67

F	41 An 15a	42 An 15a	43 An 15a	44 An 11d	45 An 11d	Cr Sp	46 An 15a
SiO2	58,65	55,69	64,73	61,67	62,45		-
TiO2	0,07	0,04	0,03	0,03	0,01		-
Al2O3	26,41	27,94	18,73	24,10	19,65		46,67
FeO	0,14	0,11	0,10	0,03	0,05		25,84
MnO	0,05	-	0,46	-	-		0,08
MgO	-	-	0,02	0,02	0,02		7,47
CaO	7,46	10,19	0,15	4,43	0,01	Cr2O3	17,55
Na2O	6,89	5,60	1,27	7,57	1,90		-
K2O	0,22	0,15	14,70	1,18	13,63		-
TOTAL	99,90	99,71	100,19	99,02	97,72		97,62
Nbre d'ox	32						32
Si	10,479	10,045	11,904	11,032	11,736		-
Ti	0,010	0,060	0,004	0,004	0,002		-
Al	5,562	5,940	4,060	5,081	4,352		12,913
Fe2+	0,020	0,016	0,016	0,005	0,008		5,073
Mn	0,007	-	0,072	-	-		0,017
Mg	-	0,002	0,006	0,005	0,005		2,615
Ca	1,428	1,969	0,030	0,848	0,002	Cr	3,258
Na	2,387	1,958	0,452	2,624	0,693		-
K	0,051	0,035	3,450	0,270	3,267		-
XMg						XMg	34
Or	1	1	88	7	82		
Ab	62	49	12	70	18		
An	34	50	1	23	-		

Tableau 6 - Suite.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

est-il bon de vérifier que cette valeur maximum ne correspond pas à celle d'une analyse mixte entre l'orthopyroxène et une orthoamphibole ou un grenat, tous deux présents dans la roche. L'orthoamphibole constitue une bordure réactionnelle autour du pyroxène mais ne pénètre pas, dans cet échantillon, à l'intérieur de celui-ci. La présence de lamelles d'amphibole invisibles au microscope ne peut être exclue ; pourtant une analyse mixte d'un orthopyroxène modérément alumineux et d'une gédrite ne pourrait donner une telle composition. Par ailleurs, l'orthoamphibole qui se développe autour de l'orthopyroxène est une anthophyllite moins alumineuse que le pyroxène lui-même (voir les couples Opx-Oamph 27-39 et 28-40, tableau 6), contrairement à l'orthoamphibole qui se forme autour du grenat (voir ci-après). Cette forte teneur en alumine ne peut pas non plus s'expliquer par une analyse composite entre le pyroxène et une lamelle de grenat invisible à l'observation optique : en effet, une telle analyse mixte aurait un rapport XMg intermédiaire entre celui du pyroxène et celui, bien différent, du grenat.

L'orthoamphibole : Les amphiboles sont composées essentiellement des constituants SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - Na_2O - H_2O . TiO_2, CaO, MnO et K_2O sont en proportions mineures ; Fe_2O_3 n'a pas été estimé. La teneur modérée en sodium des gédrites (maximum = 1,22 % de Na_2O) est directement liée à la concentration faible de cet élément dans les roches. Dans une même roche, la composition varie largement entre les pôles anthophyllite et gédrite (tableau 6, éch. 6e) montrant qu'il s'agit d'amphiboles hypersolvus (Spear, 1980). La figure 4 montre que la composition dans un même minéral varie d'un pôle à l'autre de manière désordonnée : les compositions extrêmes sont observables à la périphérie des cristaux. Dans les roches à réactions coronitiques et orthopyroxène relictuel, on note que l'amphibole a une composition variable dans une même couronne se développant autour du grenat (réac. 3 : an. 37 et 38, tableau 6). Par contre, l'orthoamphibole, qui remplace les gros orthopyroxènes primaires, est toujours une anthophyllite faiblement alumineuse (an. 39 et 40). De plus le rapport XMg de l'amphibole est systématiquement supérieur à celui du pyroxène qu'elle remplace. Ainsi la réaction (1) proposée précédemment nécessite un léger transfert chimique.

La biotite a, selon les échantillons, un rapport XMg supérieur (An 4c) ou identique (An. 7c, 15a) à celui du pyroxène. Il varie selon les roches entre 57 (éch. An 6e) et 78 (éch. An. 15a). La teneur en titane est relativement faible dans les gneiss sans pyroxène (1,5 % dans l'éch. An 6e) et atteint des valeurs élevées proches de 6 % dans l'échantillon An 15a. Dans un même échantillon, la composition du mica varie modérément, à l'exception des cristaux en inclusion dans le grenat qui sont plus magnésiens que ceux de la matrice, comme cela est habituellement observé (chap. VI ; Chipera et Perkins, 1988), tandis que leur teneur en titane reste inchangée. Dans l'échantillon An 15a, des cristaux incolores autour de minéraux opaques ont une concentration faible en cet élément (0,3 % TiO_2 : an 22, tableau 6) avec une valeur maximum du rapport XMg (~ 91) : j'ai déjà signalé dans le gneiss à kornérupine d'Ianakafy (chap. VI) cette particularité chimique des biotites incolores.

Les feldspaths, peu abondants, ont été analysés dans les échantillons An 15a et 11d. Dans la première roche, ils ont une origine réactionnelle tandis qu'ils sont primaires dans la deuxième. Le pourcentage en anorthite du plagioclase de An 15a varie entre 37 et 49 %. Il est plus faible dans les rares cristaux de An 11d avec 23 %. Le feldspath potassique, homogène dans le premier échantillon, contient près de 12 % du pôle albite. La présence de fines perthites ne permet pas d'apprécier facilement la proportion de ce composant dans la lentille feldspathique de l'échantillon An 11d : dans les quelques analyses réalisées, le pourcentage en albite varie entre 10 et 25 % (tableau 6).

L'analyse du spinelle vert n'a pas été effectuée. Le spinelle brun rencontré dans l'échantillon An 15a a une concentration en chrome variable (Cr_2O_3 entre 7 et 18%).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

V - EVALUATION DES CONDITIONS DE PRESSION ET TEMPERATURES DE FORMATION DES GRANULITES A ORTHOAMPHIBOLE OU ORTHOPYROXENE

Géothermobarométrie : Les pressions et les températures d'équilibre des assemblages des gneiss à orthopyroxène et orthoamphibole peuvent être approchées grâce à un certain nombre de géothermomètres (Ga - Biot, Ga-Cord, Ga-Opx, Pl-Fk) et géobaromètres (Opx-Ga-Pl-Q, Ga-Pl-Sill-Q, Al Opx-Ga). Ces résultats sont résumés dans les tableaux 7 et 8.

La température estimée grâce aux couples biotite-grenat est fonction de la calibration utilisée. L'écart est faible pour les résultats entre 600° et 700°C puisqu'il n'atteint pas 30°. Par contre, il est de l'ordre de 100° pour les températures autour de 800°C. En considérant uniquement la calibration de Thompson (1976), on note que la température estimée dans les gneiss à orthoamphibole avec ou sans orthopyroxène relictuel (éch. An 6e, 6i, 4c, 7c) s'étale entre 600 et 700°C (pour P~5kb) avec une variation de 50° dans chaque échantillon. Les résultats atteignent 750°C dans les deux autres roches (éch. An 15a et 11d). Dans le premier échantillon, la biotite est liée à des assemblages réactionnels complexes et les résultats sont plus étalés que dans les échantillons précédents. Cependant, la majorité des estimations réalisées avec les minéraux de la matrice se situent dans un intervalle de 50°C (An 15a (1) : tableau 6) avec quelques valeurs extrêmes (An 15a (3) : tableau 6). Les températures calculées à partir des biotites en inclusions dans le grenat (An 15a (2)) indiquent des valeurs inférieures. Témoignent-elles des conditions précoces du stade prograde (eg. Brown, 1983) ou au contraire de rééquilibrages chimiques au cours de l'épisode rétrograde (eg. Tracy et al, 1976)? Compte tenu des températures extrêmes atteintes par ces roches (~ 1000°C, voir ci-après), il est peu vraisemblable que les couples biotite en inclusions-grenat aient conservé la marque de l'épisode prograde.

Les températures obtenues grâce aux couples grenat-cordiérite sont légèrement inférieures aux précédentes et comprises en moyenne entre 600° et 650°C, avec quelques valeurs proches de 700°C et d'autres inférieures à 600°C.

Les écarts entre les températures calculées grâce aux géothermomètres d'Harley (1984a) et de Sen et Battacharya (1984) utilisant le couple Opx-Ga, sont inférieurs à 40°. Les résultats se situent autour de 600°C avec quelques valeurs atteignant 700°C. Ces résultats sont identiques quelque soit le pyroxène utilisé : Opx I (éch. An 7c, 4c (1et 2)), Opx II (An. 15a (1), An 4a1) ou encore Opx III (An 15a (2)) et le grenat en exsolution dans celui-ci ou de la matrice.

Le géothermomètre Fk-Pl (Stormer et Withney, 1977 ; éq.1) donne des températures de 650° dans les échantillons An 15a (feldspaths réactionnels) et An 11d (feldspaths primaires). Dans ce deuxième cas, cette température est une valeur minimum car le feldspath est perthitique.

L'application du géobaromètre Opx-Ga-Pl-Qz à l'échantillon An 15a (tableau 8) donne des résultats plus dispersés que dans les métabasites en fonction de l'expérimentation utilisée (Bohlen et al, 1983 ; Newton et Perkins, 1982) mais aussi en fonction des coefficients d'interaction utilisés (P1 et P2 : tableau 8). Les pressions P2 sont identiques à celles obtenues grâce à l'assemblage Ga-Pl-Q-Sill sur les échantillons An 15a et An 11b et qui sont comprises entre 4,5 et 5,5 kb à 650°C.

En conclusion, les conditions thermodynamiques d'équilibre estimées pour les granulites à orthoamphibole et/ou orthopyroxène grâce à la répartition des éléments entre différents minéraux, sont relativement dispersées mais tout à fait compatibles avec les estimations obtenues dans les métabasites. Ces conditions sont en accord avec l'absence des associations orthoamphi-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

		Géothermométrie Biot-Ga ; FS : Ferry et Spear (1978) ; Th : Thompson (1976) ; HL : Holdaway et Lee (1977)								Opx-Ga ; T1 : Harley (1984a) ; T2 : Sen et Battacharya (1984)					Ga-Cord					
		Kd	FS	Th	HL	Kd	FS	Th	HL	XGaCa	ln Kd	T1	T2	%Al2O3 (Opx)	Kd	Th	HL	Kd	Th	HL
An 6e	4 Kb	0,183	584°	596°	582°	0,221	655°	649°	628°						0,102	605°	596°			
	6 Kb		592°	610°	589°		663°	664°	635°							614°	604°			
An 6i	4 Kb	0,217	647°	643°	623°	0,255	717°	694°	667°						0,092	577°	571°	0,115	639°	625°
	6 Kb		655°	658°	630°		726°	710°	674°							586°	580°		649°	634°
An 7c	4 Kb	0,223	658°	652°	631°	0,264	732°	705°	676°	0,008	1,246	593°	609°	7,5	0,092	577°	572°	0,133	684°	663°
	6 Kb		667°	667°	638°		741°	722°	684°			603°	622°			587°	580°		694°	672°
An 4c(1)	4 Kb	0,2050	626°	627°	609°	0,228	668°	659°	636°	0,010	1,235	598°	616°	18,9	0,108	619°	608°			
	6 Kb		634°	642°	616°		676°	674°	644°			609°	629°			629°	616°			
An 4c(2)	4 Kb																			
	6 Kb									0,008	1,095	656°	694°	9,5						
												667°	709°							
An 11d	4 Kb	0,288	776°	736°	702°	0,261	727°	702°	673°						0,113	634°	621°			
	6 Kb		786°	753°	710°		736°	718°	681°							644°	629°			
An 15a(1)	4 Kb	0,262	729°	703°	674°	0,298	795°	749°	713°	0,041	1,232	609°	620°	7,1	0,105	612°	602°	0,135	687°	666°
	6 Kb		738°	719°	682°		804°	766°	721°			619°	633°			622°	610°		698°	675°
An 15a(2)	4 Kb	0,217	648°	645°	624°	0,1780	575°	589°	576°	0,042	1,221	614°	629°	5,3						
	6 Kb		657°	660°	631°		583°	603°	582°			624°	642°							
An 15a(3)	4 Kb	0,328	849°	786°	744°															
	6 Kb		859°	803°	752°															
An 4a1	4 Kb									0,028	1,230	606°	615°	2,4						
	6 Kb											616°	629°							

Tableau 7 : Estimations des températures (°C) dans les granulites à orthogpyroxène et/ou orthoamphibole-cordiérite de la formation d'Andriamena.

Géobarométrie Opx-Ga-Pl-Q (Bohlen et al, 1983 ; Newton et Perkins, 1982)

N°éch.	X py	X alm	X gros	X An	a en	a Fs	P1		P2		P3	
							600°	800°	600°	800°	600°	800°
An 15a	0,472	0,461	0,041	0,374	0,4481	0,0668	6,3	8,5	3,9	6,3	6,6	7,5
	0,489	0,468	0,036	0,428	0,4678	0,0518	6,7	8,9	4,1	6,5	6,1	6,7
	0,453	0,499	0,040	0,483	0,4768	0,0510	6,7	8,9	4,5	7,0	5,6	6,0

Géobarométrie Ga-Pl-Sill-Q (Newton et Haselton, 1981)

	V alm	V py	X An	600°- P(Kb)	800°
An 15a	123,2	121,9	0,431	3,8	6,4
	123,0	121,8	0,369	4,0	6,7
An 11b	122,6	121,3	0,227	4,7	8,0

Géothermobarométrie Al Opx-Ga (Harley et Green, 1982)

	XM1Al(=Al/2)	P(Kb)		
		600°C	750°	1000°
1-An 4c	0,4109	-2,4		6,5
2 -	0,1775	-3,5		9,3
3-An 7c	0,1381	-2,7		11,2
4-An 15a	0,1108	0,2	5,1	
5-An 4 a1	0,0498	5,4	12,2	

Tableau 8 : Estimations des pressions dans les granulites à orthopyroxène et/ou orthoamphibole grâce aux géobaromètres utilisant les assemblages Opx-Ga-Pl-Qz (P1, P2, P3 : voir tableau 2), Ga-Pl-Sill-Q et Al Opx-Ga.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

bole-sillimanite, orthoamphibole-staurotide (Harley, 1985b ; Baker et al, 1987) et de la transition rétrograde de la sillimanite en disthène.

Evaluations des conditions paroxysmales : Les conditions pressions-températures définies précédemment, grâce aux géothermomètres et géobaromètres conventionnels rendent compte des conditions d'équilibre des paragénèses des gneiss à orthoamphibole et des assemblages réactionnels rétrogrades des granulites à orthopyroxène, mais n'apportent aucune information sur les conditions paroxysmales qui sont responsables de l'assemblage primaire. Celui-ci comprenait sans doute :

Qz-Al Opx-Ga-Sill-Rutile et/ou Ilménite (?) - Spinelle vert - parfois Graphite (éch. An 15a) - Pyrite - Zircon ± Feldspaths auquels s'ajoutaient peut-être de la saphirine (qui est par ailleurs présente dans une roche sous saturée en silice ; tableau 3) et certainement de l'osumilite.

La présence de spinelle vert, parfois associé à du rutile (éch. An 15a, 17b) dans la sillimanite, le grenat et plus rarement dans la cordiérite, laisse supposer que ce minéral a été en équilibre avec le quartz avant de réagir avec celui-ci au cours de la réaction :

$$Sp + Q = Ga + Sill\ (+ Cord) \qquad (15)$$

témoignant ainsi de températures paroxysmales plus élevées que celles définies précédemment ($T > 770°C$ dans un système pur en fer : Vielzeuf, 1983). De plus, la teneur exceptionnelle en alumine des orthopyroxènes primaires (jusqu'à 19 %) suppose des températures très élevées. En effet, dans des roches similaires dans lesquelles les orthopyroxènes ont des teneurs de 10 à 13 % de cet élément, des températures de 950° à 1000°C ont été envisagées (Ellis et al, 1980 ; Grew, 1982a ; Harley, 1985a ; Sandiford et al, 1987) ; des concentrations semblables sont obtenues par Annersten et Seifert (1981) au cours d'expérience à 1000°C sur le système MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O. L'association probable du spinelle vert avec du rutile, de l'orthopyroxène et du quartz supposerait, selon Powell et Sandiford (1988), des températures supérieures à 1100°C.

La répartition de l'alumine entre l'orthopyroxène et le grenat a été utilisée comme baromètre (Wood, 1974 ; Harley et Green, 1982 ; Harley, 1984b et c). Cependant, compte tenu de la forte pente (positive) de la réaction (14), la pression n'est correctement définie que si la température est elle-même connue précisément. Dans le tableau 8 et la figure 5, on constate que l'on obtient, pour les couples Opx I -Ga, des pressions négatives en utilisant les températures calculées à partir du partage fer-magnésium entre ces deux minéraux. Un résultat plus réaliste est obtenu à 1000°C. Cependant ces valeurs doivent être diminuées (d'environ 1 kb?) puisque la répartition Fe - Mg (prise en compte dans le géothermobaromètre de Harley et Green, 1982) était, à 1000°C, différente de celle qui est mesurée actuellement (et qui donne une température de 650°C), suggérant une réhomogénéisation complète de ces deux éléments et partielle (zonation) de l'alumine. La décroissance de la teneur en alumine à la périphérie des pyroxènes centimétriques primaires témoigne d'une baisse de température à pression constante au cours d'un lent refroidissement (ou d'une augmentation de la pression à 1000°C : tableau 8 et figure 5). Par ailleurs, les faibles valeurs en Al_2O_3 des orthopyroxènes secondaires impliquent qu'ils aient cristallisé à des températures sensiblement plus faibles que celles des cristaux primaires : les résultats du géothermobaromètre de Harley et Green (1982) coincident assez bien avec les résultats des géothermomètres du tableau 7 en ce qui concerne l'échantillon An 4a1, et avec ceux du géothermomètre Ga-Biot, pour l'échantillon An 15a.

La pression de cet épisode paroxysmal de haute température est difficile à préciser. Pour certains, l'assemblage Opx - Sill - Qz est stable à haute pression (e.g. Hensen 1986 ; Grew, 1982a) tandis que pour d'autres, il s'agit plutôt d'un assemblage de haute température

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

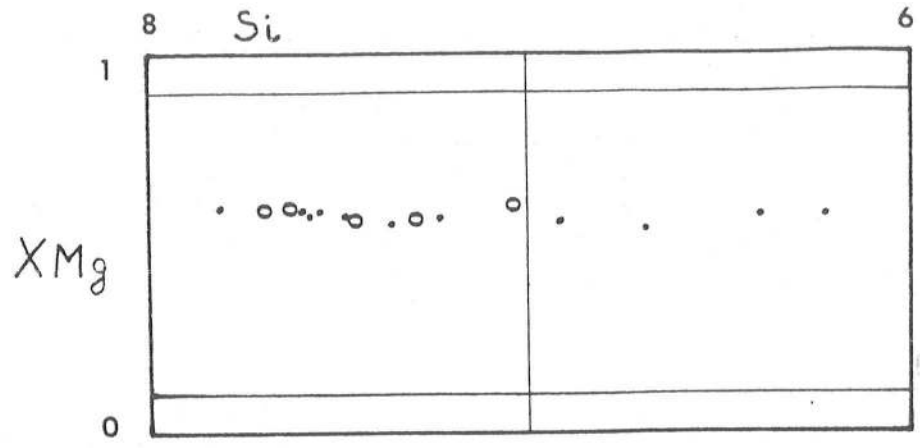


Fig. 4 - Variation de la composition de l'orthoamphibole dans trois cristaux de l'échantillon An6e (voir photo 1). Analyses à l'intérieur des cristaux (o) ; à la périphérie (.). Classification de Leake (1978).

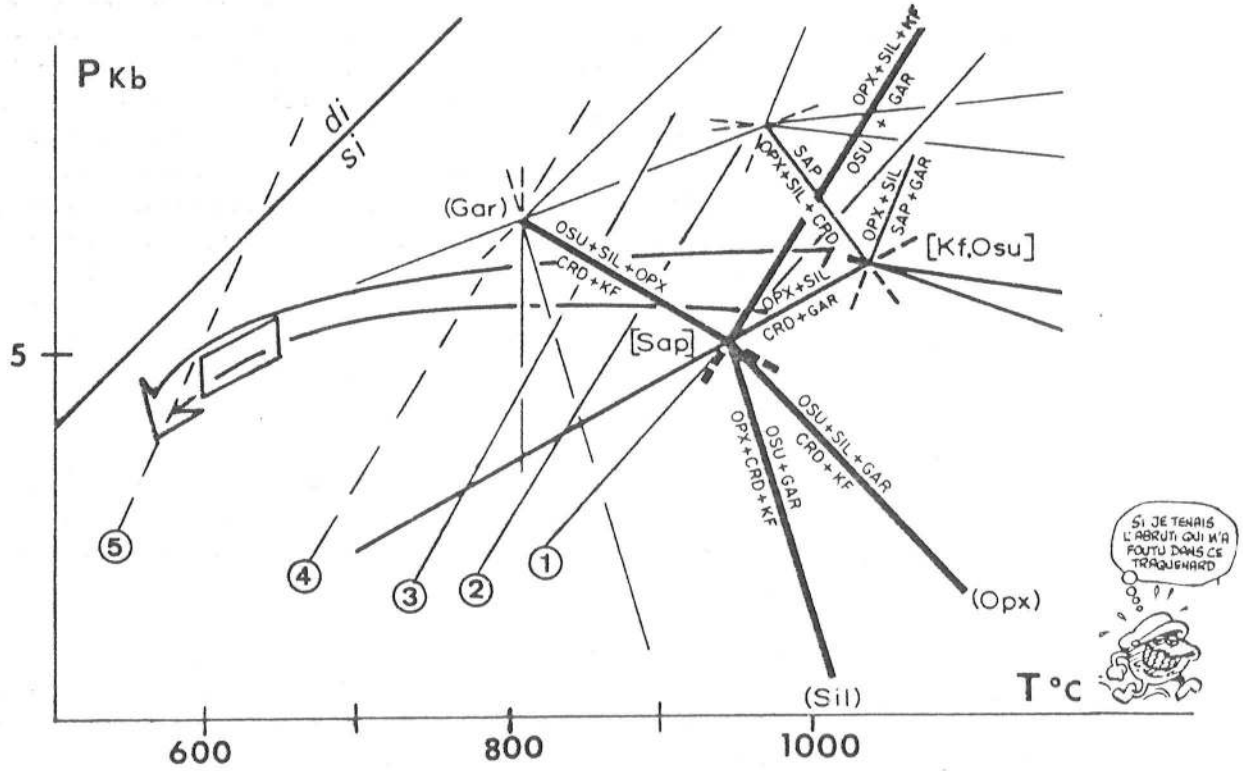


Fig. 5 - Evolution rétrograde par refroidissement isobare des granulites à Q - Al Opx-Sill - Ga - Osum (?). Géothermobaromètre Al Opx - Ga (Harley et Green, 1982) du tableau 8 : lignes pleines de 1 à 3 : Al Opx primaires (éch. An 4c et An 7c) ; lignes tirets 4 : Opx secondaire de l'éch. An 15a et 5 : Opx coronitique de l'éch. An 4a1.

Le losange indique les conditions ultimes de la rétromorphose estimées grâce aux thermomètres et baromètres conventionnels, dans les granulites à Opx ou Oamph et les métabasites à grenat (P = 4,5-5,5, Kb et T° = 600 -650°C). La localisation du point invariant [Saph] (Grew, 1982) est approximative. La transition disthène = sillimanite est de Holdaway (1971).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

(e.g. Vielzeuf, 1983). L'assemblage Opx - Sill - Ga - Qz, univariant dans le système pur magnésien est stable à très haute pression (~ 17 kb ; Harris et Holland, 1984) mais sera stable à beaucoup plus basse pression, avec l'introduction du fer dans le système. Par ailleurs, l'importante teneur en alumine des orthopyroxènes primaires impose que la pression ne devait pas être trop élevée sans quoi la température atteindrait rapidement des températures excessives (Figure 5) : si l'on admet que les orthopyroxènes à 10-13 % d'alumine dans les roches semblables se sont formés à environ 1000°C, la teneur de 19 % du pyroxène des granulites d'Andriamena suppose, pour des pressions identiques à celles de ces roches (P entre 7 et 10 kb : Grew, 1982a ; Ellis, 1980 ; Sandiford et al, 1987) des températures largement plus élevées ou pour une température identique de 1000°C, des pressions inférieures.

Les différentes réactions impliquées au cours de l'évolution rétrograde, ne nous apportent pas de renseignements significatifs pour définir si le refroidissement depuis les températures paroxysmales jusqu'aux conditions mises en évidence par les géothermobaromètres usuels (P ~ 5,5 kb, T°C ~ 650°), s'est fait avec une baisse significative de la pression. Seul le développement limité de la réaction (10) (éch. An 4a1) nécessite une faible diminution de la pression au cours du refroidissement : la teneur en alumine du pyroxène de cette roche et la répartition du fer et du magnésium sont en accord avec un développement tardif de cette réaction en fin de refroidissement (tableaux 7 et 8 et fig. 5). Aussi, l'hypothèse d'un refroidissement quasi-isobare (suivi d'une décompression ?) parait acceptable (figure 5).

Evidence de l'osumilite dans l'épisode paroxysmal : Les études théoriques (Hensen, 1977a ; Grew, 1982a) ont montré que l'osumilite remplace le feldspath potassique lorsque la température excède 900°-1000°C pour une pression inférieure à environ 10 kb. Ces conditions sont tout à fait compatibles avec celles mises en évidence précédemment dans les roches malgaches ; la composition chimique des roches (tableau 9) et des minéraux (tableau 6), les associations minéralogiques des granulites à orthopyroxène d'Andriamena sont tout à fait semblables à celles des roches dans lesquels ce minéral a été signalé (Ellis et al, 1980 ; Grew, 1982a) ou fortement préssenti (Sandiford et al, 1987). Par ailleurs, j'ai signalé la présence d'agrégats à Opx II - Sill II - Cord - Fk et de fines symplectites à Fk - Cord - Qz qui sont classiquement considérés comme les produits de la destruction de l'osumilite (Schreyer et Seifert, 1967 ; Grew, 1982a ; etc.). L'assemblage à Opx - Sill - Cord - Fk pourrait être lié à la réaction :

$$Osu + Sill + Opx = Cord + Fk \qquad (16)$$

en présence de quartz (Grew, 1982). Dans ce cas, la paragénèse précoce à osumilite se localiserait à une pression légèrement supérieure à celle du point invariant [Sap] de la fig. 12 de Grew (1982a) que celui-ci situe à environ 5 kb pour 900-1000°C (figure 5) : ainsi serait confirmée l'hypothèse d'un refroidissement quasi-isobare.

Développement de la biotite et de l'orthoamphibole : évaluation de la pression des fluides : La biotite est relativement abondante dans les granulites d'Andriamena, que ce soit dans les gneiss à orthoamphibole ou dans ceux à orthopyroxène. Généralement, son caractère rétrograde ne fait pas de doute et les critères texturaux ont permis de mettre en évidence quelques réactions (2, 4, 13) ; d'autres réactions sont nécessaires pour expliquer les différents assemblages impliquant ce minéral, mais l'absence de textures évidentes ne permet pas de choisir objectivement parmi les nombreuses possibilités. Le mica présent dans les agrégats à Opx - Cord - Sill - Fk peut être lié à une transformation secondaire du pyroxène comme le proposent Ellis et al (1980), mais peut être également un produit direct de la transformation d'une (hypothétique) osumilite au cours d'une réaction du type :

$$Osu + H_2O = Phl + Cord + Fk + Qz + H_2O \qquad (17)$$

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

proposée par Olesch et Seifert (1981). Remarquons que la présence d'eau restreint le champ de stabilité de l'osumilite vers les basses pressions.

La présence d'inclusions de biotite dans le grenat mérite une attention particulière : si celles-ci se sont formées au cours du refroidissement, elles pourraient avoir été englobées par du grenat, qui aurait lui-même cru au cours de l'évolution rétrograde (par ex. au cours de la réaction : Opx + Fk + H_2O = Ga + Biot + Qz (18)). Pourtant, aucun développement rétrograde important du grenat n'a été démontré. Il est en fait vraisemblabe que ces inclusions existaient déjà dans les conditions paroxysmales (T° ~ 1000°C). Si la présence de biotite dans la matrice est exclue au delà de 850° (Vielzeuf et Holloway, 1988), celle-ci pourra persister dans le grenat avec lequel elle ne peut réagir (dans ces conditions extrêmes, ces deux minéraux se situent de part et d'autre des réactions les impliquant : Holdaway et Lee, 1977 ; Vielzeuf et Holloway, 1988) bien au delà de ces températures : en conditions hydratées, le pôle pur magnésien de la biotite fond à environ 1150°C (Yoder et Kushiro, 1969). La diminution du domaine de stabilité du mica par l'introduction du fer (relativement faible puisque les inclusions ont des rapport XMg > 80) sera largement compensée par une pression d'eau faible (voir ci-après) et la présence d'autres éléments (en particulier, le titane mais aussi éventuellement le fluor, abondant dans ce type de roches : Grew, 1982a).

Les fantômes d'orthopyroxènes à lamelles de grenat dans les gneiss à orthoamphibole prouvent que ces roches se sont formées à partir d'une paragénèse primaire identique à celles des granulites à orthopyroxène. L'apparition de l'amphibole se réalise pour des conditions de plus faible degré de métamorphisme que celle de la biotite (Grant, 1981) pour une pression d'eau fixée. Dans le cas présent, les différentes paragénèses des gneiss à orthoamphibole et à orthopyroxène s'expliquent par une variation de la PH_20. Dans les conditions définies grâce aux géothermobaromètres conventionnels (T° ~ 650°C, P ~ 5,5 kb), l'absence de l'orthoamphibole (eg. éch. An 15a) impose que la pression d'eau ne dépassait pas 0,2.PT (Van Reenen, 1986 : fig. 3). Dans ces conditions, le mica apparait au cours de la réaction (2), aux alentours de 725°-740°C (Hansen et al, 1984), température qui coincide avec celle "estimée" grâce au thermomètre Ga-Biot dans l'échantillon An 15a (tableau 6 : An 15a(1)). L'absence d'orthoamphibole (éch. An 15a), la transformation partielle de l'orthopyroxène en amphibole dans les échantillons An 4c et 7c, (dans lesquels la sillimanite est inclue dans la cordiérite ou le grenat) et l'absence totale de pyroxène relictuel (et de sillimanite dans les gneiss à orthoamphibole : An 6e et 6i) s'expliquent à pression et température données par une hydratation différentielle dans les différents échantillons. Cette variation de la pression d'eau explique également la disparition progressive de la sillimanite par la réaction :

$$Ga + Sill + Qz + H_2O = Cord \qquad (7)$$

L'équilibre est déplacé vers la droite lorsque de l'eau est introduite dans le système : aussi l'utilisation des géobaromètres utilisant l'équilibre (7) (Newton et Wood, 1979 ; Lonker, 1981 ; Martignole et Sisi, 1981 ; etc.) montre que pour conserver une pression totale identique dans les différents échantillons (An 15a ; An 4c et 7c ; An 6e et 6i), il est nécessaire de considérer que a H_2O est proche de zéro dans le premier échantillon, voisin de 0,5 dans les deux roches suivantes et à peu près égal à 1 dans les deux dernières. Comme il n'y a pas de signe évident de fusion partielle de ces roches, il est exclu qu'une telle pression d'eau ait existé dans les conditions paroxysmales. L'hydratation partielle des granulites à orthopyroxène s'est produite au cours du refroidissement, à moins de 800°C, peut-être dans les stades tardifs de l'évolution rétrograde, lors de la remontée isostatique liée à la mise en place à l'affleurement (?)

La présence de rutile, ilménite et parfois graphite, la faible teneur en fer ferrique calculée des minéraux ferromagnésiens, prouvent que la fugacité d'oxygène est faible. Dans ces

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

conditions, la présence rare de graphite (et de pyrite) (éch. An 15a) suggère que la pression partielle en CO_2 (et de SO_2) devait être généralement faible (et variable) et ne compensait pas la faible P H_2O. La pression des fluides était donc vraisemblablement inférieure à la pression lithostatique.

VI - ORIGINE DES METABASITES ET GRANULITES ASSOCIEES DE LA FORMATION D'ANDRIAMENA

Quelques échantillons ont été collectés dans la lentille basique et ultrabasique d'Ankazotaolana, actuellement exploitée pour la chromite, à proximité de la localité de Brieville. L'échantillon An 17a a été recueilli à l'Est de la petite ville d'Andriamena par R. Rambeloson. Les douzes échantillons de Brieville montrent que le matériel magmatique de cette lentille d'épaisseur modérée (~ 100 m) est très différencié puisque le rapport XFeO (FeOt x 100/FeOt + MgO) varie entre 20 dans les termes ultrabasiques de la partie basale de la lentille jusqu'à 88 dans les gabbros coronitiques à grenat du sommet (tableau 9 et figure 6). L'accroissement notable de TiO_2 au cours de la différenciation démontre le caractère tholéiitique de ce complexe basique. Dans le diagramme TiO_2 versus X FeO, les analyses des métabasites se situent dans le domaine des "ophiolites" riches en titane défini par Serri (1981), excluant ainsi que le complexe basique d'Andriamena représente les chambres profondes d'un ancien arc calco-alcalin. Par ailleurs, le contexte géologique régional, le type de gisement de la chromite suggèrent qu'il s'agit d'un complexe stratiforme tholéiitique continental plutôt que d'une portion de croûte océanique (Nicollet, 1984 b ; Bouladon, 1986).

Notons parmi les roches associées aux gabbros de la formation d'Andriamena des roches à orthopyroxène, grenat, opaques et quartz abondant ; il s'y ajoute un peu de hornblende brune mais le feldspath est absent. Ces granulites à grenat passent à des quartzites à grenat et/ou magnétite. Cette paragénèse n'est pas sans rappeler celle de l'échantillon de formations ferrugineuses décrit au début de ce chapitre (éch. 314) dans la région de Farafangana. La composition chimique de l'échantillon An10 (tableau 9), riche en Fe_2O_3 et FeO et pauvre en autres éléments à l'exception de la silice, confirme cette hypothèse. Ces roches constituent avec les quartzites à magnétite, une composante métasédimentaire importante dans cette région.

Cinq analyses de roches à orthopyroxène ou orthoamphibole et cordiérite sont données dans le tableau 9. La teneur en silice est élevée et varie entre 52 et 73 %. Celle en calcium est faible avec moins de 1 % (à l'exception de l'échantillon An 9c qui contient une proportion notable de plagioclase). Il en est de même pour la somme des alcalins. Si ce n'est quelques lentilles centimétriques à feldspath potassique et quelques petits cristaux associés aux assemblages réactionnels, le potassium est concentré dans la biotite : le pourcentage relativement élevé de cet élément dans l'échantillon An 9c est lié à l'abondance de ce minéral dans cette roche. Les teneurs en Al_2O_3, MgO et FeOt sont modérément variables. Le rapport XFeO est compris entre 0,5 et 0,67. Le titane varie entre 0,70 et 1,80%. Ces caractéristiques chimiques sont tout à fait identiques à celles des roches équivalentes antérieurement décrites : ces compositions sont inhabituelles et n'appartiennent ni aux roches magmatiques, ni aux roches sédimentaires courantes (Spear et Schumacher, 1982 ; Reinhardt, 1987). Si de nombreuses hypothèses ont été proposées quant à l'origine des gneiss à orthoamphibole-cordiérite, les auteurs qui ont étudié leurs équivalents anhydres à orthopyroxène, ne se sont jamais attardés sur cette question à l'exception de Sheraton (1980). L'attention de ces pétrologues s'est focalisée sur les associations minéralogiques très complexes et riches d'informations. Pourtant, la similitude de compositions de ces granulites dans différentes régions du globe et leur comportement réfractaire aux très hautes températures incitent à se préoccuper de leur origine.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Quatre principales hypothèses à l'origine des gneiss à orthoamphibole sont résumées par Spear et Schumacher (1982) et Reinhardt (1987). La première hypothèse fait intervenir un processus métasomatique au cours du métamorphisme. La seconde suppose au contraire un métamorphisme isochimique à partir de matériaux altérés en surface (la dualité entre ces deux hypothèses rappelle le problème auquel je me fuis heurté pour expliquer l'origine des clinopyroxénites associées aux amphibolites à saphirine au chapitre IV). Les roches à orthoamphibole - cordiérite sont souvent associées à des dépôts métallifères de sulfures dans des formations volcaniques laviques ou pyroclastiques : la présence de zone d'altération à chlorite - quartz comme minéraux essentiels, de compositions semblables aux roches à orthoamphibole, dans des gisements de sulfures non métamorphiques, est un bon argument en faveur de cette origine (Vallance, 1967 ; Chinner et Fox, 1974 ; Blümel et Propach, 1978 ; James et al, 1978 ; Wolter et Seifert, 1984). Selon le cas (et les auteurs), cette chloritisation hydrothermale (marine?) aurait affecté du matériel lavique ou pyroclastique de composition basaltique, andésitique ou rhyolitique.

Reinhardt (1987) note que l'hypothèse d'une origine purement sédimentaire a été négligée alors que les compositions de certaines roches à orthoamphibole - cordiérite sont comparables à celles des pélites magnésiennes pauvres en alcalins et calcium associées aux évaporites. Reinhardt (1987) affirme que la dégradation de matériels basiques et ultrabasiques entraine la décroissance du rapport Mg/Fe à cause de la grande solubilité du magnésium par rapport au fer. Spear et Schumacher (1982) affirment l'inverse ! Par ailleurs, au précambrien ancien, le lessivage important du fer (ultérieurement déposé dans les formations ferrifères litées) expliquerait que les métapélites archéennes,formées à partir d'une croûte de composition basique, soient plus magnésiennes que leurs équivalents récents (Sheraton, 1980). Quoiqu'il en soit, Reinhardt (1987) propose de discriminer les pélites magnésiennes et les métavolcanites altérées dans un diagramme AFM (figure 7). Pour être portée dans ce diagramme, la composition chimique de la roche sera corrigée de la quantité de Al_2O_3, MgO et FeO incorporée dans la biotite (négligeant ainsi le feldspath potassique relativement peu abondant dans les roches analysées) :

$A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)$
$F = FeO - 65\ (1\text{-}m)\ K2O$
$M = MgO - 6\ m\ K2O$

Na_2O et CaO sont contenus dans les rares plagioclases ; m est le rapport MgO/MgO + FeO de la biotite. Reinhardt (1987) propose d'utiliser le rapport de la roche lorsque l'analyse du mica n'est pas disponible. Cependant, cette approximation s'avère parfois inexacte (voir tableau 6 et 9). La figure 7 suggère que les granulites à orthopyroxènes ou orthoamphibole de la région d'Andriamena dériveraient de roches volcaniques altérées, plutôt que de pélites magnésiennes (voir aussi la figure 6). Les roches à orthoamphibole et cordiérite de cette région étant les équivalents rétromorphosés des granulites à orthopyroxène, comme c'est également le cas en Finlande (Schreurs et Westra, 1985) et dans la ceinture du Limpopo (Van Reenen, 1986), elles ne peuvent être considérées comme provenant d'un métasomatisme synmétamorphe.

Le pourcentage élevé en silice, les relativement fortes teneurs en K_2O par rapport à celles du sodium et, (en dépit des remarques contradictoires signalées précédemment) un rapport XFeO fort et relativement constant entre les différents échantillons, sont autant d'arguments favorables à une origine intermédiaire et/ou acide de la roche source : dans la figure 8, les roches malgaches se situent dans le domaine des roches à anthophyllite - cordiérite de Falun, pour lesquelles une origine identique a été proposée par Wolter et Seifert (1984). Par contre, la présence de spinelle brun chromifère dans l'échantillon An 15a serait plutôt un argument en faveur d'une origine plus basique de cette roche (qui a d'ailleurs le plus faible rapport XFeO).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

N° ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Réf.	5D	6D	14C	14A	13D	13A	11C	16B	16A	8	12	16C	17A	6B	10B	15A	6E	4C	9C	11B
SiO2	47,50	48,80	49,00	48,80	48,00	50,60	49,60	48,80	56,40	49,50	63,80	63,10	57,50	60,10	45,60	61,50	66,30	70,20	52,00	72,80
Al2O3	3,40	15,00	18,70	14,90	14,90	13,20	15,90	16,70	20,80	13,70	13,40	14,60	13,80	13,50	4,00	17,30	12,20	11,50	14,70	11,10
Fe2O3	6,23	6,06	4,61	5,16	6,28	5,32	3,36	5,36	2,81	7,29	3,98	4,56	5,15	6,76	16,75	6,15	6,55	7,51	6,71	7,06
FeO	3,67	2,20	2,20	2,20	4,25	5,57	7,33	6,16	3,23	7,62	4,25	3,37	6,89	4,84	28,15	2,93	5,72	3,23	7,92	2,20
MgO	36,00	16,00	12,20	12,70	10,70	8,00	7,90	8,30	3,40	7,10	1,50	1,37	1,80	1,45	3,90	6,70	7,40	6,00	8,10	4,30
CaO	1,30	10,70	11,80	15,50	13,20	13,90	10,65	9,30	6,90	9,80	6,50	5,40	5,90	4,90	1,35	0,78	0,12	0,05	1,13	0,20
Na2O	0,05	0,30	0,70	0,40	1,10	1,15	2,40	2,10	5,00	2,10	3,10	2,50	2,60	2,50	-	0,45	0,05	-	1,90	0,10
K2O	-	-	0,05	-	-	0,05	0,30	0,75	0,90	0,40	0,60	3,37	3,20	3,90	0,05	1,50	0,80	1,00	4,37	1,00
TiO2	0,05	-	0,20	0,05	0,70	0,90	0,95	1,25	0,20	2,60	1,90	1,50	2,10	1,90	0,30	1,20	1,10	1,10	1,80	0,70
MnO	0,15	0,18	0,13	0,19	0,17	0,20	0,20	0,18	0,08	0,20	0,10	0,14	0,14	0,14	0,07	0,07	0,07	0,05	0,31	0,07
P2O5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O+	0,40	0,21	0,28	0,02	-	-	0,30	-	0,55	-	0,08	-	-	-	-	0,56	0,44	0,07	0,41	0,28
H2O-	-	0,15	0,02	0,01	0,10	0,15	0,11	0,16	0,15	0,13	0,14	0,10	0,02	-	0,05	-	0,09	-	0,01	0,06
TOTAL	98,75	99,60	99,89	99,93	99,40	99,04	99,00	99,06	100,42	100,44	99,35	100,01	99,10	99,99	100,22	99,14	100,84	100,71	99,36	99,87

Tableau 9 : Compositions chimiques (classées avec XFeO croissant) des roches de la formation d'Andriamena. 1 à 14 = métabasites de la lentille chromifère d'Ankazotaolana, Brieville (à l'exception de 13 qui provient de la localité d'Andriamena) ; 15 = granulite ferrifère ; 16 à 20 = granulites à Opx et/ou Oamph-Cord (paragénèses des granulites : voir tableau 3 ; An 9c = Biot-Oamph-Pl-Ga-Opaques ; An 11b : identique à An 4a1).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

La dernière hypothèse proposée suggère que les granulites à orthoamphibole ou orthopyroxène pourraient être les résidus de la fusion partielle de métasédiments. Si cette hypothèse n'est pas très attractive dans les conditions de pressions et températures modérées, au cours desquelles il ne peut y avoir séparation du liquide et du résidu, elle ne peut être négligée lorsque l'on se situe dans les conditions de l'ultramétamorphisme. Pourtant Sheraton (1980) exclut cette possibilité pour les granulites à sap + Qz, osumilite d'Antarctique car elle nécessite un haut degré de fusion partielle nécessaire à la séparation du liquide et du restite. Vielzeuf et Holloway (1988) montrent que la fusion de la biotite dans des métapelites produit, à 850°C, un résidu de composition identique aux granulites alumineuses et susceptible de donner, lorsque la fusion est terminée, ou bien au cours d'un nouvel épisode métamorphique de très haute température (THT), des paragénéses à Sill + Opx, Sap + Qz, osumilite.

En conclusion, on peut proposer que les précurseurs des granulites à orthoamphibole ou orthopyroxène d'Andriamena proviennent de l'altération hydrothermale de roches volcaniques et/ou de résidus de haut degré de fusion partielle.

VII - IMPLICATIONS GEOTECTONIQUES DU METAMORPHISME DE THT

Contexte géotectonique de formation des granulites de la formation d'Andriamena :

Windley (1981) affirme que les granulites peuvent se former à tous les stades du cycle de Wilson. D'une manière résumée, la formation de ces roches nécessite un suré-paississement crustal au niveau de plaques convergentes et/ou un transfert thermique important en provenance du manteau, associé ou non à un magmatisme sous (ou basi) crustal. La trajectoire rétrograde par refroidissement isobare a été considérée comme le témoin d'un magmatisme sous crustal. Celle-ci contraste en effet avec la trajectoire plus ou moins isotherme associée à la remontée isostatique de la moitié supérieure de la croûte épaissie (et doublée) au cours d'une collision (fig. 9A, traj. 1). Cependant la partie inférieure de la croûte épaissie, après remontée isostatique jusqu'à la base d'une croûte redevenue d'épaisseur normale (trajectoire de décompression avec augmentation de la température), doit montrer également une trajectoire rétrograde ultime avec refroidissement quasi-isobare (fig. 9A, traj. 2 : Ellis, 1987). Des températures extrêmes de l'ordre de 1000°C seraient théoriquement possible dans un tel contexte, mais nécessitent cependant un apport thermique du manteau (England et Thompson, 1986 : fig. 4b et d).

Cet apport thermique mantellique pourrait être dû ou associé à un magmatisme basi-crustal dans un contexte de marge active de type andin ou d'arc insulaire (Bohlen, 1987). Ce modèle est appliqué pour expliquer la mise en place de certains complexes gabbroïques en climat granulitique (e.g. Bard, 1983 ; Burns, 1985 ; Coleman, 1986 ; Mattinson et al, 1986). La trajectoire P-T-t devrait être dans ce cas "antihoraire" à proximité de l'intrusion profonde, avec un trajet prograde dans le champ de stabilité de l'andalousite, puis de la sillimanite (Bohlen, 1987 ; fig. 9B).

Si les marges actives sont actuellement le site préférentiel de l'accrétion de la croûte continentale, il est certain que ce processus n'a pas toujours été prédominant au précambrien. Dans cette période de l'histoire de la terre, la croissance de la croûte continentale s'est certainement faite par accrétion verticale, par magmatisme basi crustal dans des zones d'extension (eg. Harris et al, 1987 ; Windley, 1983). Aussi ces zones d'extension peuvent être le site privilégié d'un métamorphisme de basse pression et haute température, lequel a d'ailleurs été parfois considéré comme un "métamorphisme de contact régional" lié à des intrusions magmatiques profondes (voir par ex. dans Thompson et Ridley, 1987). Cependant, l'intrusion de plus de 30 % de magma basaltique dans la croûte serait nécessaire pour modifier le gradient géothermique normal, afin d'atteindre les conditions du faciès amphibolite (e.g. Wells, 1980). Aussi, lorsque les

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

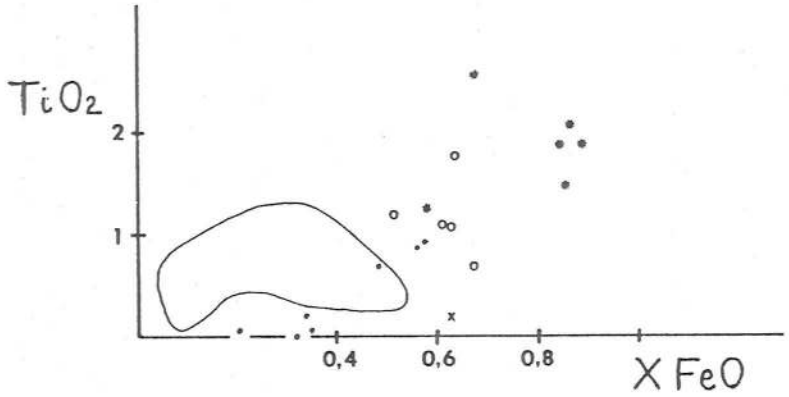


Fig. 6 - Diagramme TiO_2 versus X FeO des roches ultrabasiques et basiques avec (*) ou sans (.) grenat (x : norite) et des granulites à Opx et Oamph-Cord (o) de la formation d'Andriamena. Le domaine représenté inclut les pélites magnésiennes à Oamph-Cord de Queensland (Reinhardt, 1987).

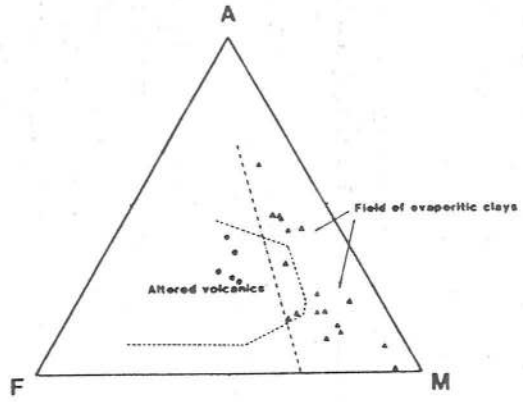


Fig. 7 - Diagramme AFM discriminant, parmi les roches à Oamph-Cord, celles qui dérivent de roches volcaniques altérées et celles qui dérivent des métapélites magnésiennes associées aux évaporites (Reinhardt, 1987) ; triangles : métapélites de Queensland ; points : granulites à Oamph ou Opx de la formation d'Andriamena.

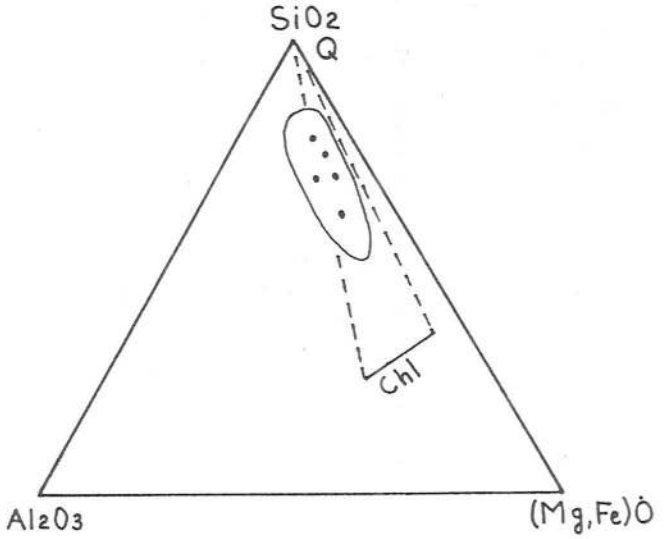


Fig. 8 - Représentation des granulites à Opx ou Oamph-Cord de la formation d'Andriamena dans le système Al_2O_3 - SiO_2 - (Mg, Fe) O. Le domaine Q - chlorite des roches volcaniques altérées est représenté. La ligne encerclant les roches malgaches (.) délimite le champ des roches à anthophyllite - cordiérite de Falun provenant de l'altération de roches acides (Wolter et Seifert, 1984) (ce champ inclut également des schistes à Q - Chl- séricite ou muscovite de même origine).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

conditions du faciès granulite sont atteintes, de telles intrusions profondes ne peuvent pas être la cause du flux de chaleur, mais en sont au contraire une des conséquences : la remontée de l'asthénosphère au cours de l'amincissement lithosphérique sera responsable de l'extension crustale et d'une modification importante du gradient thermique qui engendrera la formation de magma basaltique, dont la montée dans la croûte facilitera le transfert de chaleur dans celle-ci. Le flux thermique mesuré dans des régions actuellement en extension comme la province des "Basin and Range", suggère que les températures du faciès granulite peuvent être atteintes dans un tel contexte géotectonique. Les enclaves granulitiques (souvent de pression modérée) remontées par les volcans des rifts (e.g. Thomas et Nixon, 1987) ou des marges passives (e.g. Nicollet, 1984a) pourraient être dans certains cas, les témoins du métamorphisme lié à l'extension.

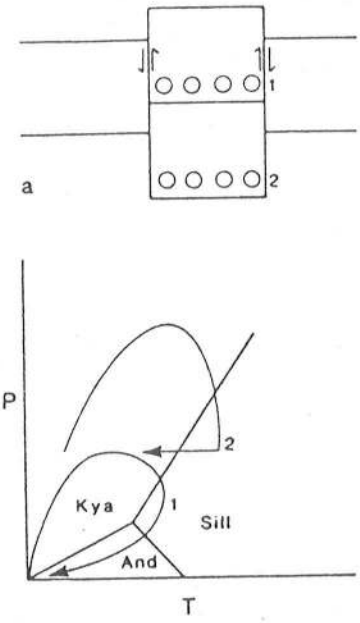
La trajectoire P-T-t au cours d'un métamorphisme à la base d'une croûte en extension sera un réchauffement quasi isobare (ou avec une légère décompression), suivi d'un refroidissement également isobare (ou avec une légère augmentation de la pression) lorsque le processus d'extension s'interrompt (fig. 9C : Sandiford et Powell, 1986a) (Les variations de la pression sont faibles et ne dépassent pas les limites de précision des géobaromètres). Localement, des assemblages rétrogrades dans des zones de cisaillement indiquent une ultime et rapide remontée isostatique (e.g. Harley, 1985a).

En conclusion, un refroidissement quasi-isobare représente le stade rétrograde ultime d'un métamorphisme de haute température généré dans des contextes géodynamiques très différents (fig. 9). Notons que dans les trois cas considérés ici, l'exhumation des granulites nécessite l'intervention d'un événement tectonique indépendant (Ellis, 1987 ; Sandiford et Powell, 1986) : dans les Alpes et les Pyrénées, les granulites hercyniennes sont mises à l'affleurement au cours de l'orogénèse alpine (Schenk, 1984 ; Vielzeuf, 1984). Ces trois hypothèses se distinguent essentiellement par la trajectoire prograde qui précède les conditions de température maximale (Fig. 9) : dans le premier cas, les conditions de température maximale sont précédées par une décompression : dans un contexte de marge active, la pression augmente avec la température au début de l'évolution métamorphique tandis que dans le contexte distensif, le trajet prograde est quasi-isobare. Malheureusement, ces trajets progrades ne sont généralement pas conservés, surtout à très haute température.

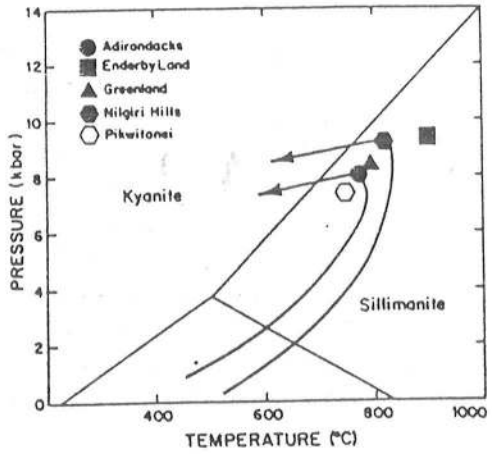
Aussi, dans la formation d'Andriamena, l'absence de la trajectoire prograde ne nous permet pas de choisir aisément entre ces trois hypothèses. Pourtant, il est peu vraisemblable que ces granulites se soient formées au cours de la remontée isostatique de la partie inférieure d'une croûte épaissie, qu'elle soit associée (Bohlen, 1987) ou non (Ellis, 1987) aux intrusions basiques : en effet, la température atteinte au cours du paroxysme parait trop élevée ($\geq$ 1000°C) en rapport avec les profondeurs atteintes (P ~ 6 kb ?). De plus, le complexe basique, dont il parait logique de relier chronologiquement la mise en place avec le métamorphisme de THT, ne semble pas avoir les caractères chimiques des chambres magmatiques profondes d'un arc calco-alcalin. Ainsi, le métamorphisme de THT de la formation d'Andriamena (affectant des métasédiments fini-archéens : 2,6 milliards d'années ?) pourrait être lié à un contexte distensif associé à un rift continental. Le développement limité de l'assemblage coronitique Opx-Cord autour du grenat (contemporain de l'hydratation de certains échantillons ?) à la fin du refroidissement, témoignerait de la remontée isostatique rapide qui a ramené ces granulites proches de la surface. L'événement tectonique tangentiel associé au métamorphisme de haute pression à l'origine de l'éclogite de Faratsiho (chapitre VII), peut être responsable de cette mise à l'affleurement au protérozoïque supérieur.

L'absence de la conversion de la sillimanite en disthène, au cours du refroidissement des granulites d'Andriamena, suggère que les conditions du géotherme normal (qui se trouve au protérozoïque, dans le champ de stabilité du disthène) n'ont pas été atteintes avant la remontée isostatique vers la surface ; ou bien que, si elles ont été atteintes, elles ne l'ont pas été suffisam-

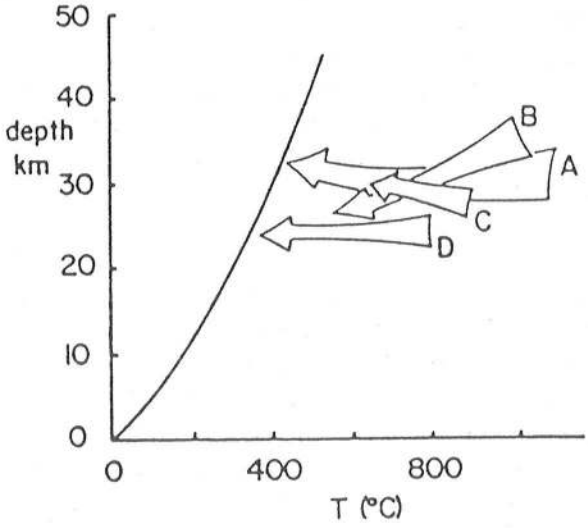
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



A : In doubly thickened crust, rocks in upper half (marked by circles and numeral 1) undergo *P-T-t* path of lower temperatures and possible exposure in one orogenic cycle. In contrast, rocks buried to base of lower part (marked by circles and numeral 2; before uplift) are at much higher temperatures and are only uplifted to base of normal-thickness crust. Such granulites can then cool isobarically into kyanite field, which is unlikely for rocks in upper half of thickened crust. This is proposed case for Enderby Land granulites.



B :—P-T-time path for granulites consistent with magmatic heating of the lower crust before and during tectonic loading and initial, nearly isobaric cooling from peak conditions (symbols).



C :Cooling paths for (*A*) Basin and Range (hypothetical); (*B*) Enderby Land (Fyfe Hills) [29]; (*C*) Labwor Hills [21]; (*D*) Victorian lower crust

Fig. 9 - Trajectoires Pression-température-temps du métamorphisme dans différents contextes géodynamiques montrant un stade rétrograde ultime de refroidissement isobare. A : collision continentale (Ellis, 1987) ; B : marge active (Bohlen, 1987) ; rift continental (Sandiford et Powell, 1986a).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ment longtemps pour permettre la transformation isomorphique des silicates d'alumine. Dans les deux cas, cela signifie que le refroidissement et la mise à l'affleurement au protérozoïque se sont succédés sans interruption notable entre les deux. Cela va dans le sens de Baer (1983) qui pense que des zones d'extension crustales locales précèdent les phases de compression responsables des orogènes protérozoïques.

Conservation des paragénèses de THT : inefficacité des géothermomètres conventionnels :

Les granulites formées à des températures voisines ou supérieures à 1000°C sont rares. Est-ce que cette rareté est liée à des conditions de formations exceptionnelles (Vielzeuf et Holloway, 1988)? ou bien sont-ce les conditions de mise à l'affleurement et de conservation des paragénèses paroxysmales qui sont inhabituelles (Ellis, 1980 ; Sandiford et al, 1987)? L'exhumation des granulites est un problème commun à la majorité d'entre elles et la nécessité d'un second épisode tectonique indépendant n'est pas une exclusivité des roches de THT ; des granulites formées à de très grandes profondeurs sont moins rares que celles-ci.

Un des problèmes majeurs est sans doute la conservation des paragénèses paroxysmales après le refroidissement lent. Les paragénèses des échantillons An 6e et 6i montrent comment l'hydratation des granulites à orthopyroxène, en favorisant le large développement des réactions rétrogrades, oblitère totalement l'assemblage de haute température : ces roches "banalisées" indiquent des "conditions paroxysmales" du faciès amphibolite profond. Les géothermomètres conventionnels sont souvent inefficaces car ils ne conservent que rarement la trace de ces hautes températures. La diffusion intracristalline du fer et du magnésium est telle que les températures obtenues sont celles de la fin du refroidissement, que les roches aient recristallisé (éch. An 6e et 6i) ou conservent encore la trace de la paragénèse initiale (éch. An 7a, 4c). Dans ce deuxième cas, cependant, le géothermomètre Ga-Biot peut indiquer les températures d'apparition du mica lors de l'évolution rétrograde (ex : An 15a(2) : tableau 7). Ce n'est pas le cas pour le géothermomètre Ga-Cord qui indique les températures les plus faibles, alors que l'apparition de la cordiérite fut sans doute très précoce au cours du refroidissement, compte tenu du large domaine de stabilité de ce minéral vers les hautes températures (Hensen et Green, 1973 ; il n'est pas exclu qu'il ait même pu exister dans la paragénèse paroxysmale des échantillons les plus magnésiens). Quant au couple Ga-Opx, la distribution du fer et du magnésium a été réajustée à basse température, qu'il s'agisse de cristaux de pyroxènes précoces alumineux ou de cristaux secondaires. J'ai signalé précédemment que les cristaux centimétriques précoces n'étaient pas zonés pour ce qui est du fer et du magnésium, contrairement à l'aluminium, témoignant d'une diffusion différentielle de ces éléments (Fraser et Lawless, 1978). Les teneurs élevées en aluminium de ces pyroxènes justifient l'utilisation des géothermobaromètres employant cet élément (Wood, 1974 ; Harley et Green, 1982 ; Harley, 1984b et c). Malheureusement, les calibrations de Harley et Green (1982) et Harley (1984b) font intervenir la teneur en aluminium dans le site M1 du pyroxène, mais également la distribution du fer et du magnésium entre l'orthopyroxène et le grenat. La prise en compte de ce coefficient de distribution a pour effet de surestimer la pression (ou sous estimer la température), lorsque fer et magnésium se sont rééquilibrés à plus basse température : notons que dans ce cas, il est préférable d'utiliser la calibration empirique de Harley et Green (1982) plutôt que celle de Harley (1984b), basée sur des données expérimentales, car la distribution fer-magnésium intervient moins dans la première équation que dans la seconde.

Dans les roches basiques, la conservation des paragénèses de très haute température (à pigeonite inversée, par ex.) est également rare (e.g. Sandiford et Powell, 1986b). Les géothermomètres usuels utilisent le grenat, dont l'apparition se fait à relativent basse température (pour des pressions inférieures à 8 kb) en fonction de l'activité de la silice (voir fig. 23,

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

chap.V). J'ai, par ailleurs, déjà discuté dans le chapitre V, les difficultés d'application du géothermomètre Cpx-Opx aux roches métamorphiques. Si les températures obtenues grâce à ce couple sur les métabasites de la formation d'Andriamena sont correctes (entre 810 et 880°C), elles indiquent les températures de blocage de l'échange fer-magnésium entre les deux minéraux au cours du refroidissement (Ellis et Green, 1985).

Influence des processus cinétiques :

Ainsi, la redistribution des éléments et la recristallisation des minéraux, rapides à haute température, favorisées par l'introduction de fluide aqueux et une vitesse de refroidissement lente, seront des facteurs essentiels pour la disparition du métamorphisme de THT : limiter le temps de résidence en profondeur en envisageant que la remontée de ces roches à l'affleurement est directement consécutive au refroidissement, limitera certainement l'évolution rétrograde.

En fait, ce n'est certainement pas par hasard que ces rares reliques de THT sont conservées dans des roches alumineuses et siliceuses, deux éléments réputés immobiles (e.g. Mongkoltip et Ashworth, 1983). Tracy et Mc Lellan (1985) ont étudié le comportement de ces éléments dans des gisements d'émeri métamorphisés (en conditions anhydre), pour estimer l'influence du contrôle cinétique sur les processus métamorphiques. Les activités de l'aluminium et du silicium ne sont pas contrôlées par la disponibilité de ces éléments (l'abondance de quartz et de sillimanite en témoigne), mais par leurs vitesses de diffusion et leurs difficultés de migration à travers l'environnement intergranulaire. Ce dernier est le lieu privilégié du transfert de masse comme le prouve bien la présence de fibres de sillimanite aux joints des minéraux leucocrates. Le transfert de matière sera influencé par la présence ou l'absence de fluide aqueux intergranulaire. Ainsi, l'eau sera un facteur essentiel contrôlant l'évolution rétrograde, d'une part en intervenant dans la composition de certains minéraux au cours de réactions d'hydratation, et d'autre part en favorisant le transfert de matière. Par ailleurs, il est vraisemblable que, pour la conservation des paragénèses de THT, la condition PF ~ O sera un facteur encore plus favorable que si la faible pression d'eau était compensée par d'autres fluides (notamment CO_2) de manière à ce que PF ~ PT. Ceci devient évident si, comme l'affirment Wood et Walther (1983), la composition des fluides n'a qu'un faible effet sur les vitesses de réactions au delà de 400°C.

Extension du métamorphisme de THT dans la croûte inférieure ?

Peu de roches de compositions courantes sont susceptibles d'être métamorphisées à très haute température sans fondre. Ainsi les roches pélitiques et grauwackeuses (qui constituent la majorité des sédiments) fondent à des températures comprises entre 600 et 800°C, en fonction, entre autres, de la pression d'eau, au cours de réactions faisant intervenir la muscovite et la biotite. En présence de biotite et pour des pressions d'eau faibles, la température ne pourra pas dépasser environ 850°C tant que la fusion du mica n'est pas terminée (Vielzeuf et Holloway, 1988). Selon ces auteurs, le taux de fusion peut être élevé et atteindre le seuil critique qui permet la séparation d'un liquide (capable de migrer vers les niveaux supérieurs de la croûte) et de restites de compositions tout à fait semblables aux granulites alumineuses. En conséquence, la température du métamorphisme ne pourra dépasser cette valeur limite qu'en présence de formations réfractaires (d'extension régionale). Ce caractère réfractaire pourra être acquis au cours d'un premier événement de fusion partielle ayant atteint un taux de fusion élevé : 0,4-0,5 (Vielzeuf et Holloway, 1988). Ou bien, il sera acquis par une baisse drastique et régionale de l'activité de l'eau avant la fusion partielle, afin de transformer la biotite en orthopyroxène au cours de réactions subsolidus (e.g. réac. 2, 18) dans des roches de composition pélitique inhabituelle

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

(Sheraton, 1980 ; Reinhardt, 1987) ou de métavolcanites métasomatisées. Ce caractère réfractaire peut être aussi originel : en particulier, les formations ferrugineuses litées (BIF), répandues au précambrien, donnent des quartzites et granulites à Opx-Ga, peu susceptibles de fondre avant des températures très élevées.

Ainsi, si les conditions de flux thermique très élevées dans certaines régions suggèrent que le métamorphisme de THT peut théoriquement être répandu dans la partie inférieure de la croûte continentale (e.g. Ellis, 1980), sa mise en évidence effective aurait des implications importantes sur la nature réfractaire - et essentiellement restitique - de celle-ci.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LEGENDES DES PHOTOS

Photo 1 : Gneiss à Oamph-Biot-Cord-Ga-Q-ilménite ; éch. An 6e, LN, longueur du grand côté de la photo : environ 2 mm.

Photo 2 : Lamelles de Ga (gris foncé) à l'intérieur d'un Opx relictuel (± Oamph) centimétrique ; réac. 1 et 14 ; éch. An 7c ; LP légèrement décroisée ; même éch. que photo 1.

Photo 3 : Grenat relictuel dans un ensemble coronitique à Oamph-Biot-Cord dans une matrice quartzifère ; réac. 3 ; même échantillon et même éch. que photo 2 ; LN.

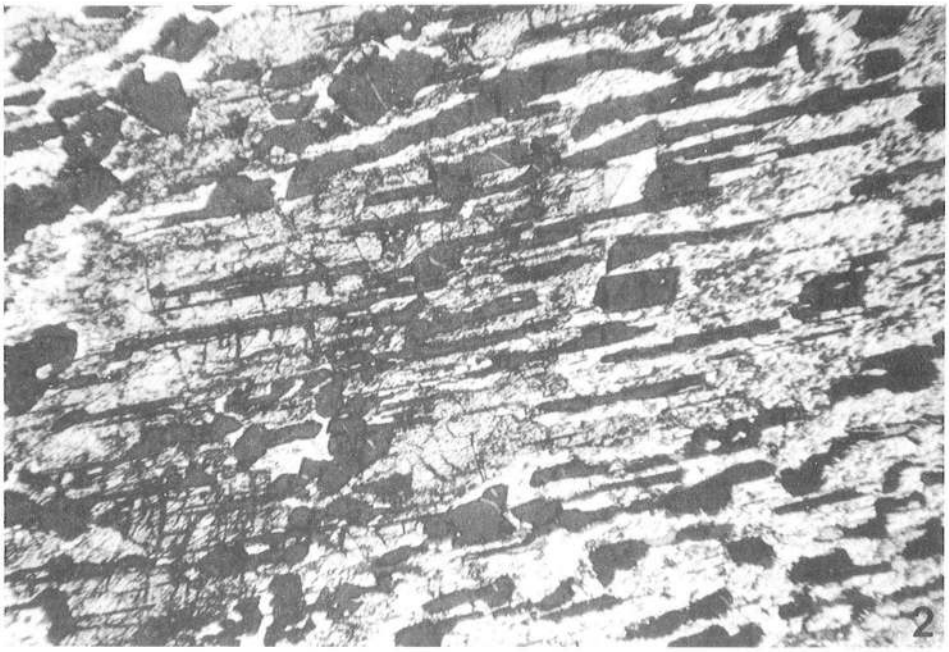
Photo 4 : Assemblage coronitique complexe entre grenat et quartz : entre les prismes d'Opx II, la cordiérite est envahie de fibres de sill. et de granules d'Opx III (?). Notons également la présence de plagioclase et de feldspath potassique dans l'assemblage coronitique ; opaque associé au pyroxène : graphite et en haut de la photo : pyrite ; éch. An 15a ; LN ; longueur du grand côté de la photo : 0,65 mm.

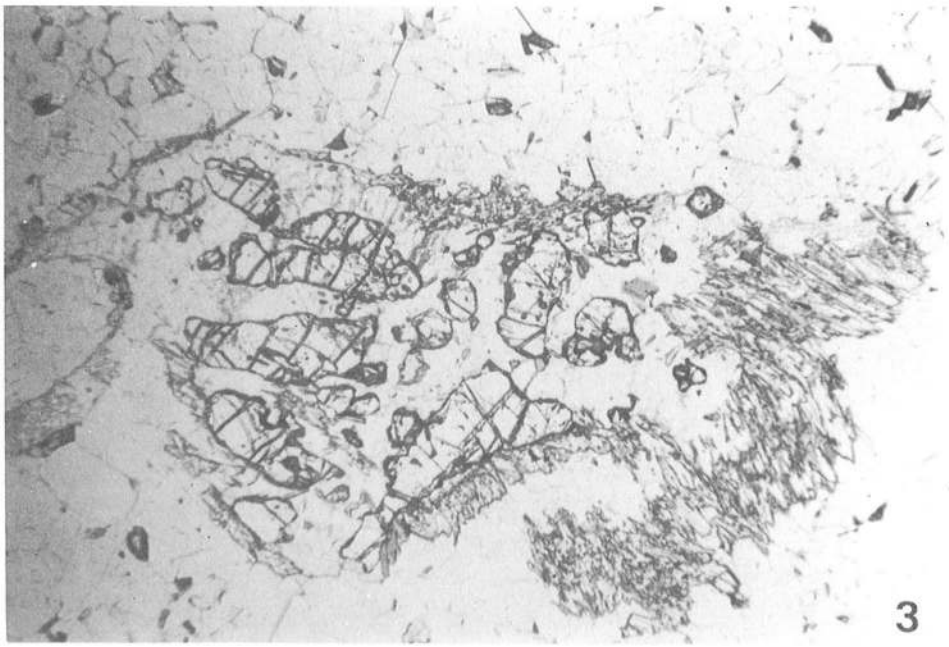
Photo 5 : Amande centimétrique à mésoperthite. La limite des cristaux est souvent accentuée par des fibres de sillimanite ; éch. An 11d ; LN ; même éch. que photo 1.

Photo 6 : Fibres et baguettes de Sill. et granules d'Opx dans la Cord. ; Sill. aux joints des cristaux quartzo-feldspathiques témoignant de la migration (limitée) de l'alumine dans le domaine intergranulaire ; éch. An 15a ; LN ; même éch. que photo 4.

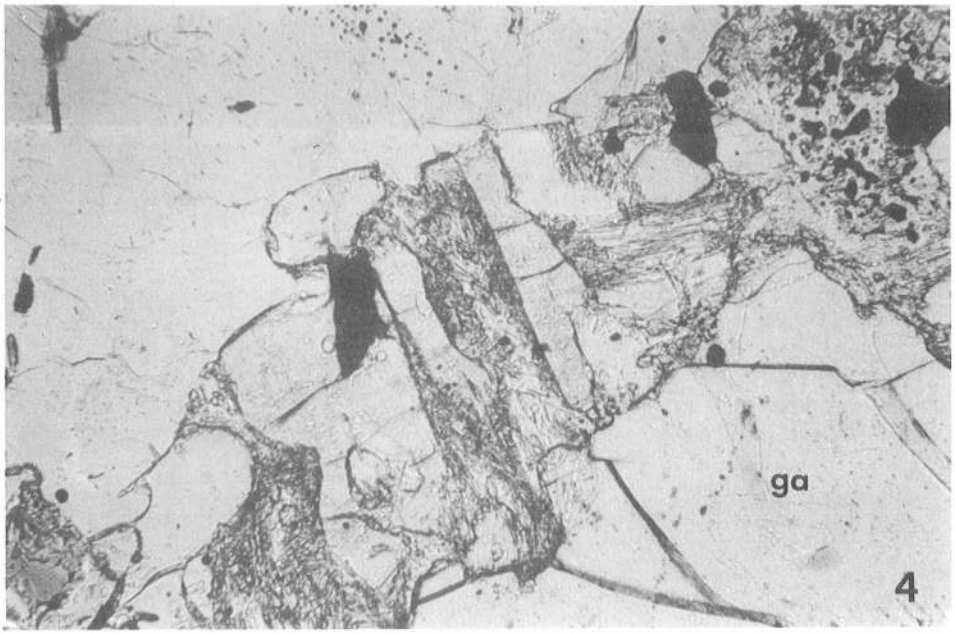
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

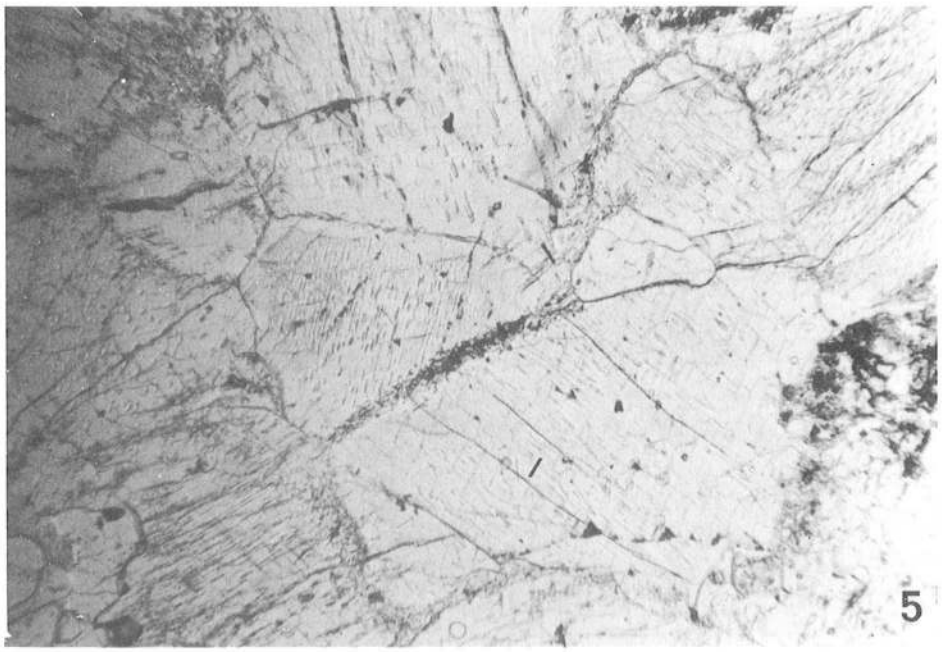
tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013





tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013





tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

En guise de conclusion :

LE PRECAMBRIEN DE MADAGASCAR : SA PLACE DANS LA CEINTURE MOBILE MOZAMBICAINE

Résumé :

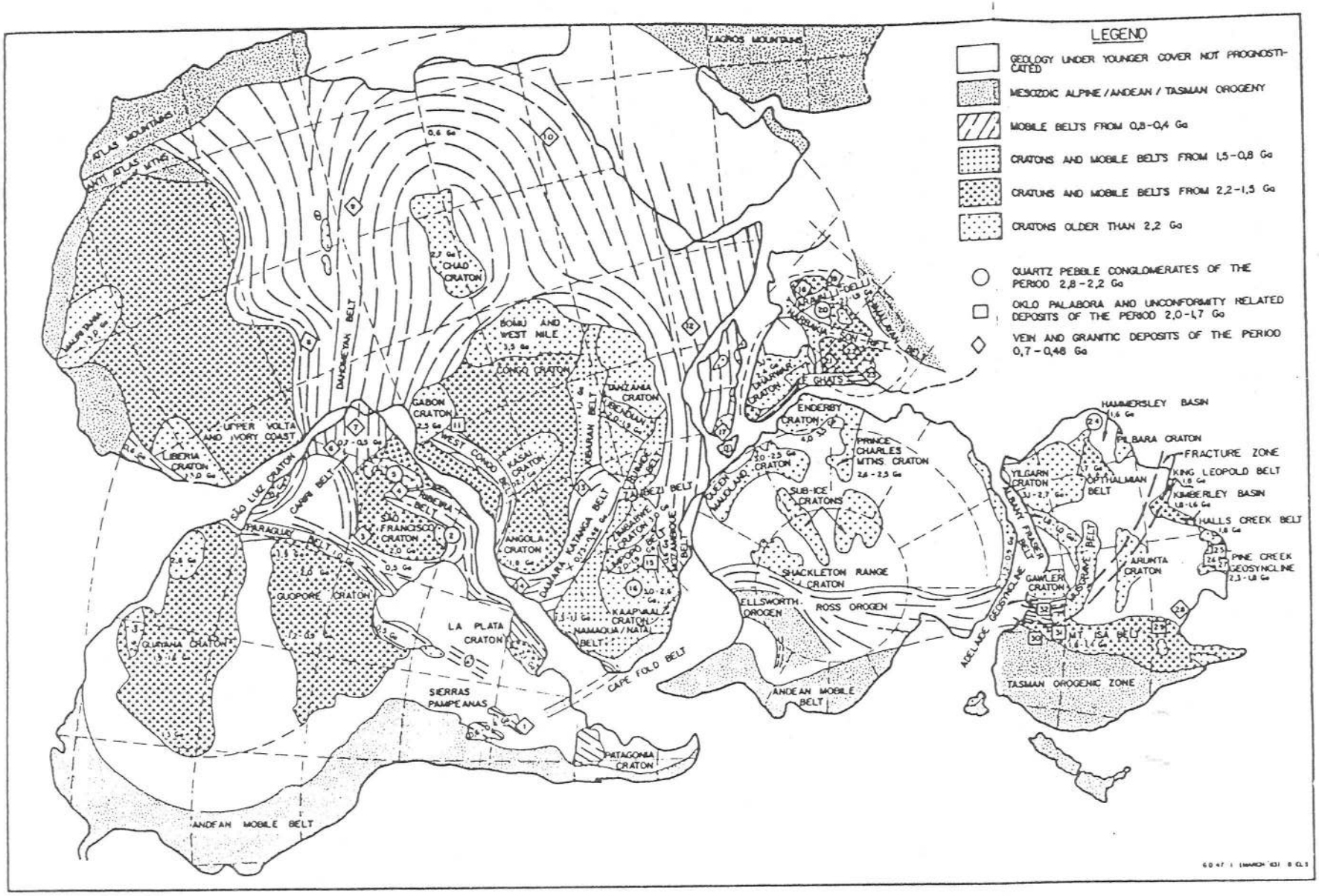
Au Précambrien, Madagascar est adjacent au Kenya et à la Tanzanie et représente la bordure orientale de la ceinture mobile mozambicaine contre le craton Indien. Cette ceinture mobile, expression locale du mégacycle Panafricain (900-550 MA), affecte une croûte Archéenne maintes fois réactivée au Protérozoïque. L'événement kibarien serait bien représenté au Mozambique et à Madagascar au cours duquel le métamorphisme atteindrait les conditions du faciès granulite. L'évolution crustale des ceintures Protérozoïques peut s'interpréter en termes de tectonique des plaques. Des "ophiolites" sont signalées dans les ceintures Arabico-Nubienne et Mozambicaine (Kenya et Tanzanie). Pour Shackleton (1986), plusieurs sutures plongeant vers l'Est, suggèrent que cette ceinture mobile est le résultat de collisions successives de (micro ?) plaques continentales. Katz (1972, 1974) propose l'existence de ceintures métamorphiques doubles, témoins d'une collision océan-continent, en Ouganda, à Madagascar, en Inde, en Antarctique et en Australie. Outre que la conservation d'une structure aussi ancienne sur une aussi grande distance est peu vraisemblable, il a été démontré l'absence de ceintures doubles à Sri Lanka où Katz avait élaboré son modèle.

Les travaux présentés dans ce mémoire permettent de préciser l'évolution géologique du Précambrien malgache. Le linéament de Bongolava-Ranotsara (BR) se situe dans le prolongement du linéament d'Assoua. La géologie de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur est mal connue car largement oblitérée par les événements tectono-métamorphiques protérozoïques supérieurs : au cours d'un épisode à 2600 MA, le métamorphisme aurait atteint les conditions du faciès granulite. Au Nord de l'accident de BR, au Protérozoïque supérieur (?), un vaste complexe linéaire de 800 km de long, de métagabbros et ultrabasites, associé à un métamorphisme de THT, pourrait représenter les parties profondes de structures distensives de type rift continental. Un épisode tangentiel associé au métamorphisme à l'origine de l'éclogite de type C (BT) de Faratsiho pourrait être responsable de la mise à l'affleurement de ces métabasites et granulites de THT. Le SW malgache montre une coupe oblique de la croûte profonde. L'existence d'au moins deux séries magmatiques, essentiellement basiques, non contemporaines, est probable. La mise en place synmétamorphe et anorogénique d'un complexe anorthositique, et l'augmentation importante du gradient géothermique de l'W vers l'E, sans doute associée à un amincissement crustal, pourraient, là encore, s'expliquer par un régime d'extension lithosphérique. Dans la partie inférieure de la croûte, la formation du Vohibory, à l'W, se situerait sur le bord de la structure distensive (gradient géothermique normal), tandis qu'à l'E, la formation androyenne serait proche de l'axe du rift. L'intervention d'un événement compressif (protérozoïque final ?) est nécessaire pour ramener à l'affleurement les formations catazonales. Cependant, pour tenir compte du caractère supracrustal des formations du Vohibory et de l'Androy, on peut proposer que les trois formations se situaient à différents niveaux de profondeur d'une structure distensive dissymétrique. Les formations d'Ampanihy et de l'Androy se situaient respectivement à la base et dans la partie médiane d'un flanc de la structure et la formation du Vohibory, dans la partie superficielle de l'autre flanc. Au cours d'un événement compressif consécutif, les formations d'Ampanihy et de l'Androy viendraient chevaucher celle du Vohibory qui acquiererait alors les paragénèses métamorphiques.

Dans le modèle collisionnel de Shackleton (1988), les structures distensives de Madagascar pourraient représenter des bassins d'extension intracontinentaux en arrière de zones de subduction actives, avant d'évoluer en accidents chevauchants intracontinentaux lors de la collision continent-continent.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Figure 1 - Position de Madagascar dans le super-continent Gondwana (Toens et Andrews-Speed, 1984).



A la fin du Précambrien, Madagascar s'intercalait entre l'Inde et l'Afrique de l'Est et marquait ainsi la limite orientale de la ceinture mobile Mozambicaine contre le craton Indien (fig. 1). La position paléogéographique de l'île à l'intérieur du supercontinent Gondwana fut l'objet d'importantes controverses depuis les reconstructions de Wegener (1929). Trois possibilités ont été proposées en ce qui concerne la position relative de Madagascar et de l'Afrique. (1) Madagascar est restée dans sa position actuelle (Tarling, 1971) : cette idée s'appuyait sur la nature partiellement continentale de la croûte du Canal du Mozambique. (2) Madagascar se situait dans une position Sud, le long de la côte Mozambicaine (Wegener, 1929 ; Tarling, 1972). (3) Madagascar est adjacent au Kenya et à la Tanzanie (fig. 1) : cette hypothèse, proposée par Du Toit (1937) et reprise par Smith et Hallam (1970), est confirmée par les études paléomagnétiques (e.g. Mc Elhinny et Embleton, 1976) et par la présence d'anomalies magnétiques d'orientation E-W dans le Sud du Canal du Mozambique (Ségoufin, 1978 ; Norton et Sclater, 1979 ; etc.) et dans le bassin de Somalie (Ségoufin et Patriat, 1980). A l'Est, si la position de Madagascar contre l'Inde (et les Seychelles) n'est pas contestée, c'est la position relative exacte qu'il reste à préciser (Katz et Prémoli, 1979 ; Powell et al., 1980).

I - LE PANAFRICAIN : BREF EPISODE AUX ALENTOURS DE 550 MA OU MEGACYCLE PROTEROZOIQUE SUPERIEUR ?

Madagascar représente une portion de la ceinture mobile mozambicaine comme en témoignent les données géochronologiques (Caen-Vachette, 1979) et les directions tectoniques subméridiennes de la Grande Ile (figure **2**) qui sont parallèles à la direction générale des structures précambriennes de l'Afrique de l'Est. La ceinture mobile Mozambicaine, terme introduit par Holmes (1951), représente la manifestation locale de l'événement panafricain. Pour Kennedy (1964), le panafricain est un épisode tectono-métamorphique aux alentours de 500 MA. Dans les régions où l'on avait mis en évidence une sédimentation géosynclinale suivie de l'épisode thermotectonique, on qualifiait l'orogène de normal. Par contre, on hésitait à employer ce terme pour des régions où ce cycle sédimentation-orogène n'était pas reconnu. Ainsi est apparue la notion d'événement panafricain essentiellement thermique. Les plissements qui affectaient des régions où les formations de couverture n'existaient pas (?), étaient considérés comme appartenant aux orogénèses antérieures : toute formation sédimentaire intensément métamorphisée et plissée au panafricain risquait d'être qualifiée de "socle ancien". Cette notion d'événement "essentiellement thermique panafricain" a conduit Noizet (1972) à relier les plissements post-schisteux (liés sans doute à une phase de serrage tardive) à une orogénèse à 2600 MA. En fait, il est évident que les socles sont (re)déformés et (re)plissés durant l'épisode tectonothermique panafricain.

A l'échelle du continent Africain, l'activité orogénique n'a pas cessé entre 1500 MA et 425 MA, séparant les cratons par un réseau de ceintures mobiles (Cahen et Snelling, 1984). Selon ces auteurs, après 600 MA, l'activité serait essentiellement magmatique, post et anorogénique, pendant 200 MA. A l'échelle régionale, cette continuité entre 1500 et 425 MA n'existe plus et il est possible de séparer des épisodes distincts dans le temps : l'événement majeur Kibarien se situe entre 1400 et 1300 MA, suivi d'un épisode tardif accompagné d'une activité magmatique. Après 1100 MA, six ou sept événements vont se succéder à 950 MA, 860, 785, 730, 685 et/ou 660 et 600. Ces nombreux épisodes tectonothermiques qui se succèdent après l'orogène kibarien, pendant le protérozoïque supérieur, constituerait le mégacycle panafricain (Cahen et Snelling, 1984).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TABLE .1. *Comparison of sequences of dated events in different provinces of the Mozambique belt* (Cahen et Snelling, 1984)

1. Zambia, Irumide Province (see §6.2)	2. Malawi Province Mozambique belt (see §5.3)	3. Mozambique Province Mozambique belt (see §5.2)	4. Kenya-Tanzania Province Mozambique belt (see §12.3)	5. Madagascar (see §5.4)
		410 younger limit to closure of biotites	440 younger limit to closure of biotites	447±35 isotopic rehomogenization and closure of biotites
470 closure of biotites			474±20 pegmatites	490 pegmatites
557±4 younger limit to late folding	481±8 pegmatites 550 younger limit to late folding (3)		589±70 late folding and re-homogenization-metamorphism	546±13 granites
	594 mineralization		597±10 pegmatites	c.600 metamorphism 590 pegmatites and granites
		645±36 pegmatites	624±24 pegmatites	c.640 thermal event (granite)
	folding and shearing (2)	c.660 deformation and migmatization		
			? 709±62 metamorphism	740±40 intrusion of granite and metamorphism
	c.735 intrusion of syenite	752±50 deformation and migmatization		
			766±40 granite intrusion	
			819±15 pegmatites	
843 synkinematic granite	deformation (1) granulite facies metamorphism	840±40 metamorphism	c.840 metamorphism	860±35 metamorphism (granulite facies)
945±30 synkinematic granite		c.940 tectono-thermal event	? 930 metamorphic event	? 990 possible tectono thermal event
	1016±33 instrusion of granite			
		1037±45 metamorphism		(1042±18)†
1070±35 pegmatites	1119±72 hypersthene granite	1080±53 metamorphism		1135±28 metamorphism
c.1140 K:Ar ages of minerals in previously folded rocks	1140±54 synkinematic granites			(1125±25)† (1209±20)†
	1355±28 metamorphism			1367±111 metamorphism
		1391±88 metamorphism		
				1602±172 Ilaka granite
c.1700 pegmatites 1702±20 Roan Antelope granite				
c.2000 Mufulira granite (1945±20 – 2018±25)				
c.2050–2100 tectono-thermal event	2055±83 tectono-thermal event			c.2150 metamorphic event
	c.2100 ? rad. Sr loss			
2680 metamorphism, unknown *in situ*	c.2700 ? metamorphism			2600±100 metamorphism
	> 2700 granulite facies metamorphism			2882±170 granulite facies metamorphism
				> 3000 Antongilian granodiorites and monzonites

Dans les différentes ceintures mobiles, plusieurs de ces événements vont coexister avec une importance relative. Dans la ceinture Mozambicaine (tableau 1), après un événement mal défini à 950 MA, un épisode important à 860 MA est accompagné d'un métamorphisme pouvant atteindre les conditions du faciès granulite. Un âge de 740 MA date un métamorphisme et la mise en place de granites. Un nouvel événement tectonothermique à 660 MA s'accompagne lui aussi de métamorphisme (avec migmatisation et faciès amphibolite), suivi de la mise en place de granite et de pegmatite (640 MA). Après 600 MA, déformation tardive et métamorphisme (600-595 MA), mise en place de pegmatite à 590 MA, de granites tardifs à 546 MA, syénites et pegmatites à 485 MA concluent ce mégacycle protérozoïque supérieur (Cahen et Snelling, 1984). Une réhomogénéisation isotopique donne de nombreux âges à 440 MA dans les roches granitiques.

II - APERCU SUR LA GEOLOGIE DU SOCLE CRISTALLIN DE MADAGASCAR

Les terrains précambriens occupent les deux tiers de l'île (Fig. 2). Ils ont fait l'objet de nombreuses études du service géologique de Tananarive, compilées par Besairie (1967, 1968-71, 1973). A la suite d'études nouvelles (Noizet, 1972 ; Moine, 1974 ; Bazot, 1976) et des données géochronologiques de Caen-Vachette (1977, 1979), Hottin (1976) propose une interprétation du Précambrien de Madagascar qui apporte d'importantes modifications à la synthèse de Besairie (1973).

Besairie (1967, 1973) met en évidence dans le Sud de Madagascar (au Sud du linéament de Bongolava-Ranotsara (fig. 2), la succession de trois systèmes superposés Archéens : à la base, le système Androyen, constitué de roches ultramétamorphiques ; celui-ci est surmonté successivement par le système du Graphite (dans lequel gneiss et leptynites à graphite abondent) et le système du Vohibory (caractérisé par de nombreuses amphibolites et de nombreux cipolins). Besairie (1973) applique ensuite ces subdivisions à l'ensemble de l'île : il assimile les groupes d'Antongil, d'Antambohobe et de Masora sur la côte Est au système Androyen (fig. 1 du chapitre VIII). Les autres formations au Nord de la fracture Bongolava-Ranotsara sont rattachées, sur la base des critères pétrographiques indiqués précédemment, soit au système du Graphite, soit à celui du Vohibory, à l'exception d'une formation au centre de l'île, le groupe d'Amborompotsy ("série des quartzites et des cipolins") qui pourrait être d'âge protérozoïque moyen ou supérieur.

Les travaux ultérieurs (et en particulier les datations géochronologiques) ont conduit Hottin (1976) à modifier ce schéma trop simple. Les données géochronologiques montrent que si les deux tiers centraux de l'île sont certainement archéens, l'extrémité Nord et les terrains du Sud et Sud-Ouest sont vraisemblablement plus récents : protérozoïque moyen ou supérieur. Ainsi, les systèmes du Graphite et du Vohibory regroupent des unités pétrographiques semblables (abondance de gneiss à graphite dans l'une et de formations basiques dans l'autre), mais pas nécessairement contemporaines. Ceci remet en question les corrélations entre les formations au Nord et au Sud du linéament de Bongolava-Ranotsara.

Les datations Rb-Sr sur roches totales effectuées par Caen-Vachette (1977, 1979) montrent que Madagascar est une portion de croûte archéenne (> 3000 MA ?) réactivée au cours de différents épisodes tectono-métamorphiques qu'il n'est pas possible de caractériser précisément. Un événement aux alentours de 2600 MA aurait atteint les conditions du faciès granulite : cette hypothèse, tout à fait vraisemblable, est cependant démontrée par une isochrone peu fiable, car réalisée sur des roches de faciès variés dont des charnockites (Vachette et Hottin, 1975) ; la signification d'un éventuel épisode aux environs de 2100 MA, dans le SE de l'île, reste à démontrer. Selon Caen-Vachette (1977-1979), l'événement kibarien serait bien représenté dans toute l'île. Des âges de 1263 MA sur les charnockites de Ra-

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

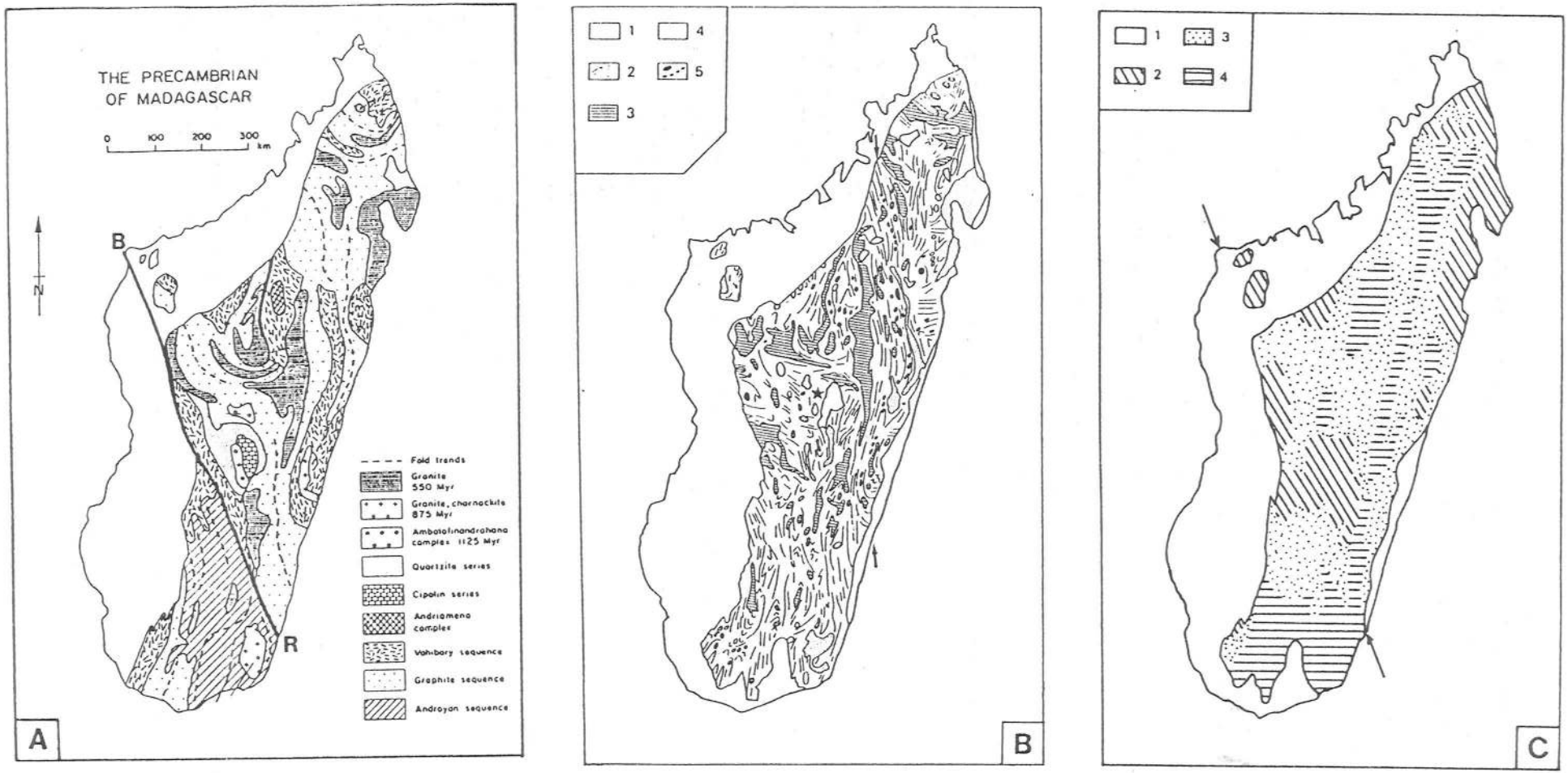


Figure 2 - A - Carte géologique simplifiée de Madagascar (Besairie, 1967). B.R. : linéament de Bongolava-Ranotsara.
B - Carte structurale simplifiée du Précambrien malgache (d'après la carte tectonique de Prémoli, 1977 et le 1/1 000 000°)
1 - Formations phanérozoïques ; 2 - Directions structurales majeures ; 3 - Granites et migmatites panafricains s.l. (900-550 MA) ; 4 - Granites et charnockites anté-panafricains ; 5 - Gabbros et péridotites précambriens ; entre les flèches : principal alignement de roches basiques et ultrabasiques précambriennes ; * : Eclogite de BT de Faratsiho.
C - Carte simplifiée du métamorphisme (d'après Hottin, 1976, modifiée dans le SW). 1 - formations post-précambriennes ; 2 - épizone et mésozone ; 3 - catazone : faciès amphibolite profond (au delà de l'isograde musc -) ; 4 - catazone : faciès granulite ; entre les flèches : direction du linéament de Bongolava-Ranotsara.

nomena et de 988 MA pour le complexe gabbro charnockitique de Betafo suggéreraient que les conditions du faciès granulite auraient été atteintes (Caen-Vachette, 1979). Remarquons que l'épisode kibarien serait bien représenté de part et d'autre de Madagascar dans la partie Sud de la ceinture mobile mozambicaine (chaîne du Lurio : Jourde et Vialette, 1980 ; Sacchi et al, 1984 : méthode Rb-Sr), à Ceylan et en Inde (Eastern Ghats province : Grew et Manton, 1986 ; Kröner et al, 1987) et que le métamorphisme y serait granulitique.

Le mégacycle panafricain est mis en évidence par des âges à 860 MA (événement majeur ?), à 740 MA (granites d'Ankaramena, de Carion) et entre 600 MA et 450 MA (réhomogénéisation isotopique ?) (Caen Vachette, 1977-1979). Andriamarofahatra et de la Boisse (1986) considèrent que le métamorphisme granulitique du SE est panafricain (565 ± 15 MA : méthode U-Pb sur zircon d'une para-pyroxénite). Les résultats obtenus sur les zircons d'un filon de granodiorite à grenat recoupant les gneiss migmatitiques granulitiques d'Ihosy (chap. VI) sont en accord avec cet âge. Contrairement à Sacchi et al (1984), Coolen et al (1982, méthode U-Pb) et Andriessen et al (1985, méthode K-Ar) proposent l'existence d'un épisode granulitique au Panafricain dans la partie Sud de la ceinture mobile mozambicaine.

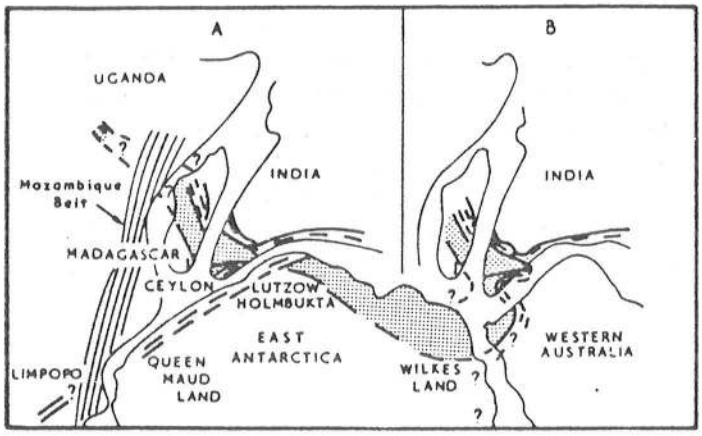
III - LA SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU MEGACYCLE KIBARO (?) -PANAFRICAIN

De nombreux auteurs considèrent que le mécanisme de l'expansion océanique était opératif au Protérozoïque supérieur et que les orogènes panafricains présentent les caractéristiques typiques de ceux du Phanérozoïque (Kröner, 1984 ; Plumb et James, 1986) : l'évolution crustale dans les ceintures mobiles panafricaines peut raisonnablement être interprétée en termes de tectonique des plaques (Windley, 1983).

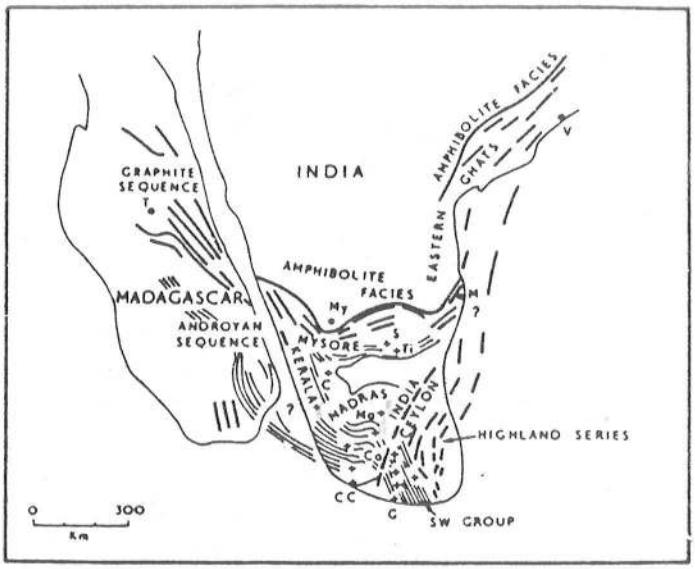
Dans la ceinture Arabico-mozambicaine, des ophiolites et arcs insulaires sont décrits au NE de l'Afrique (e.g. Bakor et al, 1976 ; Gass, 1981 ; Vail, 1983) et des "ophiolites" seraient reconnues au Kenya (Vearcombe, 1983) et en Tanzanie (Shackleton, 1986). Pour Shackleton (1986), il ne fait pas de doute que cette ceinture mobile est le résultat de collision de plaques continentales. Plusieurs sutures parallèles (deux ou trois ?) marquées par des "ophiolites", suggèrent que la ceinture mobile est le résultat de collisions successives impliquant plusieurs (micro ?) plaques. Les sutures plongeraient vers l'Est. (Notons que Shackleton (1986), s'appuyant sur la préservation de nombreux âges archéens, situe un peu hâtivement la majeure partie de Madagascar à l'Est de la ceinture Mozambicaine). L'extrémité Sud de la ceinture mozambicaine est interprétée en termes de chaîne de collision kibarienne par Andréoli (1984) et Sacchi et al (1984). Pour Caby (1982), le style tectonique, à schistosité essentiellement subverticale, de la ceinture mozambicaine s'interprète mal en terme de chaîne de collision continent-continent, caractérisée, elle, par une tectonique essentiellement tangentielle. Les soi-disant "ophiolites" pourraient tout aussi bien représenter du matériel mantellique pincé dans un cisaillement vertical profond d'un orogène ensialique (Caby, 1982).

En fait, les formations sont bien souvent trop complexes et insuffisamment connues pour que l'on puisse proposer des modèles géodynamiques (par ailleurs simplistes) fiables. Ainsi pour prendre un exemple, Martin (1983) pense qu'il n'est pas possible de choisir entre les nombreux modèles géodynamiques contradictoires - impliquant soit un mécanisme de collision continent-continent, soit un orogène ensialique - proposés pour expliquer la ceinture panafricaine de Damara.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013



Schematic diagram showing Precambrian granulite in paired metamorphic belts of Gondwanaland. A, Reconstruction according to Smith and Hallam (1970); B, reconstruction according to Tarling (1971). Dashed lines = intermediate-pressure types (showing structural trends); stippled lines = low-pressure types; black lines = Mozambique belt.



Proposed paired metamorphic belts of Ceylon–south India and their structural relations to those of Madagascar. Bold lines = trends of intermediate-pressure type, defined by Highland Series of Ceylon, Eastern Ghats–Mysore belt of India, and Graphite sequence of Madagascar; closely spaced black lines = trends of low-pressure type defined by Southwest Group of Ceylon, Madras-Kerala belt of India, and Androyan sequence of Madagascar; blank areas = basement Vijayan of Ceylon and peninsular gneiss of India; + = occurrences of cordierite and (or) wollastonite in Ceylon–south India; V = Vizagapatnam, M = Madras, My = Mysore, S = Salem, Ti = Tiruchchirapelli, Ma = Madurai, C = Coimbatore, CC = Cape Comorin, Co = Colombo, G = Galle, T = Tannarive. (After Katz, 1972b; Subramanian, 1967; Besaire, 1967.)

Figure 3 - Ceintures métamorphiques doubles dans le super-continent Gondwana d'après Katz (1974).

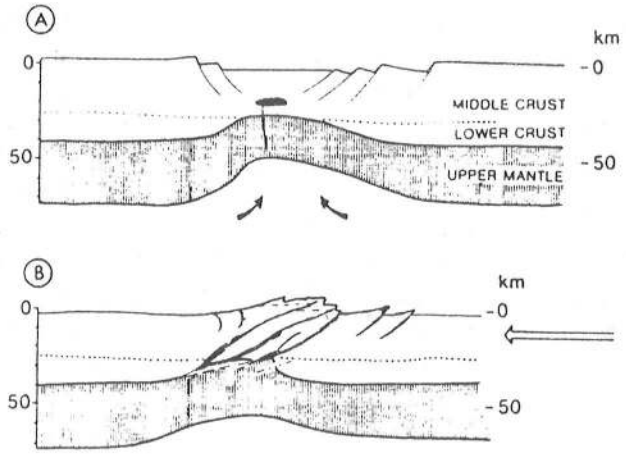


Figure 4 - Extension lithosphérique à l'origine du métamorphisme de THT et de la mise en place d'un complexe gabbroïque (A), suivi d'un stade compressif chevauchant, réactivant les failles préexistantes (B) (d'après Martin, 1983).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

IV - TENTATIVES D'INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DU PRECAMBRIEN MALGACHE

A - Les ceintures métamorphiques doubles (Katz, 1972 ; 1974 ; fig. 3) :

Dans l'île de Sri Lanka, Katz (1972) pense avoir mis en évidence l'existence de ceintures métamorphiques doubles contemporaines, caractéristiques d'un métamorphisme de collision océan-continent (Miyashiro, 1961). Ces ceintures doubles comprendraient une ceinture de type Barrow (Highland Series) que jouxte une ceinture de type Abukuma (South West Group). Cet auteur propose l'existence, au Panafricain, d'une zone de subduction qui se poursuivrait dans les régions voisines du Gondwana : Australie, Inde et Madagascar. En 1974, Katz s'efforce d'étendre son hypothèse à l'échelle du Gondwana (fig. 3) : à partir d'études bibliographiques sur différents pays (Ouganda, Madagascar, Inde, Antarctique et Australie), il est amené à reconsidérer l'âge de la collision qui serait archéen (2000 à 2500 MA).

A Madagascar, le système Androyen correspondrait à la ceinture de basse pression, tandis qu'au Nord de la fracture Bongolava-Ranotsara, le système du Graphite (fig. 2) supposé de même âge (2600 MA : Besairie, 1967 ; etc.), représenterait la ceinture de pression intermédiaire : une zone de subduction de direction NW-SE, plongeant au SW aurait donc fonctionné à l'Archéen à Madagascar.

Cette hypothèse a le mérite d'être le premier modèle géotectonique proposé dans cette portion du globe. Sans vouloir mettre en cause le principe d'un mécanisme de tectonique des plaques dans le précambrien malgache, j'émettrai cependant les remarques suivantes :

1 - Il faut remarquer tout d'abord que le concept de ceintures doubles défini par Miyashiro (1961) comprenait une ceinture de haute pression et non pas de pression intermédiaire. Il n'a jamais été démontré l'existence de ceintures doubles de pression intermédiaire et basse pression dans un contexte de zone de subduction.

2 - Les ceintures métamorphiques doubles sont classiquement associées à un mécanisme de subduction d'une croûte océanique sous une croûte continentale. Une telle chaîne de subduction est un stade transitoire qui ne sera pas conservé dans les terrains précambriens et qui évoluera, a priori, en chaîne de collision : lorsque la croûte océanique est entièrement engloutie par le mécanisme de la subduction, on assiste à la collision des marges continentales. Les conditions thermodynamiques sont modifiées et un nouvel épisode métamorphique se superpose aux ceintures doubles : seules quelques reliques éparses de cet épisode ancien seront encore visibles et exceptionnellement ces ceintures persisteraient sur des petites surfaces, comme Audren et Lefort (1977) l'envisagent dans la chaîne hercynienne. Aussi, il parait peu vraisemblable que des ceintures doubles précambriennes soient conservées en continue en Afrique, à Madagascar, en Inde, à Sri Lanka, en Antarctique et en Australie.

3 - Katz (1972) propose tout d'abord un âge panafricain pour son modèle géodynamique, puis, en 1974, un âge archéen. Cette deuxième hypothèse est peu envisageable car elle néglige l'influence des orogènes protérozoïques, en particulier panafricaine, qui auraient disloqué les ceintures doubles.

4 - C'est à Sri Lanka que Katz (1972) a mis au point son modèle géotectonique de ceintures doubles. Il distingue ces deux ceintures métamorphiques par la présence ou l'absence, dans les métapélites, de cordiérite associée ou non à du grenat et de l'orthopyroxène.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Or, les réactions qui contrôlent la présence de ces trois minéraux sont multivariantes et dépendent non seulement de la pression totale mais aussi de la pression des fluides ($H_2O/(H_2O + CO_2)$) et de la composition chimique de la roche, en particulier du rapport FeO/(FeO + MgO) (Hensen et Green, 1971 ; Currie, 1971). Récemment, Perera (1984) a mis en évidence le contrôle chimique sur la formation de la cordiérite et du grenat dans les métapélites de Sri Lanka : la rareté des associations à cordiérite dans les "Highlands Series" est due à une absence de roches de composition appropriée. Il montre que les conditions thermodynamiques sont identiques dans les "Highlands Series" et le "SW group" (P = 5,5-6 Kb avec T°C = 700°) et sont suivies par une diminution de la pression. Il remet ainsi en cause l'existence des ceintures doubles.

B- Le linéament de Bongolava-Ranostara (BR)

Toute tentative de synthèse de la géologie du Précambrien malgache devra préciser la signification du linéament de Bongolova-Ranotsara (BR). Dans sa présentation du socle malgache, Hottin (1976) prend soin de séparer les formations au Nord et au Sud de cet accident ; Caen-Vachette (1979) pense qu'il sépare deux domaines chronologiques différents. Le linéament de BR, qui a un rôle important au cours de la séparation Afrique-Madagascar tout au long du mésozoïque, est, sans aucun doute, hérité de l'époque précambrienne comme le suggère la virgation systématique vers le Nord-Ouest à son voisinage, des structures subméridiennes précambriennes (décrochement senestre ?). Sa direction est identique à celle des grandes zones de fractures NW-SE qui découpent la ceinture mobile mozambicaine d'Afrique de l'Est (Chorowicz, 1983) : si l'on replace Madagascar dans sa position (Nord) avant la rupture du supercontinent Gondwana, le linéament de BR se situe approximativement dans le prolongement du linéament sénestre d'Assoua.

C - Existence d'un accident crustal profond, subméridien au Nord du linéament de BR :

J'ai noté au chapitre VII, l'intérêt géodynamique que représente l'éclogite de basses températures de Faratsiho : les conditions thermodynamiques de formation de cette roche contrastent avec celles de plus hautes températures et plus basses pressions habituellement rencontrées à Madagascar. De plus, elles s'interprètent classiquement en termes de tectonique des plaques (zones de convergence).

J'ai mis l'accent, au chapitre VIII, sur un vaste complexe linéaire de gabbros et ultrabasites, d'orientation subméridien, que l'on peut suivre sur près de 800 km de long ; les formations d'Andriamena et de Maevatanana constituent deux faisceaux parallèles au précédent (fig. 2B). D'une manière générale, les roches basiques sont affectées par un métamorphisme qui atteint les conditions du faciès granulite de pression intermédiaire : sur la fig. 2 C, on constate que les zones de faciès granulite coincident approximativement avec les alignements de roches basiques et ultrabasiques. J'ai proposé (chap. VIII) que ces alignements magmatiques et le métamorphisme de très haute température (THT) qui lui est associé, au moins dans la formation d'Andriamena pourraient être les témoins de zones d'extension lithosphérique. La remontée de l'asthénosphère, responsable de l'amincissement lithosphérique, provoque une modification importante du gradient géothermique : celle-ci sera à l'origine de l'important magmatisme basique et du métamorphisme de THT. L'absence d'"ophiolites" et l'affinité des métabasites d'Andriamena avec les complexes stratiformes continentaux (chap. VIII) suggèrent que l'extension lithosphérique était d'ampleur limitée, de type rift continental. Un stade compressif consécutif réactive les failles et les parties profondes de la croûte amincie sont ramenées vers la surface (fig. 4).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

A partir des rares données géochronologiques, j'ai suggéré, au chapitre VII et VIII que les deux types de formations : éclogite de Faratsiho et complexes magmatiques basiques et granulites de THT associées pouvaient être protérozoïque supérieur : l'événement tectonique tangentiel, associé au métamorphisme de haute pression à l'origine de l'éclogite de Faratsiho, pourrait être responsable de la mise à l'affleurement des métabasites et granulites de THT.

Ce scénario de riftogénèse suivi d'un stade compressif, peut très bien s'intégrer dans le modèle collisionnel proposé par Shackleton (1986) pour la ceinture mobile mozambicaine : l'implication de croûte océanique dans le modèle de Shackleton (1986) n'exclut pas la présence d'accidents crustaux intracontinentaux compressifs au niveau de rifts dans la partie externe (orientale) de la chaîne.

D - Le SW malgache, une coupe de la croûte profonde :

Le SW malgache montre deux types de métabasites bien contrastées : les amphibolites à hornblende verte (parfois à saphirine et corindon) et les granulites à hornblende brune du complexe gabbro-anorthositique. Il est tentant de penser que les deux types de roches sont cogénétiques et que les unes sont les équivalents plus hydratés des autres. L'origine volcano-sédimentaire proposée pour certaines "paraamphibolites" du groupe du Vohibory (Boulanger, 1954) et effusives pour certaines orthoamphibolites (Besairie, 1970) n'est pas incompatible avec cette hypothèse. Cependant, elle implique que le métamorphisme de l'ensemble de ces roches est prograde et postérieur à la mise en place de celles-ci. L'extrémité SW du Précambrien malgache nous montrerait ainsi une coupe oblique complète d'un complexe anorthositique jusqu'à ces termes les plus superficiels.

Aussi séduisante que soit cette hypothèse, il serait hasardeux d'adopter ce modèle par trop simpliste. J'ai signalé précédemment (chap. III) que les amphibolites du Vohibory sont souvent associées à d'importants massifs de serpentinites à chromite (en particulier, le Mont Vohibory) alors que les suites anorthositiques protérozoïques se caractérisent par la rareté de ces formations (e.g. Ashwal et al, 1983). La métatroctolite coronitique d'Anavoha associée aux amphibolites à sa-co et à une serpentinite est pétrographiquement bien distincte des troctolites d'Anabohitsy et d'Analafisaka associées aux granulites et anorthosites. De plus, la première a une composition chimique très magnésienne et très calcique, composition inconnue dans les complexes anorthositiques (e.g. Emslie, 1985). Les roches à texture et minéralogie métamorphiques correspondant aux compositions des deux types de troctolites coexistent à Anavoha et sont également très différentes les unes des autres : il s'agit des amphibolites à saphirine, grenat et corindon pour les premières et des granulites à grenat (éch. 55a, paragénèse 5 des granulites ; voir tableaux 1, 2 et 21 du chap. V) pour les autres. Les autres amphibolites à saphirine et corindon rencontrées dans le groupe du Vohibory (chap. III) sont toujours associées à des serpentinites et à des amphibolites dont les rapports XMgO et XAn sont élevés. En conséquence, l'existence d'au moins deux séries magmatiques est probable dans le Précambrien du Sud Ouest de Madagascar. Si le caractère lavique et pyroclastique de certaines amphibolites du Vohibory (chap. III) est reconnu et si les clinopyroxénites à clintonite-sérendibite d'Ianapera (chap. IV) sont des métarodingites, ces roches sont affectées par un métamorphisme prograde. Dans ce cas, leur mise en place est antérieure (ou précoce par rapport) à celle du complexe gabbro-anorthositique synmétamorphe.

Une conclusion importante de l'étude du métamorphisme dans le Sud malgache est la mise en évidence d'une diminution progressive de la pression d'Ouest en Est, dans les formations catazonales depuis la partie orientale du groupe du Vohibory, à travers le groupe d'Ampanihy, jusqu'au système Androyen (Fig. 5). Cette variation de la pression, entre 10 et

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

5 Kb, est mise en évidence aussi bien dans les métabasites du complexe anorthositique (chap. V) que dans les métasédiments qui leur sont associés (chap. VI). Elle suggère une augmentation importante du gradient géothermique de l'ouest vers l'est qui pourrait être liée à une épaisseur variable de la croûte protérozoïque dans le sud malgache. Des formations catazonales de pression variable sont signalées dans le précambrien et l'interprétation de ces associations n'est pas aisée (e.g. Rollinson et al, 1981 ; Grew et al, 1984). Un régime d'extension lithosphérique est une solution possible pour engendrer une modification significative des géothermes et un amincissement crustal : le caractère anorogénique de la mise en place des complexes anorthositiques protérozoïques est généralement admis (e.g. Morse, 1982 ; Emslie, 1985). S'il n'y a pas d'évidence de relation avec des paléorifts (Emslie, 1985), il n'empêche que Windley (1983) considère que les grands massifs anorthositiques protérozoïques sont liés à des rifts avortés à une période où la vitesse de déplacement des plaques était lente.

Une traversée perpendiculaire à un rift montrera une variation du gradient géothermique similaire à celle observée dans le Sud malgache (fig. 5 A et B). Dans la partie inférieure de la croûte, la formation du Vohibory se situerait sur (ou proche de) la bordure de la structure distensive (gradient géothermique normal ou proche de la normale), la formation de l'Androy serait proche de l'axe du rift et celle d'Ampanihy en position intermédiaire (fig. 5B). La remontée à l'affleurement des formations catazonales de la partie inférieure de la croûte nécessite l'intervention d'un événement tectonique postérieur à l'épisode distensif. Les mouvements verticaux qui ont accompagné la rupture du continent Gondwana (ouverture du Canal du Mozambique et de l'océan Indien) ne sont pas responsables de cette mise à l'affleurement qui est plus ancienne : en effet, à l'ouest de la formation du Vohibory, la tillite de la base de la série carbonifère supérieur (contemporaine du début de l'ouverture du Canal du Mozambique) repose directement sur les formations catazonales. L'intervention d'un événement tectonique compressif, protérozoïque final (utilisant les accidents préexistants) est probable.

L'hypothèse précédente suppose que l'ensemble du SW malgache se situerait dans la partie inférieure de la croûte en extension. Cependant, il faut noter le contraste de lithologie entre les trois formations. Les roches supracrustales sont abondantes dans la formation du Vohibory (calcaires, quartzites et peut-être, métavolcanites et métarodingites ?) ; elles sont rares dans la formation d'Ampanihy et réapparaissent dans le système Androyen (calcaires et métaévaporites : Rakotondratsima, 1983). On peut proposer que, dans une structure distensive dissymétrique de type "Basin and Range" (Wernicke, 1985), les trois formations se situeraient à différents niveaux de la croûte (fig. 5C). La formation d'Ampanihy se localiserait dans la partie inférieure de la croûte, le système Androyen serait en position médiane, au dessus de la zone de plus forte anomalie thermique, tandis que la formation du Vohibory se situerait dans la partie supérieure, sur l'autre bord de la zone en extension. L'anomalie thermique liée à l'amincissement lithosphérique, serait à l'origine de la mise en place du complexe anorthositique, dans les conditions du faciès granulite. Un événement compressif, directement consécutif à l'extension, provoquerait le chevauchement de la croûte le long de la faille normale d'angle faible, entrainant les formations supracrustales du Vohibory (a) à une profondeur où elles acquièrerait les paragénèses métamorphiques observées. Le réajustement isostatique de cette croûte épaissie raménerait ces différentes formations à l'affleurement et serait responsable de la rétromorphose limitée (chap. V et VI).

Les datations effectuées dans le SW malgache apportent peu de contraintes à ces hypothèses. Les âges modèles Nd, entre 900 et 1100 MA, sur trois échantillons du complexe anorthositique, suggèrent un âge de mise en place synmétamorphe (?) inférieur à 1500 MA (chap. V, 3ème partie). Les résultats obtenus par la méthode U-Pb sur les zircons des gneiss migmatitiques d'Ihosy (chap. VI) et d'une pyroxénite du SE (Andriamarofahatra et de la Boisse, 1986) suggèrent l'existence d'un événement granulitique Panafricain tardif (560-570

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

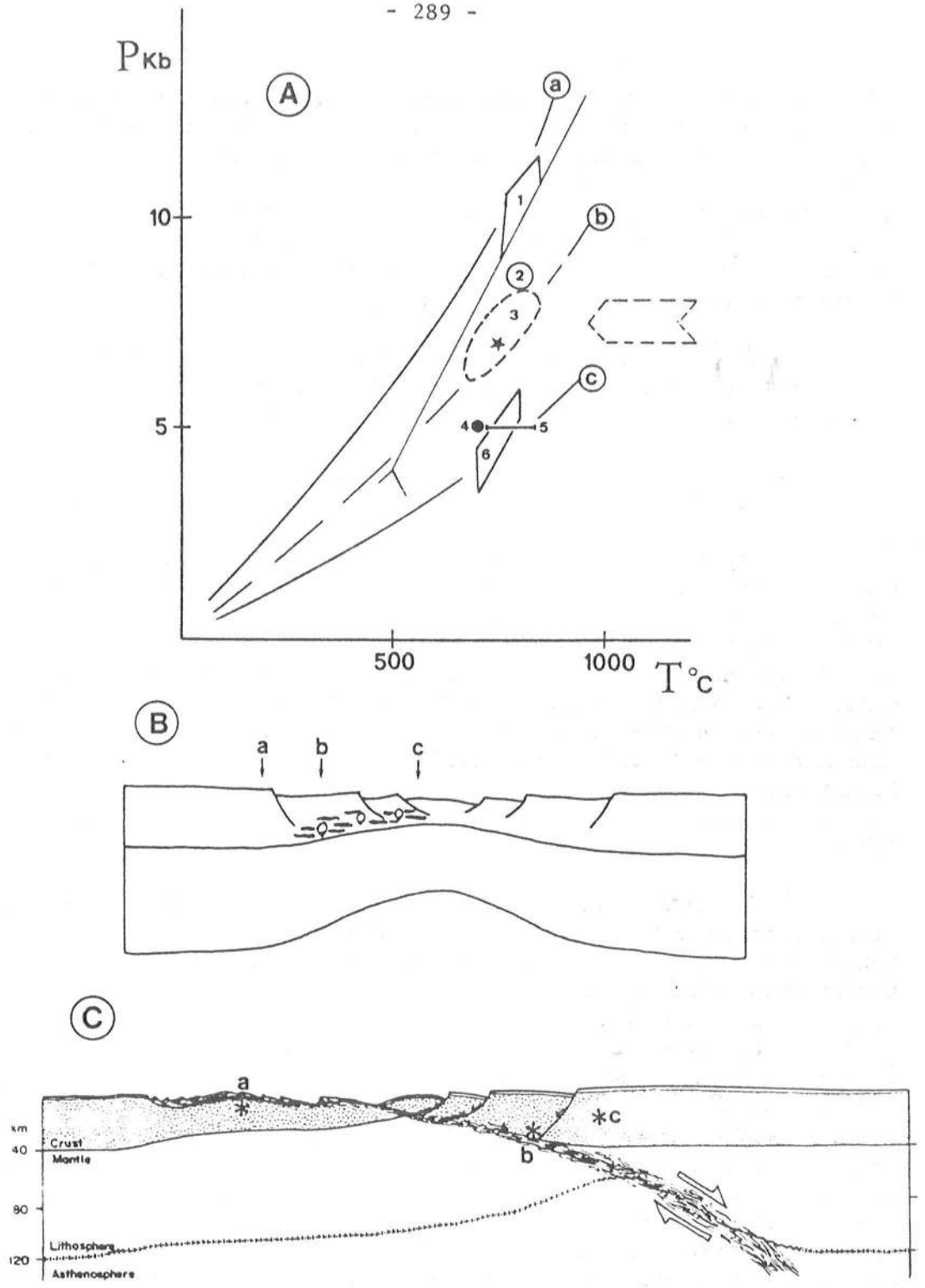


Figure 5 - A : Récapitulatif des données thermo-barométriques dans le Sud malgache. 1 : amphibolites à sa-co du Vohibory (chap. III) ; 2 : clinopyroxénites à clintonite et sérendibite (chap. IV) ; 3 et 4 : complexe anorthositique (chap. V, fig. 23) ; étoile et 5 : gneiss à Sill de Tranoroa et leptynites à Cord-Ga-Opx et Sp-Q (fig. 3, chap. VI) ; 6 : gneiss à 7 phases d'Ihosy (paragraphe 4 du chap. VI). a, b et c : gradients géothermiques dans les formations du Vohibory (a), d'Ampanihy (b) et de l'Androy (c) (transition polymorphique disthène = sillimanite : Holdaway, 1971).

B : Positions, en base de croûte, des trois formations dans une structure en extension affectant l'ensemble de la lithosphère. Les plutons anorthositiques et roches basiques sont schématisés. La ligne inférieure matérialise la limite lithosphère- asthénosphère.

C : Positions, à différents niveaux de la croûte, des trois formations (*), dans une structure dissymétrique de type "Basin and Range" (Wernicke, 1985).

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

MA). Si les âges modèles Nd coincident avec les âges réels, deux possibilités sont à envisager : (1) la mise en place du complexe anorthositique aux environs de 900-1100 MA et le métamorphisme granulitique sont distincts ; (2) la mise en place synmétamorphe du complexe anorthositique et le métamorphisme granulitique de la formation d'Ihosy sont deux événements indépendants (ces formations sont très éloignées l'une de l'autre). Par contre, si les âges modèles Nd n'ont pas de significations chronologiques, l'âge réel (plus récent) de mise en place du complexe anorthositique pourrait être identique à celui mis en évidence par les zircons des gneiss d'Ihosy et de la pyroxénite du SE.

L'âge de 516 ± 10 MA, obtenu sur les zircons d'une pegmatite (Andriamarofahatra et de la Boisse, 1986) cale la fin de l'événement panafricain dans cette région (remontée isostatique responsable de la perte en Pb des zircons des gneiss d'Ihosy ?).

V - CONCLUSIONS

L'ensemble des travaux (concernant Madagascar) présenté dans ce mémoire met en évidence l'importance du magmatisme basi-crustal dans le socle malgache.

- Dans le Sud, la mise en place, anorogénique et synmétamorphe, d'un complexe gabbro-anorthositique s'accompagne d'une variation notable du gradient géothermique. Cette variation, matérialisée par une baisse de pression d'ouest en est, est confirmée par l'étude des roches encaissantes : métabasites antémétamorphes (?), métarodingites (?) et métasédiments.

- Dans le Nord et le centre Est de l'île, j'ai signalé l'importance d'un complexe linéaire basique-ultrabasique. Un résultat remarquable est la mise en évidence d'un métamorphisme de THT (~1000°C) associé au complexe basique d'Andriamena. De telles conditions sont exceptionnellement signalées et ont des implications géodynamiques (quelle est l'extension régionale d'un gradient géothermique aussi élevé en base de croûte ?) et méthodologiques (quelle est la validité des géothermomètres conventionnels ?) importantes.

- L'éclogite de Faratsiho est, sans doute, le plus vieil exemple de métamorphisme de HP-BT, actuellement connu sur le globe.

Ces résultats représentent une importante contribution à la connaissance du Précambrien malgache, en particulier au Protérozoïque. Ils permettent de proposer l'évolution géologique suivante :

Madagascar est constitué d'une croûte ancienne à noyaux archéens. L'histoire géologique archéenne et protérozoïque inférieur est mal connue, car largement oblitérée par les événements tectono-métamorphiques protérozoïques supérieurs. Tout au plus, peut-on affirmer l'existence d'un épisode à 2600 MA dont le métamorphisme associé aurait atteint les conditions du faciès granulite. Les structures et les formations du précambrien malgache sont essentiellement héritées du mégacycle (kibaro?) panafricain. Un épisode d'extension de la lithosphère continentale s'accompagnerait de la mise en place d'un complexe anorthositique synmétamorphique au Sud et d'un magmatisme basique-ultrabasique, associé à un métamorphisme de THT au Nord. Il serait suivi d'une collision intracontinentale.

Selon Shackleton (1986), la ceinture mobile mozambicaine est le résultat d'une succession de collisions, au protérozoïque supérieur, entre des plaques continentales antérieurement séparées. Les sutures marquées par des "ophiolites", plongeraient vers l'Est. Dans la

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

partie Sud de la ceinture mobile, subduction(s) et collision(s) seraient kibariennes (Jourde et Vialette, 1980 ; Andreoli, 1984 ; Sacchi et al, 1984) et/ou panafricaine (Coolen et al, 1982). Dans un tel contexte géotectonique, les structures distensives de Madagascar pourraient représenter des bassins d'extension intracontinentaux en arrière de la (des) zone(s) de subduction active(s), avant d'évoluer en accidents chevauchants intracontinentaux lors de la collision continent-continent.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

BIBLIOGRAPHIE GENERALE
(à l'exception de celle des deux notes au C.R.A.S.)

ACKERMAND D., HERD R.K. et WINDLEY B.F. (1984) - Kornerupine replacement reactions involving tourmaline, Fiskenaesset region, W. Greenland. N. Jb. Miner., Monatsh.,11 : 490-500.

ACKERMAND D., HERD R.K. et WINDLEY B.F. (1986) - Clintonite of regional metamorphic origin, along the margin of the Fiskennesset complex, West Greenland. N. Jb. Miner. Abh., 155 : 39-51.

ACKERMAND D., SEIFERT F. et SCHREYER N. (1975) - Instability of sapphirine at high pressures. Contrib. Mineral. Petrol., 50 : 79-92.

ALBEE A.L. (1972) - Metamorphism of pelitic schists : reaction relations of chloritoïd and staurolite. Geol. Soc. Am. Bull. 83 : 3249-3268.

ALLEN A.R. (1979) - Metasomatism of a depleted granulite facies terrain in the Arunta block, Central Australia. I - Geochemical evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 71 : 85-98.

ANDERSON P.A.M. et KLEPPA O.J. (1969) - The thermochemistry of kyanite-sillimanite equilibrium. Am. J. Sci., 267 : 285-290.

ANDRIESSEN P.A., COOLEN J.J. et HEBEDA E.H. (1985) - K-Ar hornblende dating of late Pan-African metamorphism in the Furua granulite complex of southern Tanzania. Precambrian Res., 30 : 351-360.

ANDREOLI M.A.G. (1984) - Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralisations of Mozambique belt granulites from S. Malawi and Tete (Mozambique). Precam. Res., 25 : 161-186.

ANDREOLI M.A. et HART R.J. (1986) - Evidence for proterozoic LIL - fertilisation of the lithosphere, part I : metasomatised granulites of the Mozambique belt. Geol. Soc. Australia, Spec. Volume (preprint).

ANDREW A.S. (1984) - P-T-X (CO_2) conditions in mafic and calc-silicate hornfelses from Oberon, New South Wales, Australia. J. metamorphic geol., 2 : 143-163.

ANDRIAMBOLOLONA R. (1978) - Etude de la répartition et du comportement des éléments de transition : Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn dans les différentes séries volcaniques - Application aux roches volcaniques anciennes. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier II.

ANDRIAMBOLOLONA R. et DUPUY C. 1978) - Répartition et comportement des éléments de transition dans les roches volcaniques, I. Cuivre et zinc. Bull. Bur. Rech. Géol. Min. (Fr.), Sect. 2, 2 : 121-138.

ANDRIAMBOLOLONA R., DUPUY C. et LEYRELOUP A. (1977) - Les éléments de transition dans les enclaves catazonales de Bournac (Velay, Massif Central français). C.R. Acad. Sci. Paris, 284 : 875-878.

ANDRIAMOROFAHATRA J. et de la BOISSE H. (1986) - Premières datations sur zircon du métamorphisme granulitique dans le Sud-Est de Madagascar. 11ème R.S.T., Clermont-Fd, p. 3.

ANHAUESSER C.R. (1979) - Rodingite occurrences in some archean ultramafic complexes in the Barbeton Mountain land, south Africa. Precamb. Res., 8 : 49-76.

ANNERSTEN H. et SEIFERT F. (1981) - Stability of the assemblage orthopyroxene-sillimanite -quartz in the system MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Contrib. Mineral. Petrol., 77 : 158-165.

APTED M.J. et LIOU J.G. (1983) - Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. Am. J. Sci., 283-A : 328-354.

ARMSTRONG R.L. et al (1986) - Rb-Sr and K-Ar study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and Southern Brooks Range, Alaska. In : Evans B.W. and Brown E.H., eds, Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 185-204.

ASHWAL L.D. (1982a) - Proterozoic anorthosite massifs : a review. In : Walker D. Mc Callum I.S. eds. Workshop on magmatic processes of early planetary crusts : magma oceans and layered intrusions. Lunar Planet. Inst. Tech. Rept. 82-01 : 40-44.

ASHWAL L.D. (1982b) - Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif. Adirondacks. New York. Am. Mineral., 67 : 14-27.

ASHWAL L.D., MORRISON D.A., PHINNEY W.C. et WOOD J. (1983) - Origin of Archean anorthosites : evidence from the Bad Vermilion Lake anorthosite complex, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., 82 : 259-273.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ASHWAL L.D. et WOODEN J.L. (1983) - Sr and Nd isotope geochronology, geologic history and origin of the Adirondack anorthosite. Geochim. Cosmochim. Acta 47 : 1875-1885.

ASHWAL L.D. et WOODEN J.L. (1985) - Sm-Nd isotopic studies of proterozoic anorthosites : systematics and implications. In : The Deep Proterozoic crust in the North Atlantic provinces. Tobi A.C. et Touret J. eds : 61-73.

ATER P.C., EGGLER D.H. et Mc CALLUM M.E. (1984) - Petrology and geochemistry of mantle eclogite xenoliths from Colorado-Wyoming kimberlites : recycled ocean crust ? In : Kornprobst J., ed., Kimberlite II. Dev. Petrol. 11B, Elsevier Pub : 309-318.

AUDREN C. et LEFORT J.P. (1977) - Géologie du plateau continental Sud Armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. Bull. Soc. Géol. Fr., 19 : 395-404.

BAER A.J. (1983) - Proterozoic orogenies and crustal evolution. Geol. Soc. Am. Mem., 161 : 47-58.

BAKER J., POWELL R., SANDIFORD M. et MUHLING J. (1987) - Corona textures between kyanite, garnet and gedrite in gneisses from Errabiddy, Western Australia. J. metamorphic Geol, 5 : 357-370.

BAKOR A.R., GASS I.G. et NEARY C.R. (1976) - Jabal al Wask, northwest Saudi Arabia : an Eocambrian back-arc ophiolite. Earth Planet. Sci. Let., 30 : 1-9.

BARD J.P. (1983) - Metamorphism of an obducted island arc : example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. Earth Planet. Sci. Let., 65 : 133-144.

BARIAND P., CESBRON F. et GEFFROY J. (1977) - Les minéraux, leurs gisements, leurs associations. Minéraux et fossiles, 3 vol.

BARINK H.W. (1984 - Replacement of pyroxene by hornblende, isochemically balanced with replacement of plagioclase by garnet, in a metagabbro of upper-amphibolite grade. Lithos, 17 : 247-258.

BASU A.R. et PETTINGILL H.S. (1983) - Origin and age of Adirondack anorthosites re-evaluated with Nd isotopes. Geology, 11 : 514-518.

BAZOT G. (1976) - Les formations précambriennes de Sud Est de Madagascar et leurs minéralisations. Thèse Clermont-Ferrand.

BEN OTHMAN D. (1982) - Contraintes apportées par les traceurs isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr sur la genèse et le développement de la croûte continentale. Thèse d'Etat, Paris.

BERG J.H. (1980) - Snowflake troctolite in the Hettasch intrusion : evidence for magma mixing and supercooling in a plutonic environment. Contrib. Mineral. Petrol., 72 : 339-351.

BESAIRIE H. (1967) - The Precambrian of Madagascar. In : Rankama (Editor), The Precambrian, 3, Intescience Publ., London : 133-142.

BESAIRIE H. (1968-69-70) - Description géologique du massif ancien de Madagascar. Le Sud. Doc. Bur. Géol. n° 177(a-f), Tananarive.

BESAIRIE H. (1973) - La géologie globale et ses applications à l'océan indien et à Madagascar. Doc. Bur. Géol., n° 186, Tananarive, 30 p.

BESAIRIE H. (1974) - Itinéraires géologiques le long des principales routes de Madagascar. Doc. Bur. Géol., n° 174, Tananarive, 164 p.

BESSON M. (1953) - Etude géologique de la feuille d'Ampandrandava. Trav.Bur.géol. Madagascar, n° 47.

BINGEN B., DEMAIFFE D. et DELHAL J. (1984) - Petrologic and geothermobarometric investigations in the Kasai gabbro-noritic complex and associated metadolerite dykes (Zaïre). Bull. Mineral., 107 : 665-682.

BLACK P.M. (1977) - Regional high pressure metamorphism in New Caledonia : phase equilibria in the Ouégoa district. Tectonophysics, 43 : 89-107.

BLUMEL P. et PROPACH G. (1978) - Anthophyllite gneiss from the Silberberg Fe-sulfide deposit in high-grade metasediments near Bodenmais, E-Bavaria. N. Jb. Miner. Abh., 134 : 24-32.

BOHLEN S.R. (1982) - Pressure, temperature and fluid composition of Adirondack metamorphism : a model for petrologic processes in the lower crust. The Lester W. Strock Lecture in Geochemistry and Geology : 1-44.

BOHLEN S.R. (1987) - Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for evolution of granulites. J. Geol., 95 : 617-632.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

BOHLEN S.R., DOLLASE W.A. et WALL V.J. (1986) - Calibration and applications of spinel equilibria in the system $FeO-Al_2O_3-SiO_2$. J. Petrol., 27 : 1143-1156.

BOHLEN S.R.et ESSENE E.J. (1978) - Igneous pyroxenes from metamorphosed anorthosite massifs. Contrib. Mineral. Petrol., 65 : 433-442.

BOHLEN S.R.et ESSENE E.J. (1979) - A cristal evolution of two-pyroxene thermometry in Adirondack granulites. Lithos 12 : 335-345.

BOHLEN S.R., VALLEY J.W. et ESSENE E.J. (1985) - Metamorphism in the Adirondacks. I - Petrology, pressure and temperature. J. Petrol., 26 : 971-992.

BOHLEN S.R., WALL V.J. et BOETTCHER A.L. (1983a) - Experimental investigation and application of garnet granulite equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 83 : 52-61.

BOHLEN S.R., WALL V.J. et BOETTCHER A.L. (1983b) - Geobarometry in granulites. in : Kinetics and Equilibrium in mineral reactions. Saxena S.K. Ed. Advances in physical geochemistry. Vol. 3, Springer Verlag : 141-171.

De la BOISSE H. (1981) - Sur le métamorphisme du micaschiste éclogitique de Takamba (Mali) et ses conséquences paléogéodynamiques au Précambrien supérieur. C.R. Soc. Géol. Fr., 3 : 97-100.

BOIVIN P. (1982) - Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. Exemple du Devès (Massif Central Français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). Thèse d'Etat, Clermont-Fd, 344 p.

BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P. et RADICATI F. (1975) - Metagabbros from the mid-Atlantic ridge at 06°N : contac-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. J. Geol., 83 : 61-78.

BONNEAU M. et KIENAST J.R. (1982) - Subduction, collision et schistes bleus : l'exemple de l'Egée (Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr., 7 : 785-791.

BOUCHARDON J.L. (1987) - Evaluation des conditions de pression-température du "top" métamorphique des éclogites du Lévezou (Rouergue, MCF). C.R. Acad. Sci. Paris, 305 : 271-275.

BOULADON J. (1986) - La chromite : un minerai toujours recherché. Chron. Rech. Min., 485 : 53-63.

BOULANGER J. (1954) - Etude géologique des formations cristallines de la région du Vohibory. Thèse Nancy.

BOULANGER J. (1954) - Etude géologique des schistes cristallins des feuilles Sakoa, Sakamena, Ianapera, Benenitra. Trav. Bur. géol., n° 56, Tananarive.

BOULANGER J. (1957) - Le système volcanique fissural du pays Mahafaly (SW de Madagascar). Bull. Soc. Géol. Fr., 6 : 529-537.

BOULANGER J. (1959) - Les anorthosites de Madagascar. An. Géol. Mad., v. 26 : 71 p.

BRAUD C. (1981) - Origine et signification de la saphirine et des minéraux associés dans les amphibolites à saphirine et corindon de la série du Haut Allier (Massif Central français). D.E.A., Univ. Montpellier (non publié).

BRENON P. (1953) - Etude géologique des feuilles de Betroka - Isakoa. Trav. Bur. Géol., n° 48, Tananarive.

BRIDGWATER D. et COLLERSON K.D. (1976) - The major petrological and geochemical characters of the 3.600 m.y. Vivak gneisses from Labrador. Contrib. Mineral. Petrol., 54 : 43-59.

BRIERE Y. (1920) - Les éclogites françaises, leur composition minéralogique et chimique, leur origine. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristal. 43 : 77-222.

BROWN M. (1983) - The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, Southern Brittany, France. In : Migmatites, melting and metamorphism ; Atherton et Gribble, ed. : 174-200.

BROWN E.H. et FORBES R.B. (1986) - Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district, Alaska. In : Evans B.W. and Brown E.H., eds, Blueschists and Eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 155-168.

BRYHNI I., BOLLINGBERG H.J. et GRAFF P.R. (1969) - Eclogites in quartzo-feldspathic gneisses of Nordjord, west Norway. Norsk. Geol. Tidssk., 49 : 193-225.

BRYHNI I., GREEN D.H., HEIER K.S. et FYFE W.S. (1970) - On the occurrence of eclogite in western Norway. Contrib. Mineral. Petrol., 26 : 12-19.

BUCHER-NURMINEN K. (1982) - On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rock by the Adamello intrusion (northern Italy). Amer. mineral., 67 : 1107-1117.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

BUDDINGTON A.E. et LINDSLEY D.H. (1964) - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. J. Petrol., 5 : 310-357.

BURNS L.E. (1985) - The border ranges ultramafic and mafic complex, South Central Alaska : cumulate fractionates of island arc volcanics. Can. J. Earth Sci., 22 : 1020-1038.

BURT D.M. (1974) - Metasomatic zoning in Ca-Fe-Si exoskarns. In : Geochemical transport and kinetics, Hofmann et al. ed. : 287-293.

BUSCH W., SCHNEIDER G. et MEHNERT K.R. (1974) - Initial melting at grain boundaries. Part II : Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition. N. Jb. Miner. Mh., 8 : 345-370.

BUSECK P.R., NORD G.L. et VEBLEN D.R. (1980) - Subsolidus phenomena in pyroxenes. In : Pyroxenes, Ribbe P.H. ed. Reviews in Mineralogy, v. 7 : 117-211.

CABY R. (1982) - Paléogéodynamique comparée et étapes de la cratonisation du bouclier touareg et du bouclier arabique au Protérozoïque supérieur. Bull. Soc. Géol. Fr., 24 : 843-848.

CAEN-VACHETTE M. (1977) - Géochronologie du Précambrien malgache. Bull. Acad. Malg., 55/1-2 : 251-289.

CAEN-VACHETTE M. (1979) - Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb/Sr sur roches totales. Rev. Géol. dynam. Géog. phys., 21 : 331-338.

CAHEN L. et SNELLING N.J. (1984) - The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford : 512 p.

CAMIL J. (1984) - Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Thèse d'Etat, Abidjan.

CHANTRAINE J. (1970) - Géologie de la région Nord d'Ihosy. C.R. Semaine Géol., Tananarive : 63-68.

CHAROWICZ J. (1983) - Le rift africain : début d'ouverture d'un océan ? Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7 : 155-162.

CHATTERJEE N.D. (1972) - The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. Contrib. Mineral. Petrol., 34 : 288-303.

CHATTERJEE N.D. (1976) - Margarite stability and compatibility relations in the system $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ as a pressure-temperature indicator. Am. mineral., 61 : 699-709.

CHINNER G.A. et FOX J.S. (1974) - The origin of cordierite-anthophyllite rocks in the Land's End aureole. Geol. Mag., 111 : 397-408.

CHIPERA S.J. et PERKINS D. (1988) - Evaluation of biotite-garnet geothermometers : application to the English river subprovince, Ontario. Contr. Miner. Petrol., 98 : 40-48.

CHOUDHURI A. et WINKLER H.G. (1967) - Anthophyllitt und hornblende ineinegen metamorphosen reaktionen. Contrib. Mineral. Petrol., 14 : 293-315.

CLIFF R.A., DROOP G.T.R. et REX D.C. (1985) - Alpine metamorphism in the South-East Tauern window, Austria : 2 - Rates of heating, cooling and uplift. J. metamorphic Geol., 3 : 403-415.

CLIFFORD T.N., STUMPEL E.F. et Mc IVER J.R. (1975) - A sapphirine-cordierite-bronzite -phlogopite paragenesis from Namaqualand, South Africa. Mineral. Mag., 40 : 347-356.

COLEMAN R.G. (1977) - Ophiolites. In : Minerals and Rocks, 12, Wyllie P.J., Von Engelhardt, Hahn, T. ed., Springer Verlag, New-York.

COLEMAN R.G. (1986) - Ophiolites and accretion of the North American Cordillera. Bull. Soc. Géol. Fr., 8 : 961-968.

COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. et BRANNOCK W.W. (1965) - Eclogites and eclogites - their differences and similarities. Géol. Soc. Am. Bull., 76, 5 : 483-508.

COOLEN J.J., PRIEM H.N., VERDURMEN E.A. et VERSCHURE R.H. (1982) - Possible zircon U-Pb evidence for Pan-African granulite facies metamorphism in the Mozambique belt of Southern Tanzania. Precambrian Res., 17 : 31-40.

COTKIN S.P. (1987) - Conditions of metamorphism in an early paleozoic blueschist, schist of skookum gulch. Northern california. Contrib. Mineral. Petrol., 96 : 192-200.

CURRIE K.L. (1971) - Reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. Contrib. Mineral. Petrol., 33 : 215-226.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

CURRIE K.L., CURTIS L.W. (1976) - An application of multicomponent solution theory to jadeitic pyroxenes. J. Géol., 84, 2 : 179-194.

CZAMANSKE G.K. et WONES D.R. (1973) - Oxidation during magmatic differentiation. Finnmarka Complex, Oslo area, Norway : Part 2, The mafic silicates. J. Petrol., 14 : 349-380.

DALLMEYER R.D. et GIBBONS W. (1987) - The age of blueschist metamorphism in Anglesey, North Wales : evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral datas of the Penmynydd schists. J. Geol. Soc. London, 144 : 843-852.

DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. et GOSSO G. (1983) - Metamorphic evolution of the Mt Emilius Klippe. Dent Blanche Nappe, Western Alps. Am. J. Sci., 283a : 438-458.

DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M., CABANES N., GIROD M. et BRIQUEU L. (1987) - Amphibole rich xenoliths and host alkali basalts : petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar. Contrib. Mineral. Petrol., 95 : 133-144.

DAY H.W. et HALBACH H. (1979) - The stability field of anthophyllite : the effect of experimental uncertainty on permissible phase diagram topologies. Am. Mineral., 64 : 809-823.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J. (1962-78-82-86) - Rock forming minerals. Vol. 1A, 1B, 2A, 3. Longman Group limited.

DELBOS L. (1965) - Sur l'âge de quelques minéralisations de Madagascar. Bull. B.R.G.M., n° 1 : 80-89.

DELOR C. et LEYRELOUP A. (1986) - Chromium-rich kyanite in an eclogite from the Rouergue area, French Massif Central. Mineral. Mag., 50 : 535-537.

DELOR C., LEYRELOUP A., BODINIER J.L. et BURG J.P. (1986) - Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (M.C.F.) : nouveaux témoins océniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. C.R. Acad. Sci., Paris, 302 : 739-744.

DOCKA J.A., BERG J.H. et KLEWIN K.W. (1986) - Geothermometry in the Kiglapait aureole : Part II. Evaluation of exchange thermometry in a well constrained thermal setting. J. Petrol., 27 : 605-626.

DOOLAN B.L., an ZEN E. et BENCE A.E. (1978) - Highly aluminous hornblendes : compositions and occurrences from south-western Massachusetts. Am. Mineral., 63 : 1088-1099.

DROOP G.T.R. (1985) - Alpine metamorphism in the South-east Tauern window, Austria : 1. P-T variations in space and time. J. metamorphic Geol., 3 : 371-402.

DROOP G.T.R. et BUCHER-NURMINEN K. (1984) - Reaction textures and metamorphic evolution of sapphirine-bearing granulites from the Gruf Complex. Italian Central Alps. J. Petrol., 25 : 766-803.

DUCHESNE J.C. (1984) - Massif anorthosites : another partisan review. In : Brown W.S. Ed. Feldspars, feldspathoids and their parageneses. NATO Adv. Study Inst. Rennes, Reidel : 411-433.

DUCHESNE J.C., DENOISEUX B. et HERTOGEN J. (1987) - The norite-mangerite relationships in the Bjerkreim-Sokndal layered lopolith. Lithos, 20 : 1-17.

DUCHESNE J.C., MAQUIL R. et DEMAIFFE D. (1985) - The Rogaland anorthosites : facts and speculations. In : Tobi A.C., Touret J.L.R. eds. The deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces. NATO Adv. Study Inst. Moi, Reidel : 449-476.

DUPUY C., LEYRELOUP A. et VERNIERES J. (1977) - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France), with special references to R.E.E., U and Th - Composition, evolution, heat production. Congr. Géochim., UNESCO Paris.

DUPUY C., DOSTAL J. et BARD J.P. (1979) - Trace elements geochemistry of Paleozoic amphibolites from S.W. Spain. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 26 : 87-93.

DYMEK R.F. (1983) - Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. Am. Mineral., 68 : 880-899.

ELLIS D.J. (1980) - Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antartica : P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. Contrib. Mineral. Petrol., 74 : 201-210.

ELLIS D.J. (1987) - Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. Geology, 15 : 167-170.

ELLIS D.J. et GREEN D.H. (1979) - An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contrib. Mineral. Petrol., 71 : 13-22.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

ELLIS D.J. et GREEN D.H. (1985) - Garnet-forming reactions in mafic granulites from Enderby Land, Antarctia. Implications for geothermometry and geobarometry. J. Petrol., 26 : 633-662.

ELLIS D.J., SHERATON J.W., ENGLAND R.N. et DALLWITZ W.B. (1980) - Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land Antartica. Mineral assemblages and reactions. Contrib. Mineral. Petrol., 72 : 123-143.

EMMETT T.F. (1982) - The petrography and geochemistry of corona-bearing dolerites from the Jotun Nappe, central southern Norway. Mineral Mag, 46 : 43-48.

EMSLIE R.F. (1975) - Pyroxene megacrysts from anorthositic rocks : new clues to the sources and evolution of the parent magmas. Can. Min., 13 : 138-145.

EMSLIE R.F. (1985) - Proterozoic anorthosite massifs. In : Tobi A.C., Touret J.L.R. eds. The deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces. NATO Adv Study Inst. Moi, Reidel : 39-60.

ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. et HAVENS R.G. (1965) - Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Geol. Soc. Am. Bull., 76 : 719-734.

ENGEL C.G. et FISHER R.L. (1975) - Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian Ocean. Geol. Soc. Am. Bull., 86 : 1553-1578.

ENGELS J.P. et VOGEL D.E. (1966) - Garnet reactions-rim between plagioclase and hypersthene in a metanorite from Cabo Ortegal (NW Spain). N. Jb. Miner. Mh., 1 : 13-19.

ENGLAND P.C. et RICHARDSON S.W. (1977) - The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. J. Géol. Soc. London, 134 : 201-213.

ENGLAND P.C. et THOMPSON A.B. (1986) - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In : Coward M.P., Ries A.C., eds. Collision tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub., 19 : 83-94.

ERNEST W.G. (1977) - Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Aranci, Lepontine Alps, southern Switzerland. J. Petrol., 18 : 371-398.

ERNST W.G. (1979) - Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. Mineral. Mag., 43 : 269-278.

ESPERANCA S. et HOLLOWAY J.R. (1987) - On the origin of some mica-lamprophyres : experimental evidence from a mafic minette. Contrib. Mineral. Petrol., 95 : 207-216.

ETHERIDGE M.A., WALL V.J. et COX S.F. (1984) - High fluid pressures during regional metamorphism and deformation : implications for mass transport and deformation mechanisms. J. Geophys. Res., 89 : 4344-4358.

EVANS B.W. et BROWN E.H. (1986) - Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 423 p.

EVANS B.W. et BROWN E.H. (1987) - Reply on Blueschists and eclogites. Geology : 773-775.

EVANS B.W., TROMMSDORFF V. et GOLES G.G. (1981) - Geochemistry of high-grade eclogites and metarodingites from the Central Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 301-311.

EVANS B.W., TROMMSDORFF V. et RICHTER W. (1979) - Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland, Am. Mineral. 64 : 15-31.

FABRIES J. (1984) - Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie. Application aux roches mafiques et ultramafiques. In : Thermométrie et barométrie géologiques. Lagache M. éd., v. 1 : 203-233.

FABRIES J., CONQUERE F. et ARNAUD (1984) - The mafic silicates in the Saint Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. Bull. Mineral., 107 : 715-736.

FEDIUKOVA E. et DUDEK A. (1977) - Trace elements of the Moldanubian eclogites. N. Jb. Miner., Abh., 130 : 187-207.

FERRY J.M. et SPEAR F.S. (1978) - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 66 : 113-117.

FLETCHER R.C. et HOFMANN A.W. (1974) - Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In : A.W. Hofmann et al., Eds, Geochemical Transport and Kinetics : 243-259, Carnegie Institution of Washington.

FLOWERS G.C. et HELGESON H.C. (1983) - Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites. Am. J. Sci., 283 : 230-286.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

FOISSY B., KLEIBER J. et PICOT P. (1965) - Note sur la présence de saphirine dans les ultrabasites d'Andriamena (Centre Nord de Madagascar). C.R. Sem. Géol. Mad. : 103-104.

FORBES R.B. (1965) - The comparative chemical composition of eclogite and basalt. J. Geophys. Res., 70 : 1515-1521.

FORBES R.B., EVANS B.W. et THURSTON S.P. (1984) - Regional progressive high-pressure metamorphism, Seward Peninsula, Alaska : Journal of Metamorphic Geology, V. 2 : 43-54.

FORBES R.B. et SWAINBANK R.C. (1974) - Garnet-clinopyroxenite from the Red Mountain Pluton, Alaska. Geol. Soc. Am. Bull., 85 : 285-292.

FORESTIER F. et LASNIER B. (1969) - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut Allier. Contrib. Mineral. Petrol., 23 : 194-235.

FOSLIE S. (1945) - Hastingsites and amphiboles from the epidote-amphibolite facies. Norsk. Geol. Tissk., 25, 74.

FRASER D.G. et LAWLESS P.J. (1978) - Paleogeotherms : implications of disequilibrium in garnet lherzolite xenoliths. Nature, 273 : 220-222.

FREER R. (1981) - Diffusion in silicate minerals and glasses : a data digest and guide to the literature. Contr. Miner. Petrol., 76 : 440-54.

FREY F.A., BRYAN W.B. et THOMPSON G. (1974) - Atlantic Ocean floor : geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. J. Geophys. Res., 79 : 5507-5527.

FRIEND C.R.L. (1982) - Al-Cr substitution in peraluminous sapphirines from the Bjornesund area. Fiskenaesset region. Southern West Greenland. Mineral. Mag., 46 : 323-328.

FROST B.R. (1975) - Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. J. Petrol., 16 : 272-313.

FYFE W.S., TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1958) - Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. Am. : 73.

GANGULY J. (1972) - Staurolite stability and related paregeneses : theory, experiments and applications. J. Petrol., 62 : 335-365.

GANGULY J. (1979) - Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient : Geochim. Cosmochim. Acta, 43 : 1021-1029.

GASPARIK R. et LINDSLEY D.H. (1980) - Phase equilibria and high pressure of pyroxene containing monovalent and trivalent ions. In : Pyroxenes Reviews in Mineralogy, Vol. 7. Ed. Prewitt C.T., Min. Soc. Am., Washington : 309-339.

GASS K.L. (1981) - Pan-African (Upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian-Nubian shield. In : Precambrian tectonics, Kröner, ed. Elsevier : 387-405.

GHENT E.D. (1976) - Plagioclase garnet Al_2SiO_5-quartz : a potential geobarometer -geothermometer. Am. Mineral., 61 : 710-714.

GHENT E.D., BLACK P.M., BROTHERS R.N. et STOUT M.Z. (1987) - Eclogites and associated albite-epidote-garnet paragneisses between Yambe and Cape Colnett, New Caledonia. J. Petrol., 28 : 627-643.

GHENT E.D. et STOUT M.Z. (1981) - Geobarometry and geothermometry of plagioclase- biotite - garnet - muscovite assemblages. Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 92-97.

GHENT E.D. et STOUT M.Z. (1984) - TiO_2 activity in metamorphosed pelitic and basic rocks : principles and applications to metamorphism in south-eastern Candian Cordillera. Contrib. Mineral. Petrol., 86 : 248-255.

GIBBONS W. et GYOPARI M. (1986) - A greenschist protolith for blueschist in Anglesey, U.K. In : Evans B.W. and Brown E.H., eds, Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 217-228.

GIBBONS W., WATERS C. et WARBURTON J. (1986) - The blueschists facies schistes lustrés of alpine Corsica. In : Evans B.W. and Brown E.H. eds. Blueschists and Eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 301-311.

GIBSON G.M. (1978) - Staurolite in amphibolite and hornblendite sheets from the upper Seaforth river. Central Fiorland. New Zealand. Mineral. Mag., 42 : 153-154.

GIL IBARGUCHI J.I. et MARTINEZ F.J. (1982) - Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the El Tormes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (W Spain). Contrib. Mineral. Petrol., 80 : 14-24.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

GIL IBARGUCHI J.I. et ORTEGA GIRONES E. (1985) - Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) unit, Galicia, NW Spain. Chem. Geol., 50 : 145-162.

GIRAUD P. (1960) - Les roches basiques de la région d'Andriamena à Madagascar et leur minéralisation chromifère. An. Géol. Mad., 27, Tananarive : 95 p.

GOLDBERG S.A. (1984) - Geochemical relationships between anorthosite and associated iron-rich rocks. Laramie Range, Wyoming, Contrib. Mineral. Petrol., 87 : 376-387.

GOLDMAND.S. et ALBEE A.L. (1977) - Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O^{18}/O^{16} partitioning between quartz and magnetite. Am. J. Sci., 277 : 750-761.

GOLDSMITH J.R. et NEWTON R.C. (1977) - Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $NaAlSi_3O_8$-$CaAl_2SiO_8$-$CaCO_3$- $CaSO_4$. Am. Mineral., 62 : 1063-1081.

GOMEZ-PUGNAIRE M.T. et FERNANDEZ-SOLER J.M. (1987) - High pressure metamorphism in metabasites from the Betic cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. Contrib. Min. Petrol., 95 : 231-244.

GORDON T.M. et GREENWOOD H.J. (1971) - The stability of grossularite in H_2O-CO_2 mixtures. Am. Mineral., 56 : 1674-1687.

GRAHAM C.M. et POWELL R. (1984) - A garnet-hornblende geothermometer : calibration, testing and application to the Pelona Schist. Southern California. J. metamorphic Geol., 2 : 13-31.

GRANT D.M. (1988) - Diffusion models for corona formation in metagabbros from the western Grenville Province, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 98 : 49-63.

GRANT J.A. (1981) - Orthoamphibole and orthopyroxene relations in high-grade metamorphism of pelitic rocks. Am. J. Sci., 281 : 1127-1143.

GRAY C.M. (1987) - Strontium isotopic constraints on the origin of Proterozoic anorthosites. Precambrian Res., 37 : 173-189.

GREEN D.H. et RINGWOOD A.E. (1967) - An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochim. Cosmochim Acta, 31 : 767-833.

GREEN T.H. (1967) - An experimental investigation of sub solidus assemblages formed at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions. Contrib. Mineral. Petrol., 16 : 84-114.

GREEN T.H. (1970) - High pressure experimental studies on the mineralogical constitution of the lower crust. Physics Earth Planet. Int., 3 : 441-451.

GREEN T.H. (1972) - Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high pressure hydrous conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 34 : 150-166.

GREEN T.H. et RINGWOOD A.E. (1968a) - Genesis of the calc-alkaline igneous rocks suite. Contrib. Mineral. Petrol., 18 : 105-162.

GREEN T.H. et RINGWOOD A.E. (1968b) - Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 18 : 163-174.

GREW E.S. (1982a) - Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica : implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies. Am. Mineral., 67 : 762-787.

GREW E.S. (1982b) - Sapphirine, kornerupine and sillimanite + orthopyroxène in the charnockitic region of South India. J. Geol. Soc. India, 23 : 469-505.

GREW E.S. (1983a) - A grandidierite-sapphirine association from India. Mineral. Mag., 47 : 401-403.

GREW E.S. (1983b) - Sapphirine-garnet and associated parageneses in Antarctica. In : R.L. Oliver, P.R. James and J.B. Jago (Ed.). Antarctic Earth Sci., Australian Academy of Science, Canberra : 40-43.

GREW E.S. (1986) - Petrogenesis of kornerupine at Waldheim (Sachsen), German Democratic Republic. Z. geol. Wiss. Berlin, 5, S : 525-558.

GREW E.S. (1988) - Kornerupine at the Sar-e-Sang, Afganistan, witheschist locality : implications for tourmaline-kornerupine distribution in metamorphic rocks. Amer. Mineral., 73 : 345-357.

GREW E.S., KLEINSCHMIDT G. et SCHUBERT W. (1984) - Contrasting metamorphic belts in North Victoria Land, Antarctica. Geol. Jb, B 60 : 253-263.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

GREW E.S. et MANTON W.I. (1986) - A new correlation of sapphirine granulites in the Indo-Antarctic metamorphic terrain : late proterozoic dates from the Eastern Ghats province of India. Precambrian Res., 33 : 123-137.

GREW E.S. et SANDIFORD M. (1984) - A talc-staurolite assemblage in tourmaline -phlogopite-chlorite schist from northern Victoria Land. Antarctica and its petrogenetic significance. Contrib. Mineral. Petrol., 87 : 337-350.

GREW E.S. et SANDIFORD M. (1985) - Staurolite in a garnet hornblende-biotite schist from the Lanterman Range, northern Victoria Land. Antarctica. N. Jb. Miner. Mh., 9 : 396-410.

GRIEVE R.A.F. et GITTINS J. (1975) - Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. Can. J. Earth Sci., 12 : 289-299.

GRIFFEN D.T., GOSNEY T.C. et PHILLIPS W.R. (1982) - The chemical formula of natural staurolite. Am. Miner., 67 : 292-297.

GRIFFIN W.L. (1987) - On the eclogites of Norway - 65 years later. Mineral. Mag., 51 : 333-343.

GRIFFIN W.L. et al (1985) - High pressure metamorphism in the Scandinavian Caledonides. In : The caledonide orogen Scandinavia and related areas. Gee D.G. and Sturt B.A. eds. Wiley and Sons : 783-801.

GRIFFIN W.L. et HEIER K.S. (1973) - Petrological implications of some corona structures. Lithos, 6 : 315-335.

GRIFFIN W.L. et RAHEIM A. (1973) - Convergent metamorphism of eclogites and dolerites, Kristiansund area, Norway, Lithos, 6 : 21-40.

GROSS G.A. et Mc LEOD C.M. (1980) - A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. Can. Miner., 18 : 223-229.

GUNN B.M. (1971) - Trace elements partition during olivine fractionation of Hawaii basalts. Chem. Geol., 8 : 1-13.

HAAPALA I., SIIVOLA J., OJANPERA P. et YLETYINEN V. (1971) - Red corundum, sapphirine and kornerupine from Kittiläl. Finnish Lapland. Bull. Geol. Soc. Finland, 43 : 221-231.

HADLEY J.. (1949) - Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek peridotite clay country, North Carolina. U.S. Geol. Surv. Bull., 948E : 103-128.

HAMMARSTROM J.M. et an ZEN E. (1986) - Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer. Am. Mineral., 71 : 1297-1313.

HANSEN B. (1981) - The transition from pyroxene granulite facies to garnet clinopyroxene granulite facies. Experiments in the system Cao-MgO-Al_2O_3-SiO_2. Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 234-242.

HANSEN E.C., NEWTON R.C. et JANARDHAN A.S. (1984) - Fluid inclusions in rocks from the amphibolite-facies gneiss to charnockite progression in Southern Karnataka, India : direct evidence concerning the fluids of granulite metamorphism. J. metamorphic Geol., 2 : 249-264.

HARLEY S.L. (1984a) - An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. Contr. Miner. Petrol., 86 : 359-373.

HARLEY S.L. (1984b) - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 and CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. J. Petrol., 25 : 665-696.

HARLEY S.L. (1984c) - Comparison of the garnet-orthopyroxene geobarometer with recent experimental studies and applications to natural assemblages. J. Petrol., 25 : 697-712.

HARLEY S.L. (1985a) - Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica : metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archaean Napier Complex. J. Petrol., 26 : 819-856.

HARLEY S.L. (1985b) - Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole bearing gneisses from Enderby Land, East Antarctica : a record of Proterozoic uplift. J. métamorphic Geol., 3 : 179-201.

HARLEY S.L. et GREEN D.H. (1982) - Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. Nature, 300 : 697-701.

HARRIS N.B.W., HAWKESWORTH C.J., VAN CALSTEREN P. et Mc DERMOTT F. (1987) - Evolution of continental crust in southern Africa. Earth Planet. Sci. Let., 83 : 85-93.

HASLAM H.W. (1980) - Grandidierite from a metamorphic aureole near Mchinji, Malawi. Mineral. Mag., 43 : 822-823.

HELGESON H.C., DELANEY J.M., NESBITT H.W. et BIRD D.K. (1978) - Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Am. J. Sci. 278A : 1-229.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

HELMSTAEDT H., CARMICHAEL D.M. et PERCIVAL J.A. (1979) - Grospydite xenolith from the Zagodachnaya kimberlite pipe, Yakutia - high-grade metamorphic rodingites. Geol. Soc. Amer., abst. with programs, 11 : 442.

HELMSTAEDT H. et DOIG R. (1975) - Eclogite nodules from kimberlite pipes of the Colorado plateau - samples of subducted Franciscan-type oceanic lithosphere. Phys. Chem. Earth, 9 : 95-112.

HELMSTAEDT H. et SCHULZE D.J. (1979) - Garnet clinopyroxenite-chlorite eclogite transition in a xenolith from Moses Rock : further evidence for metamorphosed ophiolites under the Colorado Plateau. In : Boyd F.R. and Meyer H.O.A., eds., "The Mantle Sample", A.G.U., Washington : 357-365.

HELZ R.T. (1973) - Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O = 5 Kb as a function of oxygen fugacity. 1. Mafic Phases. J. Petrol., 14 : 249-302.

HELZ R.T. (1982) - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. In : Amphiboles. Veblen D.R. et Ribbe P.H. ed. Reviews in mineralogy, v. 9B : 229-347.

HENSEN B.J. (1976) - The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica. Contr. Miner. Petrol., 55 : 279-292.

HENSEN B.J. (1977) - Cordierite-garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terranes. Tectonophysics, 43 : 73-88.

HENSEN B.J. (1986) - Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited : the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg-Fe-Al-Si-O. Contrib. Mineral. Petrol. 92 : 362-367.

HENSEN B.J. and ESSENE E.J. (1971) - Stability of pyrope-quartz in the system MgO-Al_2O_3 -SiO_2. Contrib. Mineral. Petrol. 30 : 72-83.

HENSEN B.J. et GREEN D.H. (1971) - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressure and temperature. I : Compositions with excess alumino-silicate. Contrib. Mineral. Petrol., 33 : 309-330.

HENSEN B.J. et GREEN D.H. (1973) - Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and températures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. Contrib. Mineral. Petrol., 38 : 151-66.

HEPWORTH J.V. (1972) - Charnockitic granulites of african cratons. 24th Int. Geol. Congr. Montréal, I : 126-134.

HERD R.K. (1973) - Sapphirine and kornerupine occurrences within the Fiskenaesset complex. Gron. Geol. Undersogelse, 51 : 65-71.

HIGGINS J.B., RIBBE P.H. et HERD R.K. (1979) - Sapphirine I : Crystal chemical contributions. Contrib. Mineral. Petrol., 68 : 349-356.

HOLDAWAY M.J. (1971) - The aluminium silicate triple point. Am. J. Sci., 269 : 97-131.

HOLDAWAY M.J. (1978) - Significance of chloritoid-bearing and staurolite-bearing rocks in the Picuris Range. New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 89 : 1404-1414.

HOLDAWAY M.J. et LEE S.M. (1977) - Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. Contrib. Mineral. Petrol., 63 : 175-198.

HOLLAND J.C. et LAMBERT R. (1975) - The chemistry and origin of the Lewisian gneisses of the Scottish assemblages and sub-crustal accretion. Precambrian Res., 2 : 161-188.

HOLLAND T.J.B. (1979) - High water activities in the generation of high pressure eclogites of the Tauern window, Austria, J. Geol., 87 : 1-27.

HOLLAND T.J.B. (1979) - Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H_2O and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O, with applications to eclogites and blueschists. Contr. Miner. Petrol., 68 : 293-301.

HOLLAND T.J.B. (1980) - The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. Am. Mineral., 65 : 129-134.

HOLLAND T.J.B. et RICHARDSON S.W. (1979) - Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions.Contrib. Mineral. Petrol., v. 70 : 143-148.

HOLMES A. (1951) - The sequence of pre-Cambrian orogenic belts in South and Central Africa. 18th Int. Geol. Congr., London, 14 : 254-269.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

HONNOREZ J. et KIRST P. (1975) - Petrology of rodingites from the equatorial mid-atlantic fractures zones and their geotectonic significance. Contrib. Mineral. Petrol., 49 : 233-257.

HORMAN P.K., RAITH M., RAASE P., ACKERMAND D. et SEIFERT F. (1980) - The granulite complex of Finnish Lapland : Petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoki-Inarijärvi area. Geol. Survey Finland. Bull. 308 : 96 p.

HOTTIN G. (1970) - Géochronologie et stratigraphie malgaches : essai d'interprétation. Doc. Bur. Géol., n° 182, 21 p.

HOTTIN G. (1976) - Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bull. BRGM, 4 : 117-153.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON G. (1978) - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim. Cosmochim. Acta 42 : 107-125.

HUTCHEON I., GUNTER A.E. et LECHEMINANT A.N. (1977) - Serendibite from Penrhyn Group marble, Melville Peninsula, District of Franklin. Can. Min., 15 : 108-112.

INDARES A. et MARTIGNOLE J. (1985) - Biotite-garnet geothermometry in granulite-facies rocks : evaluation of equilibrium criteria. Can. Min., 23 : 187-193.

INDARES A. et MARTIGNOLE J. (1985) - Biotite-garnet geothermometry in granulite facies : the influence of Ti and Al in biotite. Am. Miner., 70 : 272-278.

IRVINE T.N. (1982) - Terminology for layered intrusions. J. Petrol., 23 : 127-162.

IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8 : 523-548.

ITO E., HARRIS D.M. et ANDERSON A.T. (1983) - Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. Geochim.Cosmochim. Acta, 47 : 1613-1624.

ITO K.et KENNEDY G.C. (1971) - An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. In : The structure and physical properties of the Earth's crust. Am. Geophys. Union, G.M., 14 Washington D.C., John G. Heacoc éd. : 303-314.

JACKSON E.D. (1967) - Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushvels intrusions. In : Wyllie P.J., ed., Ultramafic and Related Rocks : New York, John Wiley and Sons : 20-38.

JAHNS R.H. (1967) - Serpentinites of the Roxbury district, Vermont. In : Wyllie P.J., ed. Ultramafic and Related Rocks. John Willey and Sons : 137-160.

JAMES R.A., GRIEVE R.A.F. et PAUL L. (1978) - The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. Am. J. Sci., 278 : 41-63.

JANARDHAN A.S. et LEAKE B.E. (1974) - Sapphirine in the Sittampundi complex. India. Mineral. Mag. 39 : 901-902.

JAYKO A.S., BLAKE M.C. et BROTHERS R.N. (1986) - Blueschist metamorphism of the Eastern Franciscan belt, northern California. In : Evans B.W. and Brown E.H. eds. Blueschists and Eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 107-123.

JOESTEN R. (1986) - The role of magmatic reaction, diffusion and annealing in the evolution of coronitic microstructures in troctolitic gabbro from Risor, Norway. Mineral. Mag, 50 : 441-467.

JOHNSON C.A. et ESSENE E.J. (1982) - The formation of garnet in olivine bearing metagabbros from the Adirondacks. Contrib. Mineral. Petrol., 81 : 240-251.

JOLLY W.T. et SMITH R.E. (1972) - Degradation and metamorphic differentiation of the Keweenawan tholeiitic lavas of northern Michigan. U.S.A. J. Petrol., 13 : 273-309.

JOURDE G. et VIALETTE Y. (1980) - La chaîne de Lurio (Nord Mozambique) : un témoin de l'existence de chaînes kibariennes (800-1350 Ma) en Afrique orientale. D.G.M. B.R.G.M. Orléans : 75 p.

KATZ M.B. (1972) - Faciès series of the high grade metamorphic rocks of the Ceylon Precambrian. 24th Int. Geol. Congr., 2 : 43-51.

KATZ M.B. (1974) - Paired metamorphic belts in precambrian granulite rocks in Gondwanaland. Geology : 237-241.

KATZ M.B. et PREMOLI C. (1979) - India and Madagascar in Gondwanaland based on matching Precambrian lineaments. Nature, 279 : 312-313.

KAY R.W. et MAHLBURG KAY S. (1986) - Petrology and geochemistry of the lower continental crust : an overview. In : The nature of the lower crust. Dawson et al, ed. Geol. Soc. Spec. Pub., n° 24 : 147-159.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

KAY S.M. (1977) - The origin of antiperthites in anorthosites. Am. Mineral., 62 : 905-912.

KAYS M.A., Mc BIRNEY A.R. et GOLES G.G. (1981) - Xenoliths of gneisses and the conformable, clot-like granophyres in the marginal border group, Skaergaard intrusion, East Greenland, Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 265-284.

KENNEDY W.Q. (1964) - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (±500 m.y.) tectonic episode. Annu. Rep. Res. Inst. Afr. Geol., Univ. Leeds, 8 : 48-9.

KLEMM D.D. et WEBER-DIEFENBACH K. (1971) - Geochemische Unterschungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwald. N. Jb. Miner., Abh., 116 : 80-111.

KNAUER E., OKRUSCH M., RICHTER P., SCHMIDT K. et SCHUBERT W. (1974) - Die metamorphe Basit-Ultrabasit Assoziation in der Böllsteiner Gneiskuppel, Odenwald. N. Jb. Miner., Abh., 122 : 186-228.

KNORRING O.V., SAHAMA T.G. et LEHTINEN M. (1969) - Kornerupine-bearing gneiss from Ianakafy near Betroka, Madagascar. Bull. Geol. Soc. Finland, 41 : 79-84.

KOONS P.O. (1984) - Implications to garnet-clinopyroxene geothermometry of non-ideal solid solution in jadeitic pyroxenes. Contrib. Mineral. Petrol., 88 : 340-347.

KORNPROBST J., PIBOULE M., BOUDEULLE M. et ROUX L. (1982) - Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni Bousera (Morocco) : an exceptionally Al-rich clinopyroxene from "grospydites" associated with ultramafic rocks. Terra Cognita, 2, 3 : 257-257.

KORNPROBST J., PIBOULE M. et TABIT A. (1987) - Diversité des clinopyroxénites à grenat associées aux massifs ultramafiques orogéniques : éclogites, ariégites, griquaites et grospydites ; une discussion. Bull. Soc. Géol. Fr., 8 : 345-351.

KORNPROBST J., PINEAU F., DEGIOVANNI R. et DAUTRIA J.M. (1987) - Primary igneous graphite in ultramafic xenoliths : I - Petrology of the cumulate suite in alkali basalt near Tissemt (Eggéré, Algerian Sahara). J. Petrol., 28 : 293-311.

KROGH E.J. (1980) - Geochemistry and petrology of glaucophane-bearing eclogites and associated rocks from Sunnfjord, western Norway, Lithos, 13 : 355-380.

KRONER A. (1984) - Changes in plate tectonics styles and crustal growth during the Precambrian. Bull. Soc. Géol. France, 26 : 297-319.

KRONER A. (1985) - Evolution of the archean continental crust. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 13 : 49-74.

KRONER A. et al. (1987) - Zircon ion microprobe dating of high-grade rocks in Sri Lanka. J. Geol., 95 : 775-791.

KUSHIRO I. (1969) - Clinopyroxene solid solutions formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure. In : "Pyroxenes and amphiboles : Crystal chemistry and phase petrology". Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 2 : 179-191.

KUSHIRO I. et YODER H.S. Jr. (1966) - Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation : J. Petrol., 7 : 337-362.

LACROIX A. (1912) - Note préliminaire sur quelques minéraux de Madagascar dont plusieurs peuvent être utilisés comme gemmes. C. R. Acad. Sci., 155 : p. 172.

LACROIX A. (1917) - Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. C.R. Acad. Sci. 164, 969.

LACROIX A. (1922-23) - Minéralogie de Madagascar. Challamel, ed., Paris, 3 tomes.

LACROIX A. (1929) - Sur un schiste cristallin à saphirine de Madagascar et sur les roches à saphirine en général. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristal., 52 : 76-84.

LACROIX A. (1939) - Observations sur quelques minéraux de Madagascar. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristal., 42 : 300-309.

LAL R.K., ACKERMAND D., SEIFERT F. et HALDAR S.K. (1978) - Chemographic relationship in sapphirine-bearing rocks from Sonapahar. Assam. India. Contrib. Mineral. Petrol., 67 : 169-187.

LAMB W. et VALLEY J.W. (1984) - Metamorphism of reduced granulites in low CO_2 vapour-free environment. Nature, 312 : 56-58.

LAMBERT R. St. J. (1983) - Metamorphism and thermal gradients in the Proterozoic continental crust. Geol. Soc. Amer. Mem. 161 : 155-165.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

LAPPIN M.A. (1978) - The evolution of a grospydite from the Roberts Victor Mine, South Africa, Contrib. Mineral. Petrol., 66 : 229-241.

LAPPIN M.A. et SMITH D.C. (1978) - Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the basal gneisses in the Selje district, western Norway. J. Petrol., 19 : 530-584.

LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. et LOMBARDO B. (1982) - Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. Bull. Soc. Géol. Fr., 24 : 793-800.

LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain et du Massif des Maures, France. Thèse 3ème cycle, Nantes, 297 p.

LASNIER B. (1977) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français. Thèse d'Etat, Nantes.

LAUTEL R. (1953) - Etude géologique de la feuille de Bekitro. Trav. Bur. Géol. Mad., n°40 : 34 p.

LEAKE B.E. (1965) - The relationships between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Am. Mineral., 50 : 843-851.

LEAKE B.E. (1971) - On aluminous and edenitic hornblendes, Mineral. Mag., 38 : 389-407.

LEAKE B.E. (1978) - The nomenclature of amphiboles. Mineral. Mag., 42 : 535-563.

LEE S.M. et HOLDAWAY M.J. (1977) - Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure and water pressure in cordierite granulites. Geophys. Monogre., 20, Am. Geophys. Union, Washington.

LEYRELOUP A., DUPUY C. et ANDRIAMBOLOLONA R. (1977) - Catazonal xenoliths in French Neogene volcanic rocks : constitution of the lower crust, 2, Chemical composition and consequences of the evolution of the French Massif Central Precambrian crust. Contrib. Mineral. Petrol., 62 : 283-300.

LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse). Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse 3ème cycle, Toulouse : 461 p.

LINDSLEY D.H. (1983) - Pyroxene thermometry . Am. Mineral, 68 : 477-493.

LINDSLEY D.H. et ANDERSEN D.J. (1983) - A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the Thirteenth Lunar and Planetary Science Confernece, Part 2, J. Geophys. Res., 88, Supplement : A887-A906.

LIOU J.G. et MARUYAMA S. (1987) - Parageneses and compositions of amphiboles from Franciscan jadeite-glaucophane type facies series metabasites at Cazadero, California. J. metamorphic Geol., 5 : 371-395.

LONEY R.A. et HIMMELBERG G.R. (1983) - Structure and petrology of the La Perouse gabbro intrusion, Fairweather range, Southeastern Alaska. J. Petrol, 24 : 377-423.

LONGHI J. et ASHWAL L.D. (1985) - Two-stage models for lunar and terrestrial anorthosites : Petrogenesis without a magma ocean. J. Geophys. Res., 90 (sup.) : C571-C584.

LONKER S.W. (1981) - The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. Am. J. Sci., 281 : 1056-1090.

LONKER S.W. (1988) - An occurrence of grandidierite, kornerupine and tourmaline in southeastern Ontario, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 98 : 502-516.

MAJEROWICZ A. (1984) - Petrography and genesis of rodingites in serpentinites of the Sleza ophiolitic group. Geologia Sudetica, 28 : 128-132.

MARESCH W.V. et ABRAHAM J. (1977) - Chemographic analysis of reaction textures in an eclogite from the Island of Margarita (Venezuela). N. Jb. Miner. Abh, 130 : 103-113.

MARESCH W.V. et ABRAHAM J. (1981) - Petrography, mineralogy and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela, J. Petrol., 22 : 337-362.

MARTIGNOLE J. (1974) - L'évolution magmatique du complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. Contrib. Mineral. Petrol., 44 : 117-137.

MARTIGNOLE J. (1978) - Calibrage d'un géothermobaromètre à sillimanite-biotite-cordiérite- plagioclase-grenat. 6ème R.A.S.T. Orsay, p. 268.

MARTIGNOLE J. et SISI J. CH. (1981) - Cordierite-garnet-H_2O equilibrium : a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. Contrib. Mineral. Petrol., 77 : 38-46.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

MARTIN H. (1983) - Alternative geodynamic models for the Damara orogeny. A critical discussion. In : Intracontinental fold belts. Martin H. et Eden F.W. ed. Springer-Verlag : 913-945.

MATTHES S. (1978) - The eclogites of southern Germany - A summary. N. Jb. Miner., Monatsch., 3 : 93-109.

MATTHES S., RICHTER P. et SCHMIDT K. (1970) - Die eclogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE Bayern. III. N. Jb. Miner. Abh., 113 : 113-137.

MATTHES S. et SEIDEL E. (1977) - Das Eklogitvorkommen des kristallinen Grundge birges inNE-Bayern, X. Bestehen genetische Beziehungen zwischen Eklogit und Metagabbro innerhalb des Münchberger Gneisgebietes ? N. Jb. Miner., Abh., 129 : 269-291.

MATTHEWS A. et SCHLIESTEDT M. (1984) - Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece, Contr. Miner. Petrol., 88 : 150-163.

MATTINSON J.M., KIMBROUGH D.L. et BRADSHAW J.Y. (1986) - Western Fiordland orthogneiss : early cretaceous arc magmatism and granulite metamorphism, New Zealand. Contrib. Mineral. Petrol., 92 : 383-392.

MAURY R.C. (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique Central) : L'origine des laves acides. Thèse Univ. Paris, 455 p.

Mc CULLOCH M.T., BRADSHAW J.Y. et TAYLOR S.R. (1987) - Sm-Nd and Rb-Sr isotopic and geochemical systematics in phanerozoic granulites from Fiordland, southwest New Zealand. Contrib. Mineral. Petrol., 97 : 183-195.

Mc ELHINNY M.W. et EMBLETON B.J.J. (1976) - The palaeoposition of Madagascar. Remanence and magnetic properties of late Palaeozoic sediments. Earth Planet. Sci. Let., 31 : 101-12.

Mc LELLAND J.M. (1986) - Pre-Grenvillian history of the Adirondacks as an orogenic, bimodal caldera complex of mid-Proterozoic age. Geology, 14 : 229-233.

Mc LELLAND J.M. et WHITNEY P.R. (1977) - The origin of garnet in the anorthosite-charnockite suite of the Adirondacks. Contrib. Mineral. Petrol., 60 : 161-181.

Mc LELLAND J. et WHITNEY P.R. (1980a) - A generalized garnet-forming reaction for metaigneous rocks in the Adirondacks. Contrib. Mineral. Petrol., 72 : 111-122.

Mc LELLAND J. et WITHNEY P.R. (1980b) - Compositional control on spinel clouding and garnet formation in plagioclase of olivine metagabbros, Adirondack Mountains, New York. Contrib. Mineral. Petrol., 73 : 243-251.

MEDARIS L.G. (1969) - Partitioning of Fe^{2+} and Mg^{2+} between coexisting synthetic olivine and orthopyroxene. Am. J. Sci., 267 : 946-968.

MENOT R.P. et SEDDOH K.F. (1985) - The eclogites of the Lato hills, south Togo, West Africa : relics from the early tectonometamorphic evolution of the Pan-African orogeny. Chem. Geol., 50 : 313-330.

MENUGE J.F. (1988) - The petrogenesis of massif anorthosites : a Nd and Sr isotopic investigation of the Proterozoic of Rogaland/Vest-Agder, SW Norvay. Contrib. Mineral. Petrol., 98 : 363-373.

MENZIES M.A. et HAWKERSWORTH C.J. (1987) - Mantle metasomatism. Academic Press, Harcourt Bruce Jovanovich, Publishers.

MERGELIN N. (1968) - Sur une roche à kornerupine du sud de Ianakafy (Centre sud de Madagascar). In : C.R. Sem. Géol. Madagascar : 67-69.

MESSIGA B., PICCARDO G.B. et ERNST W.G. (1983) - High pressure Eo-alpine parageneses developed in magnesian metagabbros, Gruppo di Voltri, Western Liguria, Italy. Contrib. Mineral. Petrol., 83 : 1-15.

METZ P. (1983) - Experimental investigation of the stability conditions of petrologically significant calc-silicate assemblages observed in the Damara orogen. in : Intracontinental Fold Belts, Martin H. et Eder F.W. Eds : 785-792.

MILLER C. (1970) - Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. Contrib. Mineral. Petrol., 28 : 42-56.

MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic belts. J. Petrol., 2 : 277-311.

MIYASHIRO A. (1972) - Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Am. J. Sci., 272 : 629-656.

MIYASHIRO A. et SHIDO F. (1975) - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel. Am. J. Sci., 275 : 265-277.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING H. (1969) - Diversity and origin of abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° North latitude. Contrib. Mineral. Petrol., 23 : 38-52.

MOINE B. (1974) - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahan). Sci. Terre, Mém., n° 31, Nancy : 293 p.

MOINE B., RAKOTONDRATSIMA C. et CUNEY M. (1985) - Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud Est de Madagascar : conditions pysico-chimiques de la métasomatose. Bull. Minéral., 108 : 325-340.

MONGKOLTIP P. et ASHWORTH J.R. (1983) - Quantitative estimation of and open-system symplectite-forming reaction : restricted diffusion of Al and Si in coronas around olivine. J. Petrol., 24 : 635-61.

MOORE T.E. (1986) - Petrology and tectonic implications of the blueschist-bearing Puerto Nuevo melange complex, Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico, in : Evans B.W. and Brown E.H., eds. Blueschists and eclogites : Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 43-58.

MORSE S.A. (1975a) - Plagioclase lamellae in hypersthene, Tikkoatokhakh Bay, Labrador. Earth Planet. Sci. Let., 26 : 331-336.

MORSE S.A. (1975b) - High Al pyroxene in anorthosite : barometer or speedometer ? Intern. Conf. Geotherm. Geobarom. Extended Abstracts. Penn. St.

MORSE S.A. (1979) - Kiglapait geochemistry II : petrography. J. Petrol., 20 : 591-624.

MORSE S.A. (1982) - A partisan review of Proterozoic anorthosites. Am. Mineral., 67 : 1087-1100.

MOTTANA A., CHURCH W.R. et EDGAR A.D. (1968) - Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe), Austria. Contrib. Mineral. Petrol., 18 : 338-346.

NEWTON R.C. (1985) - Temperature, pressure and metamorphic fluid regimes in the amphibolite facies to granulite facies transition zones. in The deep proterozoic crust in the North Atlantic provinces, Tobi A.C. et Touret J., ed. : 75-104.

NEWTON R.C. (1986) - Metamorphic temperatures and pressures of Groupe B and C eclogites. In : Evans B.W. and Brown E.H. eds. Blueschists and Eclogites. Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 17-30.

NEWTON R.C. (1987) - Petrologic aspects of Precambrian granulite facies terrains bearing on their origins. in Proterozoic lithospheric evolution, Kröner A. ed., Am. Geophys. Union : 11-26.

NEWTON R.C., CHARLY T.V. et KLEPPA O.J. (1974) - A calorimetric investigation of the stability of anhydrous magnesium cordierite with application to granulite facies metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 44 : 295-311.

NEWTON R.C. et HASELTON H.T. (1981) - Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In : R.C. Newton, A. Navrotsky and B.J. Wood, eds. Thermodynamics of minerals and melts, Springer (New-York) : 129-145.

NEWTON R.C. et PERKINS III D. (1982) - Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. Am. Mineral., 67 : 203-222.

NEWTON R.C. et WOOD B.J. (1979) - Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. Contrib. Mineral. Petrol. 68 : 391-405.

NICOLLET C. (1977) - Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristal., 100 : 334-337.

NICOLLET C. (1978) - Pétrologie et tectonique des terrains cristallins antépermiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif Central). Bull. B.R.G.M., 3 : 225-263.

NICOLLET C. (1982) - Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus (Aveyron). Bull. Minéral., 105 : 691-696.

NICOLLET C. (1983) - Existence de granulites de haute pression à clinopyroxène-grenat dans les formations précambriennes du Vohibory (SW de Madagascar). C.R. Acad. Sci. Paris, 297 : 145-148.

NICOLLET C. (1984a) - Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar. J. Afr. Earth Sci., 2 : 383-388.

NICOLLET C. (1984b) - L'orogène panafricain à Madagascar : chaîne de collision ou chaîne ensialique ? Mad. Rev. Géogr., sous presse, n° 44.

NICOLLET C. (1985a) - Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy : un marqueur thermobarométrique dans le Sud de Madagascar. Précambrian Res., 28 : 175-185.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

NICOLLET C. (1985b) - Origine des amphibolites à saphirine, corindon et grenat de la formation précambrienne du Vohibory (SW de Madagascar). C. R. Acad. Sci. Paris, 301 : 167-170.

NICOLLET C. (1986) - Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. Bull. Minéral., 109 : 599-612.

NICOLLET C. et ANDRIAMBOLOLONA D. (1980) - Distribution of transition elements in crustal metabasic igneous rocks. Chem. Geol., 28 : 79-90.

NICOLLET C. et LEYRELOUP A. (1978) - Pétrologie des niveaux trondhjémitiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français. Can. J. Earth Sci., 15 : 696-707.

NICOLLET C., LEYRELOUP A. et DUPUY C. (1979) - Petrogenesis of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France. in "Trondhjemites, Dacites and related Rocks", F. Barker ed. Elsevier, 14 : 435-463.

NOIZET F. (1957) - Etude des gisements de grenat du syndicat minier Borsa à Ampanihy. Archives du Service géologique, Tananarive, A 1251: 20 p.

NOIZET G. (1969) - Contribution à l'étude géochimique des formations métamorphiques du faciès granulite dans le Sud de Madagascar. Thèse Nancy.

NOIZET G. (1972) - Chronologie des phases tectoniques et conditions du métamorphisme dans le précambrien malgache. Ann. Univ. Mad., 9 : 87-91.

NORTON I.O. et SCLATER J.G. (1979) - A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. J. Geophys. Res., 84 : 6803-6830.

OBATA M. (1980) - The Ronda peridotite : garnet-spinel and plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. J. Petrol., 21 : 533-572.

OLESCH M. (1975) - Synthesis and solid solubility of trioctahedral brittle micas in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Am. Mineral. 60 : 188-199.

OLESCH M. et SEIFERT F. (1976) - Stability and phase relations of trioctahedral calcium and brittle micas (clintonite group). J. Petrol. 17 : 219-314.

OLESCH M. et SEIFERT F. (1981) - The restricted stability of osumilite under hydrous conditions in the system K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 362-367.

OTTEN M.T. (1983) - The magmatic and subsolidus evolution of the Artfjället Gabbro, central Swedish Caledonides. Ph. D. thesis, Univ. Utrecht.

OTTEN M.T. (1984) - The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. Contrib. Mineral. Petrol., 86 : 189-199.

PAMIC J.J. (1974) - Alpine-type gabbros within the Krivaja-Konjuh ultramafic massif in the ophiolite zone of the Dinarides, Yugoslavia. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 21 : 261-279.

De PAOLO Dj. (1981) - Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. Nature 291 : 193-196.

PEARCE T.H., GORMAN B.E. et BIRKETT T.C. (1975) - The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram : a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. Earth Planet. Sci. Let., 24 : 419-426.

PERCIVAL J.A. et BERRY M.J. (1987) - The lower crust of the continents. in Composition, structure and dynamics of the lithosphere. Asthenosphere system. Fuchs K. et Froidevaux C. ed., Am. Geophys. Union : 33-59.

PERERA L.R. (1984) - Co-existing cordierite-almandine. A key to the metamorphic history of Sri Lanka. Precambrian Res., 25 : 349-364.

PERKINS III, D. (1983) - The stability of Mg-rich garnet in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 at 1000°-1300°C and high pressure. Am. Mineral., 68 : 355-364.

PETTINGILL H.S., SINHA A.K. et TATSUMOTO M. (1984) - Age and origin of anorthosites, charnockites, and granulites in the Central Virginia Blue Ridge : Nd and Sr isotope evidence. Contrib. Mineral. Petrol. 85 : 279-291.

PHILLIPS G.N. (1980) - Water activity changes across an amphibolite-granulite facies transition, Broken hill, Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 75 : 377-386.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

PHINNEY W.C. (1982) - Petrogenesis of Archean anorthosites. In : Mc Callum I.S., Walker D. eds. Workshop on magmatic processes of early planetary crusts : Magma oceans and stratiform layered intrusions. LPI Tech. Rept, 82-01, Houston : 121-124.

PIBOULE M. et COFFRANT D. (1970) - Mégagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif Central français) : un stade banal de l'éclogitisation. C.R. Acad. Paris, 270 : 22-24.

PICCARDO G.B., MESSIGA B. et CIMMINO F. (1980) - Antigoric serpentinites and rodingites of the Voltri massif : some petrological evidences for their evolutive history. Ofioliti, 5 : 111-114.

PIN C. et VIELZEUF D. (1983) - Granulites and related rocks in Variscan median Europe : a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93 : 47-74.

PLUMB K.A. et JAMES H.L. (1986) - Subdivision of Precambrian time : recommendations and suggestions by the subcommission on precambrian stratigraphy. Precambrian Res., 32 : 65-92.

POWELL C. McA., JOHNSON B.D. et VEEBERS J.J. (1980) - A revised fit of East and West Gondwanaland. Tectonophysics, 63 : 13-29.

POWELL R. et SANDIFORD M. (1988) - Sapphirine and spinel phase relationships in the system FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-O_2 in the presence of quartz and hypersthène. Contrib. Mineral. Petrol., 98 : 64-71.

POWERS R.E. et BOHLEN S.R. (1985) - The role of synmetamorphic igneous rocks in the metamorphism and partial melting of metasediments, Northwest Adirondacks. Contrib. Mineral. Petrol. 90 : 401-409.

PRATO V.A.G. (1970) - Amphibolites from the Grand Forks Quadrangle of British Columbia, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., 81 : 763-782.

PRIOR G.T. et GOOMARASWAMY A.K. (1903) - Serendibite, a new borosilicate from Ceylon. Mineral. Mag., 13 : 224-227.

RAHEIM A. (1976) - Petrology of eclogites and surrounding schists from the Lyell Highway - Collinwood River area. J. Geol. Soc. Aust., 23 : 313-327.

RAHEIM A. et GREEN D.H. (1974) - Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. Contrib. Mineral. Petrol., 48 : 179-203.

RANDRIAMALALA R. (1985) - Etude géochimique du complexe basique et ultrabasique de Beforona-Alaotra. D.E.A., Tananarive : 44 p.

RANSON W.A. (1986) - Complex exsolution in inverted pigeonite : exsolution mechanisms and temperatures of crystallization and exsolution. Am. Mineral., 71 : 1322-1336.

RAKOTONDRATSIMA Ch. (1983) - Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique. Conséquences métallogéniques. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I.

RAKOTONDRAZAFY A.F. (1985) - Contribution à l'étude des formations à hibonite et urano-thorianite des environs de Tranomaro. SE de Madagascar. DEA Tananarive, 72p.

RAZAFINIPARANY A.H. (1969) - Les charnockites du socle précambrien de Madagascar. Thèse Clermont-Ferrand.

RECHENMANN J. (1982) - Gravimétrie de Madagascar. Interprétations et relations avec la géologie. ORSTOM, Geophys., 18 : 3-128.

REINHARDT J. (1987) - Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia : metamorphosed magnesian pelites. J. metamorphic Geol., 5 : 451-472.

RICCI C.A. et SABATINI G. (1973) - Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna Centro-settentionale, Nota V. Le anfiboliti della zona Esporlatu - Anela. Mineral. Petrogr. Acta, 19 : 195-214.

RICCI C.A. et SABATINI G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. N. Jb. Miner., Monatsh., 1 : 23-38.

RICE J.M. (1979) - Petrology of clintonite-bearing marbles in the Boudler aureole, Montana. Am. Miner., 64 : 519-526.

RICE J.M. (1983) - Metamorphism of rodingites. Part I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O. Am. J. Sci., 283-A, Orville Volume : 121-150.

RICHMOND G.M. (1939) - Serendibite and associated minerals from the New City Quarry, Riverside, California. Amer. Min., 24 : 725-726.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

RICHTER W. (1973) - Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 19 : 1-50.

RIVALENTI G. et ROSSI A. (1975) - Geochemistry of Precambrian amphibolites in an area near Fiskenaesset, southwest Greenland. Bull. Soc. Geol. Ital., 94 : 27-49.

ROBBINS C.R. et YODER H.S. Jr. (1962) - Stability relations of dravite, a tourmaline. Carnegie Inst. Washington, Yearb. Washington, 61 : 106-108.

ROBERT C. (1981) - Corrélation entre les coefficients de distribution et les rapports $^{18}O/^{16}O$ dans les minéraux : les roches du faciès éclogitique de la zone Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse d'Etat, Univ. Paris.

ROBINSON P., ROSS M. et JAFFE H.W. (1971) - Compositions of the anthophyllite - gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende and the anthophyllite - gedrite solvus. Am. Mineral., 56 : 1005-1041.

De la ROCHE H. (1963) - Etude géologique de l'extrême Sud Est de Madagascar (zone d'intensité métamorphique élevée). An. Géol. Mad., 28 : 11-87.

ROESER M. et MULLER G. (1977) - Variation and different ages of Precambrian amphibolites, Mariana district. Minas Geraes, Brazil. N. Jb. Miner., Abh., 130 : 39-48.

ROESKE S.M. (1986) - Field relations and metamorphism of the Raspberry Schist, Kodiak Islands, Alaska. In : Evans B.W. and Brown E.H., eds, Blueschists and eclogites : Geol. Soc. Am. Mem., 164 : 169-184.

De ROEVER W.F. et KIEFT C. (1976) - Grandidierite of contact metamorphic origin from Maratakka, North West Surinam. Am. Mineral., 61 : 332-333.

De ROEVER W.P. (1956) - Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism. Geol. Mijnbouw 18 : 123-127.

De ROEVER W.P. (1964) - On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age. Geol. Rundsch. 54 : 933-943.

ROLLINSON H.R., WINDLEY B.F. et RAMAKRISHNAN M. (1981) - Contrasting high and intermediate pressures of metamorphism in the Archean Sargur schists of Southern India. Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 420-429.

RUBIE D.C. (1984) - A thermal-tectonic model for high pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. J. Geol., 92 : 21-36.

SACCHI R., MARQUES J., COSTA M. et CASATI C. (1984) - Kibaran events in the Southernmost Mozambique belt. Precambrian Res., 25 : 141-159.

SAGGERSON E.P. et TURNER L.M. (1972) - Some evidence for the evolution of regional metamorphism in Africa. 24th Int. Geol. Congr. Montreal, I : 153-161.

SANDIFORD M., NEALL F. et POWELL R. (1987) - Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda. Contrib. Mineral. Petrol., 95 : 217-225.

SANDIFORD M. et POWELL R. (1986a) - Deep crustal metamorphism during continental extension : modern and ancient examples. Earth Planet. Sci. Let., 79 : 151-158.

SANDIFORD M. et POWELL R. (1986b) - Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica : evidence for 1000°C temperatures in archean crust. Am. Mineral., 71 : 946-954.

SARP H. et DEFERNE J. (1978) - Le bilan chimique de la rodingitisation et l'origine d'excès de chaux dans les rodingites. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 58 : 315-328.

SAUTTER V. (1986) - Les éclogites de l'Aleksod (Sud Algérien) : des témoins in situ d'une collision intracontinentale. J. Afr. Earth Sci., 5 : 345-357.

SAXENA S.K. (1979) - Garnet-clinopyroxene geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 70 : 229-235.

SCHENK V. (1984) - Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from southern Calabria (Italy) : Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. J.Petrol., 25 : 255-298.

SCHLIESTEDT M. et MATTHEWS A. (1987) - Transformation of blueschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (cyclades), Greece. Contrib. Mineral. Petrol., 97 : 237-250.

SCHREURS J. (1985) - Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite geothermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa southwestern Finland. Lithos, 18 : 69-82.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

SCHREURS J. et WESTRA L. (1985) - Cordierite-orthopyroxene rocks : the granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, South West Finland. Lithos, 18 : 215-228.

SCHREYER W. (1968) - A reconnaissance study of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at pressures between 10 and 25 Kb. Carnegie Inst. Wash. Year Book, 66 : 380-392.

SCHREYER W. et ABRAHAM K. (1975) - Peraluminous sapphirine as a reaction product in kyanite-gedrite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan. Mineral. Mag., 40 : 171-180.

SCHREYER W.et ABBRAHAM K. (1976) - Natural boron-free kornerupine and its breakdown products in a sapphirine rock of the Limpopo Belt, southern Africa. Contr. Miner. Petrol., 54 : 109-126.

SCHREYER W., ABRAHAM K. et BEHR H.J. (1975) - Sapphirine and associated minerals from the kornerupine rock of Waldheim, Saxony. N. Jb. Miner., Abh., Stuttgart, 126 : 1-27.

SCHREYER W., HORROCKS P.C. et ABRAHAM K. (1984) - High-magnesium staurolite in a saphirine-garnet rock from the Limpopo belt, Southern Africa. Contrib. Mineral. Petrol., 86 : 200-207.

SEGOUFIN J. (1978) - Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin de Mozambique. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 287 : 109-112.

SEGOUFIN J. et PATRIAT P. (1980) - Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 291 : 85-88.

SEIFERT F. (1974) - Stability of sapphirine : a study of the aluminous part of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. J. Geol., 82 : 173-204.

SEIFERT F. (1975) - Boron-free kornerupine : a high pressure phase. Am. J. Sci., 275 : 57-87.

SEMROUD B., FABRIES J. et CONQUERE F; (1976) - La grandidiérite de Tizi-ouchen (Algérie). Bull. Soc. fr. Mineral. Cristal., 99 : 58-60.

SEN S.K. et BHATTACHARYA A. (1984) - An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. Contrib. Mineral. Petrol., 88 : 64-71.

SEN S.K. et RAY S. (1971) - Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites : a study from the type charnockite area. N. Jb. Miner., Abh., 115 : 291-314.

SERRI G. (1981) - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth Planet. Sci. Let., 52 : 203-212.

SHACKLETON R.M. (1986) - Precambrian collision tectonic in Africa. In : Collision tectonics. Coward M.P. et Ries A.C. eds. Geol. Soc. Special. Pub., 19 : 329-349.

SHERATON J.W. (1980) - Geochemistry of precambrian metapelites from East Antarctica : secular and metamorphic variations. B.M.R.J. Austral. Geol. Geophys., 5 : 279-288.

SILLS J.D., ACKERMAND D., HERD R. et WINDSLEY B.F. (1983) - Bulk composition and mineral parageneses of sapphirine-bearing rocks along a gabbro-lherzolite contac at Finero, Ivrea Zone, N Italy. J. metamorphic Geol., I : 337-351.

SILVER L.T. (1969) - A geochronologic investigation of the Adirondack Complex, Adirondack Mountains, New York. In : Isachsen Y.W. (ed). Origin of Anorthosite and Related Rocks. Mem. N.Y. St. Mus. Sci. Serv. 18 : 233-252.

SIMMONS E.C. and HANSON G.H. (1978) - Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. Contrib. Mineral. Petrol., 66 : 119-135.

SLAUGHTER J., KERRICK D.M. et WALL V.J. (1975) - Experimental and thermodynamic study of the equilibria in the system $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. Am. J. Sci., 275 : 143-162.

SMIDODA K., GOTTSCHALK W. et GLEITER H. (1978) - Diffusion in migrating interfaces. Acta Metall., 26 : 1833-1836.

SMITH A.G. et HALLAM A. (1970) - The fit of the southern continents. Nature, v. 225 : 139-144.

SMITH D.C. (1984) - Remarques cristallochimiques et pétrogénétiques sur des minéraux inhabituels dans le éclogites de Liset et Rekvika, Norvège. 10e R.A.S.T. Bordeaux, 511, Soc. Geol., France.

SMITH J.V. (1974) - Feldspar minerals. 2 : chemical and textural properties. Springer Verlag : 690 p.

SMITH R.E. (1968) - Redistribution of major elements in the alteration of some basic lavas during burial metamorphism. J. Petrol. 9 : 191-219.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

SMULIKOWSKI K. (1972) - Classification of eclogites and allied rocks. Krystalinikum, 9 : 107-130.

SOBOLEV N.V., KUZNETSOVA I.K. et ZYUZIN N.I. (1968) - The petrology of grospydite xenoliths from the Zagadochnaya Kimberlite Pipe in Yakutia. J. Petrol., 9, 2 : 253-280.

SPEAR F.S. (1980) - The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. Am. Mineral., 65 : 1103-1118.

SPEAR F.S. (1981) - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Am. J. Sci., 281 : 697-734.

SPEAR F.S. et SCHUMACHER J.C. (1982) - Origin of cordierite-anthophyllite rocks. In : Veblen D.R. et Ribbe P.H., eds "Amphiboles : petrology and experimental phase relations". Reviews in Mineralogy, vol. 9 B : 160-163.

SPENCER K.H. et LINDSLEY D.H. (1981) - A solution model for coexisting iron-titanium oxides. Am. Mineral., 66 : 1189-1201.

SPERRA F.J. (1987) - Dynamics of translithospheric migration of metasomatic fluid and alkaline magma, In : Mantle metasomatism, Menzies M.A. et Hawkesworth C.J., Ed. : 1-18.

SPRINGER R.K. (1974) - Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Western Sierra Nevada Foothills, California. J. Petrol., 15 : 160-195.

STAHLE H.J., RAITH M., HOERNES S. et DELFS A. (1987) - Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, Southern India, J. Petrol., 28 : 803-834.

STAUDIGEL H. et SCHREYER W. (1977) - The upper thermal stability of clinochlore, $Mg5Al\ [AlSi_3O_{10}]\ (OH)_8$, at 10-35 Kb PH_2O. Contrib. Mineral. Petrol., 61 : 187-198.

STORMER J.C. Jr (1975) - A practical two-feldspar geothermometer. Am. Miner. 60 : 667-674.

STORMER J.C. et WITHNEY J.A. (1977) - Two-feldspar geothermometry in granulite facies metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 65 : 123-133.

STORRE B., JOHANNES W. et NITSCH K.H. (1982) - The stability of zoisite in H_2O-CO_2 mixtures, Neues Jahrb. Min., Monat. : 395-406.

STORRE B. et NITSCH K.H. (1974) - Zur Stabilität von Margarit im System CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Contrib. Mineral. Petrol., 43 : 1-24.

STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh., 107 : 144-240.

TABIT A. (1986) - Equilibre orthopyroxène-spinelle. Etude expérimentale et théorique. Application aux roches issues du manteau supérieur. Thèse, Clermont-Ferrand : 161 p.

TANNER P.W. (1973) - Orogenic cycles in East Africa. Geol. Soc. Am. Bull., 84 : 2839-2850.

TARLING D.H. (1971) - Principles and applications of palaeomagnetism. London, Chapman et Hall : 164 p.

TARLING D.H. (1972) - Another Gondwanaland. Nature, 238 : 92-93.

TAYLOR S.R. (1969) - Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proc. of Andesite Conference. Int. Upper Mantle Proj., Sci. Rep., 16 : 43-63.

THOMAS C.W. et NIXON P.H. (1987) - Lower crustal granulite xenoliths in carbonatite volcanoes of the western rift of East Africa. Mineral. Mag., 51 : 621-633.

THOMPSON A.B. (1975) - Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist. J. Petrol., 16 : 314-346.

THOMPSON A.B. (1976) - Mineral reactions in pelitic rocks : calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. J. Sci., 276 : 425-454.

THOMPSON A.B. et RIDLEY J.R. (1987) - Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. Phil. Trans. T. Soc. Lond., A 271 : 27-45.

THOMPSON G. (1973) - Trace-element distribution in fractionated oceanic rocks, 2. Gabbros and related rocks. Chem. Geol., 12 : 99-111.

TILLEY C.E. (1937) - The paragenis of kyanite-amphibolites. Mineral. Mag., 24 : 555-568.

Du TOIT A.L. (1937) - Our wandering continents. Oliver and Boyd, Edinburgh : 366 p.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

TOENS P.D. et ANDREWS-SPEED (1984) - The time-bound character of uranium mineralising processes, with special reference to the proterozoic of Gondwana. Precambrian Res., 25 : 13-36.

TOURET J. (1971a) - Le faciès granulite en Norvège méridionale. I - Les associations minéralogiques. Lithos, 4 : 239-249.

TOURET J. (1971b) - Le faciès granulite en Norvège méridionale. II. Les inclusions fluides. Lithos, 4 : 423-436.

TRACY R.J. et Mc LELLAN E.L. (1985) - A natural example of the kinetic controls of composition and textural equilibration. In : Thomson A.B., Rubie D.C., eds. Metamorphic reactions ; kinetics, texture and deformation. Adv Phys Geochem 4 : 291.

TRACY R.J., ROBINSON P. et THOMPSON A.B. (1976) - Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusets. Am. Mineral., 61 : 762-775.

TRACY R.J., RYE D.M., HEWITT D.A. et SCHIFFRIES C.M. (1983) - Petrologic and stable-isotopic studies of fluid-rock interactions, South-central Connecticut : I. The role of infiltration in producing reaction assemblages in impure marbles. Am. J. Sci., 283-A : 589-616.

TRIBOULET C. (1974) - Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (Morbihan, France) : étude minéralogique et pétrogénétique. Contrib. Mineral. Petrol., 45 : 65-90.

TRZCIENSKI W.E.Jr., CARMICHAEL D.M. et HELMSTAEDT H. (1984) - Zoned sodic amphibole : Petrologic indicator of changing pressure and temperature during tectonism in the Bathurst area, New Brunswick, Canada. Contrib. Mineral. Petrol., 85 : 311-320.

TYLER I.M. et ASHWORTH J.R. (1982) - Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., 81 : 18-29.

VACHETTE M. (1977) - Voir Caen-Vachette (1977).

VACHETTE M. (1979) - Voir Caen-Vachette (1979).

VACHETTE M. et HOTTIN G. (1975) - Ages au strontium par isochrones sur roches totales de diverses formations cristallines précambriennes types du versant oriental de Madagascar : migmatites de l'Angavo, séries de Beforona et de Vavatenina, série de Manampotsy, granites de la carrière de Brickaville. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 280 : 229-231.

VACHETTE M. et HOTTIN G. (1976) - Ages voisins de 2700 m.a. pour des gneiss de Maevatanana et d'Andriba et pour des granitoïdes associés. Rajeunissement panafricain des gneiss d'Andriba, de migmatites et charnockites (Nord-Ouest de Madagascar). C.R. Acad. Sci., Paris, T; 282 : 1233-1236.

VACHETTE M. et HOTTIN G. (1977) - Ages au strontium ajusté par isochrones sur roches totales des formations du Sud de Madagascar. Bull. Acad. Malgache, 55/1-2 : 291-299.

VACHETTE M., RAZAFINIPARANY A. et ROQUES M. (1969) - Ages au strontium de 2700 m.a. et de 1 000 m.a. pour 2 massifs charnockitiques de Madagascar. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 269 : 1471-1473.

VAIL J.R. (1983) - Pan african crustal accretion in North East Africa. J. Afr. Earth Sci., I, : 285-294.

VALLANCE T.G. (1967) - Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. J. Petrol., 8 : 84-96.

VALLEY J.W. (1985) - Polymetamorphism in the Adirondacks, wollastonite at contacts of shallowly intruded anorthosite. In : Tobi A.C., Touret J.L.R. eds. The deep Proterozoic crust in the N. Atlantic provinces, Reidel, Dordrecht : 217-236.

VALLEY J.W., Mc LELLAND J., ESSENE E.J. et LAMB W. (1983) - Metamorphic fluids in the deep crust : evidence from Adirondacks. Nature, 301 : 226-228.

VALLEY J.W. et O'NEIL J.R. (1984) - Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks : stable isotope evidence. Contrib. Mineral. Petrol., 85 : 158-173.

VALLEY J.W., PEACAR D.R., BOWMAN J.R., ESSENE E.J. et ALLARD M.J. (1985) - Crystal chemistry of a Mg-Vesuvianite and implications of phase equilibria in the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2. J. metamorphic. geol., 3 : 137-153.

VAN BERGEN M.J. (1980) - Grandidierite from aluminous metasedimentary xenoliths within acid volcanico, a first record in Italy. Mineral. Mag., 43 : 651-658.

VAN CALSTEREN P.W.C. (1978) - Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain), Lithos, 11 : 61-72.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

VAN DE KAMP P.C. (1969) - Origin of amphibolites in the Beartooth Mountains, Wyoming and Montana : new data and interpretation. Geol. Soc. Am. Bull., 80 : 1127-1136.

VAN LAMOEN H. (1979) - Coronas in olivine gabbros and iron ores from Susimäki and Riutamaa. Finland. Contrib. Mineral. Petrol., 68 : 259-268.

VAN REENEN D.D. (1986) - Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt, South Africa. Am. Mineral, 71 : 900-915.

VEARNCOMBE J.R. (1983) - A dismembered ophiolite from the Mozambique belt, West Pokot, Kenya. J. Afr. Earth Sci., I : 133-143.

VEBLEN D.R. et RIBBE P.H. (1982) - Amphiboles : petrology and experimental phase relations. Reviews in mineralogy, v. 9B : 390 p.

VERNON R.H. (1972) - Reactions involving hydration of cordierite and hypersthene. Contr. Miner. Petrol., 35 : 125-137.

VIELZEUF D. (1980) - Existence d'un fragment de "complexe stratifié" (pyriclasites et anorthosites) associé à la série granulitique du port de Saleix (Pyrénées Ariégeoises). Bull. Mineral., 103 : 287-296.

VIELZEUF D. (1983) - The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. Contrib. Mineral. Petrol., 82 : 301-311.

VIELZEUF D. (1984) - Relations de phases dans le faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Doctorat d'Etat. Clermont-Ferrand, 288 p.

VIELZEUF D. et ANDRIEUX P. (1984) - Calibration d'un thermomètre cordiérite - spinelle et d'un baromètre grenat - orthopyroxène - clinopyroxène - plagioclase - quartz. 10ème R.A.S.T., Bordeaux : p. 541.

VIELZEUF D. et BOIVIN P. (1984) - An algorithm for the construction of petrogenetic grids. Application to some equilibria in granulitic paragneisses. Am. J. Sci., 284 : 760-791.

VRÀNA S., PRASAD R. et FEDIUKOVA E. (1975) - Metamorphic kyanite eclogites in the Lufilian Arc of Zambia. Contr. Miner. Petrol., 51 : 139-160.

WAARD D. de (1965) - A proposed subdivision of the granulite facies. Am.J. Sci., 263 : 455-461.

WAGER L.R. et BROWN G.M. (1967) - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh : 588 p.

WAGER L.R. et MITCHELL R.L. (1951) - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic-magma - a further study of the Skaergaard intrusion, east Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 1 : 129-208.

WARD C.M. (1984) - Magnesium staurolite and green chromian staurolite from Fiorland. New Zealand. Am. Mineral., 69 : 531-540.

WASS S.Y. et HOLLIS J.D. (1983) - Crustal growth in South-Eastern Australia ; evidence from lower crustal eclogitic and granulitic xenoliths. J. metam. géol., 1 : 25-45.

WEBER-DIEFENBACH K. (1976) - Zur Geochemie und Metamorphose von Amphiboliten der Greiner Schiefer-Serie (Zillertaler Alpen, Tirol). Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 23 : 1-22.

WEGENER A. (1929) - The origin of continents and oceans (4th German ed., translation) : London, Methuen : 248 p.

WELLS P.R. (1979) - Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, Southern West Greenland. J. Petrol., 20 : 187-226.

WELLS P.R.A. (1980) - Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. Earth Planet Sci. Let., 46 : 253-265.

WENNER D.B. (1979) - Hydrogen, oxygen and carbon isotopic evidence for the origin of rodingites in serpentinized ultramafic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 43 : 603-614.

WERNICKE B. (1985) - Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci., 22 : 108-125.

WIEBE R.A. (1986) - Lower crustal cumulate nodules in proterozoic dikes of the Nain complex : evidence for the origin of Proterozoic anorthosites. J. Petrol., 27 : 1253-1275.

WHITNEY P.R. et Mc LELLAND J.M. (1973) - Origin of coronas in metagabbros of the Adirondack Mts., N.Y., Contrib. Mineral. Petrol., 39 : 81-98.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

WITHNEY P.R. et Mc LELLAND J.M. (1983) - Origin of biotite-hornblende-garnet coronas between oxides and plagioclase in olivine metagabbros, Adirondack region, New York. Contrib. Mineral. Petrol., 82 : 34-41.

WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Let., 28 : 459-469.

WINDLEY B.F. (1973) - Archean anorthosites : a review with the Fiskenaesset complex, West Greenland, as a model for interpretation. Geol. Soc. South Africa. Spec. Publ. 3 : 319-332.

WINDLEY B.F. (1981) - Phanerozoic granulites. J. Geol. Soc. London, 138 : 745-751.

WINDLEY B.F. (1983) - A tectonic review of the Proterozoic. Geol. Soc. Am. Mem., 161 : 1-9.

WINDLEY B.F., ACKERMAND D. et HERD R.K. (1984) - Sapphirine/Kornerupine - bearing rocks and crustal uplift history of the Limpopo belt. Southern Africa. Contrib. Mineral. Petrol., 86 : 342-358.

WINDLEY B.F., BISHOP F.C. et SMITH J.V. (1981) - Metamorphosed layered igneous complex in Archean granulite-gneiss belts. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 9 : 175-198.

WINKLER H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks (5th edn). Springer, Berlin Heidelberg New York : 348.

WOLTER H.U. et SEIFERT F. (1984) - Mineralogy and genesis of cordierite-anthophyllite rocks from the sulfide deposit of Falun, Sweden, Lithos, 17 : 147-152.

WOOD B.J. (1974) - The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. Contrib. Mineral. Petrol., 46 : 1-15.

WOOD B. and BANNO S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 42 : 109-124.

WOOD B.J. et WALTHER J.V. (1983) - Rates of hydrothermal reactions. Science, 222 : 413-415.

WOUSSEN G., DIMROTH E., CORRIVEAU L. et ARCHER P. (1981) - Crystallization and emplacement of the Lac St-Jean anorthosite massif (Quebec, Canada). Contrib. Mineral. Petrol., 76 : 343-350.

YODER H.S. et KUSHIRO I. (1969) - Melting of a hydrous phase : phlogopite. Am. J. Sci., 267-A : 558-582.

YUND R.A. et Mc CALLISTER R.H. (1970) - Kinetics and mechanism of exsolution. Chem. Geol., 6 : 5-30.

ZAKRUTKIN V.V. et GRIGORENKO M.V. (1968) - Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facies. Doklady of the academy es Sciences USSR. Translation by American Geol. Inst., 178 : 124-127.

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

Imp Sciences 24, Avenue des Landais - 63170 AUBIERE - Dépôt légal

3e Trimestre 1988

tel-00787525, version 1 - 12 Feb 2013

NICOLLET C. (1988) - Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'Etat, Clermont-Fd.

Ce travail regroupe un ensemble de chapitres traitant de différents aspects des granulites, en mettant l'accent sur les compositions basiques. Ces chapitres sont indépendants, mais sont reliés entre eux par des renvois de l'un à l'autre.

La première approche pour l'étude des granulites est géochimique : il est montré, dans un article en collaboration avec Andriambololona D., que les éléments de transition, peu affectés par le métamorphisme, peuvent être utilisés pour caractériser les métabasites.

La suite du travail est consacrée à une étude pétrologique des formations granulitiques de Madagascar et du Massif Central français. Au chapitre II, l'étude détaillée d'un assemblage coronitique à Hb-Ky-Ga est l'occasion de proposer une grille pétrogénétique dans le système CMASFH. Cette étude explique clairement les associations observées, soulève le problème de la rareté du disthène dans ces roches et apporte une explication graphique à la diversité des associations minéralogiques observées dans les métabasites qui sont décrites dans les chapitres suivants.

Dans les chapitres III et IV, sur l'exemple d'un massif troctolitique, on montre la diversité de faciès pétrographiques qui peut être obtenue au cours d'un métamorphisme isochimique ou métasomatique, avec variation de la pression des fluides. Des associations faisant intervenir des minéraux rares sont décrites : sérendibite, clintonite, staurotide magnésienne, saphirine. On s'interroge sur les relations chronologiques entre le métamorphisme et la métasomatose : contemporains ou non ? Un parallélisme est fait avec les grospydites dont le problème de l'origine se pose dans les mêmes termes.

Dans le chapitre V, est présentée une étude pétrogénétique d'un complexe gabbro-anorthositique du Sud malgache, formation semblable aux classiques suites anorthositiques (Adirondacks, par ex.). Le chapitre est divisé en trois parties : (1) description pétrographique détaillée des différents faciès ; (2) évaluation quantitative des paramètres extensifs métamorphisme, grâce à une utilisation systématique des principaux géothermobaro conventionnels ; (3) discussion sur la mise en place du complexe plutonique et les relations av métamorphisme.

L'étude des métasédiments associés à ce complexe (chapitre VI) confirme les évaluations thermodynamiques du chapitre V. C'est aussi l'occasion de décrire quelques associations rares à kornérupine, grandidiérite, Sp-Qz, etc.

Le chapitre VII décrit la seule éclogite de basse température actuellement connue dans le précambrien : les implications géotectoniques sont discutées.

Le chapitre VIII porte sur l'étude d'un métamorphisme de très hautes températures. Des conditions supérieures à 1000°C auraient affectées des métavolcanites métasomatisées. Il est intéressant de remarquer que ces conditions extrêmes passent totalement inaperçues en utilisant les géothermomètres usuels, puisque ceux-ci indiquent des températures de 600 à 700°C !

En guise de conclusion, s'appuyant sur les données pétrologiques recueillies, un modèle géodynamique faisant appel à une extension lithosphérique, suivi d'un épisode compressif, est proposé. Celui-ci s'intègre dans le modèle collisionnel envisagé pour la ceinture mobile mozambicaine, dont Madagascar représente la bordure orientale.