



FACULTE DES SCIENCES
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
MENTION SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT

Mémoire en vue de l'obtention du Diplôme de Master II

PARCOURS : RESSOURCES MINERALES ET ENVIRONNEMENT

**METHODES DE DETERMINATION DES CONDITIONS DE
FORMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES SILICO-
ALUMINEUSES ET INFLUENCE DU FLUOR**

**APPLICATION AUX GNEISS DES DOMAINES DE BEMARIVO,
D'ANTANANARIVO ET DU GROUPE DE MANAMPOTSY**

Par

JIFA Jean Charlin

Présenté publiquement le 17 janvier 2019

Membres du Jury :

Président : M. ANDRIAMAMONJY Solofoampiely Alfred, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Rapporteur : M. RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Examinateurs : Mme MADISON RAZANATSEHENNO Marie Olga, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo
Mme RAKOTOSAMIZANANY Saholy, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Invité : M. Bernard MOINE, Directeur de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France



FACULTE DES SCIENCES
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
MENTION SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT

Mémoire en vue de l'obtention du Diplôme de Master II

PARCOURS : RESSOURCES MINERALES ET ENVIRONNEMENT

**METHODES DE DETERMINATION DES CONDITIONS DE
FORMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES SILICO-
ALUMINEUSES ET INFLUENCE DU FLUOR**

**APPLICATION AUX GNEISS DES DOMAINES DE BEMARIVO,
D'ANTANANARIVO ET DU GROUPE DE MANAMPOTSY**

Par

JIFA Jean Charlin

Présenté publiquement le 17 janvier 2019

Membres du Jury :

Président : M. ANDRIAMAMONJY Solofoampiely Alfred, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Rapporteur : M. RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Examinateurs : Mme MADISON RAZANATSEHENNO Marie Olga, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo
Mme RAKOTOSAMIZANANY Saholy, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo

Invité : M. Bernard MOINE, Directeur de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France

REMERCIEMENTS

« *Heureux l'Homme que tu instruis, Seigneur, et à qui tu donnes l'enseignement de ta loi* »

Ps 94,12

Au terme de ce travail, je tiens cordialement à remercier toutes les personnes qui ont, de loin ou de près contribué à la réalisation de ce mémoire de Master 2 parce que sans leur collaboration, ce mémoire ne serait pas ce qu'il est aujourd'hui.

Je tiens cordialement à remercier Monsieur RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire au sein de la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement, Domaine Sciences et Technologie de l'Université d'Antananarivo, mon encadreur, qui malgré ses responsabilités, m'a dirigé et apporté sa collaboration durant l'élaboration de ce mémoire. Il est et était de plus qu'un enseignant.

J'aimerais particulièrement montrer mes gratitude envers monsieur Bernard MOINE, Directeur de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) Toulouse, France, d'avoir consacré une grande partie de son temps pour me venir en aide avec ses précieux conseils et soutiens que ce soit matériels ou intellectuels pour que je puisse bien mener ces travaux jusqu'à son terme. Je lui remercie aussi pour son initiative d'avoir voulu me proposer ce sujet et pour les documents et matériaux qu'il m'a fournis pour que je puisse réaliser ce travail. Sans lui, ce mémoire n'aurait pas eu lieu.

J'adresse mes sincères remerciements à monsieur ANDRIAMAMONJY Solofoampiely Alfred, Maître de Conférences, Chef de la Mention Sciences de la Terre et de l'Environnement, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, qui malgré ses nombreuses responsabilités, a consacré sa précieuse part de temps et nous a fait l'honneur de présider le Jury pour cette présentation de mémoire.

Je tiens à montrer ma reconnaissance envers Madame MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, qui a accepté sans aucune hésitation à juger ce travail.

Mes sincères remerciements s'adressent à madame RAKOTOSAMIZANANY Saholy, Maître de Conférences, Faculté des Sciences, Université d'Antananarivo, qui a accepté malgré les circonstances de juger ce travail.

J'adresse mes plus profondes reconnaissances à mes parents, mes sœurs et toute la famille qui vivent à la campagne ou ailleurs qui, malgré la distance qui nous sépare, ne cessent de me soutenir sur toutes les formes, que ce soit moral, matériel ou financier. Mes plus tendres pensées s'adressent à eux.

Je tiens à présenter mes gratitude et reconnaissance envers ma tante, mon oncle et mes cousins pour leur générosité et leur soutien sous toutes ses formes pendant tous ces temps durant lesquels j'ai vécu à Antananarivo pour poursuivre mes études. Vous êtes mes seconds parents et mes remerciements sont accompagnés de prières.

Je remercie particulièrement mes amis de promotion qui m'ont aidé pour mieux maîtriser quelques logiciels.

Finalement, un grand merci à tous mes amis et proches qui m'ont épaulés et encouragés pour que j'avance dans ce travail.

A vous tous, un grand merci.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	i
SOMMAIRE	iii
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DE TABLEAUX	vi
ABREVIATIONS ET ACRONYMES	vii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE	3
1.1 Travaux avant le projet PGRM.....	3
1.1.1 Bloc d'Antongil	3
1.1.2 Bloc d'Antananarivo	4
1.1.3 Ceinture de Bemarivo.....	4
1.2. Travaux récents et les travaux de PGRM	8
1.2.1 Domaine de Bemarivo	8
1.2.2 Domaine d'Antongil-Masora	9
1.2.3 Domaine d'Antananarivo.....	9
1.2.4 Groupe d'Ambatolampy	10
1.2.5 Groupe de Manampotsy	10
1.2.6 Suite d'Imorona-Itsindro.....	10
1.2.7 Conditions métamorphiques (Pression – Température) panafricaines (d'après PGRM).....	10
CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE	12
2.1 MATERIELS ET MATERIAUX UTILISES	12
2.1.1 Zone d'étude	12
2.1.1 Situation géographique	12
2.1.1.2 Cadre géologique	12
2.1.2 Matériels de traitement des données	16
2.1.2.1 Le langage Quick basic (QB)	16
2.1.2.2 Le géothermomètre grenat – biotite	16
2.1.2.3 Le géothermobaromètre de Wu	16
2.1.2.4 Le logiciel Arcgis	16
2.2 METHODES UTILISEES	18
2.2.1 Compilation et recherche bibliographiques	18
2.2.2 Traitement des données chimiques	18

2.2.3 Méthode grenat – biotite (TGt-Bt) avec Quick Basic 6.4 (Zhu et Sverjensky, 1992).....	18
2.2.4 Méthode winTWQ de Berman (2007)	18
2.2.5 Méthode de Wu (2004)	20
2.2.6 Méthode de Henry (2005)	20
CHAPITRE 3 : RESULTATS.....	21
3.1 Présentation des échantillons à étudier.....	24
3.2 Estimation par winTWQ 2.34.....	24
3.2.1 Domaine d'Antananarivo	24
3.2.2 Domaine de Bemarivo	24
3.2.3 Groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy	31
3.3 Estimation par la méthode géothermobarométrique de GBPQ de Wu.....	34
3.4 Estimation de température par la méthode de Henry	38
3.5 Estimation par la méthode de Zhu et Sverjensky	42
3.6 Récapitulatif des résultats	45
CHAPITRE 4 : DISCUSSIONS.....	51
4.1 Influence du fluor dans la formation des roches métamorphiques	51
4.2 Faciès métamorphiques	51
4.3 Qualité des résultats	51
4.4 Limite des méthodes	51
4.5 Comparaison avec les autres travaux.....	51
4.6 Perspectives d'avenir	51
CONCLUSION.....	54
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	56

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 Unités tectoniques de Madagascar d'après Collins et Windley (2002)	5
Fig. 2 Position de Madagascar au sein du Gondwana oriental. Reconstruction simplifiée du Gondwana d'après Lawyer et al. (1992, 1998)	7
Fig. 3 Situation géographique de la zone d'étude montrant la localisation géographique des échantillons étudiés	13
Fig. 4 Cadre géologique de la zone d'étude montrant les domaines géologiques étudiés	13
Fig. 5 Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine d'Antananarivo	25
Fig. 6a Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo	27
Fig. 6b Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo (suite)	28
Fig. 6c Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo (suite)	29
Fig. 7 Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus des groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy	32
Fig. 8a Graphique montrant les températures obtenues par la méthode de Wu	36
Fig. 8b Graphique montrant les pressions obtenues par la méthode de Wu	36
Fig. 9 Graphe montrant les températures obtenues par la méthode de Henry	40
Fig. 10 Comparaison graphique des températures obtenues en utilisant la méthode de Zhu et Sverjensky	44
Fig. 11 Figure récapitulative de la température de formation des échantillons issus des zones concernées par la présente étude	48
Fig. 12 Figure récapitulative de la pression de formation des échantillons issus des zones concernées par la présente étude	48

LISTE DE TABLEAUX

Tableau 1 : Résumé des conditions de Pression et de Température de formation des roches des zones d'études (PGRM, 2012)	11
Tableau 2a : Présentation des échantillons étudiés avec leur nature respective	21
Tableau 2b : Présentation des échantillons étudiés avec leur nature respective (suite)	22
Tableau 2c : Présentation des échantillons étudiés avec leur nature respective (suite)	23
Tableau 3 : Température et pression de formation des roches issues du domaine d'Antananarivo obtenues par la méthode de winTWQ	26
Tableau 4 : Températures et pressions obtenues par la méthode de winTWQ pour les échantillons issus du domaine de Bemarivo	30
Tableau 5a : Températures et pressions obtenues par la méthode géothermobarométrique de Wu, échantillons issus du domaine de Bemarivo	37
Tableau 5b : Températures et pressions obtenues par la méthode géothermobarométrique GBPQ, échantillons issus du domaine d'Antananarivo, des groupes d'Ambatolampy et de Manampotsy et de la suite d'Imorona-Itsindro	38
Tableau 6 : Températures obtenues par la méthode de Henry	41
Tableau 7 : Températures obtenues avec la méthode de Zhu et Sverjensky	43
Tableau 8a : Récapitulation des valeurs de températures et de pressions obtenues à parmi des trois méthodes parmi les quatre utilisées.....	46
Tableau 8b : Récapitulation des valeurs de températures et de pressions obtenues à partir des trois méthodes parmi les quatre utilisées (suite)	47

ABREVIATIONS ET ACRONYMES

°C : Degré Celsius

BGS : British Geological Survey

DIANA : Diego-Ambilobe-Nosy be-Ambanja

Ga : Giga années

GBPQ : Grenat-Biotite-Plagioclase-Quartz

Kb : Kilobar

Km : Kilomètre

Ma : Million d'années

N-S : nord-sud

P : Pression

PGRM : Programme de Gouvernance des Ressources Minérales

QB : Quick basic

SAVA : Sambava-Antalaha-Vohémar-Andapa

SIG : Système d'Information Géographique

T : Température

TGt-Bi : Température par Grenat-Biotite

U-Pb : Uranium-Plomb

USGS : United States Geological Survey

Eléments chimiques et minéraux

Al iv : Aluminium tétraédrique

Al vi : Aluminium hexaédrique

Al : Aluminium

Alm : Almandin

An : Anorthite

Ann : Annite

bQz : Quartz beta

Cl : Chlore

Cpx : Clinopyroxène

F : Fluor

Fe : Fer

Fe-Mg : Ferromagnésien

Gr : Grossulaire

Gt : Grenat

H : Hydrogène

K : Potassium

Mg : Magnésium

Opx : Orthopyroxène

Phl : Phlogopite

Pyr : Pyrope

Si : Sillimanite

X_{Mg} : Fraction molaire de Magnésium

INTRODUCTION

Madagascar est dominée pour les deux tiers de sa superficie par des formations cristallines constituant le socle cristallin, et pour le tiers restant, par une couverture sédimentaire qui s'étend sur la côte occidentale et sur une petite portion de la partie orientale (Besairie, 1973). Comme son nom l'indique, la couverture sédimentaire est dominée par des formations sédimentaires mésozoïques à récentes et des strates volcaniques. Quant au socle cristallin, il est dominé par deux principaux types de roches : les roches magmatiques et les roches métamorphiques. Les roches métamorphiques sont issues de la transformation des roches préexistantes suite à la modification de température et de pression.

Madagascar attire l'attention des nombreux chercheurs étrangers pour sa grande diversité géologique. Plusieurs auteurs ont apporté leur contribution aux études tectonométamorphiques et stratigraphiques de la grande île. La plupart de la grande île a au moins fait l'objet d'étude géologique généralisée.

Les parties Centrale et Nord de Madagascar ont fait l'objet d'une révision cartographique par le consortium BGS entre 2004 à 2009 dans le Programme de Gouvernance des Ressources Minérales ou PGRM. Ce programme avait comme objectif, la révision cartographique de la Grande Ile (Tucker et al., PGRM 2012).

L'étude des roches surtout métamorphiques nécessite plusieurs disciplines de la géologie dont la géothermobarométrie. La présente étude vise à réaliser une réévaluation des conditions de formation des roches dominantes des zones qui ont fait l'objet des études du consortium BGS lors de la révision de la cartographie de Madagascar dans le projet PGRM. La principale raison pour laquelle nous avons choisi ces zones, c'est par le fait que nous disposons des échantillons provenant de ces zones avec des analyses chimiques à la microsonde des minéraux. L'étude se situe alors dans les régions Nord, Nord-Est, Est, Centre-Est et Centrale de la Grande Ile.

Les méthodes d'estimation des conditions de formation des roches métamorphiques évoluent selon le temps et reposent sur des données géochimiques et thermodynamiques. Le choix de la méthode à utiliser dépend des données disponibles et des caractéristiques des roches à étudier. Il existe à présent plusieurs méthodes permettant d'estimer des conditions de formation (température et pression) des roches métamorphiques.

Des études menées par Ramambazafy et al, 1998 et Moine et al (travaux en cours) sur les roches métamorphiques riches en fluor dans la partie Sud de Madagascar ont montré l'influence importante que joue le fluor dans l'estimation de la température de formation de ces roches.

Objectifs

La présente étude vise donc à déterminer les conditions des formations des roches métamorphiques issues de quelques régions de Madagascar. Au terme de ces travaux, nous serons capables de :

- Déterminer les conditions de formation (température et pression) des roches issues de quelques régions de Madagascar à partir de quatre méthodes.
- Voir l'influence que joue le fluor dans l'estimation de la température de formation des roches.

Pour parvenir à ces objectifs, nous allons suivre le plan suivant : en premier lieu, après cette partie introduction, nous verrons la synthèse bibliographique des travaux antérieurs, suivie de la partie méthodologie. Nous présenterons ensuite les résultats avec les interprétations avant d'entrer dans la partie discussion. Nous terminons après par une conclusion.

SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

Madagascar est une île mesurant approximativement 1600 km de l'extrême Nord à l'extrême Sud et près de 600 km d'Est en Ouest. De nombreux auteurs ont fait l'étude géologique de la Grande Ile et ont publié les résultats de leurs recherches. Voyons ci-dessous quelques ouvrages montrant les aspects géologiques du Nord, Centre, Centre-Nord, Est et Centre-Est de Madagascar.

1.1 Travaux avant le projet PGRM

La première carte établie par Besairie a donné une vision de l'architecture globale du socle cristallin et a indiqué que le socle est formé de trois systèmes surimposés : Systèmes Androyen, Vohibory et Graphite (Besairie, 1973). La carte au 1 : 2.000.000 établie par Hottin en 1976 montrait la première tentative de classification chronologique des formations précambriennes mais sans approche structurale (Moine et al., 2014).

Une avancée significative en structurale, géochronologie, pétrologie et métallogénie était enregistrée par le biais des différentes études académiques en utilisant des méthodes d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (abréviée AMS en anglais), des datations avec U-Pb sur le zircon et monazite, analyse de minéraux et roche totale et la microthermométrie des inclusions fluides depuis les années 90 (Moine et al., 2014).

1.1.1 Bloc d'Antongil.

Le bloc d'Antongil, âgé environ 3.2 Ga est formé par des gneiss intrudés par de granite tardi-Archéen. Besairie (1973) avait classé le système d'Antongil dans le système de Vohibory (Sud de Madagascar). Ce bloc d'Antongil consiste à de noyau granitique et gneissique semi-encerclé par des roches sédimentaires (Collins, 2006). Ce domaine est caractérisé par des roches avec un assemblage métamorphique de plus faible température par rapport aux roches du centre la Grande Ile (Collins, 2006). Le noyau cristallin du bloc d'Antongil consiste à des ortho- et paragneiss qui date de 3127 Ma intrudés par des granites (Tucker et al., 1999b). Des roches métasédimentaires s'étendent sur le noyau cristallin du nord à l'ouest des affleurements de ce bloc.

1.1.2 Bloc d'Antananarivo.

Le bloc d'Antananarivo, d'âge d'environ 2.5 Ga est localisé dans la partie centrale, centre-nord et centre-est de la Grande Ile et représente le plus large domaine Précambrien de Madagascar. Le bloc d'Antananarivo forme la plus large unité Pré-Paléozoïque de Madagascar et consiste à des granitoïdes datés de 2250-2500 Ma qui sont tectoniquement associés à des volumineux granites, syénites et gabbros de 824-719 Ma (Tucker et al., 1999b). L'ensemble du bloc d'Antananarivo était thermiquement et structuralement réorganisé entre 700 à 532 Ma avec ses roches préexistantes et se sont métamorphisées sous le faciès granulite entraînant le développement des fabriques gneissiques (Tucker et al., 1999b).

1.1.3 Ceinture de Bemarivo

La ceinture de Bemarivo est le socle Précambrien qui affleure le plus au Nord de Madagascar (Thomas et al., 2009). Elle est formée par des métasédiments, granites et des gneiss qui s'étendent sur des roches métavolcaniques déformées (Collins et Windley 2002). Cette ceinture chevauche les blocs d'Antananarivo, d'Antongil et la zone de suture de Betsimisaraka dans sa partie Sud (Jöns et al., 2006). Le métamorphisme enregistré dans la ceinture de Bemarivo est daté de 501-520 Ma et appartient en partie au faciès granulite (Collins et Windley, 2002). Jöns et al., 2006 ont subdivisé la ceinture de Bemarivo en trois régions distinctes : la région Sud qui consiste à des roches métapélitiques de haut grade dominées par des métagranitoïdes et des granites (Jöns et al., 2006). La partie Nord de la ceinture est marquée par des séries métamorphiques de bas grade (Jöns et al., 2006). Cette partie Nord forme la série de Daraina-Milanoa ; elle est dominée par des paragneiss, des conglomérats, des roches métavolcaniques, quartzites, marbres, amphibolites et des micaschistes contenant des disthènes ou des grenats ou des staurotides. Le métamorphisme varie du faciès schiste vert au faciès epidote-amphibolite (Jöns et al, 2006). Une analyse géothermobarométrique conventionnelle a été appliquée par Buchwaldt et al. (2003) aux roches du Sud de la ceinture de Bemarivo et a donné les conditions métamorphiques de 750 à 930 °C et de pression variant entre 6 à 10 Kb. Cette estimation est basée seulement sur l'échange Mg-Fe entre les minéraux ferromagnésiens et pose de problème pour les roches métamorphiques de haute température à cause de la rééquilibration pendant le refroidissement (Jöns et al., 2006).

La figure 1 ci-dessous nous montre les principales unités tectoniques de Madagascar d'après Windley et Collins (2002). Elle montre la localisation des différents blocs que nous venons de citer dans les paragraphes ci-dessus.

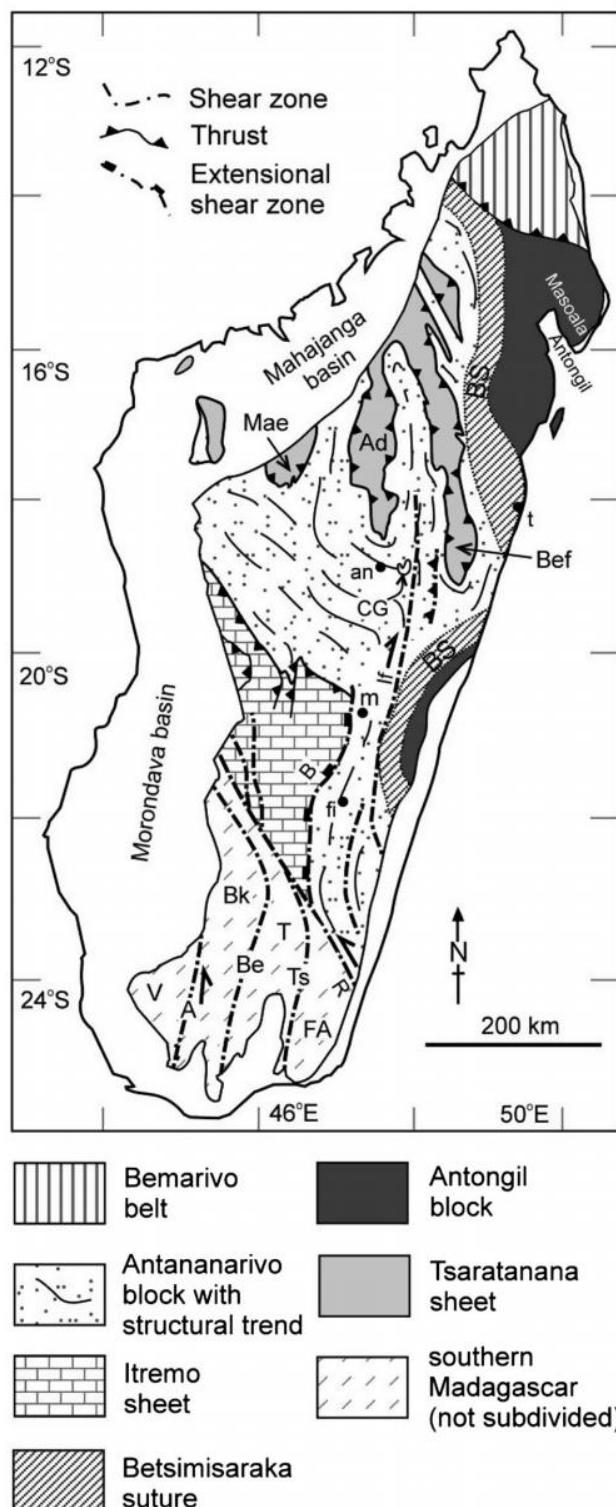


Fig. 1 Unités tectoniques de Madagascar d'après Collins et Windley (2002). An : Antananarivo ; t :Toamasina ; fi : Fianarantsoa ; Ad : Ceinture d'Andriamena ; Bef : Ceinture de Beforona ; Mae : Ceinture de Maevatanana ; V : Ceinture de Vohibory ; A : Zone de cisaillement d'Ampanihy ; Be : Zone de cisaillement de Betroka ; If : Zone de cisaillement Angavo Ifanadiana ; R : zone de cisaillement de Ranotsara.

Des travaux effectués dans la partie centrale et Nord de Madagascar ont identifié cinq unités atectoniques de l’Orogène Est Africain (East African Orogen), qui sont des larges zones de collision fondamentale de l’amalgamation de Gondwana (Collins et Windley 2002). Ces cinq unités tectoniques sont les blocs d’Antongil, d’Antananarivo, les groupes de Tsaratanana et Itremo et la ceinture de Bemarivo (Collins et Windley, 2002). Ces unités sont séparées les unes des autres soit par des zones de cisaillement, soit par des discordances régionales significatives (Collins et Windley 2002).

Les cinq unités qui constituent le socle cristallin du Nord et Centre de Madagascar étaient amalgamées pendant le Protérozoïque et fin Paléozoïque. La feuille de Tsaratanana était déformée avant 825 Ma ; pendant ce moment, les roches pré-déformées Archéennes / Paléoprotérozoïques étaient intrudées par des plutons dioritiques et gabbroïques (Collins et Windley, 2002). Cette déformation pourrait être de même âge que les larges plis de la feuille chevauchée d’Itremo entre 1855 à 804 Ma (Collins et Windley, 2002). Une contrainte plus récente entre ces deux déformations est provoquée par une suite magmatique de 825-720 Ma qui a intrudé les feuilles d’Itremo et Tsaratanana et le bloc d’Antananarivo (Collins et Windley, 2002). Après 637 Ma, la partie Est du bloc d’Antananarivo et la partie Est de la feuille de Tsaratanana ont été intensément déformées, une déformation allait jusqu’au bloc d’Antongil (Collins et Windley, 2002). Un métamorphisme de haut grade a été enregistré dans le bloc central d’Antananarivo en 550 Ma qui a été, à son tour déformé par une déformation extensive (Collins et Windley, 2002). Ailleurs dans le bloc d’Antananarivo, un magmatisme syn-extensionnel de 630 Ma suggère que pendant que l’Est de Madagascar était déformé, le centre de l’île s’étendait. La ceinture de Bemarivo était métamorphisée après que le reste de l’île était amalgamé (Collins et Windley, 2002).

La figure 2 ci-dessous nous montre la relation de Madagascar avec ses environs dans le Gondwana (Collins et al., 2003)

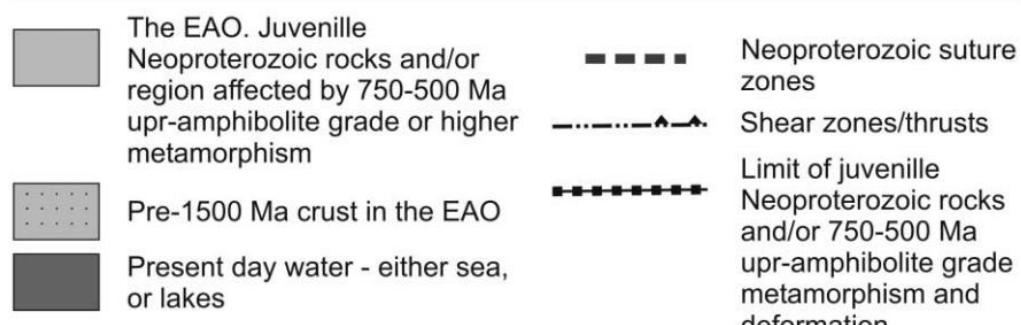
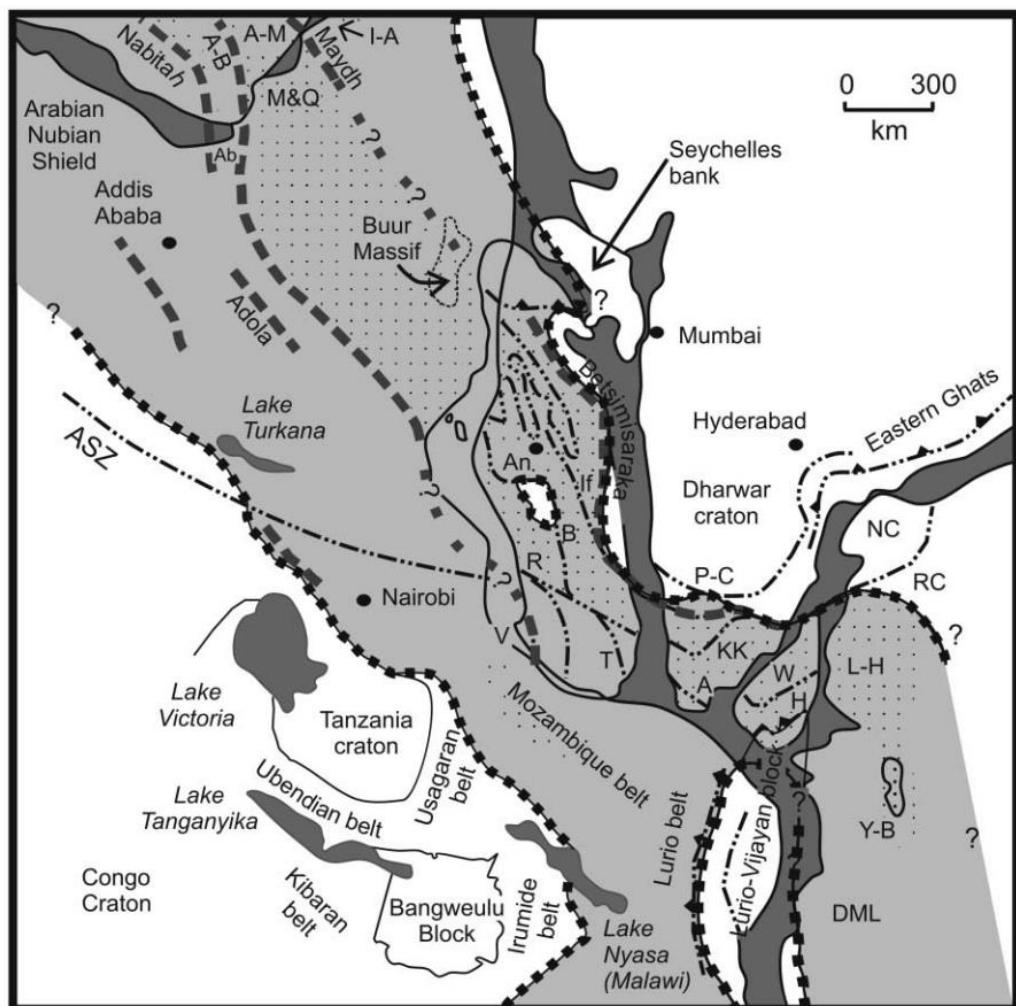


Fig. 2 Position de Madagascar au sein du Gondwana oriental. Reconstruction simplifiée du Gondwana d'après Lawyer et al. (1992, 1998), tiré dans Collins et Windley (2002).

Ab = Bloc d'Abdulkadir ; A = Zone de cisaillement d'Achankovil ; A-B = Bloc d'Al-Bayda ; A-M = Bloc d'Al-Mahfid ; An = Antananarivo ; ASZ = Zone de cisaillement d'Aswa ; DML = Dronning Maud Land ; H = Complexe de Highland ; I-A = Complexe d'Inde Ad ; If = Zone de cisaillement d'Ifanadiana ; KK = Zone de cisaillement de Karur-Kambam-Painavu- Trichur ; L-H = Complexe de Lützow-Holm ; M&Q = Bloc de Mora et Qabri Bahar ; NC = Complexe de Napier ; P-C = Système cisaillé de Palghat-Cauvery ; R = Zone de cisaillement de Ranotsara ; RC = Complexe de Rayner ; T = Zone de cisaillement de Tranomaro ; V = Ceinture de Vohibory ; W = Complexe de Wanni ; Y-B = Complexe de Yamato-Belgica ; Betsimisaraka = Suture de Betsimisaraka.

1.2 Travaux récents et les travaux de PGRM

Les parties Nord, Centre et Est de Madagascar ont fait l'objet des études géologiques du Consortium USGS-BGS lors de la révision de la cartographie de Madagascar dans le cadre du projet PGRM. A la fin du projet PGRM, l'appellation « domaines » a remplacé les termes « ceinture, bloc et système » (Tucker et al., PGRM 2012). Dès lors, le socle cristallin malgache est formé de neuf (09) domaines et sous-domaines, qui sont les domaines d'Antongil-Masora, Antananarivo, Ikalamavony, Itremo, Vohibory, Anosy, Androyen, et Bemarivo.

Le domaine d'Antongil-Masora se présente comme un équivalent du Craton du Dharwar Occidental en Inde et forme un noyau d'âge Méso- à Néoarchéen à la périphérie duquel s'est accrété le domaine d'Antananarivo, incluant les ceintures de roches vertes du complexe de Tsaratanana, au Néoarchéen terminal (BGS-USGS-GLW, 2008).

Les parties Nord et Centre de Madagascar reposent sur différents terranes archéens appelés domaines ou ceintures qui ont été juxtaposés pendant les périodes de Néoprotérozoïque-Cambrien dans l'orogenèse panafricaine (BGS-USGS-GLW, 2008).

1.2.1 Domaine de Bemarivo

Le domaine de Bemarivo est un bloc distinct de l'extrême nord de Madagascar, c'est le domaine qui affleure dans la partie Nord de Madagascar. Il comprend essentiellement des roches métasédimentaires et plutoniques calco-alcalines juvéniles, et d'âge Cryogénien (0,758-0,708 Ga) (Tucker et al., 1999b ; Thomas et al., 2009). Il est considéré comme un arc océanique ou un assemblage de plusieurs blocs qui se sont accrétés au bouclier Archéen de Madagascar vers l'Ediacarien ou le Cambrien (Buchwaldt et al., 2003 ; Jöns et al., 2006). Ce domaine peut être divisé en deux parties avec au nord, un terrain jeune comprenant des roches plutoniques intrusives et des roches volcaniques du Cryogénien, la suite de Manambato (740-708 Ma), et au sud, un terrain plus ancien constitué de roches plutoniques du Cryogénien, la suite d'Antsirabe-Nord (760-750 Ma) qui recoupe les formations du Mésoprotérozoïque de marge continentale du groupe de Sambirano-Sahantaha (Thomas et al., 2009). Ces deux terrains sont supposés s'être accrétés aux domaines déjà regroupés d'Antongil-Masora (sous-domaine d'Antongil) et d'Antananarivo au début du Cambrien vers 540-520 Ma.

Le domaine de Bemarivo est constitué par des roches supracrustales appartenant aux facies amphibolite et granulite, des métagranitoïdes et granites, des roches volcaniques stratifiées appartenant aux faciès schistes verts et amphibolite (Moine et al, 2014). Ces roches sont formées sous un faciès granulitique de moyenne pression.

Une séquence des roches sédimentaires (quartzite, micaschiste et marbre) de bas grade affectée par un métamorphisme de bas grade et intrudée par des roches de la suite d'Imorona-Itsindro est aussi visible dans ce domaine (Moine et al., 2014).

1.2.2 Domaine d'Antongil-Masora

Le domaine d'Antongil-Masora, à l'est de Madagascar, est divisé en deux sous-domaines ayant une histoire très semblable : le sous-domaine d'Antongil au nord-est et le sous-domaine de Masora, plus au sud et distinct géographiquement de celui d'Antongil. Ces deux sous-domaines sont caractérisés par des suites communes de gneiss Paléoarchéen et Mésoarchéen, ainsi que de formations métasédimentaires et orthogneissiques du Néoarchéen (Tucker et al., PGRM 2012).

Le sous-domaine d'Antongil est caractérisé par un assemblage, d'âge Paléo- à Mésoarchéen, d'orthogneiss et de roches paradérivées. Cet assemblage comprend à la fois la suite de Nosy Boraha, complexe d'orthogneiss migmatitiques, de composition Tonalite Trondhjemite-Granodiorite (TTG), et le Groupe de Fenoarivo, séquence mal comprise, de paragneiss du Mésoarchéen. Les autres roches archéennes de ce sous-domaine sont celles du groupe de Mananara au nord, et du groupe d'Ambodiriana au sud (Tucker et al., PGRM 2012). Le domaine d'Antongil-Masora préserve les plus vieilles roches connues à Madagascar (Moine et al., 2014).

1.2.3 Domaine d'Antananarivo

Le Domaine d'Antananarivo, qui correspond aux hauts plateaux du centre de Madagascar, est une vaste étendue composée d'orthogneiss et de paragneiss d'âge Néoarchéen en faciès schiste vert à granulitique (Tucker et al., PGRM 2012).

Les gneiss du Néoarchéen sont divisés en unités supracrustales, le groupe de Vondrozo au sud et le groupe de Sofia au nord, et en orthogneiss regroupés au sein de la Suite de Betsiboka et présentant une composition variée allant de granite-monzonite (type Betsiboka) jusqu'à des faciès plus basiques de composition tonalite-granodiorite (type Moramanga) (Tucker et al., PGRM 2012).

Outre ces unités, le domaine comprend trois grandes ceintures synformes de schistes et de gneiss basiques d'âge Néoarchéen à Mésoprotérozoïque (2,70-2,48 Ga). Elles sont regroupées au sein du Complexe de Tsaratanana et elles sont représentées, d'ouest en est, par la ceinture de Bekodoka-Maevatanana, celle d'Andriamena et celle de Beforona (Tucker et al., PGRM 2012).

1.2.4 Groupe d'Ambatolampy

Dans le domaine d'Antananarivo se trouve le groupe d'Ambatolampy, antérieurement reconnu comme « *Série d'Ambatolampy* » qui représente une séquence de roches supracrustales, inégalement préservées, fortement plissées et avec une extension de plus de 400 km depuis Antananarivo jusqu'à Fianarantsoa au sud (Tucker et al., PGRM 2012). Ce groupe est caractérisé par des schistes et des paraganeiss alumineux, certains sont riches en graphite, et avec d'abondants niveaux de quartzite.

1.2.5 Groupe de Manampotsy

Outre le groupe d'Ambatolampy, toujours dans le domaine d'Antananarivo, nous rencontrons aussi le groupe de Manampotsy. Le groupe de Manampotsy est une ceinture orientée N-S, de roches métasédimentaires à fort pendage (Tucker et al., PGRM 2012). Cette formation est située pour l'essentiel, à l'est de la zone de cisaillement d'Angavo-Ifanadiana. Elle peut s'étendre sur plus de 50 km de large par endroit et elle répartie sur 800 km de long entre Bealanana au nord et la marge ouest du domaine de Masora au sud (Tucker et al., PGRM 2012).

1.2.6 Suite d'Imorona-Itsindro

La suite d'Imorona-Itsindro est très présente dans les domaines Précambriens du centre de Madagascar à savoir celui d'Antananarivo, le sous-domaine d'Itremo et le domaine d'Ikalamavony (Tucker et al., PGRM 2012). Dans les autres domaines, cette suite n'a été identifiée que dans le sous-domaine Anosy et le sous-domaine de Masora. La suite d'Imorona-Itsindro est très bien contrainte en âge par des données isotopiques qui la situent entre 820 et 760 Ma (Tucker et al., PGRM 2012).

1.2.7 Conditions métamorphiques (Pression – Température) panafricaines (tirées de PGRM, 2012)

D'après les informations collectées dans le rapport final de BGS-USGS-GLW, 2008 (tableau 1), les roches du domaine d'Antongil se sont formées sous les conditions du faciès amphibolite sous des températures comprises entre 600 à 750°C et de pressions entre 8 à 10 Kb. Le domaine de Masora montre des températures légèrement inférieures de 650-700°C et pour une pression de 6-7 Kb. Le domaine d'Antananarivo autochtone de l'ouest montre des températures de 650-750°C mais des pressions relativement basses de 4-6 Kb. Le complexe du Mangoro, le long de la partie orientale du domaine d'Antananarivo autochtone montre des pressions et températures similaires dans le sud avec 5,5-6 Kb, mais des pressions légèrement plus élevées dans le Nord, où les 7-8 Kb ont été enregistrés (tableau 1).

La partie principale de la ceinture Manampotsy montre des températures similaires au Complexe du Mangoro avec 700 à 750°C mais une pression plus élevée de 7,5 à 10 Kb, tandis que la partie orientale enregistre les températures légèrement plus basses de 600 à 650°C, mais des pressions plus élevées de 10-12 Kb (tableau 1).

Dans la partie nord du Groupe de Sahantaha sur le flanc sud du Domaine de Bemarivo, des températures de 500 à 600°C et des pressions de 6-8 Kb sont enregistrées, semblables à celles du nord du Complexe du Mangoro. Des températures plus élevées jusqu'à 850°C ont été enregistrées par le thermomètre de deux feldspath, mais il n'est pas certain qu'elles sont fiables bien qu'elles s'accordent avec les températures publiées par Jöns et al., (2006). Il y a très peu de déterminations thermobarométriques dans la partie nord du Domaine de Bemarivo et les conditions sont basées uniquement sur les assemblages de minéraux, mais il y a des différences. Le groupe de Milaoa a des assemblages de facies amphibolite moyen à supérieur. Le Groupe de Manambato montre un métamorphisme similaire. Par contre, le Groupe de Daraina montre des assemblages de faciès de schistes verts supérieurs et le Groupe d'Andrarona le faciès de schistes verts faibles seulement (Tucker et al., PGRM 2012).

Tableau 1 : Résumé des conditions de Pression et de Température de formation des roches des zones d'études (Tucker et al., PGRM 2012).

Zone	Température	Pression
Antongil	600 à 750°C	8 à 10 Kb
Masora	650 à 700°C	6 à 7 Kb
Antananarivo	650 à 750°C	4 à 6 Kb
Antananarivo Nord	651 à 750°C	7 à 8 Kb
Manampotsy	700 à 750°C	7,5 à 10 Kb
Manampotsy oriental	600 à 650°C	10 à 12 Kb
Bemarivo	500 à 600°C	6 à 8 Kb

METHODOLOGIE

2.1 MATERIELS ET MATERIAUX UTILISES

2.1.1 Zone d'étude

2.1.1.1 Situation géographique

Du point de vue géographique, la présente étude se passe principalement les parties Nord, orientale et centrale de Madagascar. Plus particulièrement, cette étude concerne huit (08) régions administratives de la Grande Ile, à savoir les régions DIANA, SAVA et Sofia au Nord, Analanjirofo, Atsinanana et Alaotra Mangoro à l'Est, Vatovavy Fitovinany au sud-est et Amoron'i Mania au Centre.

Le choix de ces zones repose sur le fait que la présente étude est une application des techniques de détermination des conditions de formations des roches issues des secteurs d'études du Consortium BGS et USGS lors du projet PGRM. En effet, lors du projet PGRM, le Consortium BGS-USGS s'occupait des zones Nord, orientale et centrale de Madagascar dont nous disposons des échantillons avec des analyses chimiques des minéraux.

Dans la figure 3 ci-dessous, nous voyons la limite administrative des régions concernées par cette étude afin de voir la situation ou localisation géographique de la zone de cette étude.

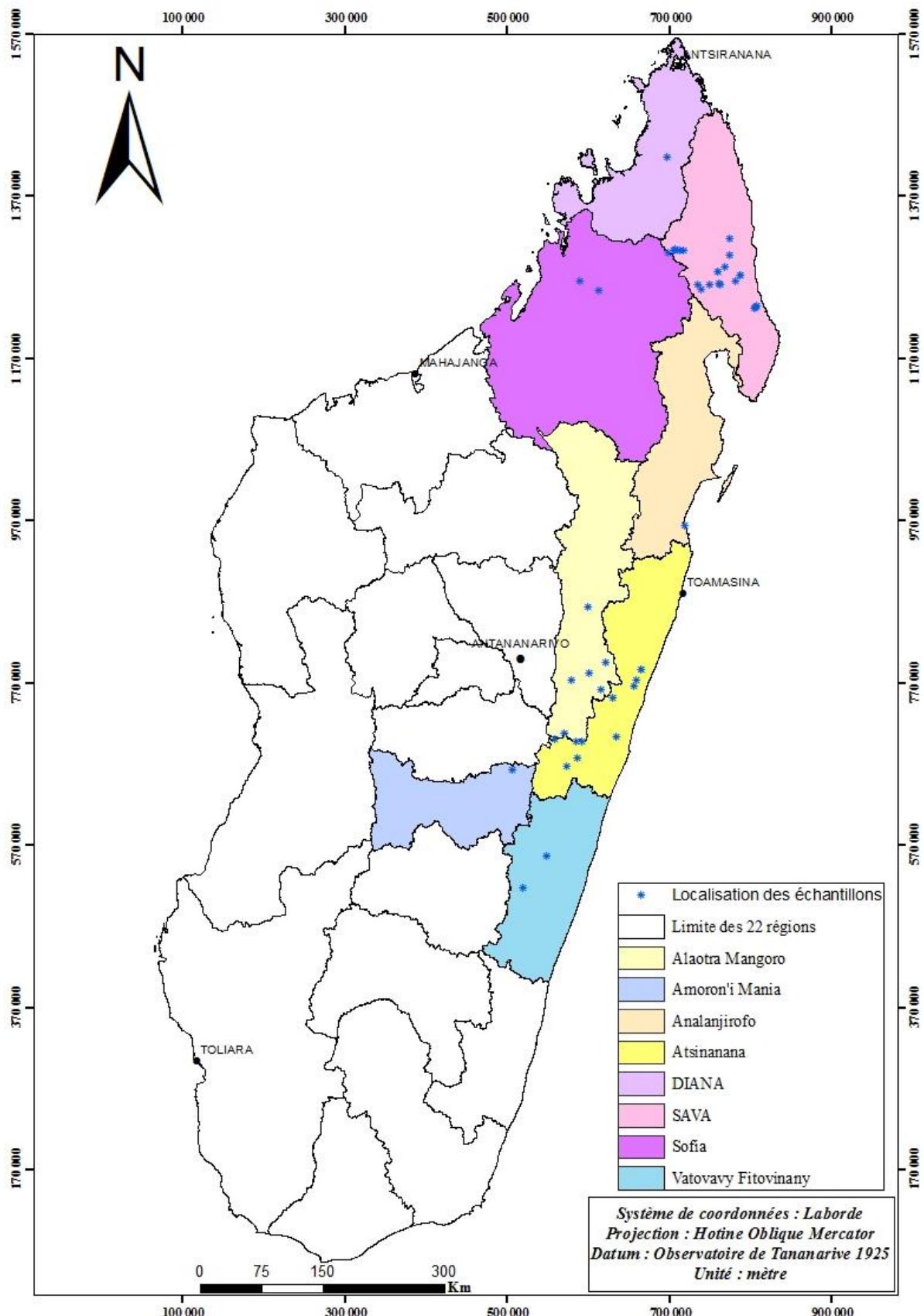


Fig. 3 Situation géographique de la zone d'étude montrant la localisation géographique des échantillons étudiés. Les parties colorées sont les régions dont une partie est concernée par cette étude, les parties laissées en blanc ne sont pas concernées.

Comme nous pouvons constater sur la figure 3, l'étude concerne principalement les parties Nord et orientale de l'île. Les échantillons étudiés se concentrent surtout dans la partie Nord-Est et Est.

2.1.1.2 Cadre géologique

Du point de vue géologique, cette étude s'étend sur trois domaines lithologiques du socle cristallin de Madagascar : les domaines de Bemarivo au Nord et Nord-Est, le domaine d'Antongil-Masora au Nord-Est et Est, et le domaine d'Antananarivo au Centre, Centre-Est et Centre-Nord.

Le domaine d'Antongil-Masora est connu comme le domaine renfermant les formations géologiques les plus vieilles de la Grande Ile ; il est d'âge Méso à Néoarchéen (~3200 Ma) et affleure dans la partie Est de la Grande Ile (Schofield et al., 2010). Le domaine d'Antongil-Masora est dominé essentiellement au Nord, par des Monzogranites et aussi des granitoïdes, migmatites et schistes ; les parties Sud et Ouest sont dominées par des roches métasédimentaires et des gneiss (Schofield et al., 2010).

Le domaine d'Antananarivo combiné au domaine d'Antongil-Masora, occupe une très grande superficie du socle cristallin malgache. Ce domaine affleure aussi bien au Centre qu'au Nord de la Grande Ile. Il s'agit d'un ensemble lithologique complexe d'âge Néoarchéen (~2500 Ma) et formé essentiellement de gneiss et de migmatites (Schofield et al., 2010) .

Le domaine de Bemarivo, quant à lui, est un ensemble lithologique formé par des roches plus jeunes par rapport aux deux autres domaines cités ci-dessus. Il affleure au Nord et au Nord-Est de Madagascar et date du Néoprotérozoïque (Thomas et al., 2009), et est dominé par des roches métasédimentaires et des granitoïdes (Schofield et al., 2010).

Outre ces domaines, la présente étude touche aussi des suites lithologiques (suite d'Imorona-Itsindro) et des groupes lithologiques (groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy) qui sont des intrusions dans ces domaines.

La figure 4 ci-dessous nous montre la place de ces domaines ainsi que les suites que nous venons de parler par rapport à la carte géologique globale de Madagascar.

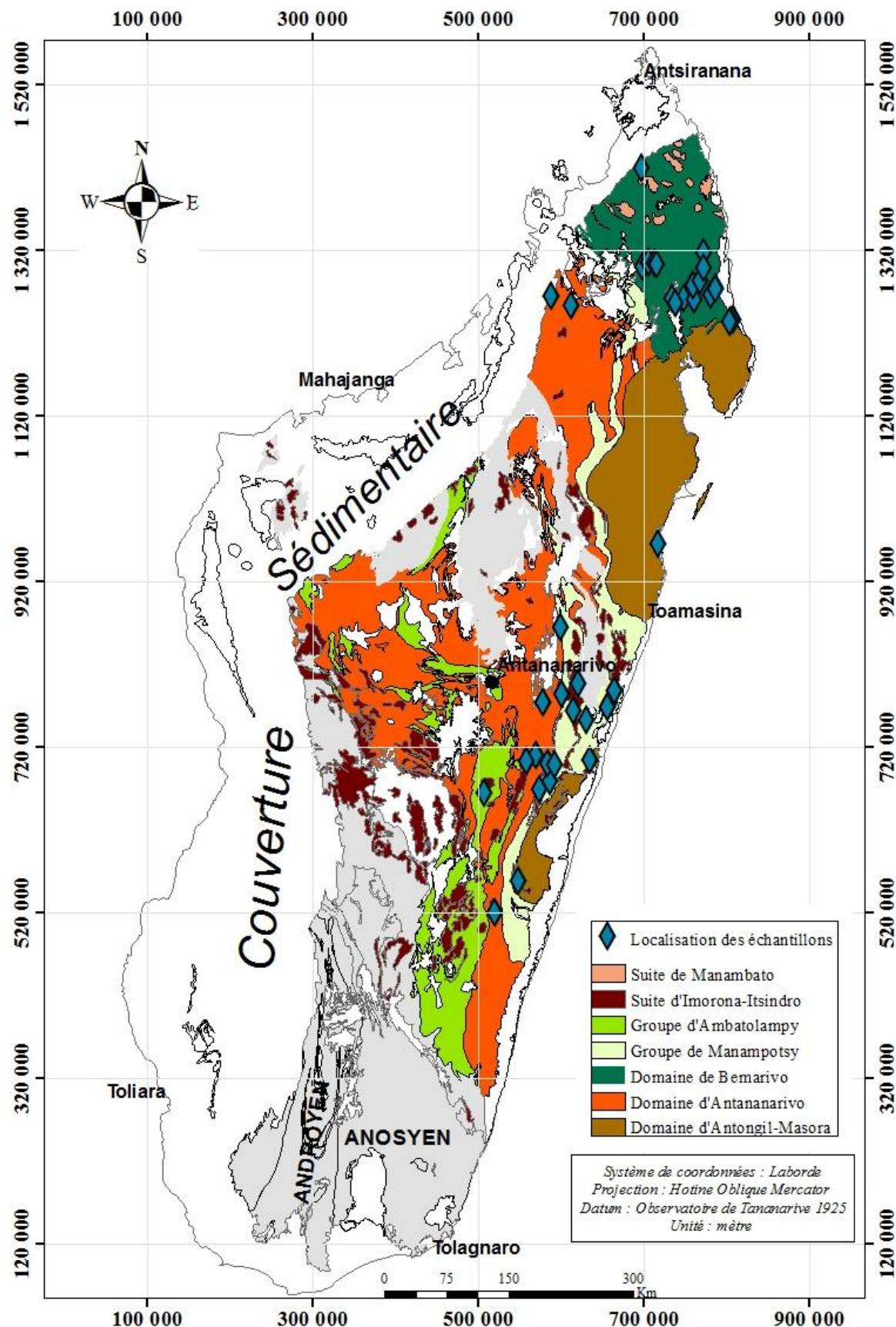


Fig. 4 Cadre géologique de la zone d'étude, montrant les domaines géologiques étudiés (parties vivement colorées), les parties non colorées ou laissées en gris ne sont pas concernées par cette étude. (D'après la carte géologique de Madagascar par BGS-USGS-GLW, modifiée par l'auteur).

Cette carte (figure 4) nous montre bien que les domaines géologiques concernés par cette étude sont les domaines de Bemarivo et d'Antananarivo. Avec ces deux domaines s'ajoutent les groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy ; et aussi les suites d'Imorona-Itsindro et de Manambato.

2.1.2 Matériels de traitement des données

Pour atteindre l'objectif de cette étude, nous avons recours à l'utilisation de quelques logiciels ou langage informatique afin de déterminer les conditions de formation des roches dans les zones d'étude. Ces matériels nous permettent de faire des traitements ou d'analyse des données géochimiques.

2.1.2.1 Le langage Quick basic (QB)

Le quick basic est un vieux langage informatique permettant d'exécuter des commandes afin de faire des calculs avec Windows. Dans notre cas, nous avons utilisé quick basic pour déterminer la température de formation des roches contenant de la biotite avec un taux de fluor assez élevé en utilisant des données chimiques des éléments présents dans les minéraux constituant la roche. Pendant ce travail, le QB version 6.4 nous a été de grande utilité.

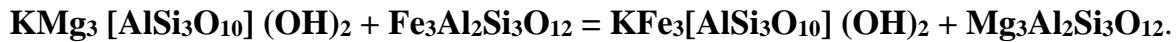
2.1.2.2 Le géothermomètre grenat – biotite

Le géothermomètre grenat-biotite, abrégé en TGtBi (Moine et Gibert, 1997, non publié), est un thermomètre géologique qui permet d'obtenir la température de formation d'une roche métamorphique en fixant la valeur de la pression, en utilisant l'échange Fe-Mg entre grenats et biotites. Ce géothermomètre a été choisi lors de la réalisation de ces travaux vu qu'il tient compte de la teneur en fluor de la roche. L'incorporation du fluor dans la biotite va stabiliser le composant de Mg de la biotite (Zhu et Sverjensky, 1992). Dans ce cas, la température obtenue à partir du géothermomètre grenat-biotite serait sous-estimée si nous ignorons la teneur du fluor dans la biotite (Zhu et Sverjensky, 1992). C'est la raison pour laquelle cette méthode a été choisie et utilisée dans le cas de la présente étude. Ce géothermomètre grenat-biotite peut à la fois être utilisé avec Microsoft Excel sous forme de programme (cas du programme de Wu) ou lancé avec winTWQ. Les deux cas sont utilisés dans cette étude.

D'une manière générale, le géothermomètre grenat-biotite a été largement utilisé dans les études pétrologiques et a subi plusieurs calibrations expérimentales par Ferry et Spear en 1978, Perchuck et Lavrent'eva en 1983 ; et empiriques par Saxena en 1969, Thompson en 1976, Goldman et Albee en 1977, Hodges et Spear en 1982, Ganguly et Saxena en 1984, et Indares et Martignole en 1985 (Zhu et Sverjensky , 1992).

Les calibrations ont donné des estimations de températures constantes et raisonnables pour les roches métamorphiques de moyen grade (Zhu et Sverjensky, 1992).

Le géothermomètre grenat-biotite est basé sur la réaction :



Ce géothermomètre grenat-biotite est aussi utilisé sous forme d'un programme EXCEL dans la méthode de détermination de température de Wu (Wu et al, 2005).

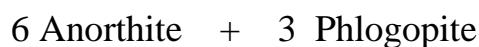
2.1.2.3 Le géothermobaromètre de Wu

Il s'agit d'un programme de calcul EXCEL permettant de déterminer la température et la pression de formation d'une roche à partir des données chimiques des minéraux de la roche.

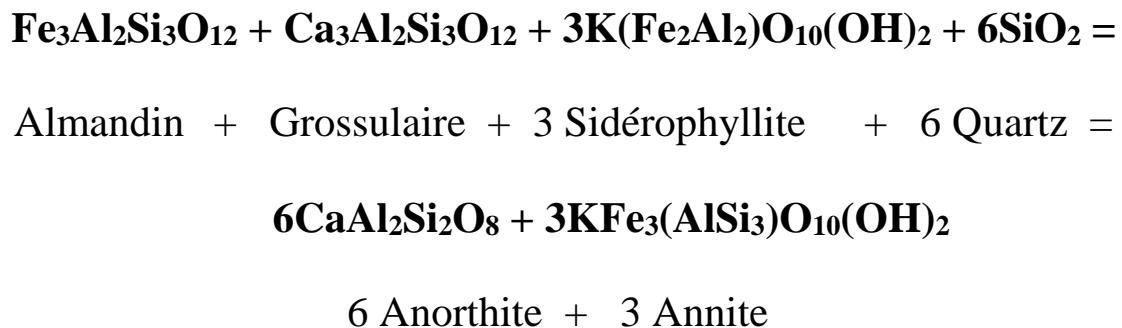
Ces minéraux sont la biotite, le grenat et le plagioclase.

Le géothermomètre s'agit du grenat-biotite et le principe de ce géothermomètre est déjà expliqué ci-dessus.

Le géobaromètre GBPQ (Grenat-Biotite-Plagioclase-Quartz) est largement utilisé pour l'estimation de pression de formation des roches métapélitiques et surtout quand l'aluminosilicate est absent. Ce géobaromètre pour l'assemblage des minéraux pélitiques grenat + biotite + plagioclase + muscovite + quartz a fait l'objet des plusieurs travaux de calibration (Wu et al, 2004). D'après Wu et al, le géobaromètre utilisé pour cette méthode est basé sur le modèle d'équilibre entre le Mg et le Fe suivant les réactions :



Et



2.1.2.4 Le logiciel Arcgis 10.3

Il s'agit d'un logiciel largement utilisé dans le Système d'Information Géographique (SIG) pour la réalisation et traitement des cartes. Nous avons utilisé ce logiciel lors de la réalisation des cartes dans ces travaux.

2.2 METHODES UTILISEES

Avant d'atteindre les objectifs attendus, trois étapes ont été franchies dans ce travail. La première étape est la compilation et recherche bibliographique. Cette étape est suivie du traitement des données chimiques des minéraux des roches (analyses chimiques des minéraux à la microsonde) selon les objectifs attendus. La dernière étape consiste à l'interprétation des résultats obtenus après traitement de ces données.

2.2.1 Compilation et recherche bibliographiques

Dans cette étape, une synthèse des documents en relation spatiale avec la zone d'étude et en relation thématique avec l'objectif du travail a été faite. Les documents récents et anciens que ce soit numériques ou imprimés ou même en ligne ont été consultés dans cette partie.

2.2.2 Traitement des données chimiques

Pour le traitement des données chimiques des minéraux, nous avons utilisé quelques méthodes afin de pouvoir confronter les résultats obtenus.

Pour estimer la température et la pression de formation des roches, nous avons eu recours aux méthodes suivantes : la méthode température grenat-biotite (TGt-Bt), winTWQ, la méthode Grenat-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) et la méthode de Henry.

2.2.3 Méthode grenat-biotite (TGt-Bt) avec Quick Basic 6.4 (Zhu et Sverjensky, 1992)

La méthode grenat-Biotite (TGt-Bt) permet d'estimer la température de formation des roches en fonction de la teneur des éléments sous forme d'oxyde présents dans le grenat et la biotite de la roche étudiée. Pour cela, nous devons introduire dans un premier temps, la composition des grenats incluant la teneur en grossulaire, pyrope, almandin et spessartite ; et ensuite, il faut introduire la composition de la biotite comprenant la teneur en Si, Al IV, Al VI, Mg, Fe, Ti, K, F, OH, Cl dans le programme quick basic. Ces données sont obtenues dans la formule structurale des grenats et biotites. Une fois ces données introduites, nous pouvons exécuter le programme. Pendant l'exécution de ce programme, il faut introduire une valeur de température estimative et le programme calcule une valeur de température. Si cette valeur de température calculée est différente de la valeur de température estimative introduite, il faut relancer le programme en ajustant la valeur de température à introduire jusqu'à ce la valeur de température estimative introduite est égale à la valeur de température calculée par le programme.

Ce programme utilise le géothermomètre grenat-biotite pour estimer la température de formation de la roche en question. Cette méthode est donc seulement applicable aux roches comportant de grenat et de biotite et que tous les oxydes soient bien analysés lors de l'analyse chimique des minéraux.

2.2.4 Méthode winTWQ de Berman (2007)

WinTWQ est un logiciel utilisé dans la détermination des conditions P-T de formation des roches métamorphiques. Cette méthode permet d'estimer à la fois la température et la pression de formation d'une roche selon la nature des éléments présents dans la roche. Ce logiciel comporte des géothermomètres et géobaromètres et peut estimer les conditions de formation des roches en fonction des équilibres chimiques qui puissent s'établir entre les minéraux présents dans la roche.

Quelques étapes sont suivies franchies avant l'obtention des résultats (température et pression) avec cette méthode. La première étape consiste à transformer les analyses chimiques vers un fichier sous format .oxi (équivalence des oxydes). Ensuite, ce même fichier sera transformé en un fichier CMP comportant les formules structurales de tous les minéraux. Une fois le fichier CMP obtenu, nous l'introduisons dans winTWQ et ce logiciel va analyser les réactions d'équilibre minéralogique possible, le choix nous appartient pour choisir lesquelles des réactions sont à utiliser.

La dernière étape de cette méthode consiste à établir les courbes P vs T. Pour ce faire, les résultats de calcul donnés dans le fichier « SUMMARY.txt » seront transformés en fichier EXCEL. Les valeurs de pression et de température sont alors obtenues en lisant les valeurs sur le point d'intersection des courbes barométrique et thermométrique.

2.2.5 Méthode de Wu (2004)

Il s'agit d'une méthode géothermobarométrique sous forme de programme avec Microsoft Excel permettant de calculer la valeur de la pression et de la température en même temps. Le principe est simple : introduire les données de la composition chimique sous forme oxydes de grenat, biotite et plagioclase de la roche. Après cela, insérer des valeurs de pression et de température (de façon estimative) et le programme s'exécute automatiquement et donne la valeur de la pression et de la température compte tenu de la proportion en oxydes de ces trois minéraux. C'est la méthode la plus simple parmi les méthodes que nous avons employé. Nous sommes gâtés pendant ce travail car nous avons pu directement utiliser ce programme sous fichier EXCEL, ce qui a facilité notre tâche puisqu'il nous reste plus qu'à insérer les données nécessaires afin d'obtenir les valeurs de température et pression.

2.2.6 Méthode de Henry (2005)

La méthode de Henry permet de déterminer la température de formation d'une roche en utilisant la concentration de Ti dans le TiO₂ présent dans la biotite. La formule structurale de la biotite est calculée afin d'obtenir la teneur en Ti et la fraction molaire du magnésium. Ensuite, nous appliquons la formule suivante pour déterminer la température :

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333}$$

Avec T : température (en °C)

ln : logarithme népérien

Ti : valeur de Ti pour une formule structurale calculée pour 22 oxygènes

a, b, c : paramètres numériques (a= -2,3594 ; b= 0,0000000046482 ; c= -1,7283)

X_{Mg} = Mg / (Mg+Fe).

Il faut noter que cette méthode de détermination de température est applicable pour des roches formées sous une pression entre 4 à 6 Kb. De ce fait, la méthode de Henry est appliquée aux échantillons dont la valeur de pression qui est déjà connue (calculée avec les autres méthodes : méthode de Wu et winTWQ).

RESULTATS

3.1 Présentation des échantillons à étudier

Au total, quarante-six (46) échantillons de roches métamorphiques issus des domaines de Bemarivo, d'Antongil, d'Antananarivo ; des groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy ; et de la suite d'Imorona Itsindro font l'objet d'études dans cet ouvrage. Dans vingt-cinq (25) de ces échantillons, le fluor est présent dans les analyses chimiques des minéraux et pour les autres échantillons, le fluor n'a pas été analysé.

Avant d'entrer dans le détail de cette partie, nous allons d'abord présenter dans les tableaux 2a, 2b et 2c ci-dessous la nature, les coordonnées et le domaine d'appartenance des échantillons.

Tableau 2a: Présentation des échantillons étudiés avec leur nature respective.

Echantillon	X (en m)	Y (en m)	Domaine /Groupe/ Suite	Nature de la roche
BD-222B	760 124	1 262 753	Bemarivo	Orthogneiss folié à grenat-biotite avec composition tonalitique
BDW-109A	506 779	663 951	Ambatolampy	Gneiss à grenat et biotite
BDW-152	519 139	519 236	Antananarivo	Gneiss charnockitique à Opx, biotite, Cpx et amphibole
BDW-177	748 780	1 262 068	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat-kyanite-biotite
BDW-224	761 583	1 261 110	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat biotite jusqu'à Orthogneiss
BT-06-09	773 000	1 318 000	Bemarivo	Orthogneiss granodioritique à grenat et biotite
DS-30502	717 785	964 667	Antongil	Gneiss tonalitique à grenat et biotite
GW-052	787 080	1 274 084	Bemarivo	Schiste altéré à grenat, sillimanite et biotite
GW-083	807 721	1 235 988	Bemarivo	Schiste à grenat et biotite
GW-104A	805 570	1 234 680	Bemarivo	Schiste à grenat et biotite
GW-164A	803 640	1 233 284	Bemarivo	Gneiss granitisé altéré à grenat, muscovite et biotite
GW-194	780 498	1 266 076	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat, sillimanite et biotite
JE-60C	598 652	864 547	Antananarivo	Gneiss à sillimanite, grenat et biotite
KGM-07	733 777	1 262 488	Bemarivo	Gneiss migmatitique à sillimanite-grenat-biotite
KGM-09	738 272	1 256 418	Bemarivo	Gneiss à grenat-kyanite-biotite
KGM-13	759 598	1 278 290	Bemarivo	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
KGM-14	759 672	1 278 157	Bemarivo	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite

Tableau 2b: Présentation des échantillons étudiés avec leur nature et coordonnées respectives (suite)

KGM-18	767 807	1 283 559	Bemarivo	Gneiss migmatitique à sillimanite-kyanite-grenat-biotite
KH-11	696 721	1 419 344	Bemarivo	Amphibolite
KH-27	773 164	1 298 759	Bemarivo	Gneiss à grenat, biotite, kyanite et sillimanite
PP-251	548 753	557 207	Imorona-Itsindro	Gneiss charnockitique à Opx, Cpx, amphibole et tonalite
RK-02-164	659 511	774 040	Imorona-Itsindro	Granite gneissique à biotite, grenat et amphibole
RK-02-174	664 573	787 140	Imorona-Itsindro	Métagranite à grenat, biotite et amphibole
RK-02-234	614 638	763 121	Manampotsy	Gneiss rubané à grenat, amphibole et biotite
RK-02-272	630 114	752 514	Manampotsy	Schiste à grenat et biotite
RS-50	620 800	796 235	Manampotsy	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
RT-06B159	655 549	767 324	Manampotsy	Orthogneiss granitique biotite-amphibole-grenat
RT-06B166	664 559	787 082	Imorona Itsindro	Orthogneiss granitique à biotite-amphibole-grenat
RT-06B234	634 204	704 377	Manampotsy	Gneiss à grenat-biotite-amphibole
RT-06B286	586 381	678 162	Manampotsy	Orthogneiss granitique à grenat, biotite et amphibole
RT-430C	698 284	1 300 551	Bemarivo	Gneiss à biotite-grenat-disthène
RT-441A	705 182	1 303 960	Bemarivo	Granite orthogneissique à grenat-biotite et sillimanite
RT-442	705 990	1 304 465	Bemarivo	Granite orthogneissique à sillimanite-grenat-biotite
RT-444B	706 503	1 306 002	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat-biotite
RT-450	712 394	1 304 414	Bemarivo	Granite orthogneissique à sillimanite-grenat-biotite
RT-452	716 350	1 303 276	Bemarivo	Gneiss à sillimanite-grenat-biotite
WB-002	600 632	783 479	Manampotsy	Gneiss migmatitique à grenat et biotite

Tableau 2c : Présentation des échantillons étudiés avec leur nature et coordonnées respectives (suite)

WB-019	569 615	709 537	Antananarivo	Orthogneiss tonalitique à grenat et biotite
WB-026	584 397	699 497	Imorona-Itsindro	Gneiss tonalitique à grenat, biotite et amphibole
WB-027	558 064	701 662	Manampotsy	gneiss à grenat, biotite,amphibole - amphibolite à grenat
WB-028	591 981	698 415	Manampotsy	gneiss à biotite et grenat
WB-030A	578 298	773 891	Antananarivo	Gneiss tonalitique à grenat, biotite et amphibole
WB-046	573 564	667 824	Manampotsy	Gneiss mafique amphibolisé à grenat et pyroxène
WB-1465	612 107	1 254 010	Antananarivo	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
WB-1784A	588 625	1 265 472	Antananarivo	Quartzite mylonitique à grenat et biotite
WB-72	787 293	1 273 851	Bemarivo	Gneiss quartzique altéré à muscovite et biotite

Dans ces trois tableaux (tableau 2a, 2b et 2c), nous pouvons constater que les échantillons étudiés appartiennent à la catégorie des roches métamorphiques, ce qui veut dire roches issues de la transformation des roches préexistantes suite à la recristallisation de leurs minéraux constitutifs. Cette recristallisation des minéraux est due à la modification des conditions dans laquelle la roche s'est trouvée. Les facteurs les plus influents de cette modification ou transformation sont en fait la température et la pression. Nous pouvons aussi constater que tous les échantillons dans ce tableau sont issus de deux domaines lithologiques du socle cristallin malgache (domaines de Bemarivo et Antananarivo), deux groupes (Manampotsy et Ambatolampy) et une suite magmatique (Imorona-Itsindro).

Essayons donc de déterminer les valeurs de pression et température conduisant à la formation de ces roches. Pour cela, nous allons voir successivement les résultats obtenus en utilisant les différentes méthodes que nous avons citées antérieurement dans la partie méthodologie ; à savoir la méthode de winTWQ, la méthode de GBPQ, la méthode de TGtBt de Zhu et Sverjensky, et la méthode de Henry.

3.2 Estimation par winTWQ 2.34

Parmi les échantillons étudiés, en utilisant le winTWQ 2.34, nous avons obtenu des résultats sur dix-neuf (19) d'entre-eux. Tout d'abord, nous allons présenter ces résultats sous forme graphique, puis nous allons les présenter dans un tableau pour une meilleure lecture. Pour les résultats sous forme graphique, comme nous avons déjà expliqué dans la partie méthodologie, la valeur de température et de pression correspond aux coordonnées des points d'intersection entre la courbe thermométrique et la courbe barométrique. Les courbes thermométriques correspondent aux courbes partant de l'axe des abscisses (axe de température), et les courbes barométriques correspondent aux courbes partant des axes des ordonnées (axes de pression). Sur les graphiques, nous avons entouré ces points d'intersection pour un meilleur repérage.

Nous avons classé les résultats obtenus par cette méthode par domaine de provenance pour faciliter l'interprétation des résultats. De ce fait, avec cette méthode de winTWQ, nous avons classé les résultats en trois parties selon leur provenance : domaine d'Antananarivo, domaine de Bemarivo, groupe de Manampotsy et d'Ambarolampy.

3.2.1 Domaine d'Antananarivo

Parmi les échantillons issus de ce domaine, seulement trois échantillons ont donné des résultats avec winTWQ. Les valeurs de température et pression de formation de ces échantillons sont sur la figure 5 ci-après.

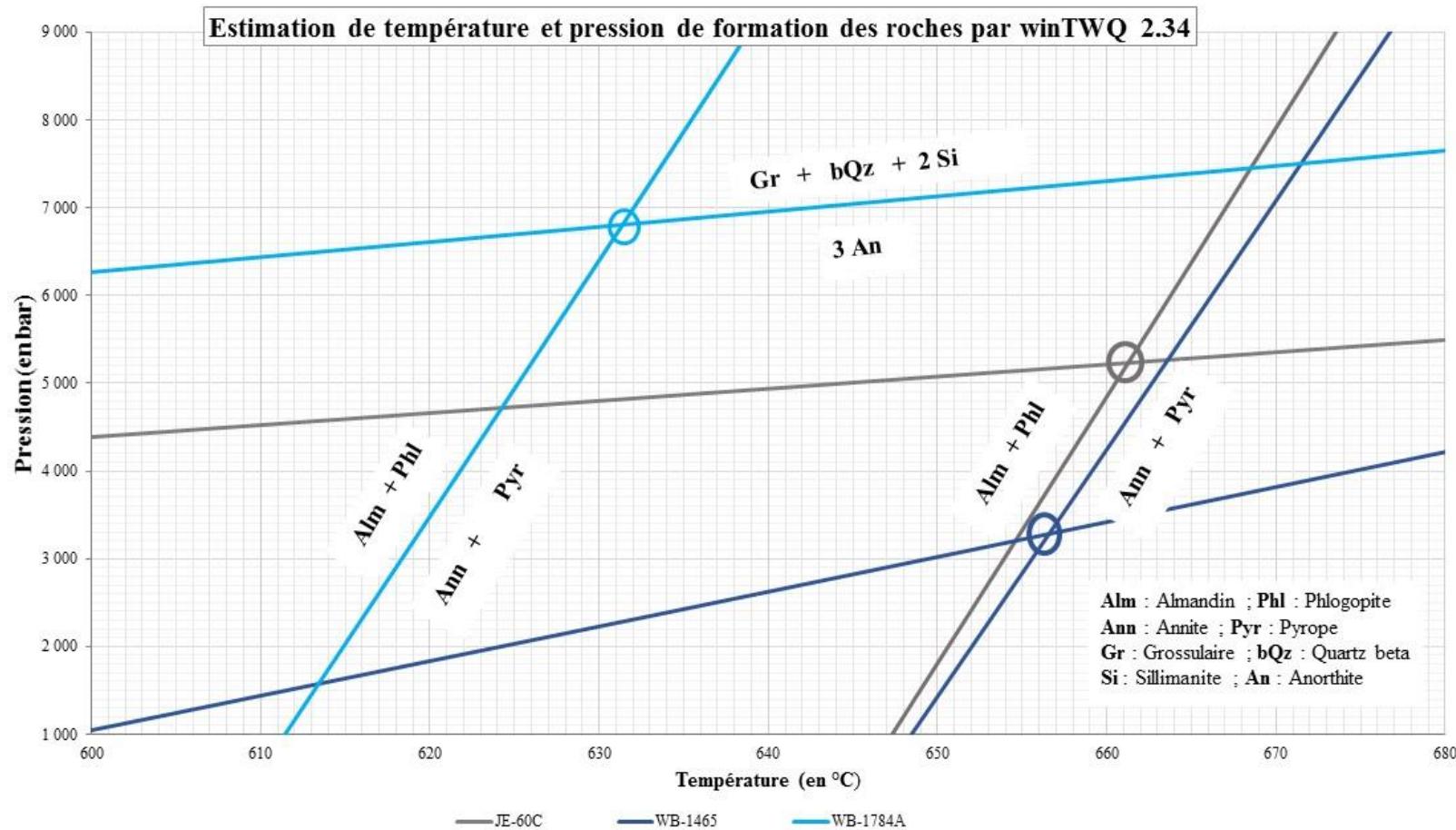


Fig. 5 Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine d'Antananarivo. Les ronds indiquent les points d'intersection qui correspondent aux valeurs de température (en projetant sur l'axe des abscisses) et pression (en projetant sur l'axe des ordonnées)

Sur cette figure 5, en lisant les valeurs sur le point d'intersection des courbes thermométriques et barométriques, nous pouvons déduire les valeurs de température et pression de formation de ces échantillons que nous plaçons dans le tableau 3 ci-après.

Tableau 3: Température et pression de formation des roches issues du domaine d'Antananarivo obtenues par la méthode de winTWQ.

Echantillon	Température (°C)	Pression (Kb)	Nature de la roche
JE-60C	661	5,3	Gneiss à sillimanite, grenat et biotite
WB-1465	657	3,4	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
WB-1784A	632	6,8	Quartzite mylonitique à grenat et biotite

Nous constatons d'après ce tableau (tableau 3) que les échantillons issus du domaine d'Antananarivo ont été formés sous la température allant de 632 à 661 °C avec une pression variant de 3,4 à 6,8 Kb.

3.2.2 Domaine de Bemarivo

Quatorze (14) échantillons issus du domaine de Bemarivo ont donné des résultats avec la méthode de winTWQ parmi les échantillons étudiés. Nous allons présenter ces résultats dans les trois figures successives ci-dessous (fig. 6a à 6c).

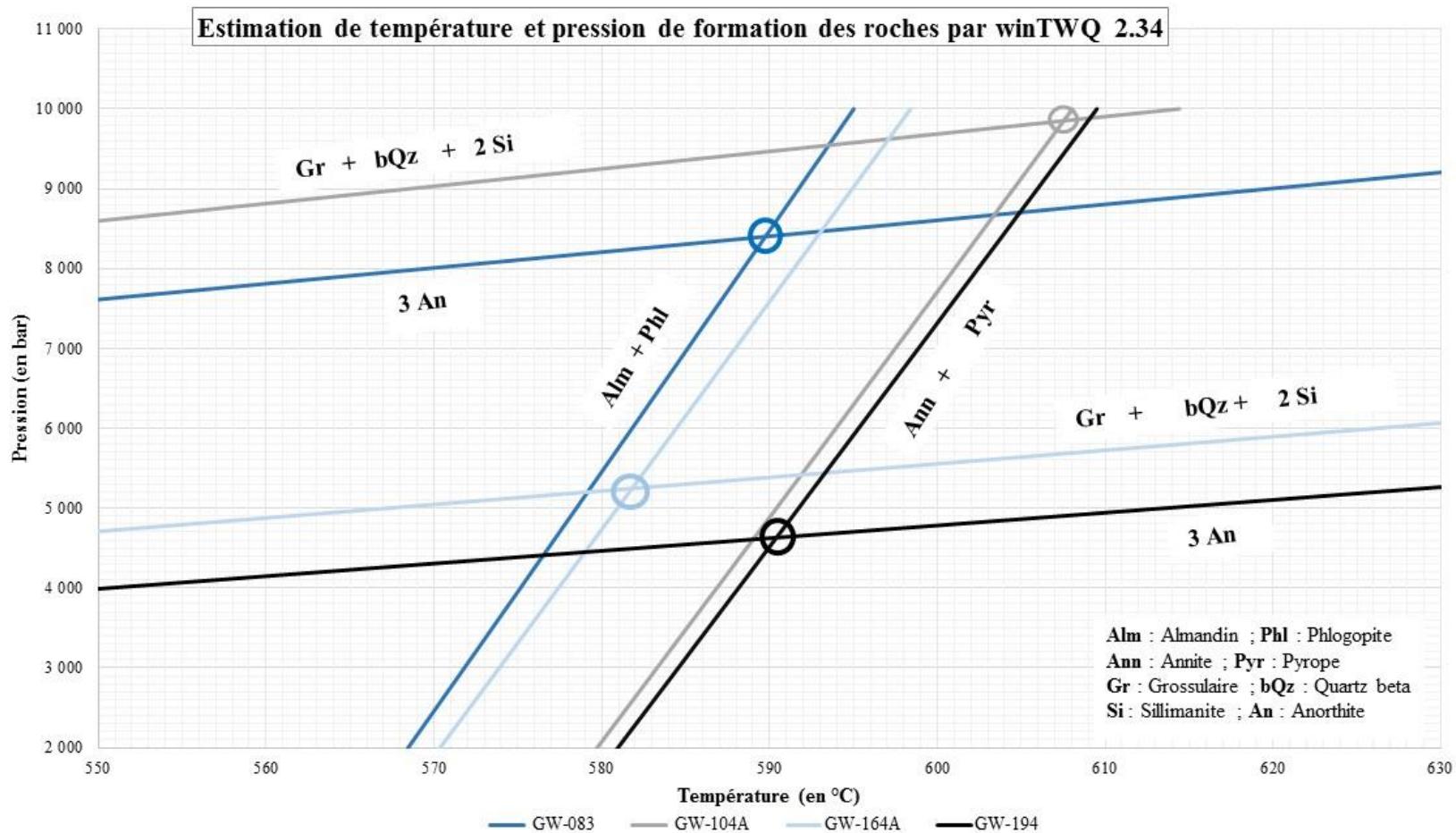


Fig. 6a Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo.

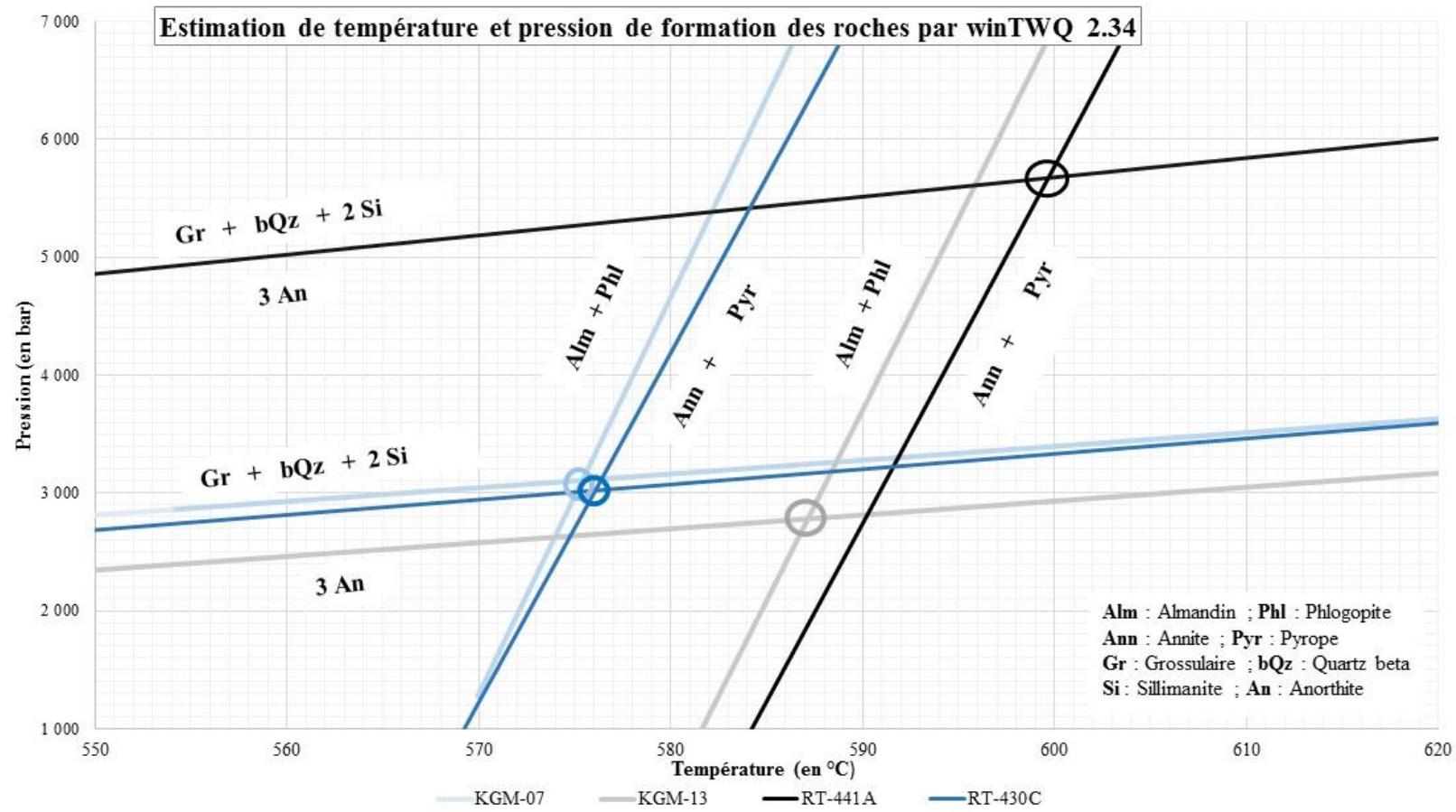


Fig. 6b Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo (suite).

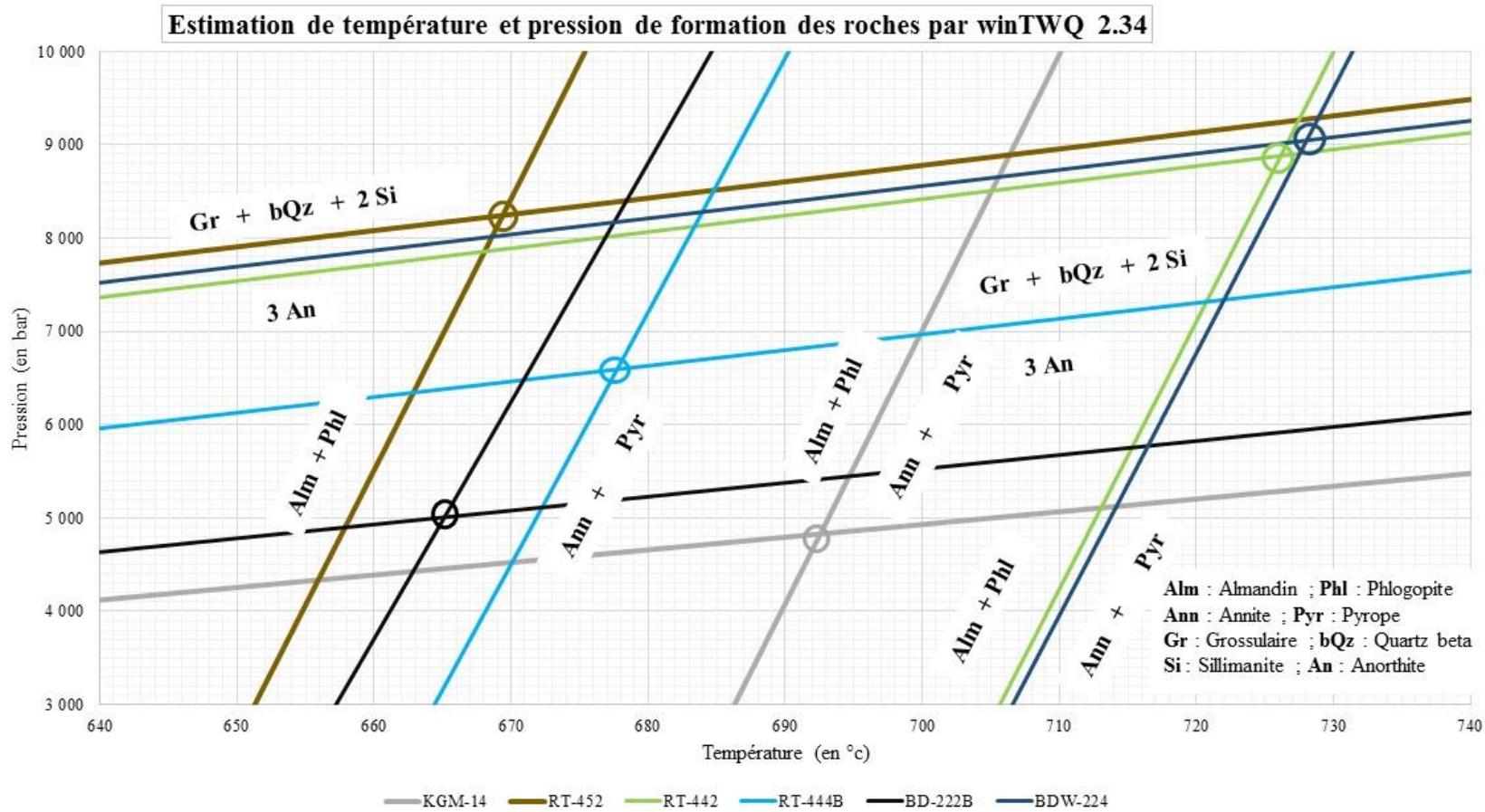


Fig. 6c Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus du domaine de Bemarivo (suite).

D'après ces trois figures (fig. 6a, 6b et 6c), nous pouvons en déduire les valeurs de température et pression lors de la formation de ces échantillons issus du domaine de Bemarivo que nous allons présenter dans le tableau 4 ci-après.

Tableau 4 : Températures et pressions obtenues par la méthode de winTWQ pour les échantillons issus du domaine de Bemarivo.

Echantillon	Température (°C)	Pression (Kb)	Nature de la roche
BD-222B	666	5,1	Orthogneiss folié à grenat biotite avec composition tonalitique
BDW-224	728	9	Gneiss migmatitique à grenat biotite jusqu'à Orthogneiss
GW-083	590	8,3	Schiste à grenat et biotite
GW-104A	607	9,9	Schiste à grenat et biotite
GW-164A	582	5,2	Gneiss granitisé altéré à grenat, muscovite et biotite
GW-194	591	4,6	Gneiss migmatitique à grenat, sillimanite et biotite
KGM-07	575	3,1	Gneiss migmatitique à sillimanite-grenat-biotite
KGM-13	587	2,8	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
KGM-14	693	4,8	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
RT-430C	576	3	Gneiss à biotite-grenat-disthène
RT-441A	600	5,6	Granite orthogneissique à grenat-biotite et sillimanite
RT-442	726	8,9	Granite orthogneissique à sillimanite-grenat-biotite
RT-444B	678	6,6	Gneiss migmatitique à grenat-biotite
RT-452	669	8,2	Gneiss à sillimanite-grenat-biotite

Nous pouvons donc affirmer que pour le domaine de Bemarivo, avec la méthode de winTWQ, les valeurs de température obtenues varient de 590 à 607 °C pour avec des pressions élevées de 8,3 à 9 Kb pour les schistes. Pour les gneiss, la température varie de 575 à 728 °C et la pression varie de 3 à 9 Kb.

3.2.3 Groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy

Pour ces deux groupes, nous n'avons de résultat que sur deux échantillons (un échantillon pour le groupe de Manampotsy et un pour Ambatolampy) avec la méthode de winTWQ. Ces résultats sont figurés sur la figure 7 ci-dessous.

Estimation de température et pression de formation des roches par winTWQ 2.34

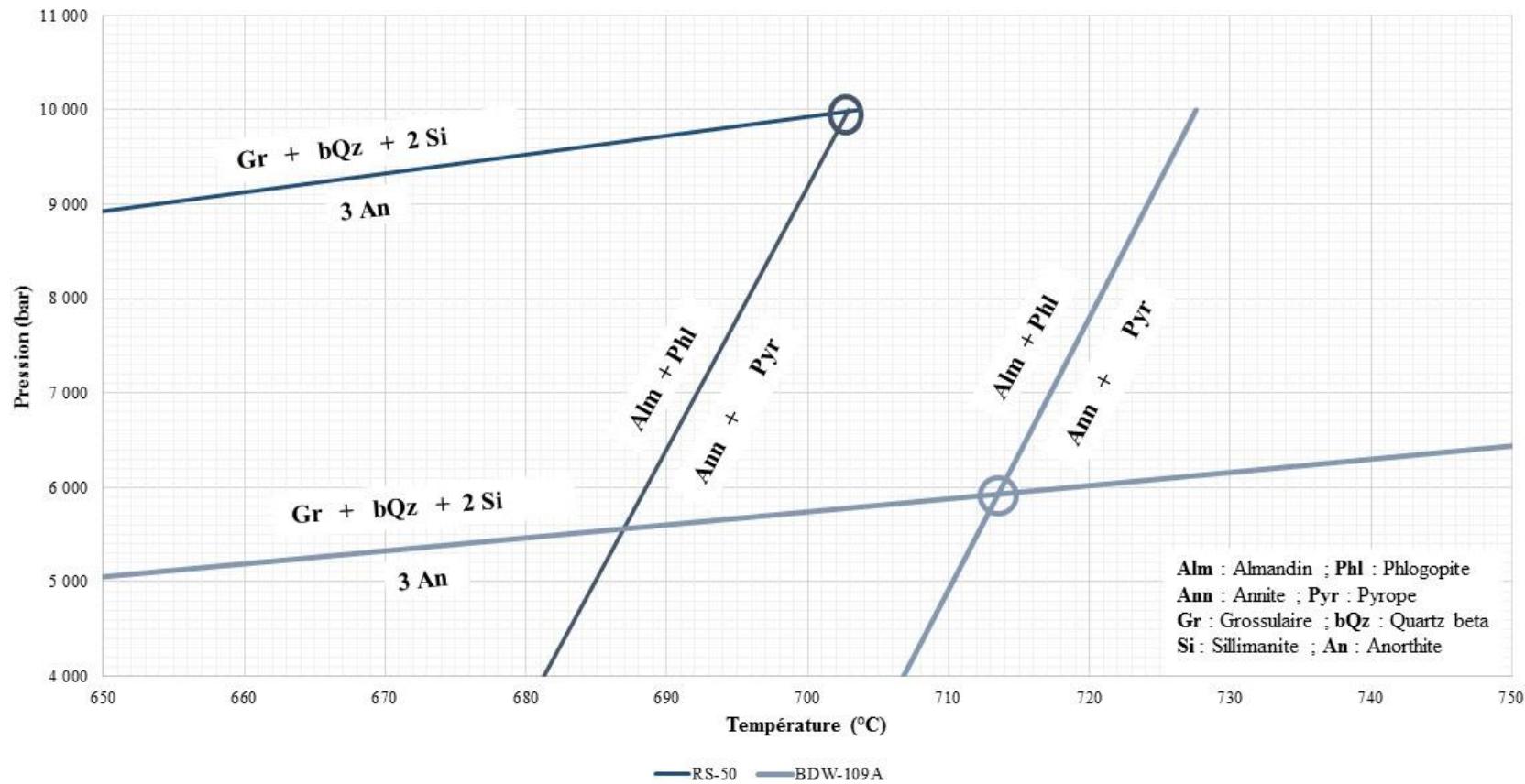


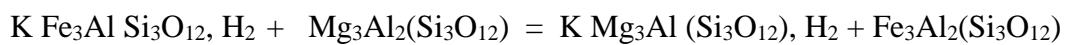
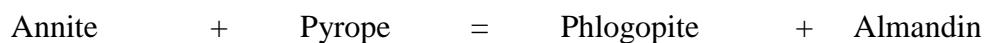
Fig.7 Graphe montrant les courbes thermométriques et barométriques des échantillons issus des groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy.

Sur cette figure (fig.7), l'échantillon BDW-109A issu du groupe d'Ambatolampy a été formé sous la température de 714 °C avec une pression de 5,9 Kb, tandis que l'échantillon RS-50, issu du groupe de Manampotsy a été formé sous la température de 703 °C et de pression de 10 Kb.

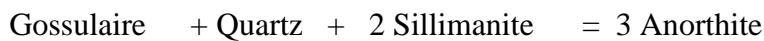
Bref, la méthode de winTWQ nous a permis d'obtenir des résultats sur les domaines d'Antananarivo, de Bemarivo, des groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy. Par contre, nous n'avons pas des résultats sur la suite d'Imorona-Itsindro avec cette méthode.

Les réactions qui entrent en jeu et nous ont permis d'obtenir les résultats sont les suivantes :

- **Courbe thermométrique :**

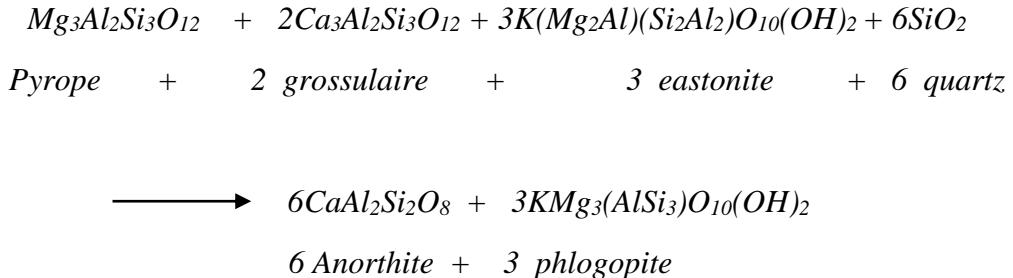


- **Courbe barométrique :**



3.3 Estimation par la méthode géothermobarométrique GBPQ de Wu

La méthode de Grenat-Biotite et Plagioclase-Quartz (GBPQ) repose sur l'équilibre Mg et Fe des roches métapélitiques de moyen à haut grade par l'équilibre suivant :



Cette méthode permet d'estimer les conditions de formation d'une espèce de roche métapélitique en utilisant un programme de calcul conçu avec Microsoft Excel. Cette méthode de calcul ne tient pas compte de la présence du fluor dans les minéraux ; le fluor est donc sous-estimé avec cette méthode.

Le géothermomètre utilisé pour cette méthode est le thermomètre grenat-biotite et le géobaromètre utilisé est le GBPQ de Wu et al, (2004).

Par cette méthode, trente-cinq (35) échantillons ont donné des résultats que nous verrons tout d'abord dans les figures ci-dessous (fig.8 et 9) puis dans le tableau 5 après.

Températures obtenues par la méthode GBPQ de Wu

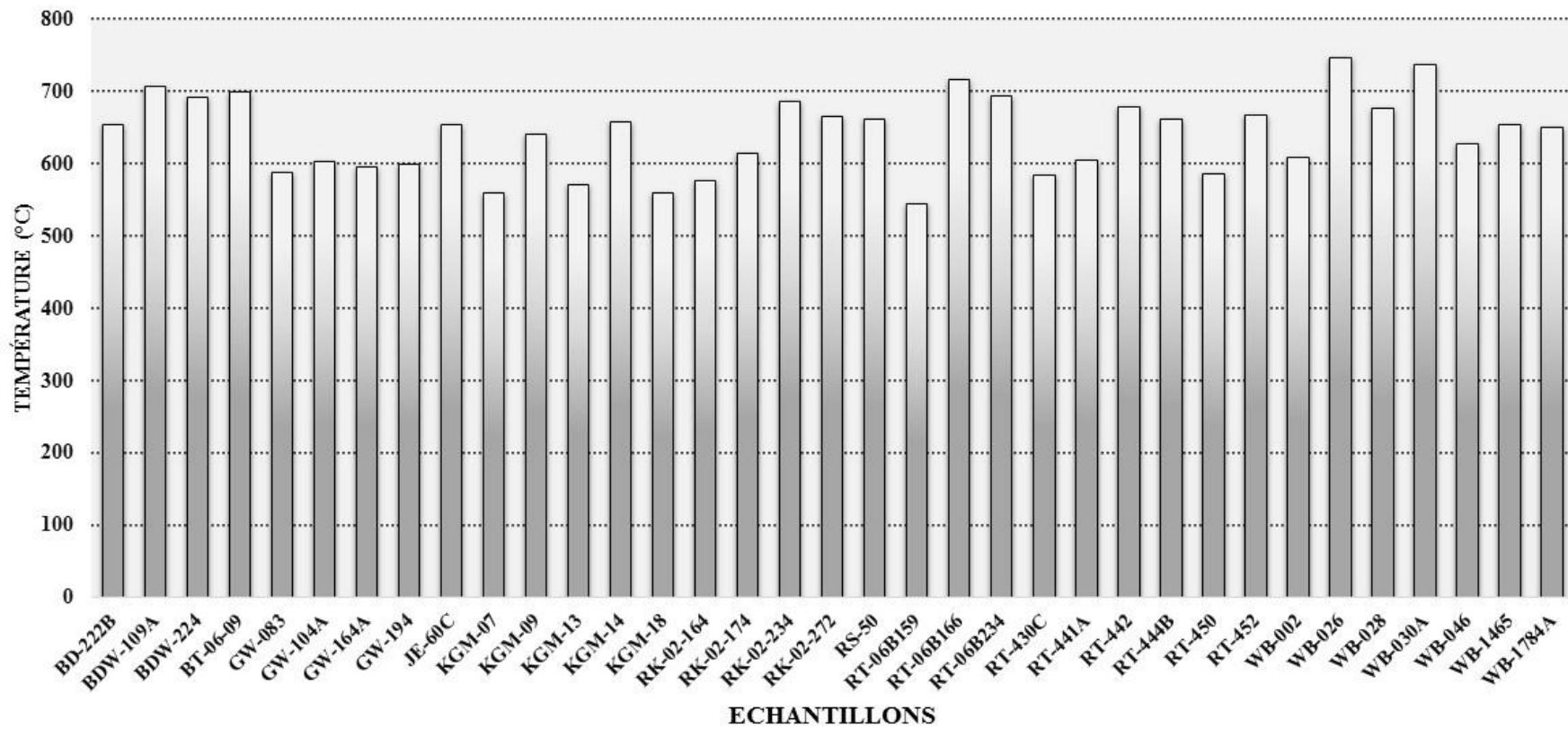


Fig. 8a Graphique montrant les températures obtenues par la méthode de Wu

Pressions obtenues par la méthode GBPQ de Wu

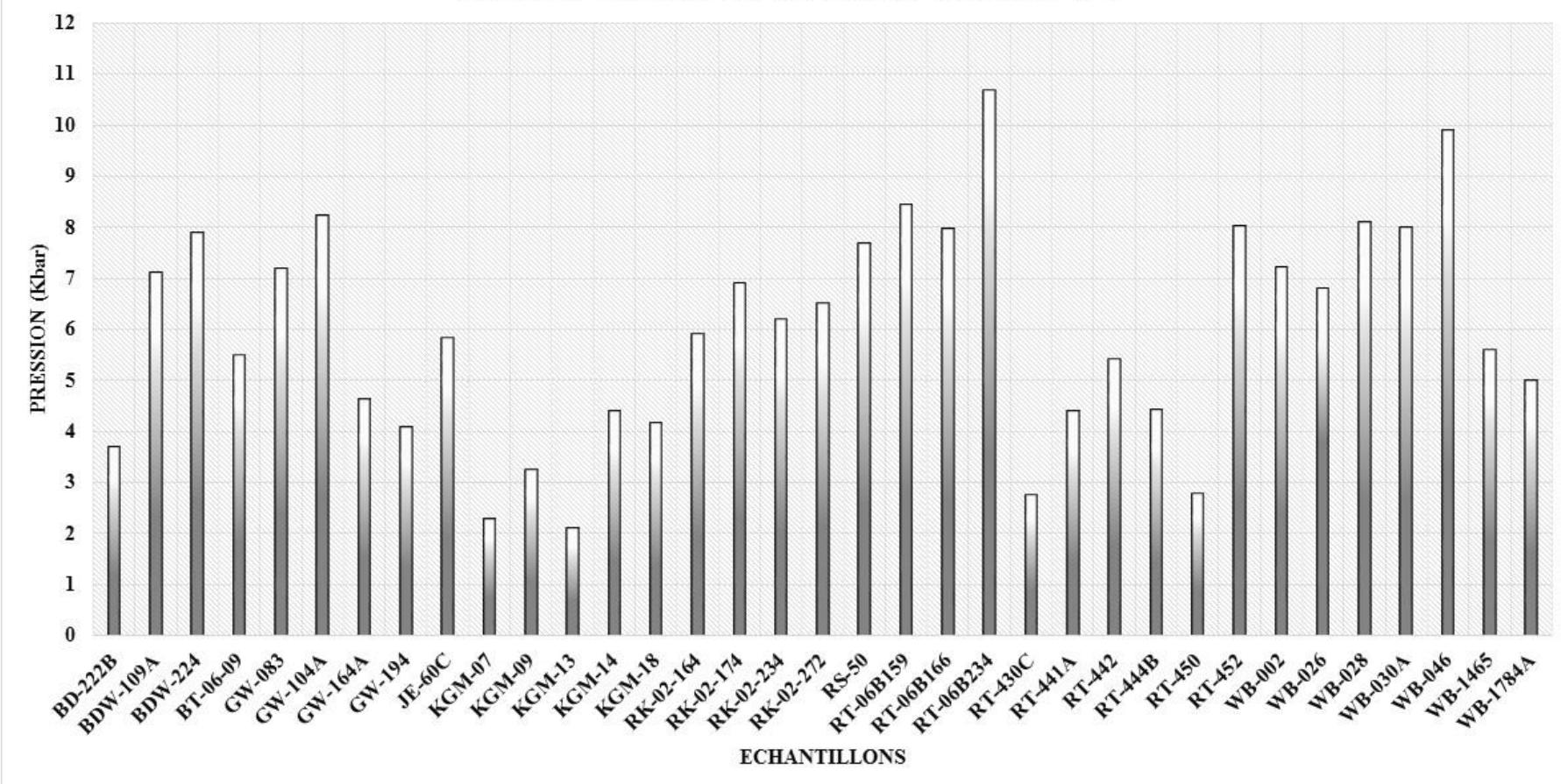


Fig. 8b Graphique montrant les pressions obtenues par la méthode de Wu

Tableau 5a : Températures et pressions obtenues par la méthode géothermobarométrique de Wu, échantillons issus du domaine de Bemarivo.

Echantillons	Température (°C)	Pression (Kb)	Provenance (domaine ou groupe ou suite)	Nature de la roche
BD-222B	653	3,7	Bemarivo	Orthogneiss folié à grenat biotite avec composition tonalitique
BDW-224	691	7,9	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat biotite jusqu'à Orthogneiss
BT-06-09	699	5,5	Bemarivo	Orthogneiss granodioritique à grenat et biotite
GW-083	588	7,2	Bemarivo	Schiste à grenat et biotite
GW-104A	603	8,2	Bemarivo	Schiste à grenat et biotite
GW-164A	596	4,6	Bemarivo	Gneiss granitisé altéré à grenat, muscovite et biotite
GW-194	599	4,1	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat, sillimanite et biotite
KGM-07	559	2,3	Bemarivo	Gneiss migmatitique à sillimanite-grenat-biotite
KGM-09	640	3,3	Bemarivo	Gneiss à grenat-kyanite-biotite
KGM-13	571	2,1	Bemarivo	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
KGM-14	658	4,4	Bemarivo	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
KGM-18	560	4,2	Bemarivo	Gneiss migmatitique à sillimanite-kyanite-grenat-biotite
RT-430C	584	2,8	Bemarivo	Gneiss à biotite-grenat-disthène
RT-441A	604	4,4	Bemarivo	Granite orthogneissique à grenat-biotite et sillimanite
RT-442	678	5,4	Bemarivo	Granite orthogneissique à sillimanite-grenat-biotite
RT-444B	661	4,4	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat-biotite
RT-450	586	2,8	Bemarivo	Granite orthogneissique à sillimanite-grenat-biotite
RT-452	667	8,0	Bemarivo	Gneiss à sillimanite-grenat-biotite

Tableau 5b : Températures et pressions obtenues par la méthode géothermobarométrique GBPQ, échantillons issus du domaine d'Antananarivo, des groupes d'Ambatolampy et de Manampotsy et de la suite d'Imorona – Itsindro.

Echantillons	Température (°C)	Pression (Kb)	Provenance (domaine ou groupe ou suite)	Nature de la roche
BDW-109A	706	7,1	Ambatolampy	Gneiss à grenat et biotite
JE-60C	654	5,8	Antananarivo	Gneiss à sillimanite, grenat et biotite
WB-030A	737	8,0	Antananarivo	Gneiss tonalitique à grenat, biotite et amphibole
WB-1465	654	5,6	Antananarivo	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
WB-1784A	650	5,0	Antananarivo	Quartzite mylonitique à grenat et biotite
RT-06B166	716	8,0	Imorona Itsindro	Orthogneiss granitique à biotite-amphibole-grenat
RK-02-164	577	5,9	Imorona-Itsindro	Granite gneissique à biotite, grenat et amphibole
RK-02-174	615	6,9	Imorona-Itsindro	Métagranite à grenat, biotite et amphibole
WB-026	747	6,8	Imorona-Itsindro	Gneiss tonalitique à grenat, biotite et amphibole
RK-02-234	685	6,2	Manampotsy	Gneiss rubané à grenat, amphibole et biotite
RK-02-272	665	6,5	Manampotsy	Schiste à grenat et biotite
RS-50	661	7,7	Manampotsy	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
RT-06B159	545	8,4	Manampotsy	Orthogneiss granitique biotite-amphibole-grenat
RT-06B234	693	10,7	Manampotsy	Gneiss à grenat-biotite-amphibole
WB-002	608	7,2	Manampotsy	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
WB-028	677	8,1	Manampotsy	Gneiss à biotite et grenat
WB-046	628	9,9	Manampotsy	Gneiss mafique amphibolisé à grenat et pyroxène

Par la méthode géothermobarométrique GBPQ de Wu, nous avons obtenu des résultats sur trente-cinq (35) échantillons parmi les quarante-six du départ. Avec cette méthode, les températures de formation des roches issues du domaine de Bemarivo (tableau 5a) varient de 559 à 699 °C et les pressions vont de 2,1 à 8,2 Kb. La plupart de ces échantillons sont des gneiss.

Les températures de formation des schistes sont de 588 et 603 °C et les pressions sont élevées (7,2 et 8,2). Pour les gneiss, les températures vont de 559 à 699 °C avec des valeurs de pression variables (de 2,1 à 8 Kb).

Toujours avec cette méthode, pour le domaine d'Antananarivo, les températures vont de 650 à 737 °C avec des pressions de 5 à 8 Kb.

Pour le groupe d'Ambatolampy, nous n'avons qu'un seul échantillon issu de ce groupe et la température obtenue est de 706 °C avec une pression de 7,1 Kb.

Pour le groupe de Manampotsy, la température la plus basse est de 545 °C et la plus élevée est de 685 °C ; la pression la plus faible est de 6,5 Kb et la plus élevée est de 10,7. Les pressions de formation de roches qui sont la plupart des gneiss, de ce groupe sont en général élevées.

Finalement, pour la suite d'Imorona-Itsindro, les températures sont comprises entre 577 à 747 °C et les pressions sont comprises entre 5,9 à 8 Kb.

3.4 Estimation de température par la méthode de Henry

Cette méthode permet de déterminer la température de formation des roches métamorphiques en utilisant le Ti (TiO₂) présent dans la biotite des roches étudiées. Cette méthode ne permet pas de déterminer la pression de formation des roches, elle permet seulement de déterminer la température. Et comme elle n'est applicable qu'aux roches formées sous une pression comprise entre 4 et 6 Kb, seuls dix-sept (17) échantillons remplissent cette condition et nous présentons les résultats dans la figure 10 et le tableau 6 ci-dessous.

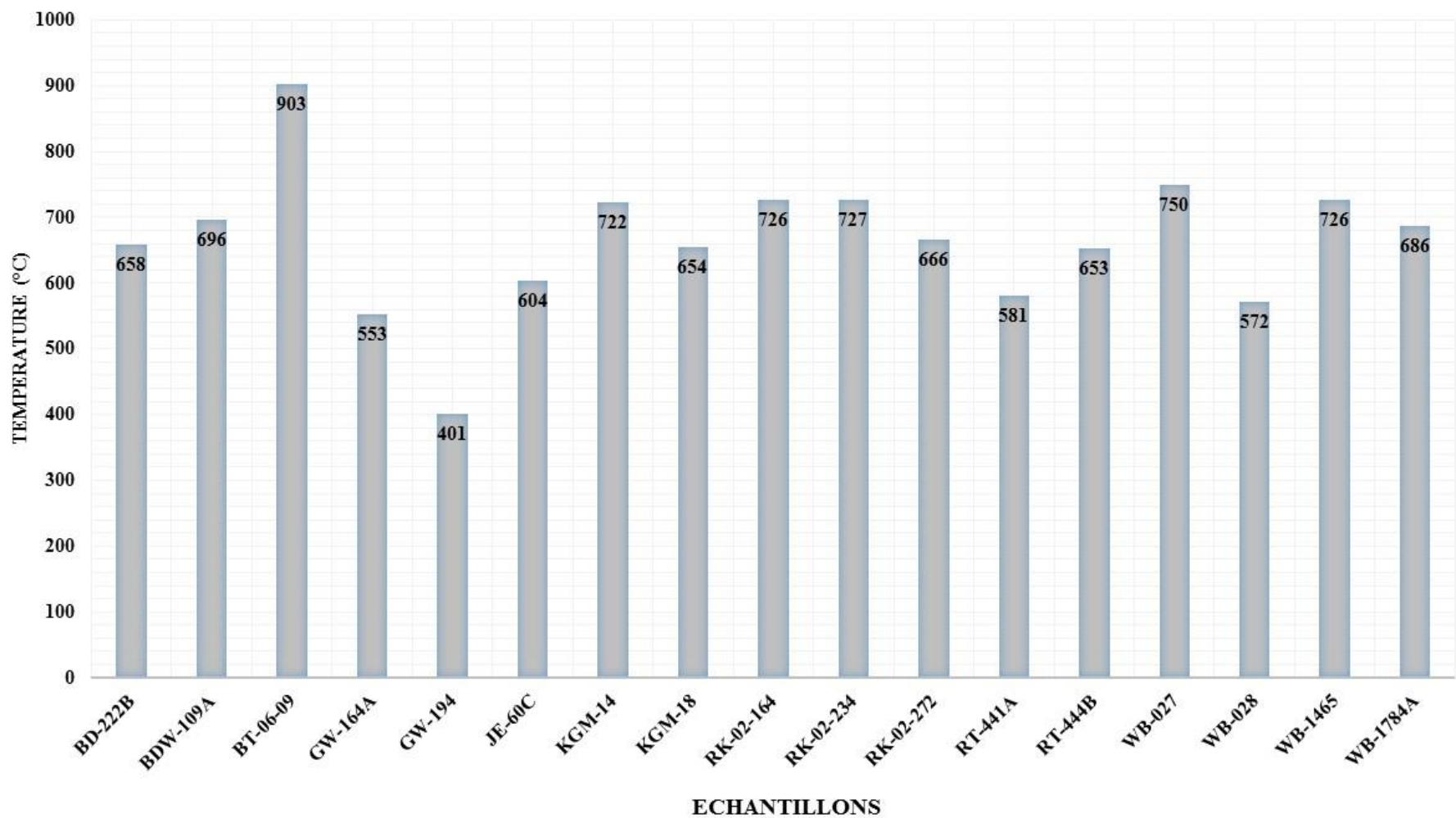


Fig. 9 Graphe montrant les températures obtenues en utilisant la méthode de Henry

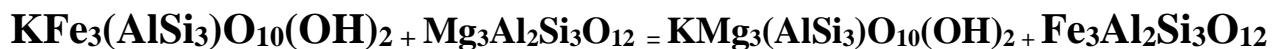
Tableau 6 : Températures obtenues par la méthode de Henry

Echantillons	Température (°C)	Provenance (domaine ou groupe ou suite)	Nature de la roche
BDW-109A	696	Ambatolampy	Gneiss à grenat et biotite
JE-60C	604	Antananarivo	Gneiss à sillimanite, grenat et biotite
WB-1465	726	Antananarivo	Gneiss migmatitique à grenat et biotite
WB-1784A	686	Antananarivo	Quartzite mylonitique à grenat et biotite
BD-222B	658	Bemarivo	Orthogneiss à folié à grenat biotite avec composition tonalitique
BT-06-09	903	Bemarivo	Orthogneiss granodioritique à grenat et biotite
GW-164A	553	Bemarivo	Gneiss granitisé altéré à grenat, muscovite et biotite
GW-194	401	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat, sillimanite et biotite
KGM-14	722	Bemarivo	Gneiss migmatitique à kyanite-sillimanite-grenat-biotite
KGM-18	654	Bemarivo	Gneiss migmatitique à sillimanite-kyanite-grenat-biotite
RT-441A	581	Bemarivo	Granite orthogneissique à grenat-biotite et sillimanite
RT-444B	653	Bemarivo	Gneiss migmatitique à grenat-biotite
RK-02-164	726	Imorona-Itsindro	Granite gneissique à biotite, grenat et amphibole
RK-02-234	727	Manampotsy	Gneiss rubané à grenat, amphibole et biotite
RK-02-272	666	Manampotsy	Schiste à grenat et biotite
WB-027	750	Manampotsy	Gneiss à grenat, biotite,amphibole - amphibolite à grenat
WB-028	572	Manampotsy	gneiss à biotite et grenat

Parmi les échantillons étudiés, dix-sept (17) d'entre-eux ont rempli les conditions pour pouvoir appliquer la méthode de Henry et les températures obtenues sont sur le tableau 6 ci-dessus.

3.5 Estimation par la méthode de Zhu et Sverjensky

La méthode de Zhu et Sverjensky permet seulement d'estimer la température par l'équilibre entre le grenat et la biotite dans la roche ; nous ne pouvons pas déterminer la pression par cette méthode. Cette méthode d'estimation de la température utilise le thermomètre grenat-biotite ; elle repose sur l'équilibre :



Parmi les méthodes utilisées dans ce travail, cette méthode de Zhu et Sverjensky donne des valeurs plutôt différentes des autres. En général, les résultats obtenus sont plus élevés que les autres obtenus avec les trois autres méthodes utilisées ci-dessus.

Cependant, compte tenu de la différence entre cette méthode et la méthode de winTWQ, ces deux auteurs ont mené une recherche sur l'influence du fluor contenu dans les minéraux sur la température de formation des roches. Zhu et Sverjensky ont montré que la température de formation d'une roche estimée par le thermomètre grenat-biotite augmente suivant la teneur en fluor présent dans la biotite. Nous aussi, avons appliqué cette méthode dans notre étude et nous avons obtenu des résultats.

Pour les roches concernées par cette étude, la température de formation de ces roches estimée à partir du thermomètre de Zhu et Sverjensky est représentée dans le tableau 7 ci-après.

Le tableau 7 ci-après montre les températures obtenues par la méthode de Zhu et Sverjensky quand :

⁽¹⁾ nous ne tenons pas compte de la présence du fluor dans la biotite

⁽²⁾ nous tenons compte de la présence du fluor dans la biotite.

Tableau 7 : Températures obtenues avec la méthode de Zhu et Sverjensky

Echantillon	Teneur en F de la biotite	Température (°C) Sans F ⁽¹⁾	Température (°C) Avec F ⁽²⁾	Augmentation de température (°C)
BDW-109A	0,21	776	815	39
BDW-152	0,07	785	797	12
DS-30502	0,10	668	683	15
KH-11	0,08	534	644	110
KH-27	0,26	623	664	41
PP-251	0,08	680	691	11
RK-02-164	0,51	668	742	74
RK-02-174	0,53	759	842	83
RK-02-272	0,14	720	743	23
WB-002	0,22	691	724	33
WB-026	0,19	855	889	34
WB-1465	0,27	702	747	45
WB-1784A	0,36	633	688	55
WB-72	0,08	666	678	12

En regardant ce tableau de plus près, nous remarquons que les températures obtenues quand le fluor est pris en compte sont différentes des celles obtenues lorsque celui n'est pas pris en compte.

Nous allons présenter graphiquement sur la figure 10 ci-dessous la différence de température observée quand nous tenons compte ou non la teneur en fluor de la biotite lors de l'estimation de la température de formation de la roche en utilisant la méthode de Zhu et Sverjensky.

⁽¹⁾ Température estimée sans tenir compte du fluor

⁽²⁾ Température estimée en tenant compte du fluor

Figure comparative des températures obtenues avec la méthode de Zhu et Sverjensky

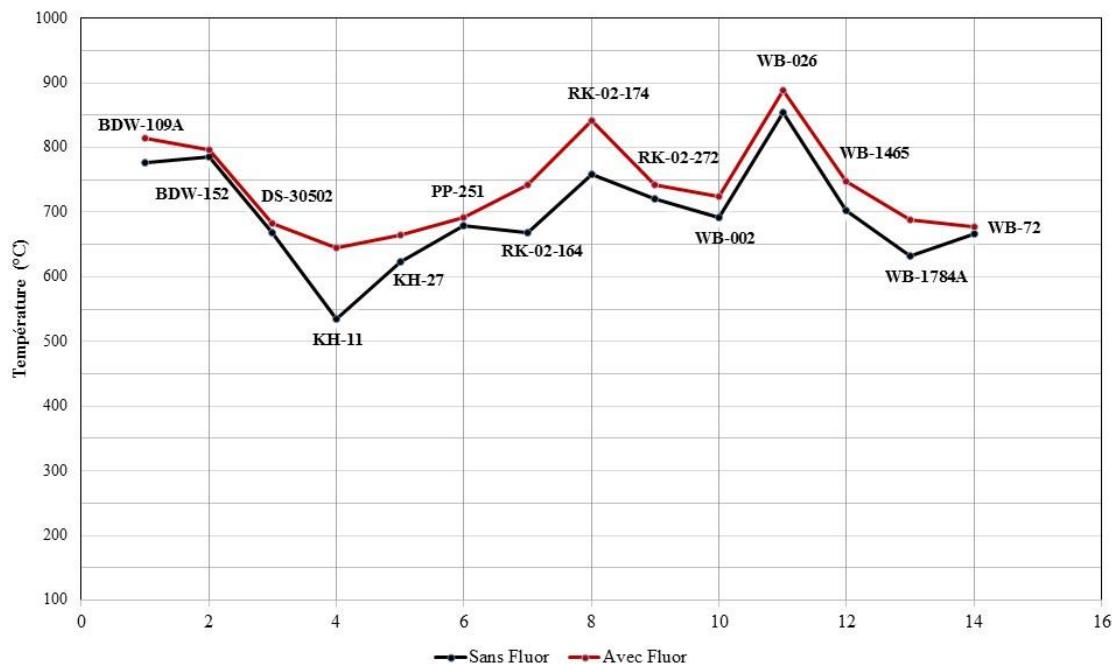


Fig.10 Comparaison graphique des températures de formation des roches obtenues en utilisant la méthode de Zhu et Sverjensky. En bleu foncé, courbe montrant la température quand le fluor n'est pas pris en compte ; en bleu ciel clair, température obtenu quand nous tenons compte de la teneur en fluor pour le même échantillon de roche

Comme nous pouvons constater dans ce tableau, pour un même échantillon de roche, il y a une différence entre la température obtenue quand le fluor est estimé et quand il est sous-estimé. D'une manière générale, cette différence varie selon l'importance de la teneur en fluor de la biotite présente dans la roche. En général, une teneur de 0,10% en fluor dans la biotite entraîne une augmentation de température aux alentours de 15°C quand nous utilisons la méthode de Zhu et Sverjensky (1992).

3.6 Récapitulation des résultats

Pour une vision globale des résultats obtenus par les trois méthodes utilisées, nous allons récapituler dans les tableaux 8a et 8b les valeurs de température et de pression obtenues en utilisant les méthodes de GBPQ, winTWQ et de Henry ; et les figures 11 et 12 nous donnent des idées à propos des températures et pression qui ont régné lors de la formation des roches dans les zones respectives faisant objet de la présente étude. La méthode de Zhu et Sverjensky ne sera pas mentionné dans ces tableaux vue que les résultats obtenus avec cette méthode est assez différente des trois autres méthodes.

Les figures 11 et 12 montrent respectivement les valeurs de température et pression obtenues pour les échantillons de roches étudiés dans ce travail selon leur provenance. Sur ces figures, nous avons classé ces valeurs en trois catégories pour faciliter l'interprétation.

Tableau 8a : Récapitulation des valeurs de températures et de pressions obtenues à parmi des trois méthodes parmi les quatre utilisées

Echantillons	T °C (TWQ)	T°C (GBPQ)	T°C (Henry)	P Kb (TWQ)	P Kb (GBPQ)	Température moyenne (°C)	Pression moyenne (Kb)	Domaine/Groupe /Suite
BDW-109A	714	706	696	5,9	7,1	705	6,5	Ambatolampy
JE-60C	661	654	604	5,3	5,8	640	5,6	Antananarivo
WB-030A	nd. ³	737	nd.	nd.	8	737	8,0	Antananarivo
WB-1465	657	654	726	3,4	5,6	679	4,5	Antananarivo
WB-1784A	632	650	686	6,8	5	656	5,9	Antananarivo
BD-222B	666	653	658	5,1	3,7	659	4,4	Bemarivo
BDW-224	728	691	nd.	9	7,9	710	8,5	Bemarivo
BT-06-09	nd.	699	903	nd.	5,5	801	5,5	Bemarivo
GW-083	590	588	nd.	8,3	7,2	589	7,8	Bemarivo
GW-104A	607	603	nd.	9,9	8,2	605	9,1	Bemarivo
GW-164A	582	596	553	5,2	4,6	577	4,9	Bemarivo
GW-194	591	599	401	4,6	4,1	530	4,4	Bemarivo
KGM-07	575	559	nd.	3,1	2,3	567	2,7	Bemarivo
KGM-09	nd.	640	nd.	nd.	3,3	640	3,3	Bemarivo
KGM-13	587	571	nd.	2,8	2,1	579	2,5	Bemarivo
KGM-14	693	658	722	4,8	4,4	691	4,6	Bemarivo
KGM-18	nd.	560	654	nd.	4,2	607	4,2	Bemarivo
RT-430C	576	nd.	nd.	3	nd.	576	3,0	Bemarivo
RT-441A	600	nd.	581	5,6	nd.	591	5,6	Bemarivo

³ nd. : Non déterminé

Tableau 8b : Récapitulation des valeurs de températures et de pressions obtenues à partir des trois méthodes parmi les quatre utilisées (suite)

Echantillons	T°C (TWQ)	T°C (GBPQ)	T°C (Henry)	P Kb (TWQ)	P Kb (GBPQ)	Température moyenne (°C)	Pression moyenne (Kb)	Domaine/Groupe /Suite
RT-442	726	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	8,9	<i>nd.</i>	726	8,9	Bemarivo
RT-444B	678	<i>nd.</i>	653	6,6	<i>nd.</i>	666	6,6	Bemarivo
RT-452	669	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	8,2	<i>nd.</i>	669	8,2	Bemarivo
RK-02-164	<i>nd.</i>	577	726	<i>nd.</i>	5,9	652	5,9	Imorona-Itsindro
RK-02-174	<i>nd.</i>	615	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	6,9	615	6,9	Imorona-Itsindro
WB-026	<i>nd.</i>	747	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	6,8	747	6,8	Imorona-Itsindro
RK-02-234	<i>nd.</i>	685	727	<i>nd.</i>	6,2	706	6,2	Manampotsy
RK-02-272	<i>nd.</i>	665	666	<i>nd.</i>	6,5	666	6,5	Manampotsy
RS-50	703	661	<i>nd.</i>	10	7,7	682	8,9	Manampotsy
WB-002	<i>nd.</i>	608	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	7,2	608	7,2	Manampotsy
WB-027	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	750	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	750	<i>nd.</i>	Manampotsy
WB-028	<i>nd.</i>	677	572	<i>nd.</i>	8,1	625	8,1	Manampotsy
WB-046	<i>nd.</i>	628	<i>nd.</i>	<i>nd.</i>	9,9	628	9,9	Manampotsy

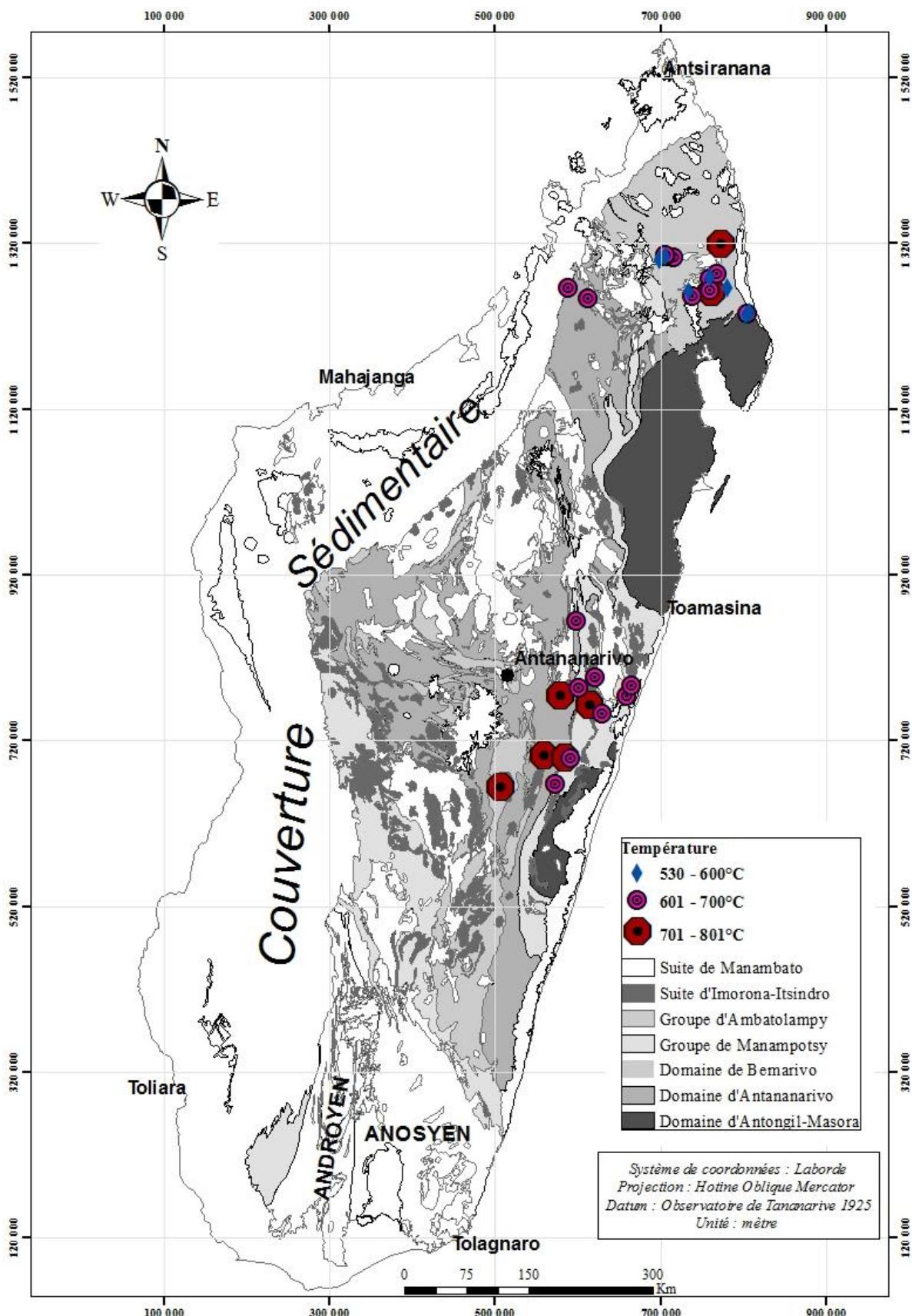


Fig. 11 Figure récapitulative de la température de formation des échantillons issus des zones concernées par la présente étude. Carte de base : schéma structural de Madagascar par PGRM 2012, adaptée et modifiée par l'auteur.

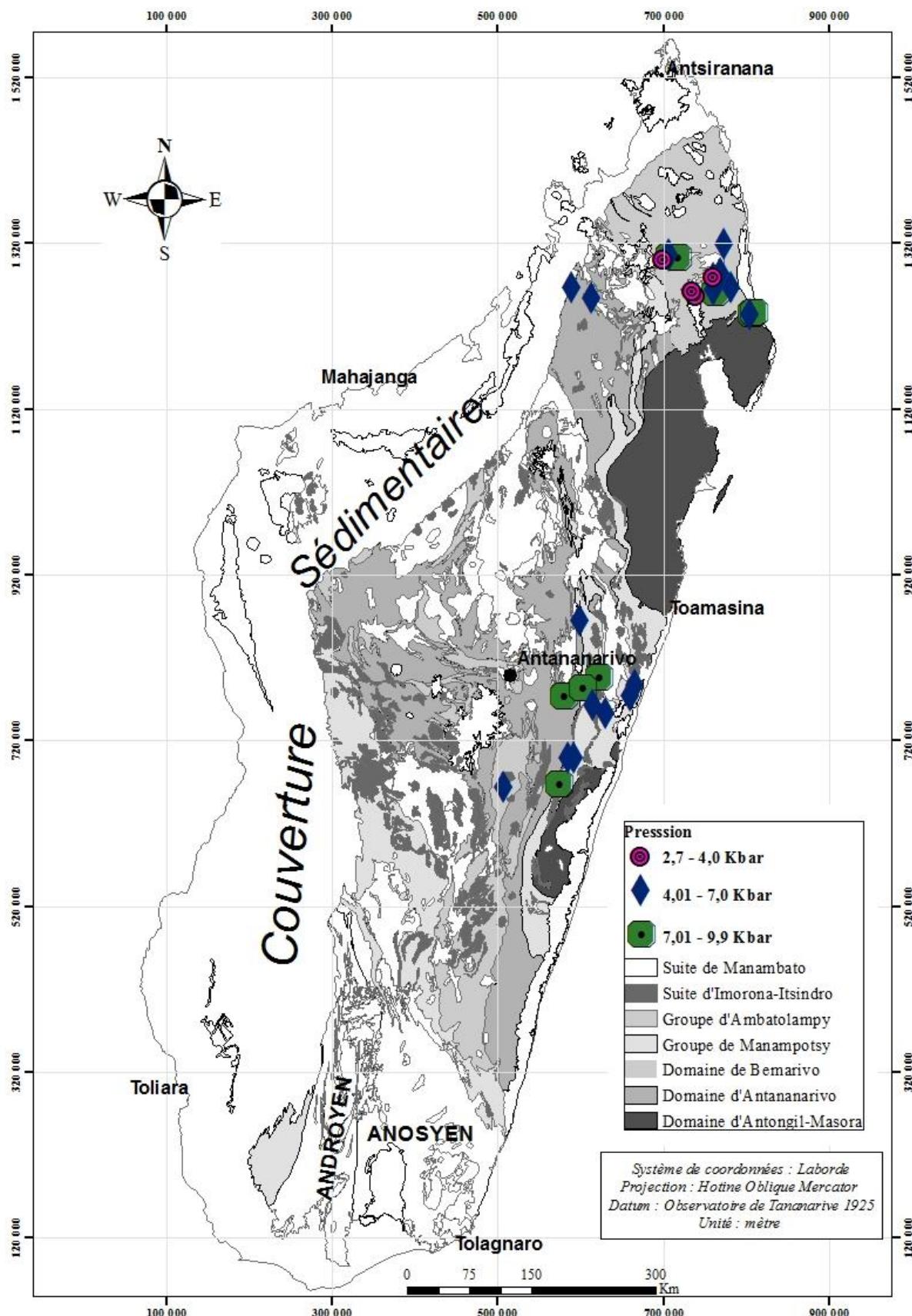


Fig. 12 Figure récapitulative de la pression de formation des échantillons issus des zones concernées par la présente étude. Carte de base : schéma structural de Madagascar par PGRM 2012, adaptée et modifiée par l'auteur.

Sur ces deux tableaux (tableau 8a et 8b) et figures (fig.11 et 12), nous pouvons tirer les déductions globales suivantes :

- Les valeurs de température obtenues à l'aide des trois méthodes (winTWQ, GBPQ de Wu et Henry) ne sont pas trop éloignées en général. La méthode de winTWQ et de Wu donnent des valeurs de température assez rapprochées. L'écart enregistré entre les valeurs de température obtenues à l'aide des méthodes de winTWQ et de Wu est de l'ordre de 2 à 42°C. Pour les méthodes de winTWQ et de Henry, cet écart varie entre 8 à 190°C et pour les méthodes de Wu et Henry, l'écart enregistré est de l'ordre de 1 jusqu'à 200°C.

- Compte tenu des valeurs de pression, seules deux des méthodes utilisées nous ont fourni des valeurs de pression (la méthode de winTWQ et la méthode GBPQ de Wu), mais ce n'est pas pour tous les échantillons. Il y a des échantillons avec qui nous avons eu ont des résultats par la méthode GBPQ de Wu alors qu'avec la méthode winTWQ, nous n'avons pas eu de résultats. Les résultats obtenus par ces deux méthodes sont très rapprochées ; toutefois, il y a des résultats qui présentent des écarts qui peuvent aller jusqu'à 2,2 Kb, mais pour la plupart, l'écart enregistré varie autour de 1 Kb.

- Si nous regardons les résultats pour les domaines, le domaine de Bemarivo est dominé par des échantillons qui sont formés avec des températures moyennes aux alentours de 530 à 700°C ; le domaine d'Antananarivo, les groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy sont dominés par des roches qui sont formées avec de température supérieure à 600°C et peut aller jusqu'à 750°C (fig.11). Pour la pression, nous enregistrons des valeurs variables pour le domaine de Bemarivo ; ces valeurs vont de 2,7 à 6 Kb pour la plupart, mais il y a deux échantillons où la pression va au-delà des 6 Kb (fig.12). Pour les autres groupes et domaine, la pression est assez élevée. Les valeurs de pression dans ces zones sont comprises entre 4 à 9,9 Kb (fig.12).

DISCUSSIONS

4.1 Influence du fluor dans la formation des roches métamorphiques

A l'issu de cette étude, pour les échantillons des roches comportant le fluor, nous confirmons que la présence du fluor dans la biotite influence la valeur de température obtenue en utilisant la méthode de Zhu et Sverjensky. Cette présence de fluor dans la biotite augmente la valeur de température et cette augmentation dépend de la teneur de ce fluor : plus la teneur en fluor est élevée, plus la température obtenue sera élevée. Moine et al. ont soumis un article sur cette situation en étudiant de près les roches très riches en fluor provenant du sud de Madagascar, dans la région de Tranomaro.

4.2 Faciès métamorphiques

D'après les résultats obtenus, nous pouvons classer les roches de ces différentes zones dans des faciès respectifs. Les roches du domaine de Bemarivo appartiennent au faciès métamorphique de moyenne à haute température et faible à haute pression. Pour le domaine d'Antananarivo, les roches étudiées appartiennent au faciès de haute température – moyenne à haute pression. Pour la suite d'Imorona-Itsindro et le groupe de Manampotsy, nous avons des roches qui sont formées sous un faciès de haute pression et haute température.

4.3 Qualité des résultats

Pendant ce travail, nous avons utilisé quatre méthodes proposées par différents auteurs pour déterminer les conditions de formation des roches dans la partie Nord, Orientale et Centrale de Madagascar. Ces méthodes ont leur propre principe et donne ainsi des résultats avec assez de précision. Ces quatre méthodes ont leur propre intérêt et leur caractéristique ; les méthodes de winTWQ, GBPQ, et de Henry donnent des résultats assez identiques, par contre, la méthode de Zhu et Sverjensky donne des résultats parfois largement différents des autres méthodes. Ces méthodes nous ont permis d'atteindre l'objectif de ce travail.

4.4 Limite des méthodes

Au début, nous partions de quarante-six (46) échantillons à étudier, et au terme de ces travaux, nous avons des résultats (pression et température) avec trente-deux (32) d'entre-eux. Cette situation nous permet d'affirmer que les méthodes que nous avons utilisées ne sont pas applicables à tous les échantillons.

Prenons la méthode de Henry (détermination de la température), cette méthode ne permet pas de déterminer que la température, et c'est pareil pour la méthode Zhu et Sverjensky. La méthode de Henry n'est donc qu'appllicable qu'aux roches dont la valeur de pression de sa formation est déjà connue (valeur de pression comprise entre 4 à 6 Kb).

Pour la méthode winTWQ de Berman, il est parfois impossible d'obtenir des résultats. Dans plusieurs cas de cette étude, les deux courbes thermométriques et barométriques ne se recoupent pas. Donc, il est impossible d'avoir un point d'intersection permettant d'avoir la température et la pression.

En outre, pour des échantillons issus d'un même domaine, il est possible d'avoir des résultats avec certains échantillons alors qu'avec certains, nous n'en obtenons pas. C'est ce qui explique la baisse du nombre des échantillons que nous avons présenté dans les tableaux récapitulatifs (tableau 8a et 8b) et les deux figures récapitulatives (fig. 11 et fig. 12).

4.5 Comparaison avec les autres travaux

Dans la partie « synthèse bibliographique », nous avons résumé dans le tableau 1 les valeurs de température et pression des roches des zones d'étude de ce travail. Si nous faisons la comparaison de ces valeurs avec celles que nous avons obtenu dans ce travail, nous avons les constations suivantes :

- Les valeurs de température obtenues sont presque identiques pour le groupe de Manampotsy et le domaine d'Antananarivo. Les valeurs de pression sont aussi presque identiques pour le groupe de Manampotsy, mais pour le domaine d'Antananarivo, nous avons des échantillons présentant de pression beaucoup plus élevée.
- Pour le domaine de Bemarivo, les valeurs obtenues sont un peu plus différentes. Ceci est sans doute causé par le fait que nous avons des échantillons plutôt repartis venant de ce domaine. Rappelons-nous que dans les travaux précédents, les températures et pressions de formation des roches de ce domaine sont mal définies.
- Pour le domaine d'Antongil-Masora, nous n'avons pas eu de résultat provenant de ce domaine. Par contre, nous avons des résultats provenant de la suite d'Imorona-Itsindro et du groupe d'Ambatolampy.

4.6 Perspectives d'avenir

Pour des recherches à venir, nous suggérons :

- d'augmenter le nombre d'échantillons à étudier et étendre la zone d'étude pour avoir des résultats plus fiables et significatifs.
- d'utiliser d'autre méthode, par exemple le « thermocalc » pour déterminer la pression.

CONCLUSION

La présente étude a eu pour but de maîtriser quatre méthodes de détermination des conditions de formation des roches métamorphiques en étudiant les échantillons provenant des domaines de Bemarivo, d'Antongil, d'Antananarivo ; des groupes d'Ambatolampy et Manampotsy et la suite d'Imorona-Itsindro. Parallèlement à cet objectif, l'influence du fluor dans la détermination des conditions de formation de ces roches est aussi exposée. Pour ce faire, nous avons étudié dans le détail la méthode de winTWQ de Berman, la méthode Wu, la méthode de Henry et la méthode de Zhu et Sverjensky. Nous avons ainsi montré dans cet ouvrage les résultats que nous avons obtenus à la fin de ce travail.

La détermination des conditions de formation des roches métamorphique est associée à une branche de la pétrologie métamorphique, dans laquelle la géothermobarométrie tient un rôle important. La géothermobarométrie est longtemps utilisée (depuis le XX^e siècle) et ne cesse d'évoluer. Dans notre cas, nous l'avons fait à l'aide des matériels informatiques que nous pouvons classer « plus récents » vu que les méthodes sont déjà informatisées à notre époque.

Concernant les résultats, nous avons obtenus des valeurs avec une précision assez grande vue que nous avons confronté les résultats obtenus par les différentes méthodes. D'après les échantillons étudiés avec les méthodes employées, nous avons enregistré les résultats suivants : la température obtenue pour le domaine de Bemarivo est comprise entre 530 à 801°C avec une pression variant de 2,7 à 9,1 Kb ; les échantillons venant du domaine d'Antananarivo se sont formés sous une température allant de 656 à 737°C avec une pression allant de 4,5 à 8 Kb. Dans le groupe de Manampotsy, la température obtenue est comprise entre 608 à 750°C avec une pression comprise entre 6,2 à 9,9 Kb.

Certes, nous avons eu des résultats avec ces quatre méthodes, mais quelques points méritent d'être soulignés. Le nombre d'échantillons étudiés devrait être de grande quantité pour assurer une bonne qualité des résultats obtenus, garantissant ainsi la fiabilité de ces résultats. Dans notre cas, trente-cinq (35) parmi les quarante-six (46) échantillons étudiés nous ont donné des résultats en utilisant ces méthodes.

A propos du fluor, le fluor n'entraîne pas une augmentation de la température. C'est plutôt la prise en compte de la présence du fluor dans les minéraux de la roche qui modifie la température calculée pour un équilibre comme Gt-Bi. Si la température est estimée en absence du fluor, la température obtenue sera beaucoup plus basse par rapport à celle obtenue si elle est estimée en présence du fluor. Les thermomètres classiques ne tenant pas compte du fluor ne sont plus donc valables si le fluor est abondant dans les minéraux de la roche.

Finalement, nous pouvons affirmer sans hésitation que les objectifs de cette étude sont atteints et nous avons ainsi pu tirer des interprétations et déductions en basant sur les résultats obtenus. Les données obtenues à l'issu de la présente étude peuvent être utilisés ou consultés pour des recherches similaires.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bésairie, H.**, 1973. Précis de la géologie malgache, Annales géologiques de Madagascar, Antananarivo.
- BGS-USGS-GLW**, 2008. Révision de la cartographie géologique et minière des zones Nord et Centre de Madagascar (Zones A, B et D). République de Madagascar, Ministère de l'énergie et des Mines (MEM/SG/DG/UCP/PGRM), 1049 p.
- Buchwaldt, R., Tucker, R.D., Dymek, R.F.**, 2003. Geothermobarometry and U-Pb Geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar, *American Mineralogist*, volume 88, pp. 1753-1768.
- Collins, A. S., Fitzsimons, I.C.W., Hulscher, B., Razakamanana, T.**, 2003. Structure of the eastern margin of the East African Orogen in central Madagascar, *Precambrian Research*, volume 123, pp. 111-133.
- Collins, A.S.**, 2006. Madagascar and the amalgamation of Central Gondwana, *Gondwana Research*, pp. 3-16.
- Collins, A.S., Windley, B.F.**, 2002. The Tectonic Evolution of Central and Northern Madagascar and Its Place in the Final Assembly of Gondwana, *Journal of Geology*, volume 110, p. 325–339].
- Ferry J. M. and Spear F. S.** 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113- 117.
- Ganguly, J. , Saxenas, K.** 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American Mineralogy*. 69,88-97.
- Goldmand. S., Albee, A. L.**, 1977. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with '80/'60 partitioning between quartz and magnetite. *American Journal of Sciences*, 271, 750-767.

Henry, D.J., Charles V. Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms for geothermometry and Ti-substitution mechanisms, *American Mineralogist*, Volume 90, pages 316–328.

Hodgesk. V., Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineral.* 67, 1118- 1134.

Hottin, G., 1976. Présentation et essai d’interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2^{nde} série, vol. IV, pp. 117–153.

Indares, A., Marticnole, J., 1985b. Biotite-garnet geothermometry in the granulite-facies rocks: Evaluation of equilibria criteria. *Canadian Mineral.* 23, 187-193.

Jöns, N., Schenk, V., Appel, P., Razakamanana, T., 2006. Two-stage metamorphic evolution of the Bemarivo Belt of northern Madagascar: constraints from reaction textures and in situ monazite dating, *Journal of Metamorphic Geology*, Volume 24, pp. 329-347.

Moine, B., Nédélec, A., Ortega, E., 2014. Geology and metallogeny of the Precambrian basement of Madagascar, Editorial in *Journal of African Earth Sciences*, Volume 94, pp.1-8.

Perchukl, L., Lavrent’eva., V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (ed. S. K. SAXENA), Vol. 3, Chap. 7, pp. 199-240. Springer-Verlag.

Ramambazafy, A., Moine, B., Rakotondrazafy, A.F.M., Cuney, M., 1998. Significance of carbonic fluids in the granulites and skarns of southeast Madagascar.

SAXENAS. K., 1969. Silicate solid solutions and geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 22, 259-267.

Schofield, D.I., Thomas, R.J., Goodenough, K.M., De Waele, B., Pitfield, P.E.J., Key, R.M., Bauer, W., Walsh, G.J., Lidke, D.J., Ralison, A.V., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M., Randriamananjara, T., 2010. Geological evolution of the Antongil Craton, NE Madagascar, *Precambrian Research*, pp 187-203.

Thomas, R.J., De Waele, B., Schofield, D.I., Goodenough, K.M., Horstwood, M., Tucker, R., Bauer, W., Annells, R., Howard, K., Walsh, G., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M., Ralison, A.V., Randriamananjara, T., 2009, Geological evolution of the Neoproterozoic Bemarivo Belt, northern Madagascar, *Precambrian Research*, pp 279-300.

Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.* 276, 425-454.

Tucker, R.D., Peters, S.G., Roig, J.Y., Théveniaut, H., Delor, C., PGRM 2012. Notice explicative des cartes géologiques et métallogéniques de la République de Madagascar à 1/1 000 000. Ministère des Mines, Antananarivo, République de Madagascar.

Wu, C-M., Cheng, B-H., 2005. Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks, *Lithos.*

Wu, C-M., Zhang, J., Ren, L-D., 2004. Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites, *Journal of Petrology.*

Zhu, C., Sverjenski, D., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite, Baltimore, MD 21218, USA.

ANNEXES

Annexe 1 : Quelques analyses et formules structurales des minéraux des échantillons étudiés

Sample Mineral	BDW-177	BDW-177	BDW-177	BDW-177	BDW-177	GW-052	GW-052	GW-083	GW-083	GW-083	GW-083	GW-083	GW-104A	GW-104A	GW-104A	GW-104A			
	kfs	grt	bt	ky	sil	qtz	grt	bt	sil	Grt	bt	chl	pl	kfs	tur	grt	bt	chl	pl
100,38																			
SiO₂	65,153	39,248	36,623	36,909	36,643	4	37,895	36,009	36,840	38,029	36,152	25,496	58,954	66,462	36,444	38,194	37,017	25,767	64,785
TiO₂	0,028	0,032	5,554	0,000	0,004	0,015	0,012	3,200	0,008	0,035	1,656	0,133	0,013	0,000	0,737	0,063	1,442	0,082	0,015
Al₂O₃	18,583	22,067	16,693	62,163	62,958	0,021	21,657	19,577	62,258	21,726	18,526	22,588	26,941	19,299	33,401	21,507	17,757	21,818	24,567
Cr₂O₃	0,007	0,000	0,027	0,041	0,023	0,000	0,000	0,030	0,047	0,041	0,082	0,072	0,029	0,029	0,091	0,027	0,104	0,081	0,016
MgO	0,000	6,987	13,554	0,000	0,000	0,000	4,126	10,848	0,000	2,450	10,579	15,465	0,000	0,000	6,597	3,008	10,987	15,310	0,010
FeO_t	0,045	32,043	14,171	0,492	0,363	0,077	35,509	17,080	0,238	31,909	19,427	24,176	0,177	0,273	6,934	34,631	20,149	24,929	0,174
MnO	0,010	0,677	0,015	0,015	0,012	0,046	1,484	0,062	0,004	2,047	0,065	0,102	0,000	0,000	0,007	0,751	0,048	0,054	0,000
CaO	0,205	1,627	0,045	0,012	0,006	0,004	1,309	0,032	0,006	5,341	0,040	0,000	8,083	0,010	0,978	3,463	0,002	0,011	4,658
Na₂O	2,086	0,000	0,153	0,000	0,000	0,000	0,373	0,287	0,005	0,000	0,187	0,021	6,867	0,058	1,582	0,042	0,191	0,000	9,120
K₂O	14,085	0,000	9,795	0,007	0,011	0,010	0,001	9,137	0,006	0,001	8,785	0,089	0,066	14,678	0,027	0,005	8,960	0,012	0,061
NiO	0,005	0,000	0,029	0,009	0,014	0,000	0,000	0,000	0,016	0,007	0,043	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,005	0,001	0,044	0,000	0,003	0,008		0,008	0,005	0,005	0,062	0,027	0,001	0,000	0,002	0,076	0,017	0,002	
	100,21	102,68			100,03	100,56	102,36			101,59		101,13	100,80		101,69				103,40
Total	1	2	96,702	99,649	7	5	6	96,269	99,432	1	95,602	88,169	0	9	86,816	1	96,732	88,080	8
Oxygen	8	12	22	5	5	22	12	22	5	12	22	28	8	8	22	12	22	28	8
Si	2,987	2,998	5,383	1,002	0,991	10,990	2,973	5,348	1,001	2,995	5,463	5,302	2,604	3,008	5,295	3,008	5,544	5,382	2,770
Ti	0,001	0,002	0,614	0,000	0,000	0,001	0,001	0,357	0,000	0,002	0,188	0,021	0,000	0,000	0,081	0,004	0,162	0,013	0,000
Al	1,004	1,987	2,892	1,989	2,006	0,003	2,002	3,427	1,993	2,017	3,300	5,536	1,403	1,030	5,720	1,996	3,134	5,371	1,238
Cr	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,003	0,010	0,012	0,001	0,010	0,010	0,002	0,012	0,013	0,001
Mg	0,000	0,796	2,969	0,000	0,000	0,000	0,482	2,401	0,000	0,288	2,383	4,793	0,000	0,000	1,429	0,353	2,453	4,766	0,001
Fe	0,002	2,047	1,742	0,011	0,008	0,007	2,330	2,122	0,005	2,102	2,455	4,205	0,007	0,010	0,843	2,281	2,524	4,354	0,006
Mn	0,000	0,044	0,002	0,000	0,000	0,004	0,099	0,008	0,000	0,137	0,008	0,018	0,000	0,000	0,001	0,050	0,006	0,009	0,000
Ca	0,010	0,133	0,007	0,000	0,000	0,001	0,110	0,005	0,000	0,451	0,006	0,000	0,383	0,001	0,152	0,292	0,000	0,002	0,213
Na	0,185	0,000	0,044	0,000	0,000	0,000	0,057	0,083	0,000	0,000	0,055	0,008	0,588	0,005	0,446	0,006	0,055	0,000	0,756
K	0,824	0,000	1,837	0,000	0,000	0,001	0,000	1,731	0,000	0,000	1,694	0,024	0,004	0,848	0,005	0,000	1,712	0,003	0,003
Total	5,014	8,006	15,495	3,003	3,006	11,007	8,053	15,486	3,002	7,993	15,567	19,919	4,989	4,902	13,984	7,993	15,603	19,914	4,989

Sample	GW-164A	GW-164A	GW-164A	GW-164A	GW-164A	GW-194	GW-194	GW-194	GW-194	JE-60C	JE-60C	JE-60C	KGM-07	KGM-07	KGM-07	KGM-07	
Mineral	grt	bt	ms	pl	sil	grt	bt	qtz	Pl	grt	bt	pl	grt	bt	crd	pl	kfs
SiO₂	37,413	35,372	46,626	63,183	37,596	37,259	34,258	100,902	63,529	38,136	35,862	61,045	38,740	37,790	49,487	58,553	65,006
TiO₂	0,000	1,824	0,509	0,000	0,029	0,000	2,012	0,000	0,000	0,017	2,396	0,000	0,002	3,347	0,000	0,038	0,023
Al₂O₃	21,144	19,247	35,665	23,342	59,951	21,222	19,029	0,000	23,361	21,992	18,526	24,381	22,121	16,749	33,217	25,465	18,585
Cr₂O₃	0,019	0,000	0,063	0,000	0,007	0,024	0,033	0,024	0,000	0,036	0,039	0,026	0,027	0,077	0,001	0,012	0,039
MgO	2,317	7,920	0,594	0,000	0,079	2,652	8,284	0,014	0,000	7,786	14,740	0,000	7,201	16,614	9,790	0,000	0,000
FeOt	36,121	21,630	1,092	0,114	1,549	37,202	21,214	0,026	0,059	29,496	13,098	0,015	32,532	11,414	6,912	0,045	0,000
MnO	2,314	0,057	0,000	0,000	0,019	1,999	0,026	0,004	0,000	2,120	0,053	0,000	0,222	0,022	0,013	0,020	0,014
CaO	1,467	0,026	0,000	4,874	0,033	1,250	0,047	0,000	4,900	1,106	0,075	5,809	1,108	0,017	0,020	7,815	0,240
Na₂O	0,045	0,153	0,810	9,140	0,089	0,249	0,524	0,286	9,030	0,000	0,106	8,028	0,000	0,192	0,073	7,456	2,261
K₂O	0,005	9,024	9,645	0,054	0,101	0,000	8,781	0,009	0,175	0,003	9,441	0,519	0,000	9,553	0,006	0,148	13,427
NiO	0,000	0,039	0,022	0,044	0,031	0,000	0,011	0,000	0,000	0,040	0,000	0,039	0,000	0,052	0,005	0,015	0,000
Cl	0,001	0,047	0,004	0,003	0,015		0,024	0,005		0,006	0,057	0,000	0,003	0,047	0,010	0,009	
Total	100,845	95,337	95,030	100,753	99,500	101,856	94,242	101,271	101,055	100,899	94,917	99,963	101,957	95,874	99,525	99,576	99,604
Oxygen	12	22	22	8	5	12	12	5	8	12	22	8	12	22	22	8	8
Si	3,004	5,426	6,183	2,779	1,028	2,973	2,905	2,495	2,784	2,962	5,356	2,719	2,981	5,506	6,110	2,632	2,989
Ti	0,000	0,210	0,051	0,000	0,001	0,000	0,128	0,000	0,000	0,001	0,269	0,000	0,000	0,367	0,000	0,001	0,001
Al	2,001	3,480	5,574	1,210	1,932	1,996	1,902	0,000	1,207	2,013	3,261	1,280	2,006	2,876	4,834	1,349	1,007
Cr	0,001	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,002	0,005	0,001	0,002	0,009	0,000	0,000	0,001
Mg	0,277	1,811	0,117	0,000	0,003	0,315	1,047	0,001	0,000	0,901	3,281	0,000	0,826	3,608	1,802	0,000	0,000
Fe	2,425	2,775	0,121	0,004	0,035	2,482	1,505	0,001	0,002	1,916	1,636	0,001	2,094	1,391	0,714	0,002	0,000
Mn	0,157	0,007	0,000	0,000	0,000	0,135	0,002	0,000	0,000	0,139	0,007	0,000	0,014	0,003	0,001	0,001	0,001
Ca	0,126	0,004	0,000	0,230	0,001	0,107	0,004	0,000	0,230	0,092	0,012	0,277	0,091	0,003	0,003	0,376	0,012
Na	0,007	0,045	0,208	0,779	0,005	0,039	0,086	0,014	0,767	0,000	0,031	0,693	0,000	0,054	0,018	0,650	0,202
K	0,000	1,766	1,632	0,003	0,004	0,000	0,950	0,000	0,010	0,000	1,799	0,029	0,000	1,776	0,001	0,008	0,788
Total	7,999	15,529	13,895	5,007	3,009	8,048	8,532	2,511	5,001	8,029	15,656	5,002	8,014	15,599	13,482	5,021	5,000

Sample Mineral	KGM- 09 pl	KGM- 09 sil	KGM- 09 grt	KGM-09 bt	KGM- 09 kfs	KGM- 13 grt	KGM-13 bt	KGM- 13 pl	KGM- 13 ky	KGM- 13 kfs	KGM-14 chl	KGM- 14 tur	KGM- 14 grt	KGM-14 bt	KGM- 14 pl	KGM- 14 kfs
SiO₂	61,486	37,272	38,300	36,440	64,576	37,655	37,081	60,493	36,640	63,389	36,682	48,277	38,093	35,344	60,920	63,872
TiO₂	0,018	0,004	0,037	5,412	0,031	0,006	3,294	0,000	0,012	0,024	4,148	0,000	0,003	4,938	0,000	0,010
Al₂O₃	24,249	62,937	22,252	16,529	18,893	21,611	16,824	23,887	61,687	18,361	18,431	31,469	21,565	17,950	24,870	18,984
Cr₂O₃	0,000	0,115	0,000	0,065	0,000	0,045	0,000	0,000	0,042	0,030	0,000	0,006	0,023	0,041	0,051	0,019
MgO	0,000	0,000	6,908	12,942	0,000	6,920	15,798	0,000	0,000	0,000	11,998	8,780	4,753	9,063	0,000	0,000
FeO_t	0,000	0,269	32,095	14,484	0,058	33,048	12,512	0,131	0,255	0,013	15,638	8,173	34,622	18,059	0,046	0,012
MnO	0,000	0,000	0,855	0,000	0,000	0,492	0,000	0,004	0,000	0,024	0,000	0,081	0,806	0,003	0,000	0,000
CaO	5,725	0,014	1,036	0,042	0,070	0,780	0,018	6,067	0,004	0,144	0,024	0,016	1,090	0,008	6,095	0,042
Na₂O	8,466	0,041	0,002	0,099	1,466	0,011	0,105	8,455	0,000	2,516	0,512	0,116	0,059	0,115	7,800	2,020
K₂O	0,225	0,012	0,009	9,814	14,516	0,001	9,480	0,116	0,014	12,893	0,013	0,006	9,554	0,190	13,925	
NiO	0,000	0,050	0,000	0,047	0,033	0,000	0,058	0,041	0,005	0,000	0,000	0,000	0,070	0,000	0,000	0,004
Cl	0,006		0,004	0,055	0,013		0,020	0,008	0,007		0,052	0,010		0,073	0,007	
Total	100,175	100,713	101,497	95,927	99,656	100,569	95,189	99,200	98,666	97,395	87,486	96,941	101,089	95,148	99,981	98,889
Oxygen	8	5	12	22	8	12	22	8	5	8	22	22	12	22	8	8
Si	2,727	1,000	2,966	5,411	2,979	2,957	5,472	2,717	1,003	2,980	5,617	6,163	3,000	5,373	2,706	2,967
Ti	0,001	0,000	0,002	0,604	0,001	0,000	0,366	0,000	0,000	0,001	0,478	0,000	0,000	0,564	0,000	0,000
Al	1,268	1,991	2,031	2,893	1,027	2,000	2,926	1,264	1,990	1,017	3,326	4,735	2,002	3,216	1,302	1,039
Cr	0,000	0,002	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,005	0,002	0,001
Mg	0,000	0,000	0,797	2,864	0,000	0,810	3,475	0,000	0,000	0,000	2,738	1,671	0,558	2,053	0,000	0,000
Fe	0,000	0,006	2,078	1,799	0,002	2,171	1,544	0,005	0,006	0,001	2,003	0,873	2,281	2,296	0,002	0,000
Mn	0,000	0,000	0,056	0,000	0,000	0,033	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,054	0,000	0,000	0,000
Ca	0,272	0,000	0,086	0,007	0,003	0,066	0,003	0,292	0,000	0,007	0,004	0,002	0,092	0,001	0,290	0,002
Na	0,728	0,002	0,000	0,028	0,131	0,002	0,030	0,736	0,000	0,229	0,152	0,029	0,009	0,034	0,672	0,182
K	0,013	0,000	0,001	1,859	0,854	0,000	1,785	0,007	0,000	0,773	0,000	0,002	0,001	1,853	0,011	0,825
Total	5,008	3,004	8,017	15,478	4,999	8,041	15,606	5,022	3,001	5,011	14,318	13,484	8,002	15,395	4,984	5,016

Annexe 2 : Formule structurale des biotites calculée avec 22 oxygènes, utilisée dans la méthode de Henry

BIOTITES	RK-02-272	WB-1784A	WB-019	WB-1465	WB-027	WB-028	WB-002	RK-02-174
SiO₂	35,9859	36,5251	37,5152	35,4798	36,8731	36,0675	34,9834	33,1167
TiO₂	2,6134	2,6741	5,6162	4,0967	4,0969	1,4278	5,1218	4,2488
Al₂O₃	16,5214	16,3305	16,0308	16,9248	15,1346	15,7836	13,6967	13,6374
Cr₂O₃	0,0290	0,0107	0,1422	0,0436	0,0459	0,0932	0,0304	0,0076
MgO	11,4694	13,3642	14,3938	10,3035	14,0874	13,4774	6,5791	3,4263
FeO	18,7059	16,2900	12,8142	18,6689	15,3908	17,9836	25,4355	30,6225
MnO	0,1124	0,0672	0,0139	0,0589	0,0920	0,0764	0,0940	0,0680
CaO	0,0310	0,0440	0,0146	0,0193	0,0231	0,0439	0,0377	0,0473
Na₂O	0,1625	0,0696	0,0721	0,0984	0,0925	0,0631	0,0819	0,0693
K₂O	8,7289	8,9763	9,1814	9,4179	9,4904	8,9006	8,9888	8,4384
NiO	0,0306	0,0190	0,0240	0,0126	0,0183	0,0492	0,0052	0,0076
F	0,2821	0,7613	0,4018	0,5541	0,1908	0,1538	0,4429	1,0083
Cl	0,0873	0,0989	0,1433	0,2050	0,0176	0,0439	0,2073	0,1720
Total	94,7597	95,2315	96,3635	95,8835	95,5520	94,1640	95,7047	94,8702
Formule structurale								
Si	5,5065	5,5255	5,4969	5,4105	5,5236	5,5357	5,5391	5,4747
Ti	0,3006	0,3043	0,6188	0,4699	0,4615	0,1658	0,6099	0,5282
Al	2,9803	2,9126	2,7693	3,0430	2,6729	2,8555	2,5568	2,6590
Cr	0,0035	0,0013	0,0165	0,0053	0,0054	0,0114	0,0038	0,0010
Mg	2,6127	3,0128	3,1432	2,3411	3,1452	3,0802	1,5524	0,8441
Fe	2,3966	2,0617	1,5704	2,3821	1,9282	2,3106	3,3684	4,2393
Mn	0,0146	0,0086	0,0017	0,0076	0,0117	0,0100	0,0126	0,0095
Ca	0,0051	0,0072	0,0023	0,0032	0,0037	0,0072	0,0064	0,0083
Na	0,0480	0,0204	0,0204	0,0291	0,0269	0,0188	0,0252	0,0221
K	1,7046	1,7321	1,7165	1,8323	1,8139	1,7432	1,8156	1,7809
Ni	0,0048	0,0029						
Total	15,5773	15,5895	15,3562	15,5241	15,5932	15,7383	15,4903	15,5673
Al iv	2,4935	2,4745	2,5031	2,5895	2,4764	2,4643	2,4609	2,5253
Al vi	0,4868	0,4381	0,2663	0,4535	0,1966	0,3912	0,0959	0,1337
X _{Mg}	0,5216	0,5937	0,6668	0,4957	0,6199	0,5714	0,3155	0,1660
Ti	0,3006	0,3043	0,6188	0,4699	0,4615	0,1658	0,6099	0,5282
Ln(Ti)	-1,2019	-1,1897	-0,4799	-0,7551	-0,7732	-1,7971	-0,4944	-0,6382
a	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
c	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283
X _{Mg} ³	0,1419	0,2093	0,2965	0,1218	0,2383	0,1865	0,0314	0,0046
c(X _{Mg}) ³	-0,2452	-0,3617	-0,5125	-0,2105	-0,4118	-0,3224	-0,0543	-0,0079

BIOTITES	KH-27	RK-02-164	BDW-152	BDW-109A	WB-026	WB-72	RK-02-234	DS-30502	WB-030A
SiO₂	35,0408	34,2244	36,4788	36,2717	36,0773	35,6573	35,6517	36,7957	35,9283
TiO₂	4,6256	4,6864	4,0711	2,6581	5,3240	2,2969	3,9070	0,2440	4,8606
Al₂O₃	18,1744	13,1179	15,0262	17,8976	14,1291	19,8197	14,9272	18,6116	14,4175
Cr₂O₃	0,1048	0,0170	0,0431	0,0445	0,0088	0,0300	0,0326	0,0070	0,0300
MgO	8,7699	4,2005	11,4994	14,1465	12,2115	9,3842	11,7400	12,4275	10,4992
FeO	18,8374	29,7835	19,0394	14,2429	17,8118	19,0058	18,5802	16,6968	19,2279
MnO	0,0180	0,0546	0,0745	0,0493	0,0634	0,1374	0,0349	0,1711	0,0605
CaO	0,0172	0,0295	0,0227	0,0392	0,0232	0,0123	0,0373	0,0275	0,0370
Na₂O	0,1535	0,0772	0,0203	0,1120	0,0435	0,2320	0,1129	0,1089	0,0817
K₂O	9,3256	8,9649	9,4002	9,4647	9,6335	9,3877	9,0477	9,3306	9,1639
NiO	0,0236	0,0000	0,0654	0,0156	0,0201	0,0042	0,0160	0,0133	0,0097
F	0,2565	0,9898	0,1459	0,4487	0,4003	0,3229	0,1503	0,3826	0,1679
Cl	0,0853	0,1078	0,0646	0,0246	0,1367	0,0607	0,1704	0,1303	0,4800
Total	95,4326	96,2535	95,9514	95,4155	95,8831	96,3510	94,4083	94,9469	94,9641
Formule structurale									
Si	5,3428	5,5463	5,5373	5,4107	5,4911	5,3700	5,4995	5,5591	5,5486
Ti	0,5305	0,5712	0,4646	0,2978	0,6094	0,2602	0,4532	0,0278	0,5644
Al	3,2670	2,5062	2,6888	3,1476	2,5353	3,5189	2,7147	3,3152	2,6250
Cr	0,0126	0,0022	0,0052	0,0053	0,0011	0,0036	0,0040	0,0008	0,0037
Mg	1,9924	1,0145	2,6014	3,1443	2,7699	2,1062	2,6988	2,7988	2,4167
Fe	2,4028	4,0366	2,4172	1,7778	2,2674	2,3938	2,3973	2,1099	2,4836
Mn	0,0023	0,0075	0,0096	0,0062	0,0082	0,0175	0,0046	0,0219	0,0079
Ca	0,0028	0,0051	0,0037	0,0063	0,0038	0,0020	0,0062	0,0045	0,0062
Na	0,0454	0,0242	0,0060	0,0322	0,0128	0,0677	0,0337	0,0319	0,0245
K	1,8144	1,8535	1,8204	1,8015	1,8707	1,8037	1,7806	1,7983	1,8055
Ni									
Total	15,4131	15,5672	15,5541	15,6296	15,5699	15,5437	15,5926	15,6681	15,4861
Al iv	2,6572	2,4537	2,4614	2,5893	2,5089	2,6300	2,5005	2,4409	2,4510
Al vi	0,6098	0,0525	0,2312	0,5583	0,0265	0,8889	0,2142	0,8743	0,1696
X _{Mg}	0,4533	0,2008	0,5184	0,6388	0,5499	0,4680	0,5296	0,5702	0,4932
Ti	0,5305	0,5712	0,4646	0,2978	0,6094	0,2602	0,4532	0,0278	0,5644
Ln(Ti)	-0,6339	-0,5601	-0,7665	-1,2114	-0,4952	-1,3464	-0,7913	-3,5838	-0,5720
a	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594	-2,3594
b	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
c	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283	-1,7283
XMg ³	0,0932	0,0081	0,1393	0,2607	0,1663	0,1025	0,1485	0,1854	0,1200
c(X _{Mg}) ³	-0,1610	-0,0140	-0,2407	-0,4505	-0,2874	-0,1772	-0,2567	-0,3204	-0,2073

Name : JIFA Jean Charlin

E-mail address : jifaj.charlin@gmail.com

Phone number : +261 32 60 527 43

Home address : VS 66 XYZ Ambolokandrina

Domain : Sciences and Technologies

Mention : Earth Sciences and Environment

Parcouse : Mineral Resources and Environment

“Methods for determining the formation conditions of silico-aluminous metamorphic rocks and influence of fluorine

Application for Bemarivo and Antananarivo domains and Manampotsy group”

Abstract

Temperature and pressure are the two terms which come in our mind when we talk about metamorphic rocks conditions of formation. This study is called « geothermobarometry ». This part of geology is often overlooked or missing in several research. Certainly, temperature and pressure are not the only parameters which contribute during metamorphic rocks formation, but both are the most important in this process.

This achievement shows four methods (method of Wu, Berman's winTWQ, method of Henry and Zhu and Sverjensky's Temperature Garnet-Biotite) permitting to determinate Pressure-Temperature during the formation of metamorphic rocks from Antananarivo and Bemarivo domains, Ambatolampy and Manampotsy groups. Forty five (45) samples from these zone are studied with these four methods in this study. In Bemarivo domain, we have samples which formed with temperature between 530 to 801°C and pressure between 2.7 to 9.1 Kilobars. In Antananarivo domain, we have samples formed between 656 to 737°C with pressure between 4.5 to 8 Kilobars.

Most of the case, our results coincide with the previous studies. This study brings a « little precision » in comparison with previous studies. In fact, we have taken count of presence of fluorine in the biotite during calculation that influences the temperature. Generally, 0.10 weight % of fluorine in biotite may increase the temperature's value around 15°C.

Key words : geothermobarometry, temperature, pressure.

Rapporteur : Professor RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel

Nom et prénoms : JIFA Jean Charlin
Courriel : jifaj.charlin@gmail.com
Tél : +261 32 60 527 43
Adresse : Lot VS 66 XYZ Ambolokandrina

Domaine : Sciences et Technologies
Mention : Sciences de la Terre et de l'Environnement
Parcours : Ressources Minérales et Environnement

« Méthodes de détermination des conditions de formation des roches métamorphiques silico-alumineuses et influence du fluor.

Application aux gneiss des domaines de Bemarivo, d'Antananarivo et du groupe de Manampotsy »

Résumé

Quand nous parlons des conditions de formation des roches métamorphiques, les termes « Température et Pression » ne manquent pas certainement dans la liste. La détermination de ces conditions de formation entre dans la branche de géothermobarométrie. Cette partie de la géologie est souvent négligée ou même absente dans plusieurs recherches. Certes, la température et la pression ne sont pas les seuls paramètres qui entrent en jeu lors de la formation des roches métamorphiques, mais ce sont les conditions les plus imposantes.

Cet ouvrage a été réalisé pour nous montrer quatre méthodes, à savoir la méthode de Wu (Wu et al., 2004), winTWQ de Berman (2007), méthode de Henry (Henry et al., 2005) et TGt-Bt de Zhu et Sverjensky (1992) permettant de faire la détermination des conditions de formation des roches métamorphiques afin de les pouvoir appliquer aux échantillons provenant des domaines de Bemarivo et d'Antananarivo, des groupes de Manampotsy et d'Ambatolampy, et aussi de la suite d'Imorona-Itsondro. Quarante-cinq (45) échantillons venant de ces zones sont étudiées avec les différentes méthodes exposées dans la présente étude. La température obtenue dans le domaine de Bemarivo est comprise entre 530 à 801°C avec une pression variant de 2,7 à 9,1 Kilobars ; le domaine d'Antananarivo présente des échantillons formés sous une température allant de 656 à 737°C et une pression de 4,5 à 8 Kilobars. Dans le groupe de Manampotsy, la température obtenue est comprise entre 608 à 750°C avec une pression comprise entre 6,2 à 9,9 Kilobars.

Les résultats obtenus concordent pour la plupart, aux valeurs tirées des études antérieures. Mais ce travail a apporté si nous pouvons le dire, « une précision » par rapport aux résultats des travaux antérieurs. La prise en compte de la teneur du fluor dans les démarches de détermination de la température de la formation de la roche influence la valeur de cette température (Zhu et Sverjensky, 1992). La prise en compte de ce paramètre (teneur en fluor dans la biotite) augmente la valeur de température ainsi obtenue. Cette augmentation est de l'ordre de 15°C pour une teneur de 0.10% en fluor de la biotite. Toutefois, nous avons eu recours aux méthodes plus récentes comme celle de Wu (2004), winTWQ de Berman (2007) pour avoir des résultats avec des méthodes « plus récentes ».

Mots clés : géothermobarométrie, température, pression

Rapporteur : Professeur RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel