

Short Note

L'Éclogite de Faratsiho (Madagascar): un Cas Exceptionnel de Métamorphisme de Haute- P –Basse- T au Protérozoïque Supérieur

CHRISTIAN NICOLLET

Département de Géologie, 5, Rue Kessler, UA 10, Clermont-Ferrand, 63038 (France)

(Reçu le 7 octobre 1988; révision acceptée le 30 mars, 1989)

Abstract

Nicollet, C., 1989. The Faratsiho eclogite (Madagascar): a record of late Proterozoic high-pressure-low-temperature metamorphism. *Precambrian Res.*, 45: 343–352.

A low- T Proterozoic eclogite (group C) from Madagascar was sampled. The rock contains omphacite, garnet, amphiboles, paragonite \pm clinozoisite, epidote, quartz, rutile, pyrite and sphene. Textural and chemical variations of five successive generations of amphiboles permit deduction of the P - T path of this rock. The conditions of the (possible) final portion of the prograde P - T path are estimated using garnet-omphacite pairs: $P_{\min} = 9$ kbar at 420°C (mineral cores) and $P_{\min} = 11$ kbar at 500°C (mineral rims). This rock is similar to alpine eclogites and precludes a significant secular decrease in the subduction geotherm since at least the Proterozoic. The scarcity of group C eclogites (and blueschists) in the Precambrian is related to the difficulties of preservation of such rocks rather than the absence of an appropriate geothermal gradient. Low- T -high- P rocks have been either heated, if they resided in the lower crust, or eroded, if they had been rapidly uplifted.

Résumé

Nicollet, C., 1989. L'éclogite de Faratsiho (Madagascar): un cas exceptionnel de métamorphisme de haute- P -basse- T au Protérozoïque supérieur. *Precambrian Res.*, 45: 343–352.

Une éclogite de basse température est décrite dans une formation Protérozoïque du centre de Madagascar. La roche est à omphacite, grenat, amphiboles, paragonite, \pm clinozoisite, épidote, quartz, albite, pyrite, rutile et sphène. La trajectoire P - T est définie qualitativement par les variations de texture et de composition chimique de cinq générations successives d'amphiboles. Les couples grenat-omphacite permettent de quantifier les conditions paroxysmales avec $P_{\min} = 9$ kbar à 420°C (cœur des minéraux) et $P_{\min} = 11$ kbar à 500°C (bordure des minéraux) définissant peut-être la fin de la trajectoire prograde. Cette éclogite de basse T - très semblable aux éclogites alpines - prouve que le gradient géothermique dans les zones de convergence n'a pas fortement varié depuis le Protérozoïque. La rareté des éclogites de basse T et des schistes bleus au Protérozoïque 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 haute T) si elles sont restées longtemps en profondeur et érodées si elles sont remontées rapidement vers la surface.

Introduction

Schistes bleus et éclogites de basse tempéra-

ture (BT; groupe C de Coleman et al., 1965) témoignent d'une histoire très brève au cours d'un enfoncement très rapide - lié à des che-

vauchements impliquant la croûte dans son ensemble – suivi aussitôt d'une remontée isostatique tout aussi rapide. 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 de l'enfoncement, la pression augmente instantanément en fonction de la profondeur tandis que la température est plus longue à s'équilibrer. A la fin du processus d'enfouissement, si la roche demeure en profondeur, la relaxation des isothermes entraîne son réchauffement et la disparition de la paragenèse de *BT* (trajectoire B sur la Fig. 2B). Par contre, la paragenèse de haute pression (*HP*)–*BT* sera conservée si la roche remonte rapidement vers les niveaux supérieurs de la croûte (trajectoire C de la Fig. 2B). 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. 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; Trzcinski et al., 1984; Delor et al., 1986; Cotkin, 1987; etc.).

Les schistes bleus sont rares (Dallmeyer et Gibbons, 1987; Liou et al., 1988; Sinha-Roy et Mohanty, 1988) et 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 *HP* au Précambrien supérieur est démontrée par de rares éclogites de *HT* (Vrana et al., 1975; Raheim, 1976; de la Boisse, 1981; Andréoli, 1984; Menot et Seddoh, 1985; Sautter, 1986). Ce métamorphisme de *HP* était-il de *HT* et témoigne-t-il

alors de variations dans le temps des gradients géothermiques dans les zones de convergence de plaques (de Roever, 1956)?

La découverte d'une éclogite de type C, dans de Précambrien malgache, a des implications géodynamiques qui dépassent largement l'intérêt régional. Cet échantillon, signalé par Lacroix (1922–1923) et étudié par Brière (1920), permet de quantifier les conditions du métamorphisme de *HP* au Protérozoïque et apporte ainsi une contrainte nouvelle pour l'évaluation de la décroissance des gradients géothermiques au Précambrien.

Contexte géologique et âge de l'éclogite de Faratsiho

L'éclogite provient des environs de Miandrivivo (Fig. 1), village situé à 55 km au NW d'Antsirabe. Dans cette région, les formations précambriennes sont composées de bandes gneissiques et migmatitiques contenant des micaschistes à sillimanite et grenat et des amphibolites (groupe d'Ambatolampy; Besairie, 1970). Les charnockites de Betafo (Fig. 1) sont associées à des metabasites granulitiques (Razafiniparany, 1969). Plus à l'Est, le massif orthogneissique des Vavavato s'ennoie sous le massif volcanique quaternaire de l'Ankaratra. L'éclogite a été collectée dans la formation des 'couches de Valabetokana' (Fig. 1) qui s'intercale entre les bandes gneissiques catazonales. Cette formation montre des leptynites à graphite, des quartzites à magnétite et muscovite, des amphibolites et des micaschistes à deux micas qui se caractérisent par l'absence de sillimanite et de grenat, témoignant ainsi d'une diminution locale du degré de métamorphisme, notamment de la température.

L'âge de l'éclogite de Faratsiho n'est pas connu. Cependant, le métamorphisme de *HP* à l'origine de cette roche ne peut être postérieur à l'événement panafricain, dernier épisode tectono-métamorphique à Madagascar; il ne peut être, non plus, plus ancien que celui des formations méso-catazonales avoisinantes. Des

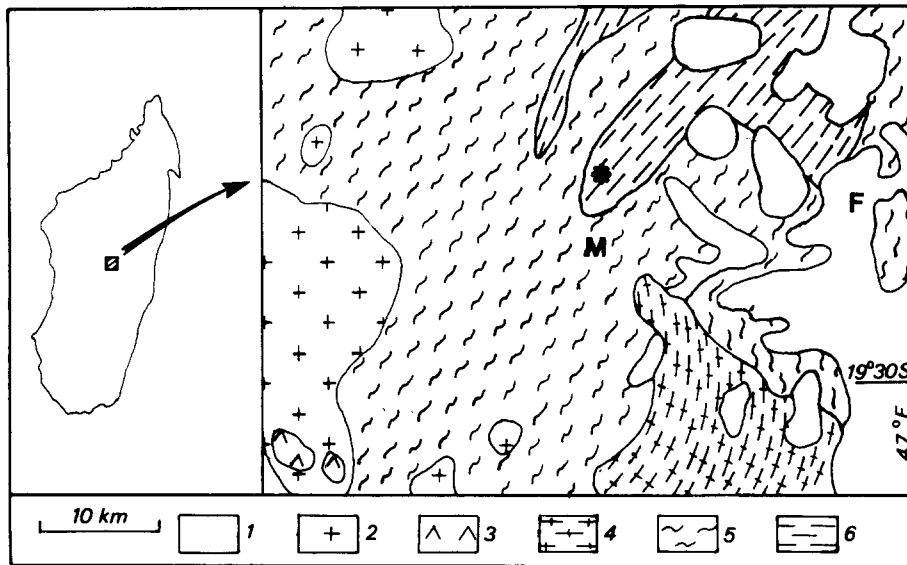


Fig. 1. Localisation de l'éclogite de Faratsiho (*). 1, Massif volcanique récent de l'Ankaratra; 2, charnockites de Betafo; 3, metabasites granulitiques; 4, orthogneiss des Vavavato, Groupe d'Ambatolampy; 5, migmatites, amphibolites et micaschistes à Sill-Ga; 6, couches de Valabetokana. Mèt f; Miandravino et Faratsiho.

Fig. 1. Location of the Faratsiho eclogite (*). 1, Ankaratra recent volcanic massif; 2, Betafo charnockites; 3, granulitic metabasites; 4, Vavavato orthogneisses, Ambatolampy Group; 5, migmatites, amphibolites and Sill-Ga-bearing micaschists; 6, 'couches de Valabetokana'.

mesures Rb–Sr ont été effectuées sur des faciès variés des charnockites de Betafo (Vachette et al., 1969). La dispersion des analyses, liée au choix des échantillons, ne permet pas de tracer une isochrone: les auteurs ont analysés deux charnockites s.s. et trois metabasites qui ne sont pas consanguines. Les trois metabasites indiquent un âge de 801 ± 220 Ma ($Sr_1 = 0,7025$), résultat médiocre à cause de la faible variation des rapports Rb–Sr. Les deux charnockites s.s., aux rapports Rb–Sr très différents, permettent de calculer un âge de 670 Ma et un rapport Sr_1 très plausible de 0,709. En conséquence, le métamorphisme de HP–BT à l'origine de l'éclogite est sans doute Protérozoïque.

Pétrographie et compositions des minéraux de l'éclogite

L'éclogite a une texture granoblastique et est traversée de fissures à texture porphyroblastique dans lesquelles le grenat peut atteindre 3 mm de diamètre. La roche contient de l'om-

phacite (\pm kélyphitoïde), du grenat, des amphiboles de composition variée, de la clinozoisite zonée (\pm zoisite?) incluse dans le clinopyroxène ou associée à de la paragonite et de l'albite, de l'épidote, de la pyrite, du rutile, du sphène, de l'albite, du quartz et rarement de la chlorite. L'association paragonite–clinozoisite ne semble pas provenir de la pseudomorphose de la lawsonite. Des cristaux d'amphibole incolore sont en équilibre avec l'omphacite et le grenat et sont parfois frangés d'un mince liseré de barrosite. Cette dernière, également interstitielle dans les craquelures du grenat, semble tardive par rapport à la paragenèse éclogitique. Les inclusions dans le grenat sont essentiellement du quartz auquel peut s'ajouter de l'amphibole, de l'épidote, du sphène et de l'albite.

Les fissures à texture porphyroblastique sont composées d'agrégats de fins cristaux d'omphacite (0,1 mm) engrenés les uns dans les autres. 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 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 d'omphacite se localisent dans la moitié externe du cristal. Il s'y ajoute également du sphène, de la clinozoisite et parfois de l'amphibole verte.

La composition des minéraux a été étudiée sur une lame mince de l'éclotite traversée par une fissure à texture porphyroblastique. Environ 120 analyses ont été effectuées sur les différents minéraux, sur une microsonde CAMEBAX ($U=15$ kV; $I=11,25$ nA).

L'omphacite

Dans un diagramme Na-Al-Ca, les pyroxènes se situent dans le champ des omphacites des écloites ophiolitiques (de BT) défini par Smulikowski (1972). Le fer ferrique recalculé (Papike et al., 1974) est faible (Tableau 1) et le composant acmite ne dépasse pas 10%. Entre les coeurs et les bordures des omphacites de la zone à texture granoblastique, le rapport XMg (~ 80) et la teneur en jadéite (42-46%, rarement 36%) varient peu. La composition des cristaux de la 'fissure' est variable mais la teneur en jadéite est plus faible (35%). Les pyroxènes inclus dans les gros grenats montrent une diminution de la teneur en jadéite entre 45 et 33% (et une augmentation du rapport XMg) depuis l'intérieur jusqu'à la bordure des cristaux hôtes.

Le grenat

Les grenats de l'éclotite sont riches en fer avec 55-65% du pôle almandin (Tableau 1); la concentration en fer ferrique ($=2\text{-Al}^{\text{VI}}\text{-Ti-Cr}$) est toujours faible. La teneur en composant grossulaire est élevée, entre 30 et 35%. Par contre, le composant magnésien est très faible, dépassant rarement 10%. De telles compositions situent ces grenats dans le champ des écloites C

(éclotites alpines; Coleman et al., 1965). Les cristaux sont peu zonés: ils montrent tous, depuis le coeur vers la périphérie, une augmentation (faible mais significative) des composants pyrope (entre 3 et 12%) et almandin et une diminution des pôles grossulaire et spessartine.

Les amphiboles

Sur la base des critères texturaux, optiques et chimiques (Tableau 1), on distingue cinq générations successives d'amphiboles dans l'éclotite de Faratsiho: une actinote (I) incluse au coeur des gros grenats; une actinote riche en Al et Na (II) en équilibre avec la paragenèse écloitique; une barroisite (III) bleu-vert, peu abondante et interstitielle; de grandes hornblendes actinolitiques (IV) automorphes entourées d'un agrégat de plagioclase et d'hornblendes vertes (V). Ces amphiboles correspondent à des générations successives marquant les différentes étapes de l'évolution de la roche. Le changement de la composition des diverses amphiboles est progressif quoique discontinu. Les augmentations des teneurs en alumine, sodium, de l'occupation du site A couplées à la décroissance des teneurs en calcium, fer-magnésium et en silice (Tableau 1) dans les amphiboles I-III et inversement de III-IV sont liées à une substitution de type glaucophane certainement associée à une substitution de type pargasite.

Autres minéraux

La paragonite montre une solution solide limitée avec les pôles muscovite, margarite et phengite. Les clinozoisites contiennent 10-13% de composant pistachite. La composition de l'épidote varie entre 18 et 30% de composant pistachite. Le plagioclase associé à l'omphacite

TABLEAU 1

Analyses sélectionnées des minéraux de l'éclogite de Faratsiho

TABLE 1

Representative analyses of the minerals from the Faratsiho eclogite

	1 Omph-C	2 Omph-B	1 Ga-C	2 Ga-B	3 Act	4 Act	5 Bar	6 Hb-act	7 Hb
SiO ₂	55,87	55,93	37,88	38,18	55,98	54,67	46,71	52,82	49,65
Al ₂ O ₃	10,43	10,07	21,49	21,87	1,96	5,84	13,36	8,26	8,75
TiO ₂	0,04	0,01	0,16	0,08	0,03	0,12	0,09	0,10	0,07
FeO	4,24	4,15	26,05	27,31	9,83	9,06	16,37	11,67	13,15
MgO	8,52	9,02	0,77	1,95	17,31	17,16	9,16	14,34	13,84
MnO	0,02	-	2,11	0,32	0,11	-	-	0,09	0,04
CaO	13,61	14,18	13,14	11,61	11,12	9,82	8,52	8,93	11,44
Na ₂ O	6,63	6,23	0,06	-	1,13	2,32	3,97	3,10	2,29
K ₂ O	-	-	-	-	0,04	0,07	-	0,07	0,05
Total	99,37	99,59	101,65	101,31	97,53	99,07	98,19	99,38	99,29
Si	2,001	1,999	5,947	5,966	7,936	7,575	6,814	7,389	7,088
Al	0,440	0,424	3,975	4,027	0,328	0,954	2,297	1,363	1,472
Ti	0,001	<0,001	0,018	0,009	0,003	0,013	0,010	0,010	0,008
Fe ²⁺	0,127	0,115	3,400	3,568	1,166	1,049	1,997	1,366	1,570
Fe ³⁺	-	0,009	0,018	-	nd	nd	nd	nd	nd
Mg	0,455	0,481	0,180	0,454	3,657	3,543	1,991	2,991	2,946
Mn	0,127	-	0,281	0,042	0,013	-	-	0,010	0,005
Ca	0,522	0,543	2,209	1,944	1,689	1,458	1,331	1,338	1,749
Na	0,460	0,432	0,017	-	0,311	0,624	1,123	0,841	0,635
K	-	-	-	-	0,007	0,013	-	0,012	0,010
Jd %	46	42							
Ac %	-	1							
Alm			56	59					
Pyr			3	8					
Gr			36	32					
And+Sp			5	1					

(1) et (2) Omphacites et grenats (coeur et bordure) de la zone granoblastique (Nbre d'Oxy: 6 et 24); (3) actinote (I) précoce en inclusions au coeur des gros grenats (Nbre d'Oxy: 24); (4) Na-Al actinolite (II) en équilibre avec la paragenèse éclogitique; (5) barroisite (III) interstitielle; (6) hornblende actinolitique (IV); et (7) hornblende (V).

(1) and (2) Omphacites and garnets (core and rim) within the granoblastic zone; (3) early actinolite (I) included within core of the coarse garnets; (4) Na-Al-rich actinolite (II) in equilibrium with the eclogite paragenesis; (5) interstitial barroisite (III); (6) actinolitic hornblende (IV); and (7) hornblende (V).

peu jadéitique des kélyphitoïdes contient moins de 1% de pôle anorthite. Un grain inclus dans un grenat en contient 6%.

Evolution *P-T* de l'éclogite de Faratsiho

La diversité des cinq générations d'amphibole permet d'estimer qualitativement l'évolution *P-T* de l'éclogite (Fig. 2). L'évolution chimique signalée précédemment dans ce minéral, et notamment les variations de Na et Al, est

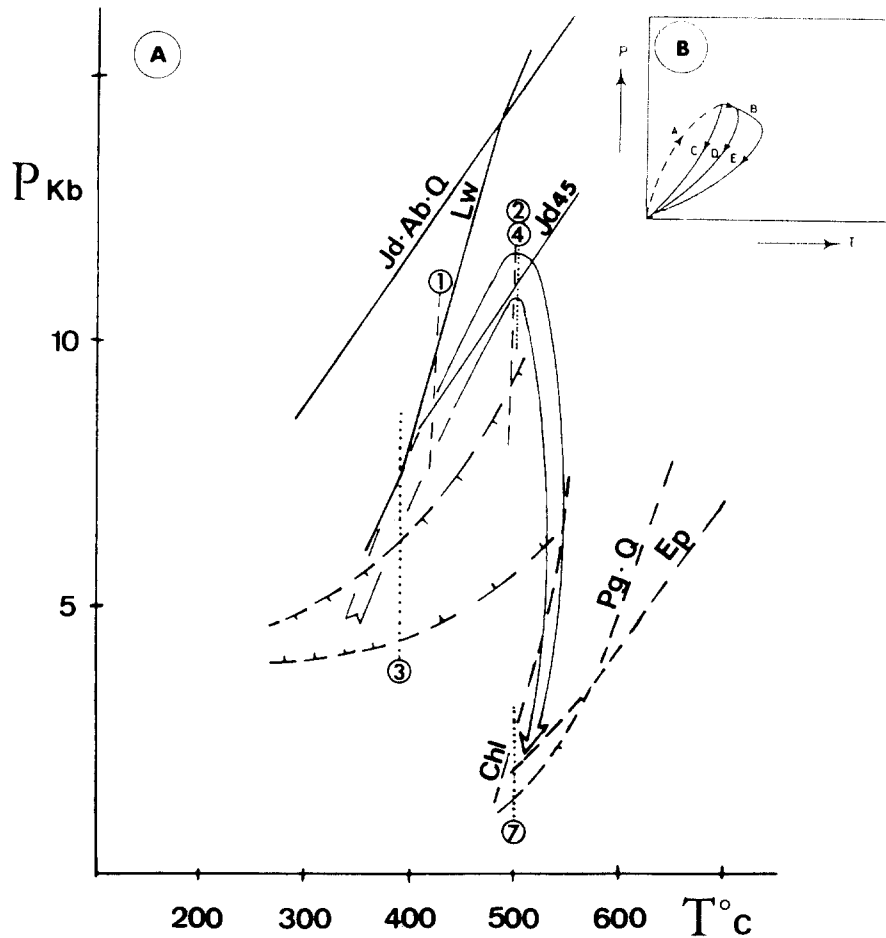


Fig. 2. (A) Evolution P - T de l'éclogite de Faratsiho. Lignes tirets fins: géothermomètre Ga-Cpx (Ellis et Green, 1979); (1) et (2) coeurs et périphéries. Lignes pointillées: même chose pour le couple Hb-Ga (Graham et Powell, 1984); (3) actinote en inclusions dans le coeur des gros Ga, (4) Na-Al actinote en équilibre avec la paragenèse écolitique, (7) Hb tardive (numéros des couples: voir Tableaux 1 et 2). Lignes tirets avec bardelures: champ de stabilité de la barroisite (Ernst, 1979); Lw, limite HT de la lawsonite + Ab (Holland, 1979); Pg-Q, même chose pour l'association paragonite + Q (Chatterjee, 1972); Chl et Ep, limite HT de la chlorite (réaction limite entre les faciès schistes verts et amphibolite) et de l'épidote dans les metabasites (Apted et Liou, 1983). Les courbes $Jd + Q = Ab$ et $Jd_{45} Diop_{55}$ sont calculées d'après Holland (1980). (B) Trajectoires P - T - t de roches montrant un enfoncement rapide (A) suivi d'une remontée isostatique de plus en plus lente: trajectoires C, BD et BE (d'après England et Thompson, 1984).

Fig. 2. (A) P - T - t path for the Faratsiho eclogite. Thin dashed lines: Ga-Cpx geothermometer; (1) and (2) core and rim. Dotted lines: Hb-Ga geothermometer; (3) early actinolite inclusions within the core of the coarse garnet, (4) Na-Al-rich actinolite of the eclogite paragenesis, (7) late hornblende (numbers of the pairs: see Tables 1 and 2). Dashed lines with bars: limits of the stability field of barroisite; Lw, upper T stability limit of lawsonite + Alb; Pg-Q, same for paragonite + Q; Chl and Ep, upper T stability limit of chlorite (greenschist and amphibolite facies transition) and epidote in metabasites. (B) P - T - t paths of rocks undergoing a rapid burial followed by progressively slower isostatic uplift (after England and Thompson, 1984).

classiquement observée dans un sens comme dans l'autre au cours de l'évolution métamorphique entre les HP (faciès schistes bleus et écolite de BT) et BP (faciès schistes verts;

Ernst, 1979; Holland et Richardson, 1979; Apted et Liou, 1983; etc.). Les actinotes peu sodiques et peu alumineuses (I) en inclusions au coeur des gros grenats représentent sans doute des

TABLEAU 2

Evaluations thermométriques à partir de quelques couples omphacite-grenat et amphibole-grenat

TABLE 2

Temperature estimates using selected omphacite-garnet and amphibole-garnet pairs

Couple X	Ga Ca	K_d	T (°C) (at 7 kbar)	T (°C) (at 10 kbar)
Géothermomètre Cpx-Ga (Ellis et Green, 1979)				
1	0,356	68	416	421
2	0,322	33	488	494
Géothermomètre Hb-Ga (Graham et Powell, 1984)				
3	0,289	32	390	
4	0,320	15	498	
5	0,317	6	660	
7	0,284	12	500	

La numérotation des couples 1-7 se réfère au Tableau 1. (1) et (2) Coeur et périphérie; (3) Ga-actinote (I); (4) Ga-Al-Na actinote (II); (5) Ga-barroisite (III); (7) Ga-hornblende (V). For numbers 1-7: see Table 1. (1) and (2) Core and rim; (3) Ga-actinolite (I); (4) Ga-Al-Na-rich actinolite (II); (5) Ga-barroisite (III); (7) Ga-hornblende (V).

phases pré-éclogitiques dans les conditions de BP-BT 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 actinolites (II) reconnues comme étant stables à HP-BT (Apted et Liou, 1983; Liou et Maruyama, 1987; etc.) et dans les éclogites (Gomez-Pugnaire et Ferrandez-Soler, 1987), sont à l'équilibre avec la paragenèse éclogitique. La situation de la barroisite (III) est difficile à préciser de par son caractère interstitiel. La hornblende actinotique 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; Dal Piaz et al., 1983; Messiga et al., 1983). La composition peu alumineuse de la hornblende (V) et la persistance de l'épidote suggèrent une évolution ultime dans les conditions du faciès 'amphibolite de HP à épidote' (Apted et Liou, 1983). La présence rare de chlorite impose que nous nous trouvions à la limite du champ divariant de la réaction de disparition de ce minéral (Fig. 2).

La distribution du Fe et du Mg 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. Les températures estimées pour les coeurs des grenats et clinopyroxènes de la zone granoblastique varie entre 375 et 420°C (couple 1, Tableau 2 et Fig. 2). Les calculs sur les bordures des minéraux mettent en évidence une augmentation sensible de la température jusqu'à 480-545°C (couple 2, Tableau 2 et Fig. 2). Une telle variation de température entre coeur et périphérie des minéraux avec un pourcentage constant de jadéite dans le pyroxène est compatible avec une augmentation de la pression, matérialisant peut-être la fin de l'évolution prograde de la roche.

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 (Tableau 2 et Fig. 2). Seul le couple barroisite (III)-grenat donne des températures très dispersées et trop élevées (entre 650 et 740°C).

En l'absence de plagioclase, la teneur en jadéite de l'omphacite donne des indications de pressions minimales. Les pressions minimales de 9 kbar à 420°C (coeur des minéraux de la zone granoblastique) et 11 kbar à 500°C (bordures des mêmes cristaux) sont calculées à partir des données de Holland (1980) (Fig. 2). La présence d'inclusions d'albite (An_6) dans le grenat limite la pression maximale à 15 kbar à 500°C.

Discussion

Les conditions HP-BT, proche du faciès schistes bleus, mises en évidence par cette éclogite de type C (Fig. 2), contrastent avec les évaluations thermodynamiques calculées sur l'ensemble du Précambrien malgache. En effet,

le métamorphisme est généralement de *HT* et de pression intermédiaire à *BP* (Hottin, 1976; Nicollet, 1985, 1986, 1988). La découverte de cette éclo-gite a des conséquences importantes sur les interprétations géodynamiques de la ceinture mobile mozambicaine, puisque cette occurrence est la première dans cette région du globe. Le métamorphisme de *HP-BT* est interprété actuellement par la quasi-totalité des géologues en termes de tectonique des plaques (e.g., Evans and Brown, 1986) et cet échantillon est sans doute le témoin d'une ancienne zone de convergence d'âge protérozoïque. La température maximale atteinte, la décompression adiabatique et l'environnement de matériaux continentaux méso- à catazonaux suggèrent que la trajectoire *P-T* serait la conséquence d'une subduction continentale au début de la collision intracontinentale (e.g., Ernst, 1988) ou de cisaillements affectant la croûte dans son ensemble pendant la collision (Bonneau et Kienast, 1982). Les conditions *P-T* estimées pour l'éclo-gite de Faratsiho sont aussi sensiblement identiques à celles observées au cours de l'obduction de la croûte océanique sur la marge continentale (Corse, Nouvelle Calédonie; Gibbons, et al., 1986; Ghent et al., 1987).

Le gradient géothermique estimé pour l'éclo-gite protérozoïque malgache (Fig. 2) se situe dans la gamme de gradients observés dans les zones de convergences récentes méso- et cénozoïques. La préservation de cette roche de *HP-BT* est exceptionnelle, puisque celle-ci a dû remonter rapidement en précédant le réajustement des isothermes déprimés le long du plan de convergence (entre 20 et 100 Ma; Dal Piaz et al., 1983; Rubie, 1984; Cliff et al., 1985; etc.). Elle a dû, ensuite, résider, pendant plus d'un demi-milliard d'années, près de la surface sans être érodée. Les hautes températures enregistrées par les rares éclo-gites précambriennes (éclo-gites de type B) connues étaient interprétées comme traduisant une diminution notable dans le temps du gradient géothermique dans les zones de convergence (de Roever, 1964; Newton, 1986). L'éclo-gite malgache suggère

qu'il n'en est rien et qu'une telle diminution reste très modérée depuis le Protérozoïque. Il est vraisemblable que ces éclo-gites de type B ont résidé longtemps en profondeur et se sont réchauffées avant leur remontée à la surface (trajectoire BD ou BE, Fig. 2B).

Le financement de ce travail a été assuré par le contrat 89 DBT V-11.

References

- Andréoli, M.A.G., 1984. Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralisations of Mozambique belt granulites from S. Malawi and Tete (Mozambique). *Precambrian Res.*, 25: 161-186.
- Apted, M.J. and Liou, J.G., 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, 283-A: 328-354.
- Besairie, H., 1970. Description géologique du massif ancien de Madagascar. *Doc. Bur. Géol. n° 177 (b)*, Tananarive.
- De la Boisse, H., 1981. Sur le métamorphisme du micaschiste éclo-gitique de Takamba (Mali) et ses conséquences paléogéodynamiques au Précambrien supérieur. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 3: 97-100.
- Bonneau, M. et Kienast, J.R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus: l'exemple de l'Égée (Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7: 785-791.
- Brière, Y., 1920. Les éclo-gites françaises, leur composition minéralogique et chimique, leur origine. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, 43: 77-222.
- Chatterjee, N.D., 1972. The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34: 288-303.
- Cliff, R.A., Droop, G.T.R. and 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.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites - their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 483-508.
- Cotkin, S.P., 1987. Conditions of metamorphism in an early Paleozoic blueschist, schist of Skookum Gulch, Northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 192-200.
- Dallmeyer, R.D. and Gibbons, W., 1987. The age of blueschist metamorphism in Anglesey, North Wales: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral data of the Penmynydd schists. *J. Geol. Soc. London*, 144: 843-852.
- Dal Piaz, G.V., Lombardo, B. and Gosso, G., 1983. Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe. Dent Blanche Nappe, Western Alps. *Am. J. Sci.*, 283A: 438-458.
- Delor, C., Leyrelop, A., Bodinier, J.L. et Burg, J.P., 1986. Découverte d'éclo-gites à glaucophane dans la klippe de

- Najac (M.C.F.): nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 302: 739-744.
- Ellis, D.J. and 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.
- England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25: 894-928.
- 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.
- Ernst, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths. *Geology*, 16: 1081-1084.
- Evans, B.W. and Brown, E.H., 1986. Blueschists and eclogites. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 423 pp.
- Ghent, E.D., Black, P.M., Brothers, R.N. and Stout, M.Z., 1987. Eclogites and associated albite-epidote-garnet paragneisses between Yambe and Cape Colnett, New Caledonia. *J. Petrol.*, 28: 627-643.
- Gibbons, W., Waters, C. and Warburton, J., 1986. The blueschist facies schistes lustrés of alpine Corsica. In: B.W. Evans and E.H. Brown (Editors), *Blueschists and Eclogites*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 301-311.
- Gomez-Pugnaire, M.T. and Fernandez-Soler, J.M., 1987. High pressure metamorphism in metabasites from the Betic cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 231-244.
- Graham, C.M. and Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic Geol.*, 2: 13-31.
- Holland, T.J.B., 1979. Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$ and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 293-301.
- Holland, T.J.B., 1980. The reaction $\text{albite} = \text{jadeite} + \text{quartz}$ determined experimentally in the range 600-1200°C. *Am. Mineral.*, 65: 129-134.
- Holland, T.J.B. and Richardson, S.W., 1979. Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 143-148.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bull. BRGM*, 4: 117-153.
- Krogh, E.J., 1980. Geochemistry and petrology of glaucophane-bearing eclogites and associated rocks from Sunnfjord, western Norway. *Lithos*, 13: 355-380.
- Lacroix, A., 1922-1923. *Minéralogie de Madagascar*. Chalmel, Paris., 3 vols.
- Lambert, R. St. J., 1983. Metamorphism and thermal gradients in the Proterozoic continental crust. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 161: 155-165.
- Liou, J.G. and 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.
- Liou, J.G., Maruyama, S., Wang, X., Graham, S., Xiao, S., Feng, Y., Liang, Y., Zho, H. and Tang, Y., 1988. Geological evidence for a major Proterozoic coherent blueschist terrane in Aksu, Xinjiang, China. *EOS, Trans Am. Geophys. Union*, 69: 1513.
- Menot, R.P. and Seddo, K.H., 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.
- Messiga, B., Piccardo, G.B. and 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.
- Newton, R.C., 1986. Metamorphic temperatures and pressures of Groups B and C eclogites. In: B.W. Evans and E.H. Brown (Editors), *Blueschists and Eclogites*. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 164: 17-30.
- 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.
- Nicollet, C., 1986. Saphirine et staurotite riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bull. Minéral.*, 109: 599-612.
- 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-Ferrand, 350 pp.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. and Baldwin, K., 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*, 6: 1053-1054.
- Raheim, A., 1976. Petrology of eclogites and surrounding schists from the Lyell Highway - Collingwood River area. *J. Geol. Soc. Aust.*, 23: 313-327.
- Razafiniparany, A.H., 1969. Les charnockites du socle précambrien de Madagascar. Thèse d'Etat, Clermont-Ferrand, 289 pp.
- 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.
- Rubie, D.C., 1984. A thermal-tectonic model for high pressure metamorphism and deformation in the Sezia zone, Western Alps. *J. Geol.*, 92: 21-36.

- Sautter, V., 1986. Les écolgites de l'Aleksod (Sud Algérien): des témoins in situ d'une collision intracontinentale. *J. Afr. Earth Sci.*, 5: 345-357.
- Sinha-Roy, S. and Mohanty, M., 1988. Blueschist facies metamorphism in the ophiolitic mélange of the late Proterozoic Delhi fold belt, Rajasthan, India. *Precambrian Res.*, 42: 97-105.
- Smulikowski, K., 1972. Classification of eclogites and allied rocks. *Krystalinikum*, 9: 107-130.
- 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. and 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.
- Vachette, M., Razafiniparany, A. et Roques, M., 1969. Ages au strontium de 2700 M.a. et de 1000 M.a. pour deux massifs charnockitiques de Madagascar. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 269: 1471-1473.
- Vrana, S., Prasad R. and Fediukova, E., 1975. Metamorphic kyanite eclogites in the Lufilian Arc of Zambia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51: 139-160.