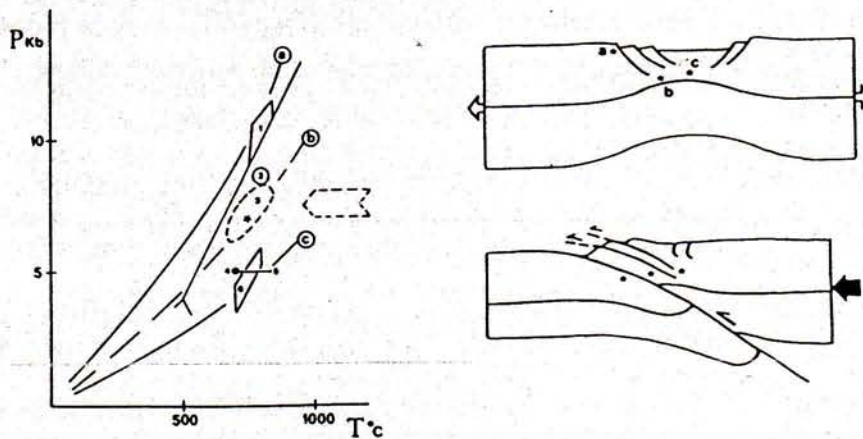


**METABASITES GRANULITIKUES, ANORTHOSITES ET ROCHES
ASSOCIEES DE LA CROUTE INFERIEURE**

Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central français

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



Christian NICOLLET

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 grosnydites 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 du métamorphisme, grâce à une utilisation systématique des principaux géothermobaromètres conventionnels ; (3) discussion sur la mise en place du complexe plutonique et les relations avec le 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 kornéropine, 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.

GÉOCHRONIQUE

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

Ch. Nicollet

Thèse de Doctorat d'État, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, juin 1988,
315 p., ill.

L'étude de la croûte continentale profonde connaît un regain d'intérêt et la thèse de Ch. Nicollet constitue un document de référence.

La thèse regroupe en 8 chapitres divers aspects des granulites (principalement de composition basique). L'approche géochimique montre, à partir de données nouvelles et bibliographiques, que les éléments de transition, peu affectés par le métamorphisme, peuvent être utilisés pour caractériser les metabasites.

L'étude pétrogénétique des formations granulitiques de Madagascar et du Massif Central français conduisent l'auteur à proposer une grille pétrogénétique dans le système CMASFH, et le rôle de la variation de pression des fluides. Suit l'étude d'un complexe gabbro-anorthosite du Sud malgache et des métasédiments associés. Après présentation minutieuse de ces formations, l'auteur propose une évaluation quantitative des conditions métamorphiques grâce à l'utilisation toujours très critique et raisonnée des géothermobaromètres. Le mode de mise en place du complexe, et les relations avec le métamorphisme sont enfin proposés.

Les deux derniers chapitres sont consacrés à la seule éclogite de basse température connue à ce jour dans le Précambrien, et au métamorphisme de très haute température ($> 1000\text{ }^{\circ}\text{C}$) affectant des métavolcanites, et aux implications géotectoniques.

La conclusion, s'appuyant sur les données pétrologiques obtenues, propose un modèle géodynamique de métamorphisme associé à une extension lithosphérique, et suivi d'un épisode compressif.

Cette thèse montre un grand effort de synthèse, grâce à une très forte unité thématique. Les pétrologistes y trouveront l'étude d'associations minéralogiques rares, une grande rigueur de raisonnement dans le traitement des diagrammes, et des données thermobarométriques, avec discussions serrées, toujours bien étayées, et une bibliographie bien actualisée. Les non-spécialistes apprécieront les modèles géodynamiques d'évolution de la croûte inférieure, parfaitement contraints par les données obtenues. Enfin, c'est un ouvrage à l'excellente finition où l'on se repère facilement, agréable à lire.

N. SANTARELLI

BUREAU DE RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

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 $\text{Opx An H}_2\text{O} = \text{Hb Ky (Ga Q)}$ 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 metabasites 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 $\text{Opx An H}_2\text{O} = \text{Hb Ky Ga Q} ?$	38
Planche photos	42
Annexe.....	43
Chapitre III- Saphirine et staurofide 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

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 paragenèses 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 : métaroddingites 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 paragenèses 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 paragenèses variées dans les roches basiques a - Nomenclature, b - Vingt neuf paragenèses, c - Le tracé des isogrades	

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, kornéropine-saphirine, grandidiérite-quartz	191
I - Aperçu sur le métamorphisme des métasédiments dans le Sud malgache	191

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 migmatiation granulitique	200
V - Le gneiss à kornéropine - 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 metabasites et granulites associées de la formation d'Andriamena	265

VII - Implications géotectoniques du métamorphisme de THT	268
Contexte géotectonique de formation des granulites de la formation d'Andriamena	
Conservation des paragenèses 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

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'échantillonnage 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 metabasites 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 enfouissement.

Une première approche pour caractériser ces metabasites et leur provenance, est géochimique. Elle consiste à rechercher les éléments peu affectés par le métamorphisme afin de comparer metabasites 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 enfouissement (métamorphisme prograde, puis éventuellement, rétrograde).

Dans le chapitre II, je décris une association coronitique à Hb-Ky-Ga dans la mé-tanorite 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 metabasites. 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 isogradées (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 ($\text{XMg} = 52$) 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 metabasites, 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,

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 calcaïques 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 grosphydites 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 paraît logique de penser que certaines grosphydites 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 kornéropine 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 gradient 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), échantillonnée 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

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.

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).

Chapitre II

LA REACTION $\text{OPX AN H}_2\text{O} = \text{HB KY (GA Q)}$ A L'ORIGINE DU DISTHÈNE 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 $\text{Opx - Pl} \pm \text{Cpx}$ ou $\text{Ga} \pm \text{Q}$) 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 éclobite à Mg hornblende et disthène). Dans la métanorite, la disposition séquentielle des minéraux : zones à $\text{Pl} + \text{Ky}$, (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 : $2 \text{An} + 5 \text{Si} + 2 \text{Na} = 2 \text{Ab} + \text{Ky} + 2 \text{Ca}$. 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 $\text{Opx-Hb-Pl-Ky (-Ga-Q)}$, formés au cours des réactions $\text{Opx Pl H}_2\text{O} = \text{Hb Ky (Ga Q)}$ (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 metabasites. 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 : $\text{Opx Cpx An H}_2\text{O} = \text{Hb}$ (13) ; $\text{Opx An H}_2\text{O} = \text{Hb Ky}$ (14) et éventuellement $\text{Opx An H}_2\text{O} = \text{Hb Ky Ga Q}$ (21) ; $\text{An Ga Q H}_2\text{O} = \text{Hb Ky}$ (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 $\text{Opx - Ky - Q (-Pl)}$ est une association de très hautes températures. En conséquence, il est vraisemblable que les réactions (21) et (20) : $\text{Hb Ga Q} = \text{Opx Cpx An H}_2\text{O}$ dégénèrent pour donner la réaction $\text{Opx An H}_2\text{O} = \text{Hb Ga Q}$ (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.

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 Anavoaha, conclueront 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.

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 progressif 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 metabasites dont elles dérivent ; des clinopyroxénites à saphirine font la transition entre ces roches. Un gneiss contient l'association exceptionnelle de sérendibite (riche en fer : $\text{XMg} \sim 50$) et tourmaline. Les conditions P-T de formation de ces paragenèses sont sensiblement identiques à celles estimées pour les metabasites associées : $P \sim 8-9 \text{ kb}$; $T^\circ\text{C} \sim 750-800$. La pression d'eau est quasi-égale à la pression totale. La clintonite, minéral inhabituel dans les metabasites, 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 serpentinitisation ; dans ce cas, la péridotite à olivine-enstatite-spinelle anormalement riche en alumine pour être une roche magmatique, serait une éponge 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 paragenèses observées. La deuxième alternative est compatible avec une mise en place synmétamorphe. Un parallélisme intéressant peut être fait avec les grosopydites (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'Ihosal, 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 ($> 700^\circ\text{C}$) depuis les conditions de basse pression du métamorphisme de contact jusqu'au moins 8 à 9 kb et avec XCO_2 faible.

Chapitre V

LE COMPLEXE GABBRO-ANORTHOSITIQUE DU SW MALGACHE : UNE COUPE DE LA PARTIE INFÉRIEURE DE LA CROÛTE

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 isogradés 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.

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 paragenèses principales à grenat), 6 échantillons des anorthosites d'Ankofotia 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 $X_{Mg} Cpx > X_{Mg} Hbb \sim X_{Mg} Opx \sim X_{Mg} Biot (> X_{Mg} Ol) > X_{Mg} Ga$. 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 continu implique la prise en compte de la diffusion intracrystalline 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

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 P_f est égal ou différent de P_t . 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.

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 metabasites 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 paragenèses 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 tardif 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 metabasites 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 paragenèses granulitiques. Aux pressions considérées (< 10 K_b), 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.

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 metabasites (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.

Chapitre VII

L'ECLOGITE DE FARATSIHO (Madagascar) : UN CAS EXCEPTIONNEL DE METAMORPHISME DE HP-BT AU PROTEROZOÏQUE 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 clinozôisite + albite \pm chlorite), \pm clinozôisite, 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 jadeïte 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 longtemps en profondeur et érodées si elles sont remontées rapidement vers la surface.

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 (\pm 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 (métamorphosées 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 paragenèse initiale de ces roches comprenait sans doute : Q-Al Opx-Ga-Sill-Rut et/ou Ilm, Spv \pm Feld, Zircon et parfois graphite et pyrite. Des agrégats complexes à Opx II- Sill II-Cord-F \pm Biot suggèrent dans certains cas la présence d'autres minéraux dans cette paragenèse 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'Al₂O₃. 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 paragenèse exceptionnelle. Quelques rares exemples de roches semblables ont été mentionnés à travers le globe (dans lesquels la teneur en Al₂O₃ 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 metabasites 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 CO₂ et SO₂ 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

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-Nubiennne 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 metabasites 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 symmétamorphe 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 acquerrait alors les paragenèses 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.