



Université d'Antananarivo

Faculté des Sciences

Département des Sciences de la Terre



Institut de recherche
pour le développement

**MEMOIRE DE FIN D'ETUDE POUR L'OBTENTION DU
DIPLOME D'ÉTUDES APPROFONDIES (DEA) EN
GEOLOGIE APPLIQUEE**

OPTION : *Pétrologie – Métallogénie*



**LES CORINDONS METAMORPHIQUES ASSOCIES AUX
ZONES DE CISAILLEMENT DU SUD DE MADAGASCAR :
Le gisement de saphir de Sahambano (Sud-Est d'Ihosy)**

présenté et soutenu publiquement par

RALANTOARISON Louis Théogène

le 14 Avril 2006

Devant les membres du jury :

Président : **RAKOTONDRAZAFY** Amos Fety Michel, Professeur titulaire

Rapporteurs : Gaston **GIULIANI**, Directeur de Recherches IRD-LMTG,
CRPG/CNRS Nancy, France
MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Docteur

Examineurs : **RAKOTONDRAZAFY** Raymond, Professeur
RALISON Bruno A., Maître de Conférences

Invité : Christian **FELLER**, Directeur de Recherches, IRD/CNRS,
Représentant de l'IRD à Madagascar

~~DE ROSTER~~
Lm

Ce livre est dédié :

A

*mon épouse
Nirina
et mes enfants
Mariah et Kévin*

« Je bénirai l'Éternel en tout temps ; Sa louange sera toujours dans ma bouche. » Psaume 34-1.

REMERCIEMENTS

Je remercie à Dieu de m'avoir donné une force et une bénédiction pendant le déroulement de ce mémoire.

Ce travail de recherche est le fruit d'une collaboration entre le Département des Sciences de la Terre (DST)-Faculté des sciences de l'Université d'Antananarivo (Madagascar), l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Nancy (France), l'Université Henri-Poincaré de Nancy (France), Centre de Recherches Pétrographiques et géochimiques (CRPG-CNRS) de Vandoeuvre-Nancy (France) et l'Université Paul Sabatier de Toulouse (France) dans le cadre d'un projet intitulé : « Caractérisation géologique et gemmologique des gisements des saphir et rubis de Madagascar ».

Tout d'abord, je voudrais exprimer ici ma gratitude à M. RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur titulaire au Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo, qui a voulu accepter de m'encadrer et de m'avoir proposé ce sujet de mémoire. Je lui remercie pour son soutien matériel et financier durant les travaux de terrain. Il a effectué une partie de mes analyses à la microsonde.

Mes vifs remerciements vont aussi à mon co-encadreur M. GIULIANI Gaston, Directeur de Recherche de l'IRD Nancy (France), qui a bien voulu m'entrer dans ses projets de recherche avec l'IRD et d'avoir effectué les analyses chimiques. Je lui remercie pour son soutien bibliographique et financier, notamment pour les conseils et les nombreuses directives sur terrain et durant la correction pour mener à bien ce travail. Je remercie également les personnels du CRPG/CNRS Nancy-France qui ont réalisé mes analyses (isotope de l'oxygène, microsonde électronique et images MEB), et l'équipe du Laboratoire de Gübelin (Suisse) pour la spectrométrie des corindons, en particulier M. Dietmar Schwarz.

Je voudrais adresser mes remerciements à :

- Mr RAKOTONDRAZAFY Raymond, Professeur, qui a sacrifié son temps pour la lecture de ce travail et a accepté d'être membre de jury à ce mémoire ;
- Mr RALISON Bruno, Maître de conférences, d'avoir accepté d'être examinateur à ce mémoire ; il m'a initié d'apprendre la gemmologie et la lapidairerie ;
- Mme MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Docteur, qui a aussi sacrifié son temps pour ses conseils et sa relecture de ce travail, je lui remercie d'avoir l'amabilité d'être rapporteur de ce mémoire ;

- Mr Christian FELLER, Directeur du projet de recherche à l'IRD (Institut de recherche pour le développement) à Madagascar, d'avoir mener à bien le déroulement des projets de Recherches avec le Département des Sciences de la Terre.

Un grand merci à M. Frédéric Polenne (Conseil d'administration de la société « Mines Tany Hafa ») et son épouse qui m'ont hébergé pendant mon séjour à Sahambano. Je remercie également M. Denis OFFANT et M. Lyonnell VELLUTINI, Directeurs de la société « Mines Tany Hafa », de m'avoir autorisé à travailler dans leurs périmètres miniers et de m'aider pour le soutien matériel. Je remercie aussi les ouvriers qui m'ont accompagné durant les travaux de terrain.

Je suis très reconnaissant à M. Jean Christian GOUJOU, Consultant indépendant, Auteur et Dessinateur de la revue « Le règne minéral », de m'avoir aidé et accompagné durant la cartographie géologique et aussi pour les nombreuses discussions sur les observations de terrain. Je lui remercie pour la lecture et la mise en forme d'une partie de ce mémoire.

Je remercie convivialement :

- M. RAJERARISON Nöelson, Docteur, d'avoir eu l'amabilité de m'aider pour la bibliographie ;
- M. Daniel Ohnenstetter, Docteur, CRPG/CNRS Nancy-France, qui m'a permis d'apprendre le calcul de formules structurales ;
- Mes collègues : RAFAMATANANTSOA Rija (Etudiant, M2 année 2005), RAKOTONDRAMAZAVA Heritiana (Service des eaux MEM) et ANDRIAMAMONJY Alfred (Etudiant DEA 2006) pour les échanges de connaissances et l'ambiance au labo.

Enfin, j'exprime ma grande reconnaissance à mes parents, mon épouse RAZAFIARISON, Haingomalala Faranirina, mes enfants (Kévin et Mariah) pour leur soutien moral et financier.

A tous, un grand merci.

Antananarivo, le 14 Avril 2006

RALANTOARISON Louis Théogène

Table de matière

RESUME

INTRODUCTION GENERALE

A - Présentation générale du secteur.....	1
B - But et méthodologie de travail.....	2
B-1- Phase préparatoire et documentations.....	2
B-2- Phase de reconnaissance.....	2
B-2-1- Travaux de terrain.....	2
B-2-2- Travaux de laboratoire.....	3
C- Plan du mémoire.....	3

PARTIE I : RAPPELS SUR LES CORINDONS ET LES GISEMENTS DE SAPHIR ET RUBIS DANS LE MONDE

Chapitre I : RAPPELS SUR LES CORINDONS

A- Généralité et définitions.....	4
B- Gemmologie des corindons naturels.....	4
C- Utilisations économiques.....	8

Chapitre II : LES TYPES DE GISEMENTS DE SAPHIR ET RUBIS DANS LE MONDE

A- Les gisements primaires.....	10
A-1- Corindons magmatiques.....	10
A-1-1- Le gisement de saphir de Yogo Gulch, Montana (Etats-Unis).....	10
A-1-2- Les gisements dans le basalte du Viêt-nam.....	10
A-1-3- Les gisements dans la syénite de Garba Tula (Kenya).....	11
A-2- Corindons métamorphiques s.s et métasomatiques.....	12
A-2-1- Généralité.....	12
A-2-2- Gisement dans des pegmatites déquartzifiées de Sumjam.....	12
A-2-3- Gisement dans des marbres.....	13
A-2-4- Gisement dans des gneiss, granulites et charnockites.....	14
A-2-5- Gisement dans les amphibolites de Longido (Tanzanie).....	15
B- Les gisements secondaires.....	16
B-1- Généralité.....	16
B-2- L'exemple du placer littoral de la Vendée (France).....	16

Chapitre III : GEOLOGIE DES GISEMENTS DE CORINDONS DE MADAGASCAR

A- Généralités sur la géologie du socle précambrien malgache.....	17
A-1 - Place de Madagascar dans la reconstitution du Gondwana.....	17
A-2- Rappel sur le socle précambrien de Madagascar.....	18
A-3- Description tectono-métamorphique du Sud de Madagascar.....	19
A-3-1- Les travaux de Windley et al (1994).....	21
A-3-2- Les travaux de Martelat (1998).....	21
B- Gisements primaires et secondaires.....	23
B-1- Corindons magmatiques.....	23

B-1-1- Basalte.....	23
B-1-2- Syénite.....	24
B-2- Corindons métamorphiques s.s et métasomatiques.....	25
B-2-1- Gneiss et leptynites.....	25
B-2-2- Amphibolites et pyroxénites et cordiérites.....	26
B-2-3- Les skarns à saphirs d'Andranondambo.....	29
B-2-4- Les sakénites.....	30
B-3- Les placers.....	30
B-3-1- Généralité.....	30
B-3-2- L'exemple du placer d'Ilakaka.....	31
C- Conclusion.....	32

PARTIE II : ETUDE GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE SAPHIR DE SAHAMBANO

Chapitre I : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.....

A- Données géologiques.....	34
A-1- Les roches métamorphiques et métasomatiques.....	34
A-1-1- Les roches silico-alumineuses.....	34
A-1-2- Les roches calciques et calcaro-pélitiques.....	35
A-2- Les roches magmatiques et les mylonites.....	35
A-3- Carte géologique.....	36
B- Données structurales.....	37
B-1- Les déformations souples.....	37
B-1- 1-Transposition.....	37
B-1- 2- Les plis.....	38
B-1- 3- Les cisaillements.....	38
B-2- Les déformations cassantes.....	39
B-2-1- Les failles.....	39
B-2-2- Les filons et fentes.....	39
B-3- Carte structurale.....	40

Chapitre II : LE GISEMENT DE SAPHIR DE SAHAMBANO

A- Etude descriptive des carrières.....	41
A-1- Les carrières «Momo», «Nono», «Dominique» et «Jeanne d'Arc».....	41
A-1-1- Localisation.....	41
A-1-2- Caractéristiques géologiques.....	41
A-1-3- Les roches hôtes du saphir.....	43
A-2- Extension du gisement.....	44
B- Intérêt métallogénique.....	44
C- Conclusion.....	45

Chapitre III : PETROLOGIE ET GEOCHIMIE

A- Pétrographie.....	46
A-1- Les gneiss.....	46
A-1-1- Les gneiss leptynitiques à biotite et grenat.....	46
A-1-2- Les gneiss feldspathiques à biotite et grenat.....	46
A-2- Les leptynites à grenat.....	47

A-3- Les grenatites.....	49
A-4- Les biotitites.....	49
A-5- Les marbres	49
A-6- Les mylonites.....	50
A-7- Les skarns.....	50
A-8- Les amphibolites	52
A-9- Les pegmatites.....	52
A-10- Les dolérites.....	52
A-11- Les plagioclasites à pyroxène.....	53
A-12- Les roches métasomatiques à saphir.....	53
A-12-1- Les gneiss biotitisés à saphir.....	53
A-12-2- Les gneiss "feldspathiques" à grenat, saphirine et saphir.....	54
B- Géochimie.....	56
B-1 - Diagramme géochimique des éléments majeurs.....	56
B-2- Diagramme des terres rares.....	58
B-3- Conclusion.....	61
C- Chimie des minéraux.....	61
C-1- Les micas.....	61
C-2- Le grenat.....	63
C-3- La saphirine.....	66
C-4- Le spinelle.....	67
C-5- Les feldspaths.....	68
C-6- La sillimanite	70
C-7- Les corindons.....	71
C-8- Conclusion.....	73
D- Evolution métamorphique.....	74
D-1- Rappel sur le règle de phase.....	74
D-2- Application dans les gneiss à saphir.....	75
D-3- Estimation des conditions thermodynamiques.....	77
D-3-1- Isotherme des feldspaths.....	77
D-3-2- T.W.E.E.Q.....	78
E- Conclusion et discussion.....	83

Chapitre IV: CARACTERES MINERALOGIQUE ET GEMMOLOGIQUE

A- Introduction.....	84
B- Propriétés physico-optiques.....	84
B-1 – Etudes macroscopiques.....	84
B-2– Etudes microscopique et spectroscopique.....	86
C- Chimie des corindons.....	87
C-1- Variations chimiques en fonction de la couleur des saphirs.....	87
C-2- Typologie du gisement de saphir de Sahambano.....	88
D- Les inclusions piégées dans les saphirs de Sahambano.....	89
E- Les isotopes stables : composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des corindons.....	93
CONCLUSION GENERALE.....	95
BIBLIOGRAPHIE.....	97
ANNEXES.....	97

LISTE DES TABLEAUX ET FIGURES

A-TABLEAUX :

Tableau 1: L'origine de la couleur des saphirs et des rubis d'après Fritschet Rossman, 1988b	6
Tableau 2: Liste des minéraux et matériaux qui peuvent se confondre avec les saphirs et rubis.....	8
Tableau 3: Teneurs de terres rares (en ppm) des protolithes (S10, S13, S16), des gneiss à saphir (S9, S15) et les chondrites d'Evensen et al. (1978).....	59
Tableau 4: Composition chimique et formules structurales des micas.....	62
Tableau 5: Composition chimique et formules structurales des grenats.....	65
Tableau 6: Composition chimique et formules structurales des saphirines.....	66
Tableau 7: Composition chimique et formules structurales du spinelle	67
Tableau 8: Composition chimique et formules structurales des feldspaths.....	69
Tableau 9: Composition chimique et formules structurales de la sillimanite	71
Tableau 10: Composition chimique et formules structurales des saphirs de différentes couleurs.....	72
Tableau 11: Les inclusions solides rencontrées dans les saphirs de Sahambano	91
Tableau 12: Compositions isotopiques en oxygène des saphirs de Sahambano.....	94

B- FIGURES:

Figure 1: Carte de localisation du secteur d'étude	1
Figure 2: Situation des gisements de saphir et rubis dans le super-continent Gondwana.....	14
Figure 3: Modèle d'assemblage du Gondwana (Meert et Van der Voo, 1996).....	17
Figure 4: Position de Madagascar dans le super continent Gondwana.....	18
Figure 5: Carte structurale de Madagascar montrant la situation des gisements primaire et secondaire et les zones de cisaillement (DeWit 2003).....	20
Figure 6: Carte modifiée d'après Windley (1994), Martelat (1998), Ramambazafy (1998) montrant les six ceintures métamorphiques et trois cisaillements majeurs du Sud de Madagascar.....	22
Figure 7: Les gisements des corindon, saphir et rubis de Madagascar.....	33
Figure 8: Carte géologique de Sahambano (Sud-est d'Ihosy).....	36
Figure 9: Transposition dans les leptynites à grenat.....	37
Figure 10: Pli en fourreau dans le marbre, pli fermé dans le gneiss (b) et pli ouvert dans le plagioclase à pyroxène.....	38
Figure 11: Cisaillement dextre dans le gneiss à biotite et à grenat.	39
Figure 12: Carte structurale du gisement de saphir de Sahambano (Sud-est d'Ihosy)	

montrant les itinéraires les failles et la zone cisaillement.....	40
Figure 13: Carte géologique et structurale de la tranchée « Nono ».....	42
Figure 14: Les roches hôtes du saphir dans la tranchée « Nono ».....	43
Figure 15: Microphotographie des faciès métamorphiques et métagmatites.....	48
Figure 16: Microphotographie des faciès métamorphiques et magmatiques.....	51
Figure 17: Microphotographie du gneiss feldspathique déquartzifié et biotitisé à saphir.	54
Figure 18: Microphotographie du gneiss feldspathique à saphirine, à spinelle, à grenat, à sillimanite, à Fk et saphir.....	55
Figure 19: Diagramme de De la roche (1968) montrant les différentes projections de faciès pétrographiques de Sahambano.....	57
Figure 20: Diagramme des terres normalisées aux chondrites (Evensen et al., 1978) des gneiss feldspathiques à saphir et biotites à saphir de Sahambano.....	60
Figure 21: Composition chimique des micas	63
Figure 22: Composition chimique du grenat.	64
Figure 23: Compositions chimique des saphirines dans des gneiss feldspathiques à saphir de Sahambano et Ambinda.....	64
Figure 24: Composition chimique du spinelle dans le diagramme Al-Mg-Fe ²⁺	68
Figure 25: Composition chimique des feldspaths dans le diagramme Or-Ab-An	70
Figure 26: Composition chimique des saphirs de Sahambano et Zazafotsy.....	73
Figure 27: Composition chimique des phases théoriques et des phases analysées en équilibre dans le gneiss à corindon	75
Figure 28: Microphotographie des gneiss biotitisés montrant la relation des phases.....	75
Figure 29: Microphotographie du gneiss à saphirine.....	76
Figure 30: Rétromorphose du corindon en spinelle et développement du corindon dans la matrice feldspathique (a) ; microphotographie de lame mince du gneiss à corindon de la carrière « Dominique ».....	77
Figure 31: Diagramme montrant la thermométrie des feldspaths dans le gneiss feldspathique à corindon et celui du gneiss leptynitique.....	78
Figure 32: Condition P-T expliquant l'évolution du métagmatisme.....	80
Figure 33 : Carte géologique et structurale, modifié d'après Nicollet, 1985, 1990 ; Pili, 1997, Martellat, 1998, montrant les conditions thermobarométriques régionales.....	82
Figure 34: Quelques échantillons de saphirs provenant de la tranchée Nono.....	85

Figure 35: Spectre d'absorption de saphir fuschia dans le gneiss feldspathique biotitisé	86
Figure 36: Spectre d'absorption de saphir orangé dans le gneiss feldspathique à spinelle et saphirine	87
Figure 37: Diagramme Cr_2O_3 en fonction de $(Fe_2O_3+Ga_2O_3+MgO)$ de la composition chimique des saphirs de différentes couleurs de Sahambano.....	88
Figure 38: Diagramme de typologie des gisements de saphir Sahambano.....	89
Figure 39: Images en électrons rétrodiffusés des quelques inclusions solides très fréquentes dans les saphirs:.....	92
Figure 40: Compositions isotopiques en oxygène des saphir et rubis de Madagascar	94

RESUME

Sahambano est situé à 30Km à l'Est de la ville d'Ihoso (Sud de Madagascar) sur la route de Farafangana. Le secteur d'étude se trouve dans la partie Nord du groupe de Tranomaro, caractérisé par l'abondance de paragneiss calcique et magnésien et des leptynites. Cette zone est rattachée à l'évènement tectono-métamorphique d'âge panafricain. Des systèmes de cisaillements dextres, parfois associés à des mylonites affectent la zone centrale du secteur d'étude.

Les saphirs se sont formés dans une zone de cisaillement affectant un gneiss feldspathique hyperalumineux et biotitisé. Ce type de gneiss, sous la forme lenticulaire, est appauvri en quartz et encaissé dans les leptynites. La pétrographie de la roche porteuse montre les assemblages suivants : feldspath potassique, sillimanite, spinelle, biotite, saphirine, grenat, albite, corindon. L'aluminium et les éléments chromophores (Cr, Fe, Ti) responsables de la formation de la minéralisation proviennent des gneiss mêmes. La circulation des fluides hydrothermaux joue un rôle d'échange et de transfert d'éléments par métasomatose, ici de type potassique. Les conditions de formation du corindon dans la phase prograde sont estimées à $T^{\circ} = 650^{\circ}\text{C}$ et $P = 5 \text{ kbar}$ selon la réaction : $3\text{Hc} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Co} + \text{Ann}$. Le pic de métamorphisme correspondant à la formation de saphirine peut atteindre 850°C . Cela est justifié par une recristallisation et des traces de dissolution visibles sur la surface de certains cristaux de corindons. La phase rétrograde est caractérisée par la retromorphose de corindon en hercynite et/ou en feldspath potassique.

Par ailleurs, les saphirs présentent plusieurs variétés de couleur en allant du gris, incolore, vert de gris, orange, bleu, rose foncé, violet, marron, rose, rouge au fuschia. Le diagramme géochimique Cr_2O_3 par rapport au $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Ga}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ montre une variation de couleur en fonction du teneur en chrome. La variation de couleur est donc due, soit par la variation de concentration du chrome apportée par les fluides minéralisateurs, soit par l'hétérogénéité du teneur en chrome dans le protolithe initial. La taille varie de 1mm à environ 5cm. Les cristaux sont tous automorphes et présentent des habitus prismatiques long ou court, d'habitats laminaire et d'habitats en barillet.

Dans certains échantillons, on rencontre les inclusions solides suivantes : Fk, zircon, barytine, spinelle, sillimanite, monazite, diaspore, albite, pyrite, saphirine (?) et des oxydes (Al+Si+O) et (Fe+O).

Les valeurs de l'isotope de l'oxygène δO^{18} des saphirs varient de 5,6 à 6,5 selon la couleur.

En définitive, le gisement de saphirs de Sahambano est un gisement riche en couleur, rarement à qualité gemme mais de qualité améliorable.

Mots clés : Madagascar – zone de cisaillement – évènement panafricain – métamorphisme – métasomatose – retromorphose – saphir – inclusions – isotopes stables.

ABSTRACT

Sahambano is located 30 km East of Ihosy town (South of Madagascar) on the road to Farafangana. The study area lies in the north part of the Tranomaro group, characterized by abundance of calcic and magnesian paragneiss and leptinites. This zone is related to the tectonic and metamorphic event of Pan-African age. Systems of dextral shears, sometimes associated with mylonites affect the central zone of the studied area.

Saphir is formed within a shear zone in feldspathic, biotitic, quartz free gneisses. This latter is lens-shaped and included in leptynite. The petrography of the country rocks shows the following assemblage: Fk, sillimanite, spinel, biotite, sapphirine, garnet, albite, and corundum. It is a hyperaluminous gneisses which supply aluminum and chromophore elements (Cr, Fe, and Ti) responsible for the mineralization. The circulation of the metasomatic fluids plays a key role of exchange and element transfer called potassic metasomatism phenomenon. The condition of corundum generation in prograde phase is estimated at $T=650^{\circ}\text{C}$ and $P= 5\text{kbar}$ according to the following reaction: $3\text{Hc} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Co} + \text{Ann}$. The high metamorphism corresponding to the sapphirine generation can reach 850°C . Two phenomena record the condition: recrystallization and dissolution, which are observed on certain crystal surfaces. The retrograde phase is characterized by corundum retromorphose into hercynite and/or into potassic feldspar.

Besides, sapphire presents various colors according to the chrome content, such as colorless, gray, gray greenish, orange, blue, dark pink, purple, brown, pink, and red to fuchsia. So, the color variation is caused by the initial protolith composition. The size varies from 1 mm to 5 cm. All crystals are euhedral and present either short or long prismatic habits, laminar habits and cylinder habits. In certain samples, we find solid inclusions such as: Fk, zircon, barytine, spinel, monazite, sillimanite, diaspore, albite, pyrite, sapphirine (?) and oxides (Al+Si+O) and (Fe+O).

The oxygen isotope values of saphir vary from 5,6 and 6,5 according to the color. Generally, Sahambano sapphire deposit is rich in color, rarely of gem quality but could be of improvable quality.

Key words: Madagascar, shear zone, Pan-African events, metamorphism, metasomatism, retromorphose, sapphire, inclusions, stable isotope.

INTRODUCTION
GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

A - Présentation générale du secteur

Ihoso se trouve à 600 Km au Sud d'Antananarivo, par la route nationale sept (RN7). Sahambano se localise à 25 Km au Sud-Est de la ville d'Ihoso en direction de Farafangana (figure 1). Le secteur étudié se situe sur le plateau Bara, limité à l'Est par la plaine de Ranotsara, et à l'Ouest par la rivière et la plaine d'Ihoso. Les rivières de Sahambano et de Sakafona drainent le secteur. Le secteur étudié est délimité par les coordonnées « Laborde » suivantes :

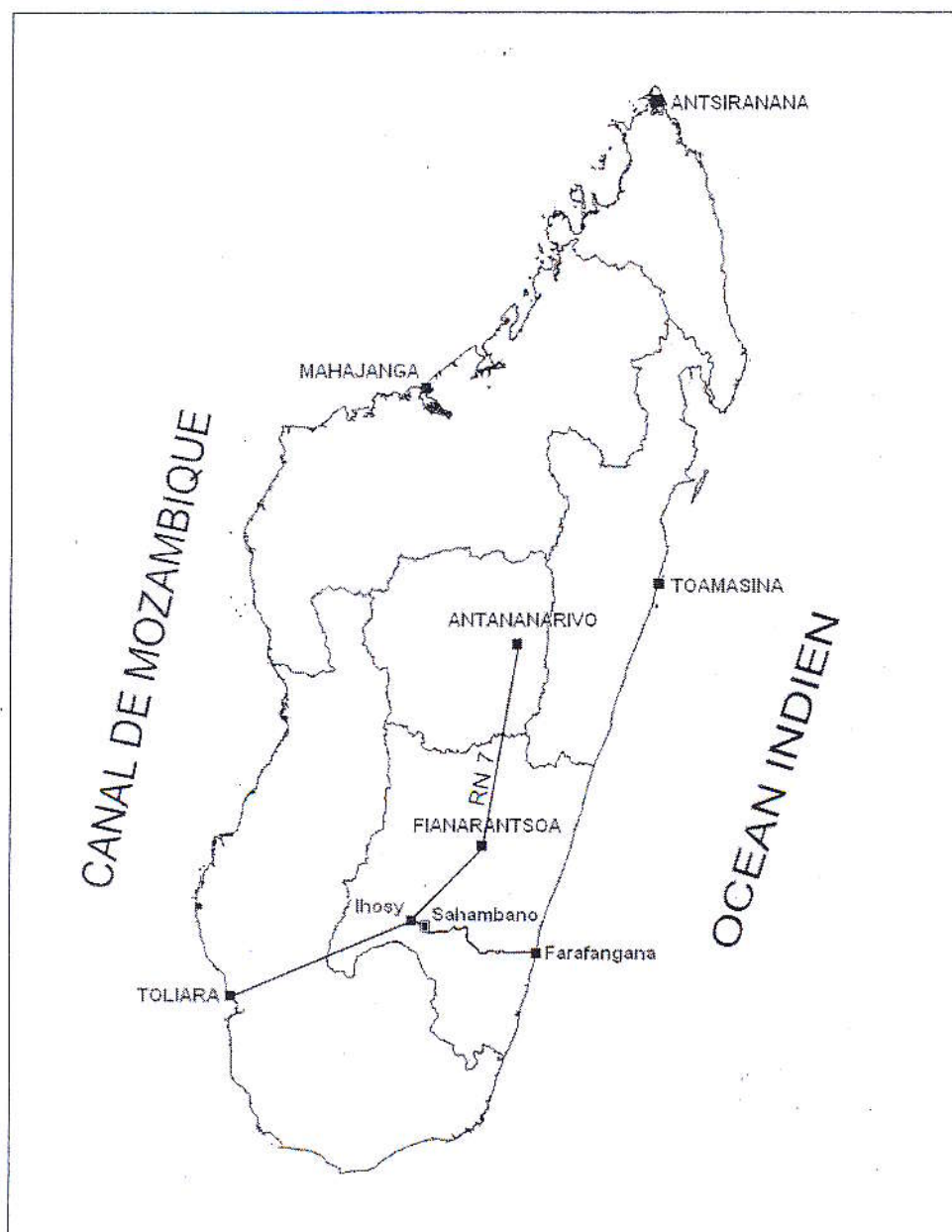
 $X_1 : 383\ 300$ $Y_1 : 410\ 700$ $X_2 : 392\ 500$ $Y_2 : 397\ 300$ 

Figure 1: Carte de localisation du secteur d'étude

B - But et méthodologie de travail

Les approches pétrographique, géochimique, gemmologique et métallogénique développées dans ce travail ont pour but de caractériser le gisement du saphir de Sahambano qui jusqu'à présent n'avait pas été caractérisé du point de vue métallogénique.

B-1- Phase préparatoire et documentations

L'étude bibliographique a comporté deux approches: une compilation de livres, revues et publications et une compilation des sites internet.

Pendant le travail de terrain, nous avons utilisé la carte géologique de Sahambano (L.56) à l'échelle du 1/100.000 et la carte topographique de Sahambano à l'échelle 1/100.000

Les photos aériennes et images satellites du secteur ont été consultées afin de caractériser les structures tectoniques et la déformation. Il s'agit des photos aériennes N° 069 à 073 ; N° 099 à 103, mission N° MAD 184/ 200IR et des images satellites (extrait d'image de bande N° 159076-99 Land Sat T.M 7). La scène couverte par ce type de satellite est de 185km X 185km et avec une résolution spatiale de 30m.

B-2- Phase de reconnaissance

B-2-1- Travaux de terrain

Les travaux de terrain se sont déroulés en plusieurs phases: la première mission s'est déroulée du 08 Mai 2004 au 08 juin 2004. Elle m'a permis de visiter la plupart des gisements de saphirs du Sud de Madagascar. Par suite, j'ai réalisé la cartographie du secteur de Sahambano. L'échantillonnage et la cartographie géologique se sont heurtés aux conditions d'affleurement qui sont parfois très mauvaises. La situation topographique des carrières qui se trouvent dans la zone phréatique est à l'origine de forte altération des faciès dans le bas des vallées. La deuxième mission de terrain a été réalisée du 01 au 20 décembre 2004 avec Monsieur Jean Christian GOUJOU, consultant indépendant de la société Tany Hafa. Au cours de cette deuxième mission, j'ai pu vérifier la carte géologique notamment l'agencement des différents faciès.

B-2-2- Travaux de laboratoire

Les travaux réalisés au laboratoire sont de plusieurs types :

- la confection des lames minces et lames épaisses, le broyage des échantillons des roches. Les études gemmologiques des corindons ont été effectuées au laboratoire du Département des Sciences de la Terre, à Ankatso, Antananarivo.
- les analyses chimiques des minéraux et des roches ont été réalisées en France par l'utilisation de la microsonde électronique SX100 et SX50 de l'Université Paul Sabatier de Toulouse (Rakotondrazafy A. Fety Michel) et de l'Université Henri Poincaré de Nancy (Gaston Giuliani et Ohnenstetter Daniel). Les observations sur les saphirs et notamment la détermination des inclusions solides ont été réalisées à l'Université Henri-Poincaré de Nancy (Gaston Giuliani). Les analyses en roches totales (éléments majeurs et mineurs) ont été effectuées au Centre de Recherches Pétrographiques et géochimiques (CRPG-CNRS) de Vandoeuvre-lès-Nancy.

C- Plan du mémoire

Ce travail de mémoire de D.E.A comporte deux grands aspects :

- 1- méthodologique, avec un rappel théorique qui comporte les acquisitions des données bibliographiques;
- 2- interprétation des résultats, comportant une description des observations de terrain (géométrie et agencement des faciès), une description pétrographique au microscope des lames minces et interprétation des résultats d'analyses chimiques. Enfin, les caractérisations métallogénique, géochimique, pétrologique et gemmologique des saphirs de Sahambano (Sud Est d'Ihosy).

PARTIE I :

**RAPPELS SUR LES CORINDONS ET
LES GISEMENTS DE SAPHIR ET
RUBIS DANS LE MONDE**

Chapitre I : RAPPELS SUR LES CORINDONS

A- Généralité et définitions

Le corindon vient du sanskrit « kuruvinda » qui signifie « pierre dure ». Le saphir qui fait l'objet de cette étude est appelé « safira » en Malgache, « saphir » en Allemand, « sapphire » en Anglais, « zafiro » en Italien, « sapfir » en Russie.

Le corindon est un oxyde d'aluminium, de formule chimique $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Al = 52,9 % et O = 47,09 %) (Garnier et al., 2003). Il cristallise dans l'holoédrie rhomboédrique (hémiédrie hexagonale, Cesbron et al., 2002). D'après la structure définie par Bragg et al. (1916), les ions O^{2-} forment un assemblage approximativement hexagonal compact de type ABAB laissant un espace libre (lacunes octaédriques). Une forte liaison ionique (liaisons électrovalentes Al-O) explique les propriétés physiques élevées du corindon notamment la cohésion du corindon, sa dureté ($D = 9$ dans l'échelle de Mohs), sa densité ($d=3.95$ à 4.10), sa résistance au choc et son éclat très vif.

Le corindon peut se présenter sous des couleurs très variées depuis l'incolore (leucosaphir) qui est rarement présent dans la nature jusqu'à des couleurs allant du rouge « sang de pigeon » (rubis de Mogok, Myanmar) au bleu profond (saphir du Cachemire, Inde), en passant par toute une gamme de jaunes, oranges, verts, roses, violets. L'appellation saphir désigne actuellement tous les corindons qui ne sont pas rouges, couleur du rubis. Certains saphirs de couleur font l'objet d'une appellation particulière : le padparadcha (variété orange), le leucosaphir (variété blanche), le saphir astérié ou étoilé qui est parfois taillé en cabochon, le saphir zoné qui présente une variation de couleur suivant les stries de croissance ; le geudas : variété laiteuse, huileuse du Sri-Lanka, qui peut être amélioré par des traitements thermiques. Le rubis peut cristalliser dans une texture particulière dénommée : « trapiche ». Cette texture est formée de six bras squelettiques séparés par six secteurs de croissance. De tels rubis ont été décrits à Mong Hsu au Myanmar et à Luc Yen au Viêt-nam (Garnier et al., 2002).

B- La gemmologie des corindons naturels

En général, la gemmologie du corindon s'est focalisée principalement sur les variétés gemmes : le rubis et le saphir. L'identification est réalisée généralement sur des pierres taillées en utilisant les instruments traditionnels (réfractomètre, dichroscope, spectroscope à main, lampe ultra violet...), mais elle fait parfois appel à des techniques plus élaborées comme la spectroscopie UV-visible et Infra rouge, la fluorescence X à dispersion d'énergie....

B-1- Variétés

Le corindon gemme naturel possède deux variétés colorées: le saphir et le rubis. Ils appartiennent au rang des pierres précieuses les plus prestigieuses avec le diamant et l'émeraude.

B-2- Couleur

La couleur du saphir est due à des mécanismes de transferts de charges (Fe^{2+} , Fe^{3+} , O^{2-} , Ti^{4+}) en coordination octaédrique, tandis que la présence du chrome Cr^{3+} qui se substitue à l'aluminium donne la couleur du rubis (tableau 1). La présence d'un centre coloré dans le saphir peut lui donner une couleur jaune à orangé. Un centre coloré est formé par l'association d'un ion bivalent remplaçant l' Al^{3+} avec la formation d'un « trou » dans la structure créé par le départ d'un électron, le plus souvent par l'influence d'une irradiation. Le traitement thermique par diffusion de béryllium dans la structure provoque un changement de couleur notamment vers l'orangé pour les saphirs venant d'Ilakaka (Madagascar) et du Sri Lanka. Les études en spectrométrie infrarouge ont mis en évidence pour ces saphirs orangés la présence de centres colorés (Schwarz et al., 2004).

Les variétés gemmes sont parfois suivies d'un adjectif ou d'un nom qui permet de préciser la variété ou l'origine géographique du corindon. Par exemple :

- Le padparadcha : Il s'agit d'une variété chromatique et non géographique de saphir, de couleur rose orangé à saturation moyenne. Sa couleur est due à la présence d'impuretés de chrome et de fer dans une proportion de 0,04 à 0,08 %, ainsi qu'à la présence de centres colorés (Notari, 1997).

- Le saphir "geudas": il est caractérisé par un aspect laiteux, qui permet par traitement thermique d'obtenir des couleurs bleues par exemple.

- Saphir du Cachemire : il s'agit de la variété la plus prisée de couleur bleu profond.

- Rubis de Mogok au Myanmar : il est de couleur rouge « sang de pigeon ».

- Rubis trapiche de Mong Hsu, Myanmar (Garnier et al., 2002).

Les saphirs de différentes couleurs (bleu, vert, violacé, brun...) se rencontrent dans les ceintures métamorphiques formées de gneiss, de granulites et de charnockites (Inde, Madagascar et Afrique de l'Est) ou dans des gisements associés à la présence de basaltes.

Couleur	Cause du changement de la couleur	Référence
pourpre	transferts de charge $Fe^{2+}-O-Ti^{4+}$ coexistant avec Cr^{3+} en coordination octaédrique	Schmetzer et Bank (1981)
bleu (saphir)	transferts de charge $Fe^{2+}-O-Ti^{4+}$ avec influence du transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$	Smith et Strens (1976) Schmetzer (1987)
vert	Fe^{3+} en coordination octaédrique coexistant avec un transfert de charge $Fe^{2+} \rightarrow Ti^{4+}$	Schmetzer et Bank (1981)
jaune	transfert de charge $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$; $Fe^{3+} \rightarrow Ti^{3+}$; des centres colorés variés, de structure inconnue ; paires d'ions Fe^{3+}	Schmetzer et al. (1982) Nassau et Valente (1987) Schmetzer et Bank (1981) Schiffmann (1981); Schmetzer et al. (1982, 1983) Ferguson et Fielding (1971)
orange à brun orangé	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centre colorés avec une contribution du Fe^{3+}	Schmetzer et Bank (1981) Schmetzer et al. (1982, 1983)
padparadscha	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centre colorés ; Cr^{4+} en coordination octaédrique du fait de la substitution de 2 Al^{3+} par Cr^{4+} et Mg^{2+} dans la structure cristalline	Schmetzer et Bank (1981) Nassau (1983)
rouge (rubis)	Cr^{3+} en coordination octaédrique avec une contribution mineure de V^{3+} et Fe^{3+} en coordination octaédrique	Harder (1969) Gübelin (1975)
rose	Cr^{3+} en coordination octaédrique	Rossmann, données non publiées
Couleur changeante	Cr^{3+} et/ ou V^{3+} en coordination octaédrique dans un intervalle de teneur particulier	Schmetzer et Bank (1981)

Tableau 1: L'origine de la couleur des saphirs et des rubis d'après Fritsch et Rossmann, 1988b (dans Garnier, 2003)

B-3- Propriétés physiques et optiques

- Système de cristallisation : rhomboédrique
- Durété : $D = 9$ sur l'échelle de Mohs et $D = 400$ sur l'échelle de Wickers
- Densité $d = 3,98$ à $4,1$
- Pas de clivage
- Couleur de trait sur la porcelaine : blanche
- Cassure légèrement conchoïdale, inégale, esquilleuse
- Transparent, translucide, opaque
- Indice de réfraction : rayon ordinaire $n_o = 1.7606$
rayon extraordinaire $n_e = 1.7606$
- Biréfringence : -0.009
- Signe optique : uniaxe positif
- Dispersion : 0.018
- Pléochroïsme : bleu vert à bleu foncé, jaune à jaune clair, jaune à jaune vert, rouge clair à violet.
- Spectre d'absorption dans le visible : 4710Å , 4600Å , 4550Å , 3790Å .
- Fluorescence : violette, jaune, orange ou nulle.
- Point de fusion : 2030°C (Belyaev, 1980).
- Point d'ébullition : 3500°C .

B-4- Les particularités cristallographiques du corindon

- Ligne d'accroissement rectiligne ou en chevrons, perceptible à l'œil nu pour les corindons naturels. Par contre, les corindons synthétiques sont reconnaissables par des zones courbes.
- Les givres : dans les saphirs de Ceylan, les givres très fins rappellent un dessin très délicat d'une aile d'insecte.
- L'astérisme: la forme astériée est due à une orientation préférentielle le long des axes cristallographiques des inclusions minérales, de nature variée, comme le rutile, la boehmite, le diaspro, le carbonate et le feldspath (Cesbron et al, 2002).

B-5- Confusion possible avec les gemmes naturelles et principales imitations

A l'œil nu, les pierres taillées et les pierres brutes issues des placers sont très difficiles à distinguer. Nous voudrions citer dans ce mémoire quelques minéraux que l'on pourrait confondre avec le corindons gemmes (tableau 2).

Autres minéraux	Saphir	Rubis
Spinelle bleu	X	
Cordiérite	X	
Quartz bleu	X	
Béryl bleu	X	
Tourmaline	X	
Péridot	X	
Grenat spessartite	X	
Topaze	X	
Apatite	X	
Zircon	X	X
Rubellite	X	X
Grenat pyrope	X	X
Grenat almandin		X
Verre	X	X
Corindon synthétique	X	X

Tableau 2 : Liste des minéraux et matériaux qui peuvent se confondre avec les saphirs et rubis

C- Utilisations économiques

Grâce à ses propriétés optiques, mécaniques, et chimiques, le corindon a de nombreuses applications industrielles mais la qualité gemme est utilisée particulièrement en joaillerie.

C-1- Les corindons industriels

- Le corindon est utilisé comme matière première qui sert à la fabrication des matériaux pour les abrasifs industriels (meules, poudre à silicium ou carborundum, outils à aiguiser....).

L'industrie fabricant d'abrasif utilise souvent l'émeri qui n'est qu'un mélange de corindon et de magnétite.

- Le corindon est nécessaire à la fabrication des composants alumineux. Il est utilisé dans l'élaboration de l'alumine industrielle et les composants de nombreux réfractaires à savoir le ciment alumino-calciq (ciment fondu) qui sont indispensables pour la résistance au choc thermique, les briques électrofondues AZS (Alumine, Zircon, Silice) employées dans les fours des verriers et la sole de certains fours métalliques, de nombreuses céramiques (porcelaine, céramique sanitaire,...) qui sont utilisées pour la fabrication de bougie d'allumage et de revêtement d'arme (Cesbron 2002).

- Le corindon est aussi utilisé en horlogerie pour la fabrication de verre de montre à cause de sa propriété quasi inrayable.

C-2- Les corindons gemmes

En général, les variétés gemmes du corindon naturel (rubis et saphir) sont très recherchées pour la joaillerie. Les prix de vente sont très variables selon la couleur, la transparence, le poids, la taille (la règle des « 4C » en anglais : colour, clarity, carat, cut) et parfois selon leur origine géographique.

A Madagascar, depuis quelques années, les régions les plus réputées pour la production de variétés gemmes sont : Ilakaka, Ambondromifehy, Andranondambo, Andilamena. Ces régions ont fait l'objet d'une véritable ruée de la part de petits exploitants miniers qui vendent leur produit à des revendeurs sous la forme de ventes ambulantes. Les exploitants et les producteurs ne connaissent pas ou très mal la taille des pierres et ainsi, les opérateurs étrangers réalisent plus de 90% des travaux de taille et de traitement thermique notamment à Antananarivo et Antsirabe. Actuellement plusieurs types de travaux sont réalisés sur les variétés gemmes notamment la gravure ou « carving », le facettage, la taille en cabochon, la contre façon (doublet, ...).

Le prix de vente d'une gemme dépendra de sa qualité, sa grosseur, sa taille et parfois de son origine géographique.

Chapitre II : LES TYPES DE GISEMENTS DE SAPHIR ET DE RUBIS DANS LE MONDE

A- LES GISEMENTS PRIMAIRES

Dans la nouvelle classification de Garnier et al. (2004), nous distinguons deux catégories de gisements primaires suivant la roche hôte :

- gisements de corindon en contexte magmatique,
- gisements de corindon en contexte métamorphique.

A-1- Corindons magmatiques

Les saphirs gemmes en contexte magmatique sont parmi les variétés les plus prisées au monde. Nous décrirons quelques gisements types.

A-1-1- Le gisement de saphir de Yogo Gulch, Montana (Etats-Unis)

Le gisement de saphir de Yogo Gulch se trouve à 25 Km au Sud Ouest de Utica au Montana, Etats-Unis (Mychaluck, 1995). Le gisement est formé par un système de filons des lamprophyres ultramafiques et de brèches hydrothermales qui recoupent des calcaires et des shales, dans lesquels sont disséminés les saphirs (Hughes, 1997). Le lamprophyre de Yogo Gulch est classé parmi les lamprophyres ultramafiques de la variété ouachitite (Meyer et Mitchell, 1988). Ces saphirs présentent une similitude avec les saphirs d'origine basaltique (Brownlow et Komorowski, 1988). Ces auteurs ont décrit que la formation de ce gisement est liée à une différenciation magmatique et à une mise en place des dykes à saphir.

Les saphirs de Yogo Gulch sont célèbres par leur couleur bleu homogène appelée : « Cornflower blue », par la rareté de leur inclusions, par l'absence de zonation et par leur brillance à la lumière artificielle comme à la lumière naturelle (Mychaluk, 1995). Les cristaux sont des prismes courts rhomboédriques terminés par un pinacoïde basal (Hughes, 1997).

A-1-2 Les gisements dans le basalte du Viêt-nam

Les gisements de saphir basaltique du Viêt-Nam Sud se trouvent au sein d'un vaste épanchement de coulées basaltiques d'âge tertiaire et quaternaire, de 20000 km² de large. Les gisements les plus connus sont ceux de la mine de Dak Nong, dans la province de Dak Lak, une soixantaine de kilomètre au Nord de Ho Chi Minh-ville (ex-Saigon) et de la mine de Phan Thiet et Da Lat dans le Nord Est de cette même ville (Smith et al., 1995).

La plupart des saphirs de basalte alcalin du Sud Viêt-Nam sont fréquemment laiteux et étoilés. Ils renferment des inclusions de rutil qui disparaissent définitivement après un traitement thermique et présentent un aspect analogue à ceux de Thaïlande. Les cristaux sont associés aux grenats, zircons, péridots, et topazes. Actuellement, les gemmes sont triées dans les éluvions ou les alluvions avec des zircons et spinelles (Poirot, 1997).

Le corindon présente les habitus dipyramidal et tabulaire. La couleur varie du bleu au bleu vert avec des aspects sombres à limpides. La série des bandes d'absorption est définie à 450, 460 et 469 nm. Le saphir bleu vert est très riche en fer et gallium, l'analyse à la microsonde électronique donne les résultats suivants : $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 4300\text{-}18200$ ppm, $\text{TiO}_2 = 30\text{-}2400$ ppm, $\text{Ga}_2\text{O}_3 = 2100\text{-}520$ ppm, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0\text{-}90$ ppm. On trouve les inclusions suivantes : plagioclase, uranopyrochlore, columbite, zircon, ilmenite, pyrrhotite, spinelle, goëthite, kaolinite (Smith et al., 1995).

A-1-3 Les gisements dans la syénite de Garba Tula (Kenya)

La syénite de Garba Tula se situe au centre du Kenya. Le gisement de saphir de Ndusi (Garba Tula) se présente sous la forme de veines feldspathiques subverticales de puissance plurimétrique et d'extension horizontale plurikilométrique. La veine recoupe des gneiss à biotite et à hornblende de même direction mais de pendage différent. La roche est constituée des cristaux de micas noirs dans une matrice feldspathique (leucocrate) à gros grain. Les cristaux automorphes de corindon sont, soit dispersés, soit regroupés en nids. L'examen microscopique de ces veines ont montré l'assemblage minéralogique suivant : microcline, plagioclase, corindon, mica brun, muscovite, zircon, magnétite, séricite... Les premiers minéraux à cristalliser sont le zircon, le corindon et le feldspath; le mica brun est plus tardif.

Les saphirs de Ndusi montrent des couleurs variant d'un bleu encre sombre au jaune d'or en passant par différentes gammes de bleus, verts et jaunes. L'opacité de ces cristaux est due aux nombreux plans de macles, fractures, inclusions, fluides et soies de rutil. La zonation est également marquée par la disposition des soies qui donnent aux pierres une couleur bronze. Le corindon est riche en fer ($\text{FeO} = 0,45$ à $1,13$ % poids) et pauvre en titane ($\text{TiO}_2 < 400$ ppm). Le gallium est présent dans quelques analyses, dans des proportions de l'ordre de 100 ppm en Ga_2O_3 . Le zircon apparaît sous forme de cristaux automorphes à contour légèrement arrondis, inclus soit dans le feldspath, soit dans le corindon (Simonet, 2000).

La datation obtenue par la méthode U-Pb sur le zircon de la syénite de Garba Tula (Kenya) donne un âge à 579 ± 6 Ma (Paquette et Simonet, 2000).

A-2- Corindons métamorphiques s.s et métasomatiques

A-2-1 Généralité

Les gisements de corindon en contexte métamorphique se forment dans des niveaux pauvres en silice (roches basiques, marbres...) ou des gneiss et des granulites. Deux phénomènes métamorphiques majeurs interviennent essentiellement dans la formation du corindon :

- Le métamorphisme isochimique : pas de variation de la composition chimique globale dans la roche mais transfert d'éléments par le fluide métamorphique (diffusion d'éléments à une échelle millimétrique à centimétrique)
- Le métasomatisme: apport extérieur d'éléments chimiques par un fluide qui percole la roche.

A-2-2- Gisement dans des pegmatites désilicifiées de Sumjam

Le gisement de Sumjam, localisé dans la région de Paddar au Cachemire indien, a été découvert en 1881 par les paysans locaux, suite à un glissement de terrain (Garnier, 2003).

Le corindon se trouve dans des poches ou des lentilles de taille hectométrique comportant des niveaux métamorphiques tel que les marbres, des gneiss à biotite et des schistes (Atkinson et Kothavala, 1983). Les lentilles sont composées d'olivine, de talc et de spinelle magnésien, et entourées d'une auréole de trémolite et d'anthophyllite chromifère. Les pegmatites recoupent les amphibolites et la circulation des fluides provoque une réaction métasomatique et /ou hydrothermale au contact de ces deux roches à composition chimique différente. Ce phénomène s'accompagne d'une désilicification de la pegmatite et la formation d'une paragenèse à oligoclase, corindon et autres minéraux. Ces assemblages sont appelés «plumasite» ou «marundite» (assemblage margarite et corindon) (Lawson, 1904). La pegmatite déquartzifiée à corindon est bordée d'une éponte à tourmaline, biotite, talc et carbonate. Ces caractères montrent la nature réactionnelle des minéralisations de type «plumasite» (Peretti et al., 1990).

Les cristaux de saphirs présentent des formes pyramidales simples avec des plans basaux. Les saphirs du Cachemire sont célèbres par leur couleur bleu roi et leur aspect «velouté» (Simonet, 2000 ; Garnier et al., 2004). L'intensité des lignes d'absorption infra-rouge des ces saphirs est contrôlée par la présence des paires d'ions Fe^{2+}/Ti^{4+} et Fe^{3+} . Le spectre présente des bandes à 374 nm, 388nm et 450nm. De petites quantités de chrome (Cr^{3+}) produisent un phénomène d'absorption à 600nm (Hänni, 1994). Les inclusions solides rencontrées dans les saphirs sont les suivantes: zircon, hornblende pargasitique, tourmaline et des inclusions fluides (Gübelin et Koivula, 1986).

A-2-3- Gisement dans des marbres

La plupart des gisements économiques de rubis dans le monde, appartiennent aux gisements de type marbre.

A-2-3-1- Les gisements de rubis de l'Asie Centrale et du Sud-est

D'après les études effectuées par Garnier et al. (2003), les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie Centrale et du Sud-est représentent la première source de pierres précieuses en Asie. Ces gisements sont rattachés aux événements tectono-métamorphiques résultant de la collision continentale entre les plaques indienne et eurasienne. Ils sont datés du Cénozoïque, notamment au cours de l'orogénèse himalayenne. Les conditions de formation des marbres à rubis se trouvent à la limite des faciès amphibolite supérieur et granulite ($T = 620$ à 670°C et $P \sim 6\text{kbar}$). L'aluminium et les éléments chromophores du rubis (chrome, fer, titane, vanadium) proviennent des marbres eux-même. En outre, l'analyse des inclusions fluides piégées par le rubis lors de leur croissance a révélé l'intervention de fluides nourriciers salés et riches en gaz carbonique. Ils proviennent de la dissolution à haute température de sels contenus dans des couches à évaporites que l'on trouve dans les marbres impurs (riche en argiles et matière organique) d'Asie centrale et du Sud-est. Cette analyse montre que la formation de rubis gemme se fait au cours de la phase rétrograde du métamorphisme ($T = 620$ à 670°C et $P = 2,6$ à $3,3\text{ kbar}$). La présence d'évaporites est le point clé pour expliquer la formation des minéralisations, en plus, le fluor et le chlore permettent la mobilisation de l'aluminium au sein du marbre.

Le rubis de Mong Hsu (Myanmar) est célèbre par sa couleur intense dite « sang de pigeon », sa transparence et sa texture exceptionnelle dénommée « trapiche ». Elle est constituée de six secteurs triangulaires trapézoïdaux de croissance. La partie squelettique du rubis est formée par des inclusions solides de nature minéralogique très variée comme les carbonates, les silicates, les fluorures et le graphite (Garnier et al., 2002). Peretti et al. (1996) ont trouvé des cristaux à cœur saphir bleu entourés par une couronne de rubis. L'analyse à la microsonde électronique a montré que le passage du saphir au rubis était en relation avec une variation de teneurs en chrome, vanadium et du titane. Dans la partie rouge, la teneur en chrome est élevée par rapport au titane, et la répartition est inversée dans la partie saphir. Les inclusions déterminées dans le rubis sont : le mica, la fuchsite, la chlorite magnésienne, le plagioclase, le silicate d'alumine, la fluorite, le rutile, la dolomite, l'apatite, les fluides aqueux riches en CO_2 .

A-2-4- Gisement dans des gneiss, granulites et charnockites

A-2-4-1 Généralités

La plupart des provinces gemmifères rattachées aux gneiss, granulites et charnockites se trouvent dans la ceinture métamorphique du Mozambique (figure 2). C'est une ceinture gemmifère d'âge précambrienne et qui s'étend de l'Inde du Sud au Kenya en passant par Madagascar, Mozambique, et Tanzanie. Elles se sont formées sous le faciès amphibolite supérieur à granulite. Elles constituent la source principale des gisements alluvionnaires dans plusieurs pays, comme le gisement de Twiga au Kenya (Simonet, 2000), et les gisements des groupes de Highlands au Sri Lanka (Munasinghe et Dissanayake, 1985 ; Katz, 1972).

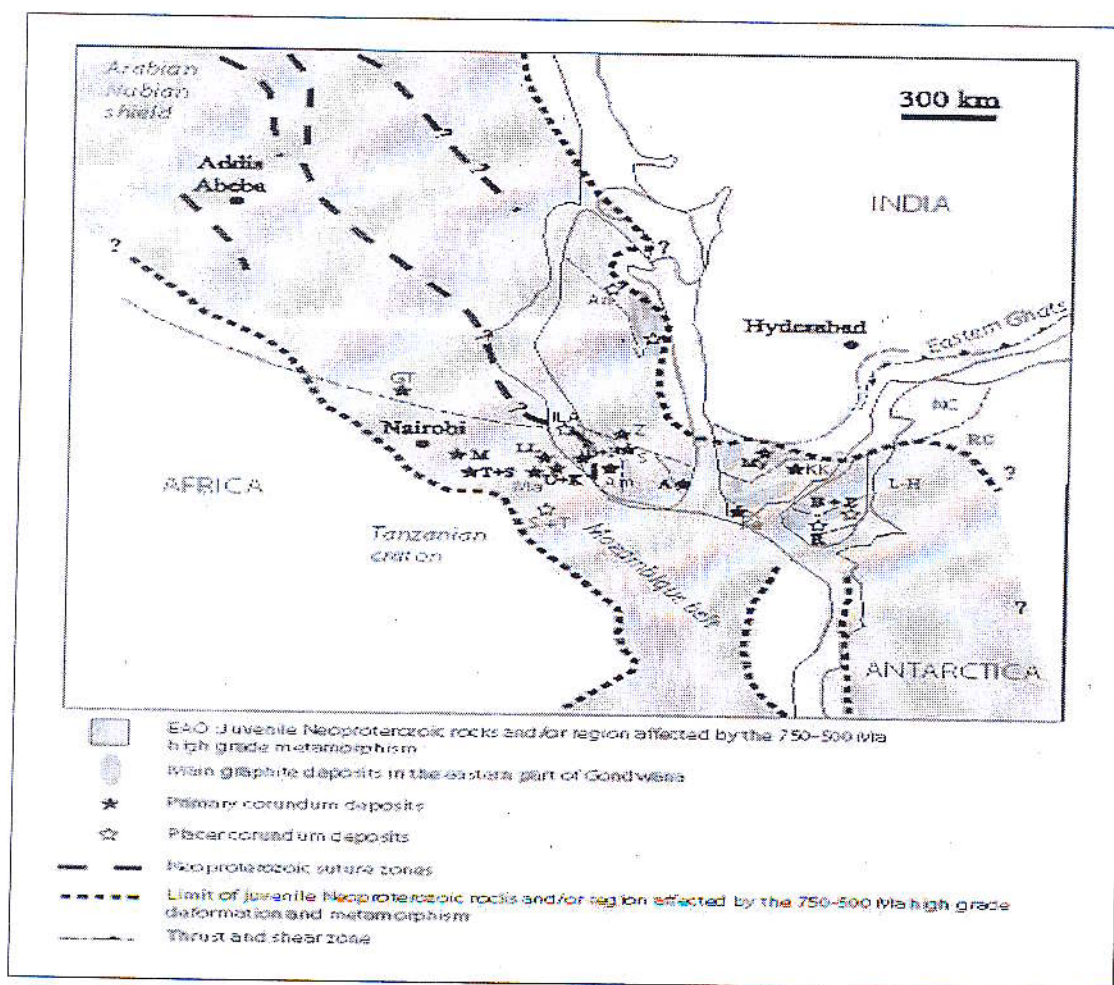


Figure 2 : Situation des gisements de saphir et rubis dans le super-continent Gondwana d'après Dissanayake et al., 1999 ; Mercier et al., 1999 ; Collins et Windley, 2002 ; Collins et al., 2003.

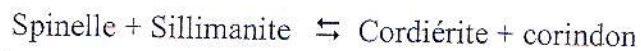
CN : Complexe de Napier ; CR : Complexe de Rayner ; LH : Complexe de Lützow-Holm ; OEA : Orogenèse Est Africa ; Garba Tula (GT) ; Mangari (M) ; Twiga et Si Ndoto (T+SN) ; Kalalani (K) ; Longido et Losongonoi (LL) ; Andranondambo (A), Antsirabe (An) ; Ejeda et Fotadrevo (E+F), Sahambano (S), Zazafotsy (Z).
Inde: Mysore (My).

A-2-4-2- Les gisements du Sri Lanka

Les provinces gemmifères se trouvent dans le groupe métamorphique des Highlands, en particulier, dans la région de Ratnapura et Elahera. Ce groupe est formé par des métasédiments (quartzite, marbre), des granulites à silicates calciques, des gneiss pélitiques et semi-pélitiques (Rupasinghe et Dissanayake, 1981).

D'après ces auteurs, les gisements de Ratnapura renferment des sédiments pélitiques qui auraient été affectés par le métamorphisme de faciès granulite lors d'une collision continentale. On rencontre aussi d'autres intrusifs comme des dykes et des sills riches en diopside. La mise en place de charnockites basiques dans ces sédiments alumineux, notamment du gneiss pélitique, favorise une désilicification de ces types de roches et formation des minéraux alumineux tel que le spinelle et le corindon.

Dans la formation du corindon, la réaction suivante a été proposée :



Cooray et Kumarapeli (1960) proposent deux origines possibles pour ces roches à corindon :

- des hétérogénéités de composition chimique des sédiments originaux avec l'existence du faciès plus alumineux;
- des processus de différenciation métamorphique.

En étudiant les inclusions à CO₂ contenues dans les corindons, Maesschalck et Oen (1989) ont défini les conditions de leur formation à T° > 630°C et P = 5.5 Kbar.

Les cristaux ont souvent la forme du prisme hexagonal (Cooray et Kumarapeli, 1960).

D'après Santhos et al (2003), les corindons gemmes (rubis étoilé et saphir) se trouvent dans la ceinture granulitique d'âge archéen à néo protérozoïque de Karur-Kangayam (Sud de l'Inde). Le granulite à corindon est formé de l'assemblage suivant : hercynite, saphirine, cordiérite, biotite, corindon. L'association de saphirine avec le corindon indique une métamorphisme à très haute température (>900°C).

Les rubis étoilés sont identiques aux indices récoltés dans la partie Est de Madagascar (Santhos et al., 2003).

A-2-5- Gisement dans les amphibolites de Longido (Tanzanie)

Le gisement de Longido se trouve au flanc d'une colline appelée Ndarara, et il est situé à environ 27 km à l'Ouest de la route Arusha-Namanga et de la montagne de Longido (Simonet, 2000).

La veine d'amphibolite à rubis a une puissance variant de quelques décimètres à un mètre. Elle est encaissée dans un corps ultrabasique de couleur brune. La veine se pince localement jusqu'à sa disparition complète. Cette dernière est composée par des cristaux de spinelle, d'olivine et d'orthopyroxène. En lame mince, le corindon présente une forme xénomorphe ou en tablette hexagonale entourée par le plagioclase. La teneur en FeO et Cr₂O₃ varie respectivement de 0,2 à 0,8 % et 0,7 à 1,7 % poids. Le rubis de couleur rouge très sombre est très riche en chrome. L'amphibolite à rubis de Longido est très appréciée par sa texture particulière en « peau de léopard », qui fait l'objet d'une utilisation ornementale (anyolite à rubis).

B- LES GISEMENTS SECONDAIRES

B-1- Généralité

Les gisements primaires constituent la source des gisements secondaires détritiques (placers). La majeure partie de la production mondiale de saphir et de rubis est issue des gisements éluvionnaires qui sont le résultat de la décomposition sur place (in situ) de la roche-hôte et des gisements alluvionnaires formés après un long transport fluvial et déposés sur la bordure ou dans des pièges sédimentaires d'une rivière ou de lacs. Les placers économiques de saphirs sont ceux associés au démantèlement des basaltes en Australie, des marbres en Asie centrale et du Sud-est. Dans les ceintures métamorphiques africaines, on peut citer les placers d'Ilakaka à Madagascar et de Tunduru et Songea en Tanzanie.

B-2- L'exemple de placer littoral de la Vendée (France)

Goujou (2002) rapporte une occurrence de saphirs sur les plages vendéennes. Le gisement appartient au placer de Brétignolle-sur-mer, à une quarantaine de kilomètre à l'Ouest de Roche-sur-Yon. Le placer s'est formé au gré des courants et des variations des marées. Le placer est caractérisé par sa couleur rouge qui souligne une forte concentration en grenat. Les indices de saphirs sont généralement de couleur bleue et de petite taille (<1mm).

Selon l'auteur, les saphirs vendéens présentent quatre formes cristallographiques :

- allongée régulière, de prisme à section hexagonale (a, b) ;
- allongée irrégulière dite en barillet (a, b, c) ;
- forme intermédiaire à section hexagonale (a) ;
- forme tabulaire (aplatie, a).

Chapitre III : GEOLOGIE DES GISEMENTS DE CORINDONS DE MADAGASCAR

A- Généralités sur la géologie du socle précambrien malgache

Madagascar est parmi les pays producteurs de pierres fines et précieuses, notamment du saphir et du rubis. La plupart de ces gisements de corindon gemme se trouvent dans le contexte tectono-métamorphique lié à la reconstitution du Gondwana.

A-1- Place de Madagascar dans la reconstitution du Gondwana

La formation du super-continent Gondwana s'est achevée au protérozoïque supérieur par la collision du Gondwana-Est, formé par l'Amérique du Sud et l'ensemble de l'Afrique, avec le Gondwana-Ouest constitué par Madagascar, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique (Stern, 1994). Celle-ci s'est effectuée en deux épisodes distincts d'après Meert et Van der Voo (1996) :

- la première collision, datée à 650 Ma, consiste à la fermeture de l'océan Mozambique entre le craton du Congo et le bloc IMSELK (Inde, Madagascar, Sri Lanka, Enderby Land, Craton de Kalahari) et la formation de la chaîne Mozambicaine.

- la seconde collision, entre le bloc IMSELK-Congo et le bloc Australie-Antarctique, à l'origine de la chaîne du Kuunga se produisait vers 550Ma (figure 3).

La collision panafricaine place Madagascar en face du Kenya et de la Tanzanie (Kröner, 1991 ; Rogers et al., 1995 ; Kröner et al., 1996) et elle se situe dans la ceinture de Mozambique (figure 4)

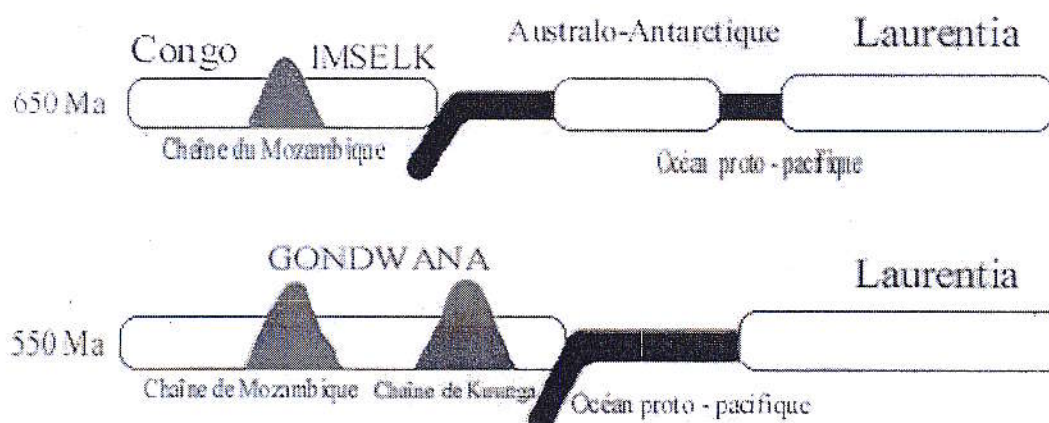


Figure 3 : Modèle d'assemblage du Gondwana en deux temps (Meert et Van der Voo, 1996).

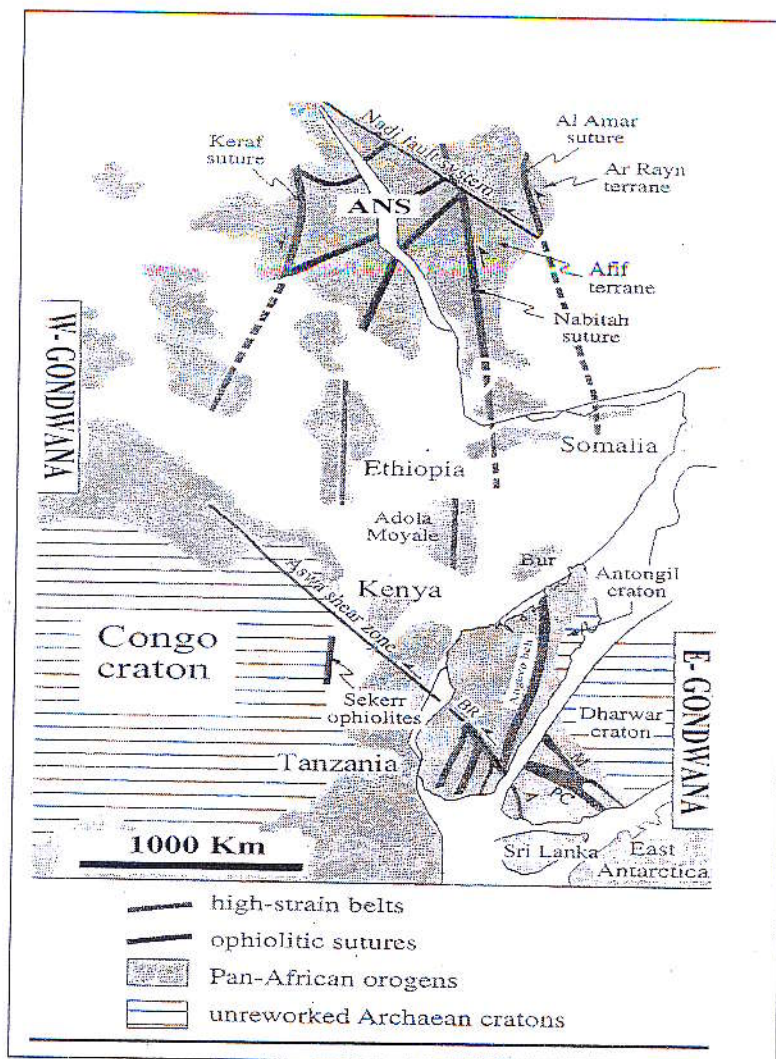


Figure 4 : Position de Madagascar dans le super-continent Gondwana (Abdelsalam et Stern, 1996 ; Nédélec et al., 2000).

A-2- Rappel sur le socle précambrien de Madagascar

La géochronologie des différentes formations par Hottin (1976) et Vachette (1977) ont mis en évidence l'importance de la zone de cisaillement de Ranotsara qui sépare deux ensembles lithostratigraphiques différents:

1- au Nord de la ligne de Bongolava-Ranotsara:

- le système supérieur ou système Andriamena-Manampotsy affecté par l'orogénèse shamwaienne datée à 2600 Ma. Ce système est caractérisé les groupes suivants :

A la base :

- le groupe d'Ambatolampy qui s'allonge de Vangaindrano à Antananarivo. Il est caractérisé par des faciès à graphite, des gneiss à hornblende, des micaschistes et des migmatites ;

- le groupe d'Andriba qui renferme des gneiss à deux micas, des migmatites et des gneiss à amphibole, à pyroxène et à grenat ;
- le groupe de Manampotsy qui s'allonge entre la côte et le falaise de l'Angavo. Le faciès est dominé par des gneiss à biotite sillimanite et grenat ;
- l'ensemble migmatite, migmatite granitoïde et du granite de la zone centrale qui sépare le groupe de Manampotsy (à l'Est) et celui d'Ambatolampy (à l'Ouest).

Au sommet, le système est formé par les séries de Beforona-Alaotra-Maevatanana et Andriamena caractérisées par un vaste complexe basique et ultrabasique à dominante calcitique.

- à la base du système supérieur, le système Antongilien d'âge Katarchéen qui regroupe un ensemble granitique à savoir le granite de Behara daté à 3000 Ma.

2- au Sud de la ligne de Bongolava Ranotsara:

Dans le Sud, on a distingué le système androyen d'âge protérozoïque inférieur (2600 Ma-2000 Ma) et le système de Vohibory d'âge protérozoïque moyen (2000 Ma-1200 Ma) qui regroupe le groupe de Vohimena et d'Ampanihy.

D'après les travaux De Wit (2003), le précambrien de Madagascar a divisé en quatre blocs tectoniques (figure 5): Antongil, Antananarivo, Bekily et Bemarivo. Les travaux sont basés sur l'étude géologique des roches précambriennes et les structures tectoniques de Madagascar. Le faciès granulite du Sud de Madagascar se situe dans le bloc de Bekily. Ce dernier est formé par les faciès du méso-/néo-protérozoïque qui regroupe les groupes d'Amborompotsy, Ikalavavony et Benato, plus les groupes de Vohibory et d'Androyen. Le bloc de Bekily est caractérisé par la présence des marbres, shales, granite, quartzites, anorthosites, charnockites, gneiss et des leptynites.

A-3- Description tectono-métamorphique du Sud de Madagascar

L'orogénèse fini-protérozoïque d'âge panafricaine a laissé une empreinte très forte sur le socle de la grande île (Grégoire, 1999). Ces sont des zones de cisaillement qui sont décrit par Windley (1994) et Martelat (1998) notamment dans le Sud de Madagascar. Le précambrien de Madagascar est formé par six ceintures tectoniques au Sud de la zone de cisaillement Ranotsara. Ce dernier a une direction NW-SE et de type senestre. Suivant les auteurs, cette zone de cisaillement se rattache à celle de Surma au Mozambique et de l'Achankovil au Sud de l'Inde (Kröner et al, 1991).

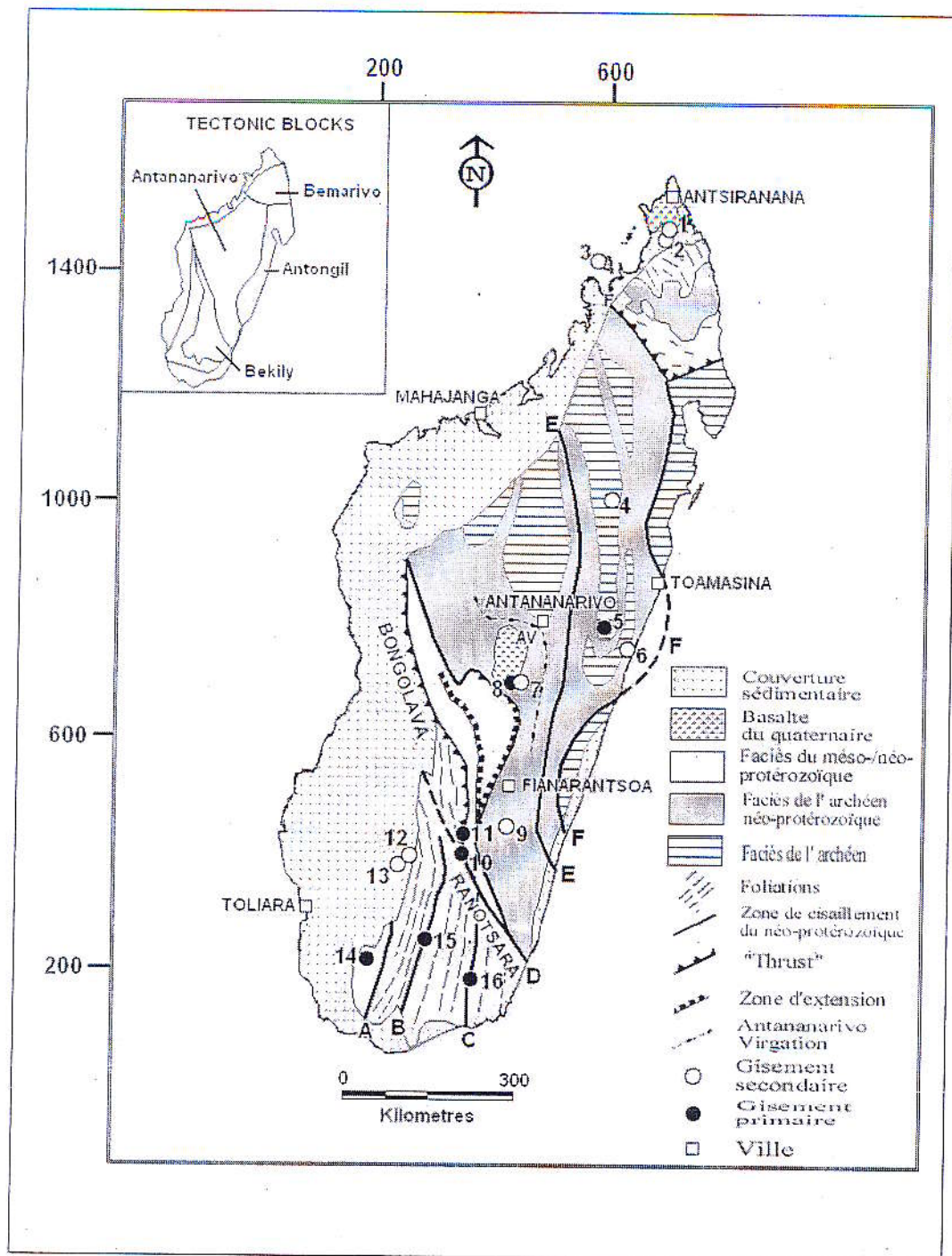


Figure 5 : Carte structurale modifiée d'après De Wit et al. (2003) montrant la situation des gisements primaire et secondaire (N°1 à 16) et les zones de cisaillements du néo-protérozoïque de Madagascar (A : Ampanihy, B : Voronkafotra, C : Tranomaro, D : Ranotsara-Bongolava, E : Ifanadiana-Angavo, F : Betsimisaraka).

- | | |
|---------------------|-------------------|
| 1- Anivorano | 9- Ambalavao |
| 2- Ambondromifehy | 10- Sahambano |
| 3- Nosy be | 11- Zazafotsy |
| 4- Andilamena | 12- Ilakaka |
| 5- Beforona | 13- Sakaraha |
| 6- Vatomandry | 14- Vohitany |
| 7- Antsahanandriana | 15- Ambatomena |
| 8- Soamiakatra | 16- Andranondambo |

A-3-1- Les travaux de Windley et al (1994)

Au Sud de la dislocation de Ranotsara, le socle est formé par six ceintures métamorphiques dans les faciès granulite et amphibolite de haut degré (figure 6) :

La ceinture de Vohibory (1) est caractérisée par des faciès métamorphiques dans les schistes verts à granulite (avec des pressions communes entre 9 à 11,5kbar). Ce sont de gneiss à biotite, hornblende, diopside, grenat et des migmatites (Nicollet, 1986)

La ceinture d'Ampanihy (2) de 20 km de large, renferme des paragneiss à graphite, biotite et hornblende ; des leptynites, des amphibolites, des marbres ; des anorthosites et des leuconorites.

La ceinture de Bekily (3) est caractérisée par des paragneiss à cordiérite, sillimanite et grenat, de quartzites à sillimanite. Cette ceinture contient les minéralisations à phlogopite.

La ceinture de Betroka (4), de 20-50 km de large, contient des orthogneiss et des paragneiss à orthopyroxène, biotite, cordiérite, sillimanite et grenat (Nicollet, 1986). On observe des dykes d'amphibolite, partiellement transformés en gneiss à hypersthène, dans le secteur Sud de Beraketa.

La ceinture de Tranomaro (5) de 40 à 60 km de large est caractérisée par des paragneiss, des orthogneiss et des métasédiments qui contiennent une minéralisation en uranothorianite (Moine et al., 1985).

La ceinture de Fort-Dauphin (6), Anosyen est caractérisée par des paragneiss à grenat, cordiérite, sillimanite et graphite, des gneiss à hypersthène et des charnockites.

A-3-2- Les travaux de Martelat (1998)

Les travaux réalisés à partir de l'analyse d'images satellites (Spot) et d'études de terrain, ont permis de caractériser six zones de cisaillements ductiles dans le Sud de Madagascar :

- Le cisaillement de Beraketa : il est bien net sur la carte géologique et structurale du Sud et orienté de N000° à N005°E, d'une largeur de 20 km et de 300 km de long.
- Le cisaillement d'Ampanihy, orienté N175°E à N015, 20km de large est caractérisé par deux blocs d'anorthosites. Il est par ailleurs masqué par la couverture sédimentaire du phanérozoïque au Nord et au Sud.
- Le cisaillement d'Ejeda : il est orienté de N005°E et ses limites Nord et Sud disparaissent sous la couverture sédimentaire du Karroo.

- Le cisaillement de Bongolava-Ranotsara : il a une direction de N140 à N 150°E, possède un sens sénestre et fait environ 350 km de long ; il disparaît à l'ouest sous la couverture sédimentaire.
- Le cisaillement de Zazafotsy : Elle est caractérisé par un système de cisaillement conjugué (dextre et sénestre), de direction N0 et occupe 15 à 20km de large.
- Le cisaillement d'Ifanadiana : il possède une orientation N-S et a une largeur de 20 km. Sa continuité vers l'ouest est perturbée par des failles orientées N110°E.

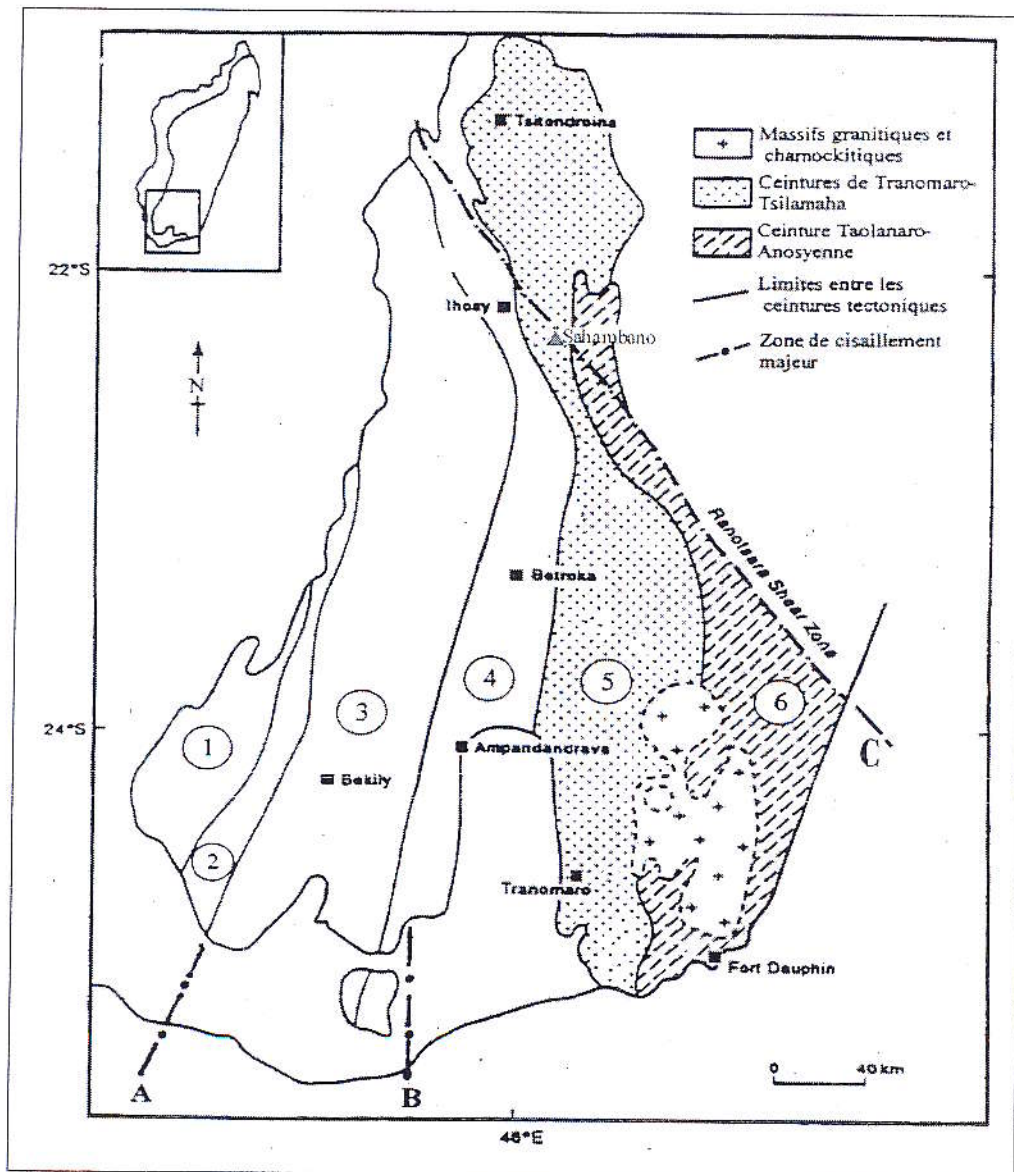


Figure 6 : Carte modifiée d'après Windley (1994), Martelat (1998), Ramambazafy (1998) montrant les six ceintures métamorphiques et trois cisaillements majeurs du Sud de Madagascar.

Cisaillements majeurs : A (Ampanihy) ; B (Beraketa), C (Bongolava Ranotsara).

B- Gisements primaires et secondaires

Depuis 1991, Madagascar fait l'objet d'une ruée sur les saphirs qui a débutée par la découverte des gisements proches de Fort Dauphin (site d'Andranondambo et les alluvions des chaînes Anosyennes), puis les gisements d'Antsiranana (Ambondromifehy, Anivorano, Ambilobe), le placer d'Isalo (Ilakaka, Sakaraha) et le placer d'Andilamena. Actuellement, les mineurs s'activent autour des anciens gisements pour trouver de nouveaux gisements alluvionnaires ou éluvionnaires. Par exemple, la carrière d'Antsahanandriana (Nord d'Antsirabe) découverte en 2004 est située près du placer gemmifère d'origine basaltique de Vakinankaratra (figure 7).

B-1- Corindons magmatiques

Le corindon se rencontre dans les basaltes et les syénites (Lacroix, 1922 ; Besairie, 1968).

B-1-1- Basalte

B-1-1-1- Les gisements de saphir du Nord de Madagascar

Lacroix (1922) avait signalé un indice de corindon dans les scories basaltiques du massif d'Ambre. Au début de l'année 1995, une centaine de personnes avaient recherché le saphir dans la région d'Ambondromifehy, d'Anivorano, et d'Ambilobe dans la province d'Antsiranana. Les prospecteurs recherchent les saphirs dans les graviers gemmifères, dans les vastes zones alluviales issues d'anciennes coulées basaltiques provenant de la montagne d'Ambre, datées du Néogène au Quaternaire (Besairie, 1968) et dans les karsts développés dans les calcaires jurassiques et crétacés (Giuliani et al., 2005). Certains cristaux sont roulés ou transformés, ou morcelés sous forme de galets ou de grains arrondis résultant des abrasions mécaniques (Gonthier, 1997). Leur taille varie de 1 à 25 cm. Les saphirs sont généralement de couleur bleue, noir, jaune à blanc et vert. Les cristaux sont transparents, parfois translucides et opaques. D'autres variétés comportent fréquemment de nombreuses zones de croissances en «chevrons» identiques à celle du Kenya et d'Australie (Gonthier, 1997).

Les cristaux présentent des dipyramides hexagonales. Certains cristaux sont astériés. La couleur bleue est la teinte principale du minéral, à côté du bleu violacé, du bleu verdâtre et du jaune. Ces colorations sont dues à la présence de Fe^{3+} et du couple Fe^{2+}/Ti^{4+} . On trouve aussi des saphirs laiteux qui sont généralement traités pour améliorer leur couleur et leur transparence. La plupart des cristaux montrent des inclusions biphasées (gaz, liquide) et des

inclusions solides comme le feldspath, le zircon, l'hercynite, l'uraninite, la colombite, le pyrochlore et la calcite (Schwarz, 2000).

B-1-1-2 Le gisement de rubis de Soamiakatra (région d'Antanifotsy)

Antanifotsy se situe à environ 135 km au Sud d'Antananarivo, en suivant la route nationale RN7 vers Tuléar. Les formations géologiques appartiennent aux séries d'Ambatolampy - Tolongoïna, caractérisées par des formations silico-alumineuses, des gneiss à graphite, des migmatites, et des intercalations de quartzites. Elles sont intrudées par des granites, des pegmatites et des basaltes (Hottin, 1976).

Rakotosamizanany (2003) a caractérisé le gisement de rubis de Soamiakatra. Le rubis se trouve dans des enclaves pyroxénites des basaltes alcalins d'âge tertio-quaternaire (cénozoïque). L'assemblage minéralogique de ces enclaves est le suivant : rubis, clinopyroxènes alumineux et magnésien associés au grenat, au plagioclase, à l'amphibole et la scapolite riche en SO_4 . En lame mince, le rubis apparaît en exolution au sein du diopside. Le géothermomètre Co- Grt- Cpx détermine une température de formation du rubis à $1100^\circ C$ et une pression de 20 kbar. La thermométrie des inclusions fluides donne une température environ de $1100^\circ C$ et une pression de 15 kbar. Le fluide CO_2 est dominant ($X_{CO_2} > 0,8$). Le rubis est de couleur rouge foncée à rose, parfois violacé. Il renferme souvent d'inclusions solides tel que le rutile, le zircon et le plagioclase. Le taux du chrome ($Cr_2O_3 = 0,25-0,56\%$ poids) est faible par rapport à celui du fer ($FeO = 0,30-0,66\%$ poids). La composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) du rubis varie de 4-5‰ (Rakotondrazafy et al., 2005).

B-1-2- Syénite

Razafimanantsoa et al. (1961) ont cartographié le gisement de corindon associé à la syénite de la région de Beforona. Le gisement se trouve à Ambohitranefitra, à une vingtaine de kilomètres au Sud du village de Beforona au bord de la route nationale RN2, vers Tamatave. Les formations géologiques sont formées par des gneiss, des migmatites et des amphibolites rattachées aux intrusions de granite, pegmatite, des bancs de syénite, des filons de basalte et de gabbro. La syénite à corindon est encaissée dans des gneiss plus ou moins migmatitiques à biotite, graphite et sillimanite. L'assemblage minéralogique est formé par la biotite, la sillimanite, le corindon, le microcline, la magnétite et parfois le zircon. La syénite est

généralement formée par trois types de feldspaths (microcline, albite, anorthite), de la sillimanite et du corindon (Lacroix en 1922).

Le corindon se présente sous deux formes cristallographiques :

- des cristaux de rubis prismatiques de couleur rougeâtre, de taille variant de 1 à 10cm inclus dans des zones feldspathiques ;
- en masses compactes appelées corindonites destiné à l'exploitation industrielle (Lacroix, 1922).

B-2- Corindons métamorphiques s.s et métasomatiques

A Madagascar, la plupart des gisements situés en contexte métamorphique sont liés aux zones de cisaillement rattachées aux événements tardi-panafricains notamment dans le Sud de Madagascar.

B-2-1- Gneiss et leptynites

Les études sur les gisements de corindon associés à des gneiss sont quasiment inexistantes. Nous donnerons dans ce mémoire quelques nouvelles observations géologiques réalisées lors d'une mission effectuée par le Département des Sciences de la Terre d' Antananarivo dans le Sud de Madagascar.

B-2-1-1- Le gisement de Zazafotsy

Zazafotsy se trouve à 35 km au Nord de la ville d'Ihosy sur la route nationale RN7 vers Toliary. Les faciès métamorphiques sont formés par des gneiss à grenat et cordiérite, des leptynites à grenat, des quartzites et des amphibolites et pyroxénites. Ils sont recoupés souvent par des pegmatites. Elles sont affectées par des déformations d'âges panafricaines datées à 700 à 500Ma (Martelat, 2000).

Le corindon est contenu dans des gneiss feldspathiques déquartzifiés et des biotitites affectés par une zone de cisaillement. Le protolithe est un gneiss à grain fin intercalés dans une leptynite à grenat. La direction de la foliation est quasiment N-S et de pendage vers l'Ouest. Le gisement est constitué par les formations métasomatiques suivantes :

- horizon de biotitite grossière à saphir bleu et d'horizons de biotitites tardives très fines à tourmaline et sans corindon ;
- niveau de gneiss feldspathique à saphir bleu violacé, violet, rosé à rouge, qui est enveloppé par des biotitites très compactes. Ces dernières sont aussi à corindons bleus mais très rares;
- lentille à corindon, Fk, grenat et spinelle (peu).

Le corindon s'est formé par déquartzification du gneiss feldspathique. Lors d'une métasomatose alcaline, les fluides minéralisateurs jouent les rôles d'échangeur d'éléments avec l'encaissant. En effet, les corindons sont systématiquement entourés par une auréole de feldspath potassique de couleur blanche. Certains cristaux de saphirs présentent des phénomènes de dissolution hydrothermale visible sur les faces cristallines. On observe souvent des recristallisations matérialisées par des surcroissances et des hétérogénéités de couleur. Les cristaux sont généralement bleutés mais ils présentent aussi des couleurs violacées à marron et rosées à orangées. Le corindon présente des habitus prismatiques longs et courts terminé souvent par une face de rhomboèdres développés sur le pinacoïde. La taille varie de 3 mm à quelques centimètres. La plupart des cristaux sont fracturés et opaques à translucides mais on trouve parfois des variétés translucides avec des couleurs bleues et rouges.

B-2-1-2- Le gisement de Sahambano- Ihosy

Sahambano est situé à 30 km à l'Est de la ville d'Ihosy (Sud de Madagascar) en empruntant la route de Farafangana. Le secteur se situe dans la zone de cisaillement de Ranotsara dans le groupe de Tranomaro caractérisé par l'abondance de paragneiss calciques et magnésiens et de leptynites.

Les saphirs se trouvent dans des gneiss déquartzifiés et biotitisés intercalés dans des leptynites. Les cristaux sont automorphes et ils présentent quatre types d'habitats : prismatique long, tabulaire, barillet et laminaire.

L'étude de ce gisement fait l'objet de ce mémoire.

B-2-2- Amphibolites, pyroxénites et cordiérites

Les roches mafiques comme les amphibolites et pyroxénites constituent une roche hôte importante pour les rubis du Sud de Madagascar.

B-2-2-1- Le gisement de rubis du Sud Ouest de Madagascar

Les exploitations de rubis les plus connus se situent dans la province de Tuléar notamment celles d'Ejeda, de Vohitany, de Fotadrevo, de Ianapera, de Marolinta, de Anavoaha et de Maniry (Mercier et al., 1999). Les formations géologiques appartiennent aux unités lithologiques précambriennes du Vohibory qui ont été affectées par les événements

panafricains entre 700 à 600 Ma (Nicollet, 1986). Elles sont caractérisées par l'abondance de roches basiques et ultrabasiqes associées à des orthogneiss, des marbres et des anorthosites. Dans cette région, plusieurs types de roches contiennent du rubis : amphibolite, anorthosite, et pegmatite. Le rubis se forme dans le faciès amphibolite supérieur et dans le faciès granulite de haute pression ($P = 9$ à $11,5$ Kbar, $T^\circ = 750$ à 800 °C; Nicollet, 1986).

D'après Mercier et al. (1999), l'amphibolite à rubis renferme deux types d'assemblages minéralogiques :

- Am₁: hornblende (tschermackite), plagioclase (An₈₈₋₉₁), rubis, spinelle chromifère et phlogopite
- Am₂: hornblende, plagioclase (An₉₄₋₉₆), rubis, orthoamphibole (gedrite), spinelle, grenat (Pyr₄₃₋₄₈, Alm₄₁₋₄₄, Grs₈₋₁₃, Sps₁₋₂)

Nicollet (1986) a mentionné une association à saphirine (Sa) ou gédrite (Gd) et parfois grenat dans l'amphibolite à rubis. La présence de saphirine ou gédrite est liée aux variations du rapport $SiO_2 / (FeO + MgO)$ de la roche. L'association Hb + Co exclut l'association Gd + Sa dans la roche à plagioclase (Pl) selon la réaction suivante : $Hb + Co \rightleftharpoons Gd + Sa + Pl + H_2O$

L'anorthosite à rubis renferme les assemblages suivants :

- An₁: plagioclase (anorthite), rubis, ± grenat, ± hornblende, ± spinelle
- An₂: plagioclase (anorthite), rubis, spinelle, zoïsite, ± clinopyroxène, ± hornblende

Dans le secteur de Vohitany, le rubis est associé à une zone de cisaillement qui affecte une amphibolite et un filon de pegmatite. On distingue deux générations de rubis :

- une génération liée à une circulation des fluides affectant l'amphibolite (simple métasomatose potassique) et affectant en même temps la pegmatite (bimétasomatose K, Na-Ca). Dans cette zone on observe des gros cristaux de rubis.
- une génération liée au remplissage des microfissures, très développées, appelées : Stockwerks. Des petits cristaux de rubis y apparaissent souvent.

Les rubis présentent des formes prismatiques courtes ou tabulaires. La couleur est rose à rouge sombre. La taille varie de 2 mm à quelques centimètres. Les cristaux sont transparents à translucides et parfois opaques.

B-2-2-2- Le gisement de Iankaroka (région de Betroka)

Iankaroka se situe à 35 km au Sud de la ville de Betroka. Les formations géologiques sont composées de gneiss, gneiss leptynitiques, de leptynites et de lentilles de cordiérites. Deux indices sont décrits :

Le premier indice se trouve à la bordure Ouest de la rivière d'Ambinda. Le saphir se forme dans une micro zone de cisaillement développée dans des pyroxénites. Le corps minéralisé est matérialisé par des lentilles de biotites à saphir. Le minéral se forme au contact de l'encaissant pyroxénitique biotitisé. La direction est de N10°E et le pendage de 65°SE. A l'œil nu, on distingue autour du corindon une texture coronitique formée par une auréole de spinelle, signe d'une rétro-morphose du corindon en spinelle.

Le saphir est de couleur bleu gris parfois laiteux et il présente un habitus prismatique identique à celui de Sahambano.

Le deuxième indice se trouve au Sud Est du village Iankaroka. Le saphir se trouve dans une zone de cisaillement développé dans une lentille de cordiérite encaissée dans des leptynites gneissiques, de direction générale N15°E et de pendage 72°SE. La zone de cisaillement est toujours matérialisée par des zones à biotite. En lame mince, l'assemblage minéralogique est composé par du spinelle, de la sillimanite, de la cordiérite, du plagioclase, et des minéraux opaques.

Le minéral présente un habitus en barillet. On observe des zonations particulières de couleur jaune, vert sombre, bleue, grise perpendiculaire à l'allongement. Certains cristaux gemmes ont des couleurs rosées à rouge. Le saphir est aussi appelé «saphir polychrome». La taille des cristaux varie du mm à 10 mm.

B-2-2-3- Le rubis d'Ambatomena

Ambatomena est situé à une dizaine de kilomètre au Sud de Betroka, plus précisément au Nord de la commune d'Isoanala. Les formations géologiques appartiennent aux ceintures précambriennes de Betroka, caractérisées par des paragneiss à biotite, cordiérite, sillimanite et grenat; des orthogneiss, des marbres, des granites, des pyroxénites et des quartzites (Windley et al., 1994).

Le rubis est contenu dans une zone de cisaillement qui affecte des cordiérites encaissées dans des gneiss leptynitiques à cordiérite et biotite. On rencontre des zonations suivantes dans l'ensemble des faciès:

- horizon à saphirine, sillimanite et de feldspath potassique qui est associé à des biotites sans rubis;
- horizon de métasomatites à rubis qui présente des rubis entourés par des spinelles ;
- des cordiérites fissurales qui remplissent les fractures dans des gneiss charnockitiques.

En lame mince, les assemblages sont formés par le plagioclase, le pyroxène, la saphirine, le grenat, le spinelle, le rubis et le rutile. On remarque une rétro-morphose du corindon en spinelle. Dans d'autres échantillons, la rétro-morphose est totale.

La mine d'Ambatomena a fourni des rubis de bonne qualité, de forme prismatique et de couleur rouge à rose. Le minéral est translucide à transparent parfois laiteux et opaque. La taille varie du millimètre à quelques centimètres.

B-2-3- Les skarns à saphirs d'Andranondambo

La mine de saphir d'Andranondambo est située dans la région de Tranomaro à l'extrême Sud-est de Madagascar. Les gisements d'urano-thorianite ont été exploités depuis 1992. Le saphir avait été déjà signalé en association avec l'hibonite [Ca (Th, TR) Al₁₂O₁₉] (Noizet, 1959 ; Besairie, 1968). Les formations géologiques métamorphosées dans le faciès granulite et d'âge protérozoïque appartiennent au groupe de Tranomaro. Elles contiennent les skarns à uranothorianite datés entre 565Ma à 580Ma (Rakotondrazafy, 1995). La minéralisation est liée à la mise en place des granites qui ont intrudé des marbres intercalés dans des gneiss et des leptynites de la chaîne Anosyenne. Les pyroxénites et les marbres à phlogopite sont d'origine métasomatique et ils se sont formés dans la zone de contact entre le granite et les marbres.

Le saphir gemme de couleur bleue se localise dans des veines tardives de quelques centimètres de puissance qui recoupe dans l'encaissant calco-magnésien (pyroxénite) ou les marbres à pyroxène. Ces veines sont essentiellement composées de feldspath potassique, saphir, apatite et phlogopite (Kiefert et al, 1996 ; Moine, 1985). Trois stades de formation du skarn sont reconnus (Rakotondrazafy, 1995) :

- un premier stade de métasomatose dans les conditions du faciès granulite. Il s'agit d'une ségrégation peralumineuse riche en Ca, à méionite, spinelle et corindon contenue dans une matrice de skarn à diopside alumineux, CO₃ - scapolite (An_{eq} = 77-88%) et de sphène. Les conditions thermobarométriques estimées pour ce stade sont de 850°C et 5 Kbar au cours de l'infiltration de fluides riches en CO₂ (Rakotondrazafy, 1995). Une échantillon de zircon provenant d'une pyroxénite a donné un âge U/Pb à 565 ± 15Ma.

- un deuxième stade marqué par la déstabilisation de la méionite en anorthite et la calcite sous l'effet d'une baisse de la température (T° = 800°C et P° = 3 kbar). L'hibonite se forme à partir du corindon et du spinelle (Rakotondrazafy, 1995).

- Le troisième stade est caractérisé par la formation de veines tardives qui recouper le

marbre. Elles sont constituées de feldspath potassique et de saphirs bleus (Ravololomiandrinarivo et al., 1997).

Schwarz et al. (1996) ont défini quatre types d'habitats de saphir gemme:

- T1 : habitus dipyramidal (avec ou sans face basale),
- T2 : habitus prismatique (souvent avec face basale),
- T3 : transition ou combinaison de T1 et T2,
- T4 : habitus tabulaire ou prismatique court.

Les saphirs possèdent des teneurs en Fe_2O_3 comprise entre 1200 et 6100 ppm; en TiO_2 entre 100 et 1000 ppm; en Ga_2O_3 entre 100 et 400 ppm. Les teneurs en Cr_2O_3 sont inférieures à 100 ppm. Les inclusions identifiées dans les saphirs sont : la calcite, la fluoro-apatite, le feldspath potassique, la biotite et la phlogopite, la fluorite, la baddeleyite, la zirconolite, la méionite, la thorianite (solution solide de thorianite-uraninite) et le spinelle (Schwarz et al., 1996).

B-2-4- Les sakénites

Le mot « sakénite » vient du nom de la région Sakeny (Ihosy). Ce type de roche a été échantillonné pour la première fois par Besairie (1928) et définie par Lacroix comme des paragneiss riche en anorthite et saphirine. Par définition, les sakénites sont des roches blanches formées essentiellement d'anorthite ou d'un plagioclase calcique associé souvent à des minéraux alumineux et magnésiens (corindon, spinelle, saphirine), des ferromagnésiens riches en alumines (pyroxène ou amphibole) et un peu de phlogopite. Il s'agit donc de plagioclasite riche en minéraux alumineux et magnésiens (Lacroix, 1941).

Plusieurs types de sakénite ont été décrit par Lacroix (1941): sakénite à saphirine; sakénite à spinelle; sakénite à spinelle et saphirine; corindonite anorthitique; plagioclasite hololeucocrate; plagioclasite amphibolique.

La sakénite de Vohidava (Voronkafotra-Isoanala) apparaît sous la forme d'un niveau intercalé dans des gneiss leptynitique et des pyroxénites, de direction $N45^\circ E$. A l'œil nu, le corindon est disséminé dans une matrice feldspathique ou de phlogopite. Les cristaux sont automorphes et à section hexagonale; ils sont bleutés parfois translucides à opaques.

B-3- Les placers

B-3-1 Généralités

Les placers de Madagascar se rencontrent dans quatre zones géographiques différentes:

1- Les placers du Nord :

Ils sont limités au Nord par le gisement de saphir, contenus dans les karsts, développés dans les calcaires jurassiques et crétacés de la région d'Antsiranana (Schwarz et al., 2000), les placers littoraux de Nosy Be et au Sud, par les placers d'Andilamena dont les éluvions sont recouverts par la forêt primaire;

2- Les placers de Vakinankaratra:

Ils sont constitués par le gisement de corindon du Sud Est d'Antsirabe (Lacroix, 1922 ; Besairie, 1964), le gisement de saphir et rubis basaltique d'Antanifotsy et le gisement de saphir basaltique de Vinaninony -Faratsiho (Rakotosamizany, 2003). Quelques échantillons de ce dernier ont un aspect astérié;

3- Les placers de la région orientale :

Ils sont formés par ceux de Vatomaniry dont l'origine reste inconnue et qui peut être basaltique soit de complexe basique et ultrabasique, le placer d'Ihazomena-Miarinarivo (Ambalavao) caractérisé par des rubis zonés exploités dans les forêts protégées de l'Est de Madagascar.

4- Le placer du sud :

Ils sont formés par le grand placer de saphir multicolores de la région d'Isalo, et connu sous le nom des placers d'Ilakaka, Ranohira et Sakaraha ; le placer Anosy (de la région de Fort Dauphin), est formé par le bassin alluvionnaire à saphir et urano-thorianite de Tranomaro et ses environs.

B-3-2- L'exemple de placer d'Ilakaka

Ilakaka se trouve environ 800 km au Sud d'Antananarivo en suivant la RN7 vers Tuléar. Le saphir a été découvert dans cette région à la fin de 1990. Les formations géologiques appartiennent au groupe de l'Isalo, formées par des conglomérats et des grès. Différents secteurs miniers sont en activité notamment ceux de Sakalama, Ampasimanaitaka, Vohimena, Bekily et Manombo vaovao. Les mineurs exploitent les terrasses alluviales composées essentiellement par des sables quartzeux, des grès ferrugineux et des blocs de grès de l'Isalo bien arrondis et des quartz, quartzites et des schistes issus de l'érosion des grès de l'Isalo (Garnier et al., 2004).

Les gisements ont fourni des saphirs de toutes les couleurs (rose, jaune, mauve, vert, orange, bleu...), généralement très plats et de poids moyen inférieur à 5 carats ainsi que des rubis. Les saphirs sont associés à des zircon, du chrysobéryl (alexandrite), de la topaze, du grenat, du spinelle, de l'andalousite et de la tourmaline (Garnier et al., 2004).

Les données isotopiques sur la composition l'oxygène des saphirs mettent en évidence l'existence d'au moins deux sources :

- une première avec des valeurs isotopiques très légères comprises entre 2 et 4 ‰
- une seconde est définie par des valeurs plus lourdes comprises entre 14,0 et 16,5 ‰

Le but de cette méthode est d'identifier l'origine géologique du protolithe initial du saphir (Garnier et al., 2004).

C- CONCLUSION

A travers des compilations bibliographiques du socle précambrien et la géologie des gisements des saphirs et rubis de Madagascar, nous retiendrons que la plupart des gisements primaires du corindon dans le contexte métamorphique se trouvent dans les zones de cisaillement d'âge panafricaine (entre 700 à 600 Ma). Selon les auteurs cités souvent au fil du mémoire (Simonet, 2000; Martelat, 1998; Windley, 1994; Collins, 2003; De Wit, 2003), ces grandes structures tectonométamorphiques appartiennent à la ceinture mobile de Mozambique. La ceinture de Mozambique est une structure d'âge panafricain s'étendant de l'Ethiopie au Nord, Mozambique au Sud, en passant par Madagascar vers l'Inde. Certains gisements se trouvent dans des faciès granulites, à savoir le gisement de corindon dans le granulite à saphirine de l'Inde (Karur-Kangayam), daté de 750 à 500 Ma (Santosh et al., 2003); le gisement de corindon dans de gneiss anatexite de Morogoro en Tanzanie (Alther et al., 1982) qui est daté de 700 à 600 Ma; le gisement de corindon associé au skarn d'Andranondambo dans le Sud de Madagascar qui est daté de 565-580 Ma (Paquette et al., 1994, Rakotondrazafy, 1995). Dans ce mémoire, nous étudierons un exemple du gisement associé au faciès granulite du Sud de Madagascar; il s'agit du gisement de saphir de Sahambano (Sud-est d'Ihosy).

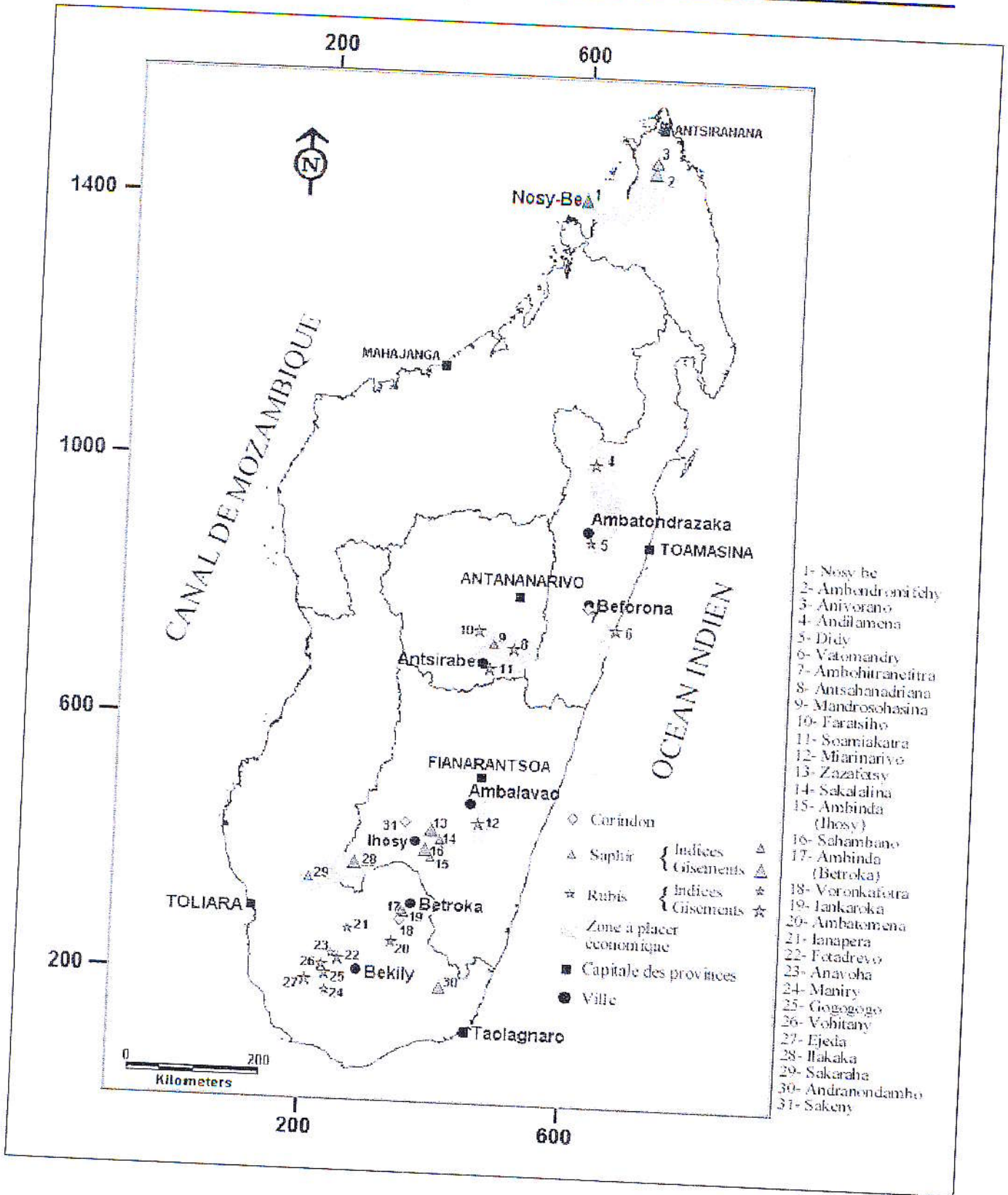


Figure 7 : Les gisements des corindon, saphir et rubis de Madagascar (Ralantoarison, 2006).

PARTIE II

ETUDE GEOLOGIQUE DU GISEMENT DE SAPHIRS DE SAHAMBANO

Chapitre I : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

A- Données géologiques

Le secteur d'étude géologique inclut le gisement de corindon exploité par la société minière Tany Hafa, qui est contenu dans des gneiss à biotite et grenat et des leptynites à grenat.

Sur la carte géologique (figure 8), on distingue les roches métamorphiques, les roches magmatiques intrusives et les roches issues de la tectonique (mylonite).

A-1- Les roches métamorphiques s.s et métasomatiques

Deux roches métamorphiques principales caractérisent le secteur:

- les roches silico-alumineuses formées par les leptynites à grenat, les leptynites gneissiques (faciès intermédiaire entre gneiss rubané à biotite et leptynites à grenat), les gneiss à grenat et biotite, les gneiss silico-alumineux et les métasomatites tel que les gneiss feldspathiques à saphir, la biotite et la grenatite ;

- les roches calciques et calcaro-pélitiques, formées par des marbres, diopsidites, scapolitites, épidotites, plagioclase à pyroxène, skarns et amphibolites.

En général, les faciès à grenat, biotite et Fk sont dominants.

A-1-1- Les roches silico-alumineuses

A la base, les gneiss silico-alumineux apparaissent à l'Ouest du secteur. Ce type de gneiss est caractérisé par la présence de cordiérite, grenat et sillimanite parfois à orthopyroxène et appartient au couche d'Thosy, décrite par Besairie en 1976.

Les leptynites occupent la majeure partie des sommets du secteur (Vohimamy, Vohiposa, Masiakampy, Manivala Nord et Sud). Sur les photos aériennes, ils se présentent sous forme de grandes masses à sommet arrondi (inselberg en « pain de sucre ») et s'allongent suivant une direction N-S. Le flanc Est de Manivala se termine par un contact subvertical avec la plaine de Ranotsara.

Dans les zones en dépression (vallées et plaines), les leptynites à grenat ayant de texture engrenée apparaissent sous forme de bancs intercalés dans les gneiss à biotite et des gneiss déquartzifiés à saphir.

Les faciès intermédiaires leptynites gneissiques à grenat apparaissent dans la zone à moyenne altitude à l'Ouest de la colline Manivala. Sur la carte géologique, ce type de roche apparaît dans le massif leptynitique. Ce sont des roches foliées mais le rubanement de biotite est

perturbé par les niveaux migmatitiques. Il s'agit de succession de bande claire (leucosome) et bande sombre (mésosome). C'est une variation de faciès entre la leptynite et le gneiss à grenat et à biotite.

Les gneiss à biotite et grenat et les gneiss feldspathiques déquartzifiés à saphir occupent les zones en dépression. Ils apparaissent en surface sous un aspect rouillé et friable. Quelques cristaux de sillimanites sont visibles dans les niveaux des bancs de gneiss «rouillé» et altéré.

Les gneiss feldspathiques déquartzifiés à saphir s'intercalent parfois avec des bancs de leptynite à grenat. Ce sont des gneiss métasomatique qui sont liés à une circulation de fluides hydrothermaux. La biotite s'associe souvent avec ce type de gneiss sous la forme de masse riche en biotite et grenat.

La grenatite apparaît en remplissage des fractures dans des gneiss leptynitiques. Il s'agit de métasomatite liée à une circulation de fluides dans ce type de gneiss.

A-1-2- Les roches calciques et calcaro-pélitiques

Le marbre se situe au Sud Ouest du secteur d'étude, plus précisément, dans les environs de la colline Mosalahy dirigé vers le Nord Ouest. Il est de couleur grise en patine et blanche en cassure. Le banc de ce marbre mesure une vingtaine de mètre de largeur et quelques kilomètres d'extension vers le Nord et parallèle à la foliation régionale. Au niveau de contact gneiss marbre, on trouve des bancs d'amphibolite de 10 à 30 cm d'épaisseur. Dans les zones intrudées par des pegmatites au sein du marbre même, on rencontre des skarns associés à des scapolitites, diopsidites et épidotites. Le plagioclase à pyroxène apparaît en forme de banc en intercalation dans les gneiss à biotite et grenat.

A-2- Les roches magmatiques et les mylonites

Les roches magmatiques sont des faciès tardifs, qui recoupent la plupart des formations et se divisent en deux catégories :

- les intrusions acides, comme les filons de quartz et les pegmatites à béryl, se repartissent dans tout le long du secteur;
- la dolérite apparaît en surface sous forme de boule elliptique et se trouve au centre et à l'Est du secteur;
- les mylonites se repartissent dans tous les faciès pétrographiques dominants (marbre, gneiss, leptynite). Elles sont issues de mouvement tectonique affectant le secteur.

A-3- Carte géologique

La carte a été réalisée avec une échelle convenable au logiciel Map Info (version 7.0). Nous avons utilisé la base de données BD500 (FTM) pendant leur réalisation.

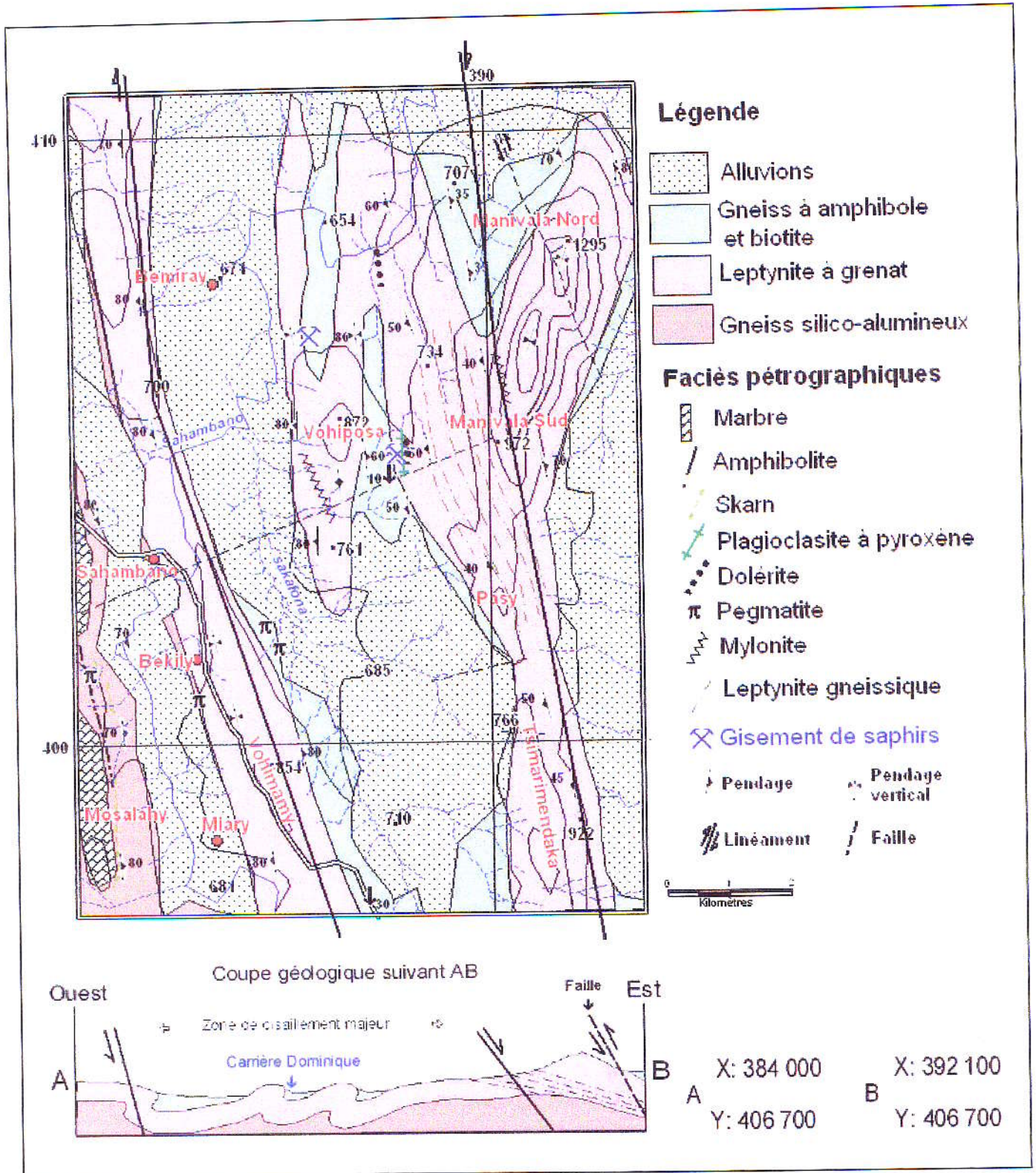


Figure 8 : Carte géologique de Sahambano - Sud est d'Ihoso (Ralantoarison, 2006).

B- Données structurales

B-1- Les déformations souples

A l'échelle régionale, les données satellitaires situent le secteur d'étude au niveau de la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara (N140, sénestre), qui est à la fois prolongée par le cisaillement de Beraketa au Sud (N0, dextre) et celui de Zazafotsy au Nord (N0, dextre). Dans cette zone d'interférence des trois cisaillements de sens opposés et de direction différente, les anisotropies planaires s'organisent en cisaillements conjugués (Martelat, 1998).

Le secteur aussi appartient au faciès granulite du Sud de Madagascar (Nicollet, 1985) avec de $T=700^{\circ}\text{C}$ et $P=5\text{ kbar}$. A l'échelle de l'affleurement, le champ de déformation finie associé à cette condition est matérialisé par des transpositions tectoniques, des plis et des cisaillements (dextre et sénestre).

B-1- 1-Transposition

D'une manière générale, la foliation S1 correspond à la transposition tectonique d'une foliation antérieure. Elle est nettement alternée en niveaux d'épaisseur variable allant de quelques millimètres à quelques centimètres. La transposition est bien visible dans les leptynites (figure 9) et les gneiss.

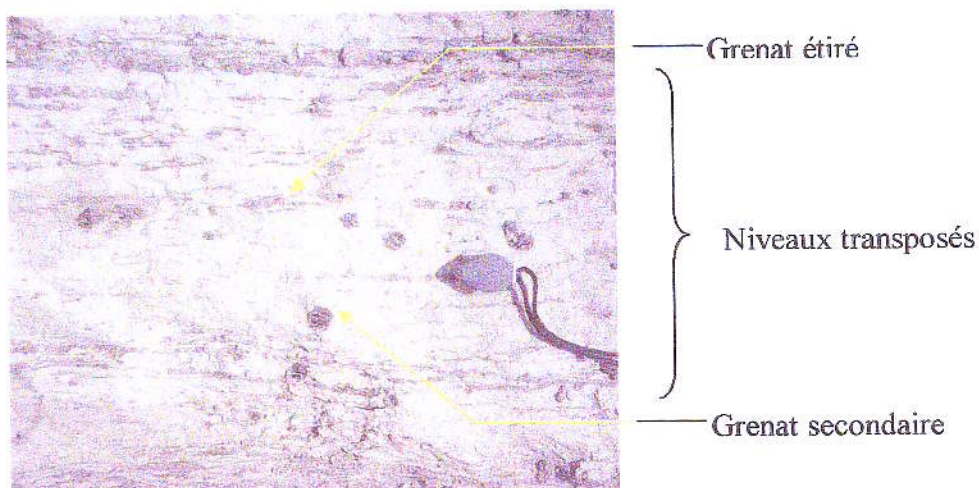


Figure 9 : Transposition dans les leptynites à grenat.

B-1- 2- Les plis

Parfois, on trouve des microplis synfoliés inclus dans les niveaux transposés de direction variant de N015 à N140 avec des pendages subverticaux. Nous avons rencontré deux générations de plis (figure 10) :

- le plissement de la foliation S1 qu'on dénomme « pli de première phase ». Il s'agit de plis ouverts visibles à l'échelle de la carte géologique et à l'échelle de l'affleurement des gneiss.
- pli de deuxième phase qui reprend le pli de première phase. Il s'agit du pli fermé ou pli en fourreau qui est visible parfois dans le marbre dolomitique.

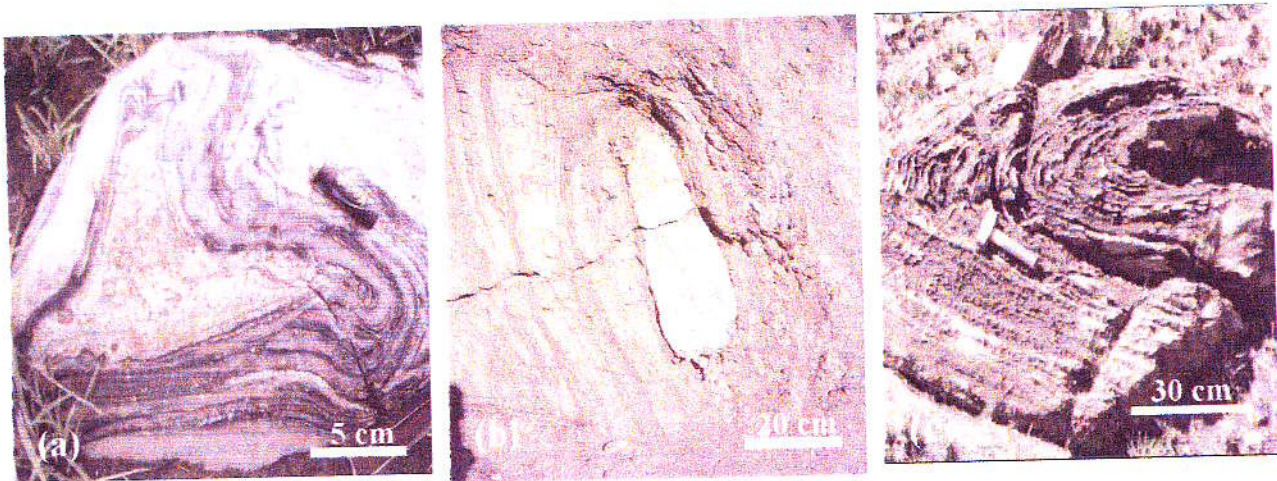


Figure 10 : Pli en fourreau dans le marbre dolomitique du secteur Mosalahy (a), pli fermé dans le gneiss (mur Est de la tranchée Nono) (b) et pli ouvert dans le plagioclase à pyroxène.

B-1- 3- Les cisaillements

A l'échelle locale, on observe beaucoup plus de cisaillements dextres avec de direction généralement comprise entre N10 à N50°E (figure 11) par rapport aux cisaillements sénestres, leurs directions varient de N130 à N165°E. Dans toutes les tranchées, l'indice de saphir se trouve dans la foliation du gneiss, avec une direction générale N00, identique à la foliation majeure régionale. Suivant cette foliation, le cisaillement dextre normal crée une ouverture favorisant la mobilisation des fluides, à l'origine de la métasomatose alcaline et la formation de saphirs.

Le cisaillement de direction N60°E découpe la lentille de gneiss feldspathique déquartzifié à saphir en deux : les tranchées «Momo» et «Nono».

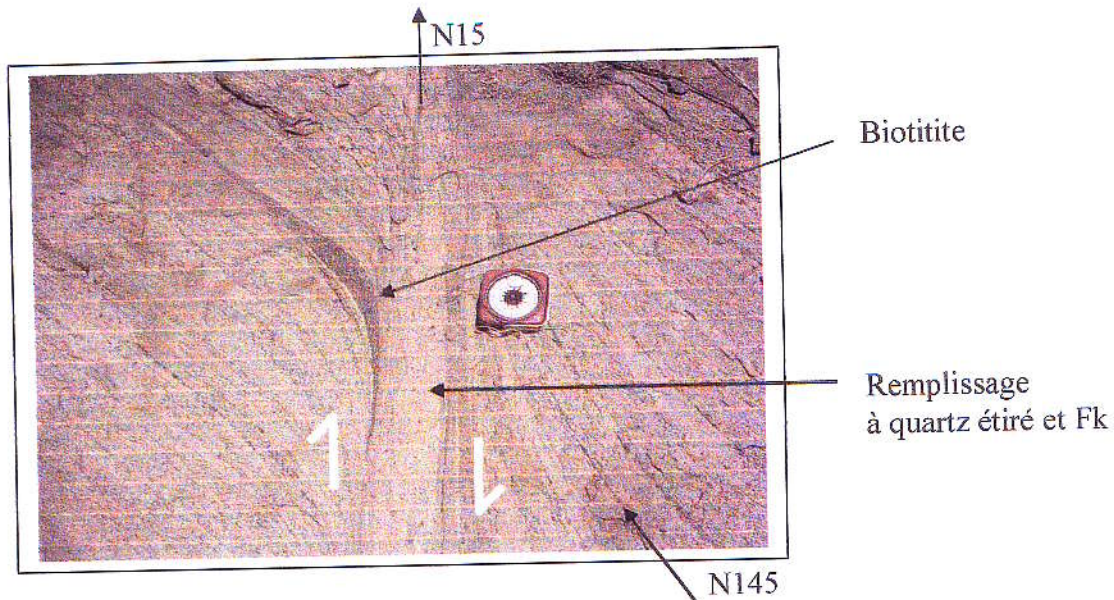


Figure 11 : Cisaillement dextre dans le gneiss à biotite et à grenat.

B-2- Les déformations cassantes

B-2-1- Les failles

Sur la photo satellite, on observe deux grandes failles de direction NE-SW et NW-SE. Sur l'affleurement, on retrouve les mêmes directions qui sont celles des fractures à remplissage pegmatitique.

B-2-2- Les filons et fentes

Ils sont liés à des fractures d'extension visible souvent en surface notamment dans les roches silico-alumineuses. Les filons sont formés par remplissages de minéraux tardifs : pegmatite, filon de quartz et filon de grenatite riche en biotite. Sur le terrain, les fentes ou ouvertures sans remplissage définissent souvent un système en échelon dont les directions des fractures sont identiques à celles des failles.

B-3- Carte structurale

Nous avons utilisé l'image satellite pour bien localiser les accidents tectoniques (failles) et les linéaments dans le secteur d'étude. Nous avons tracé deux linéaments correspondant à des

zones de forte intensité de déformation qui sont soulignées par les mylonites. Nous y avons inséré notre itinéraire de terrain (figure 12).

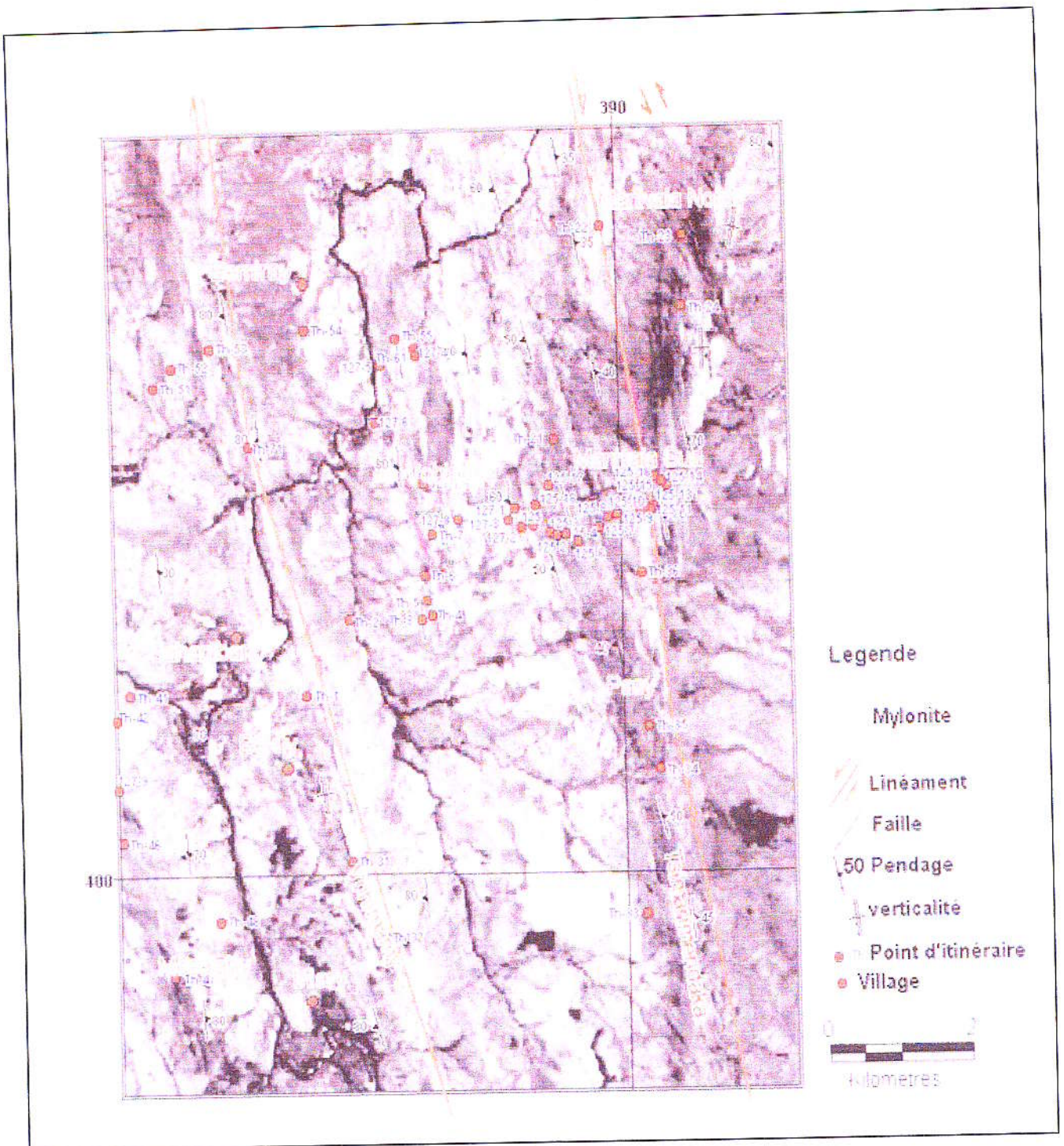


Figure 12 : Carte structurale du gisement de saphirs de Sahambano (Sud-est d'Ihosy) montrant les itinéraires les failles et la zone cisaillement. Extrait d'image satellite Land sat T.M7 (Bande n° 159075-99).

Chapitre II : LE GISEMENT DE SAPHIR DE SAHAMBANO

A- Description des carrières

La société « 3M Mines Tany Hafa S.A » a été créée en 1999 et elle a réalisé des tranchées de reconnaissance sur les sites minéralisés au début de l'année 2000. Trois indices ont été reconnus et exploités en surface.

A-1- Les carrières « Momo », « Nono », « Dominique » et « Jeanne d'Arc »

A-1-1- Localisation

Ces carrières se situent à 7 km au Nord Est du village de Sahambano, entre les sommets de Vohiposa (à l'Ouest) et Manivala (à l'Est).

Les trois tranchées se trouvent dans la vallée de Manivala avec les coordonnées géographiques suivantes :

Momo et Nono	Jeanne d'Arc	Dominique
X : 388 628	X : 388 643	X : 387 157
Y : 404 594	Y : 404 443	Y : 406 716
Altitude : 736m	Altitude : 738m	Altitude : 692m

A-1-2- Caractéristiques géologiques

On trouve deux types de roches métamorphiques dans les tranchées:

- l'encaissant formé par la leptynite hololeucocrate à quartz étiré, à feldspath potassique (Fk de type orthose), à plagioclase et grenat (2 à 3m d'épaisseur);
- le niveau minéralisé formé par le gneiss feldspathique (à grain moyen à fin) déquartzifié et biotitisé à corindon multicolore (2 à 3m d'épaisseur). La paragenèse est à Fk, à corindon, à plagioclase, à spinelle, à saphirine, à grenat et sillimanite.

Les tranchées Nono et Momo sont décalées par un cisaillement dextre normal de direction N60°E et à pendage subvertical (figure 13). Dans la partie orientale du mur Est de « Nono », on observe un pli fermé (pli en fourreau) qui est un plissement contemporain au cisaillement, même cas aussi pour la carrière « Jeanne d'Arc ». Il s'agit donc de minéralisation syntectonique c'est à dire, la circulation des fluides responsables de la formation de saphirs est parallèlement à la déformation.

Dans la partie Nord du mur, le corps minéralisé est affecté par le cisaillement de direction N060 à pendage vertical. La foliation de la roche hôte du saphir est orientée N-S et à pendage de 80°W.

Nous proposons donc qu'il y ait deux phases de plissement avant le cisaillement qui est l'origine de l'ouverture responsable de la circulation des fluides minéralisateurs.

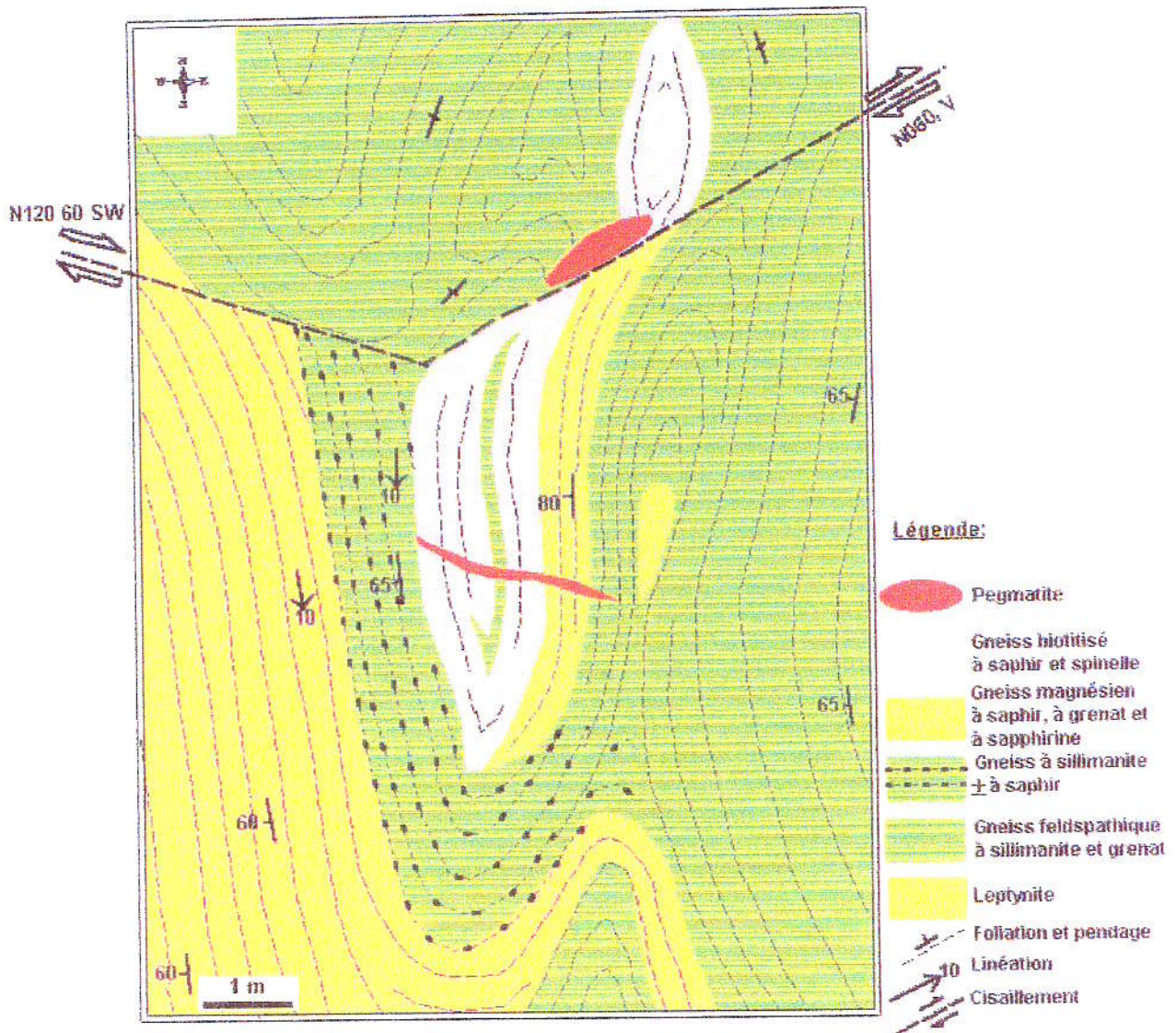


Figure 13 : Carte géologique et structurale de la tranchée « Nono ».

A-1-3- Les roches hôtes du saphir

Nous prenons l'exemple de la tranchée « Nono » pour expliquer la relation de nature du saphir avec la roche hôte qui est du gneiss feldspathique. La roche minéralisée comprend deux zones de composition minéralogique contrastée (figure 14) :

- zone A, formée par des gneiss feldspathiques biotitisés, de couleur mésocrate et riches en saphir bleu, bleu violacé, violet, vert, marron. A l'œil nu, on observe un assemblage à biotite, saphir, feldspath, spinelle, \pm sillimanite,
- zone B, formé par de gneiss feldspathique leucocrate à saphir rosé, orange, rouge. A l'œil nu, on observe un assemblage à saphir, grenat, sillimanite, saphirine, spinelle, feldspath.

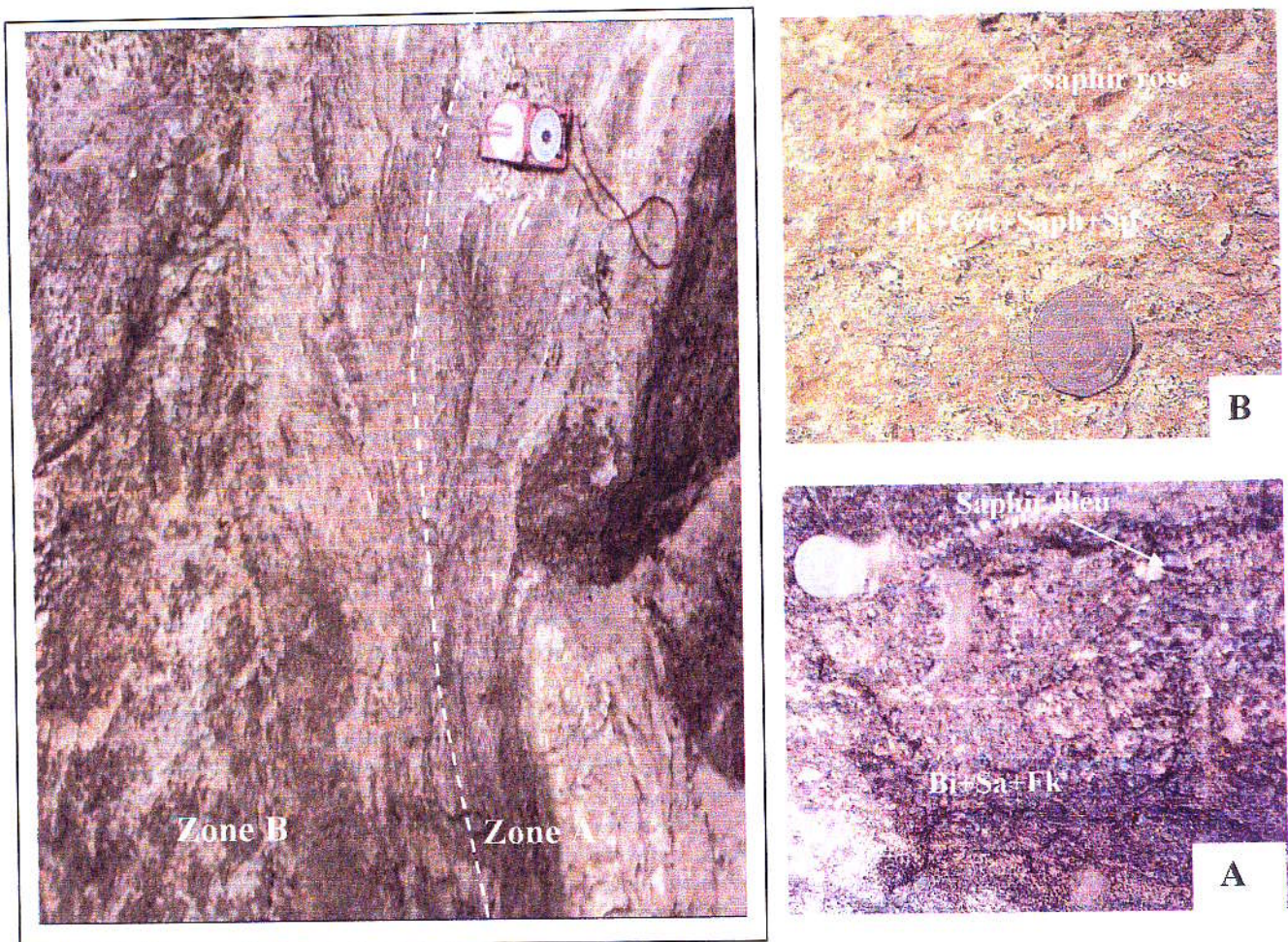


Figure 14 : Les roches hôtes du saphir dans la tranchée « Nono ».

A : Gneiss feldspathique biotitisé (zone A),

B : Gneiss feldspathique à saphirine (Zone B)

Fk : feldspath potassique, Grt : grenat ; Saph : saphirine, Sp : spinelle, Bi : biotite, Sa : saphir

A-2- Extension du gisement

A l'échelle régionale, les occurrences de saphirs dans les secteurs autour du gisement de saphir de Sahambano appartiennent à la même zone de cisaillement de direction N-S.

Au Nord :

- la carrière de Bevoaroy (Zazafotsy) est située à 12 km au Nord de Sahambano. Les roches à saphir sont du gneiss feldspathique déquartzifié et de biotite intercalées dans les leptynites à grenat avec une direction N05°E;

- la carrière «Dominique» de Mahatsinjorea (Bemiray) se trouve à 1,5 km au Nord de «Momo», «Nono» et «Jeanne d'Arc». La roche hôte du saphir est du gneiss feldspathique déquartzifié. La foliation du gneiss est identique à la foliation majeure N-S.

Au Sud :

- la carrière d'Ambinda est située à 3 km au Sud des trois tranchées citées ci-dessus. La roche à corindon est du gneiss feldspathique déquartzifié à grenat, à spinelle, à saphirine, à feldspath potassique (Fk de type orthose), à corindon et sillimanite.

A l'échelle de l'affleurement, par exemple les tranchées « Nono », « Momo » et « Jeanne d'Arc », montrent un enchaînement de direction N-S identique à la foliation majeure.

Plusieurs puits ont été effectués autour des ces trois tranchées et on a remarqué que :

- « Nono » et « Momo » sont formées par une seule lentille à saphir mais elles sont séparées par un cisaillement de direction N60 à pendage vertical. L'observation de la lentille minéralisée suivant l'allongement et par rapport à la verticale du plongement du pli en fourreau contenu dans le gisement nous donne une indication que la minéralisation s'arrête en profondeur.

- « Jeanne d'Arc » et « Dominique » sont d'autres indices de même direction à la foliation majeure régionale N-S.

B- Intérêt métallogénique

L'étude du gisement de saphirs de Sahambano comporte des intérêts métallogéniques :

- à l'échelle régionale, le gisement se trouve dans une zone d'interférence de deux grands cisaillements majeurs (Bongolava-Ranotsara, Zazafotsy) décrits par Martellat et al. (1998).

Ces cisaillements de jeu conjugué sont observés en affleurement et on peut établir une relation entre la tectonique et la circulation des fluides, origine de la métasomatose potassique et de formation des saphirs.

- le gisement renferme des paragenèses à saphirine, à grenat, à saphir, à spinelle, à Fk, à sillimanite et biotite. On peut en établir une grille pétrogénétique et estimer les conditions thermobarométriques de la formation du gisement de saphirs ;
- le gisement de saphir de Sahambano est un gisement primaire exceptionnellement à saphirs de différentes couleurs. Il est nécessaire pour l'étude géochimique et ainsi établir une relation entre la roche à saphir et la variation des couleurs du saphir ;
- en fin, le gisement produit des saphirs de qualité améliorable. En général, plus de 98% de la production ne sont pas de qualité gemme et sont très fracturées ; mais lors des essais des traitements thermiques effectués par la société « Mines Tany Hafa » à l'étranger, certains échantillons de saphirs traités acquièrent une qualité comparable à celle des gemmes naturelles.

C- Conclusion

La tectonique régionale du Sud de Madagascar montre que les gisements de Sahambano, Zazafotsy et les indices de saphirs (Bemiray et Ambinda) se trouvent dans le même cisaillement de direction voisine de N-S. Les roches hôtes du saphir sont des gneiss feldspathiques. La prospection à l'échelle régionale nécessite donc deux guides qui contrôlent la minéralisation :

- un guide lithologique qui est du gneiss feldspathique déquartzifié et ou biotitisé,
- un guide structural qui est le cisaillement, responsable de l'ouverture en extension pour la circulation des fluides.

La genèse et les conditions de formation de saphir sont expliquées dans la partie pétrologie et géochimie des roches à saphir.

Chapitre III : PETROLOGIE ET GEOCHIMIE

A- PETROGRAPHIE

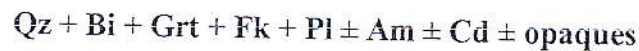
Dans le secteur, nous avons rencontré des roches métamorphiques (gneiss, leptynite, amphibolite, plagioclase à pyroxène et marbre), des roches magmatiques (pegmatite, dolérite), des métasomatites (skarn, gneiss métasomatique à saphir, biotite et grenat) et des roches issues de la tectonique (mylonite).

A-1- Les gneiss

A-1-1- Les gneiss leptynitiques à biotite et grenat

Ce sont de roches leucocrates et foliées marquées par des alternances de lits à biotite et à grenat et des leucosomes qui peuvent perturber la foliation.

Au microscope, la roche type (Lame TH-35a) a une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 15a). Elle est constituée par l'association :



- du quartz (25%), subautomorphe, à extinction onduleuse, en gros cristaux allongés suivant la foliation ;
- de biotite (25%), automorphe, de petite taille, de teinte brune à jaune brunâtre ;
- du grenat (10%), souvent xénomorphe et à taille variable ; il renferme souvent des inclusions de biotite, de feldspaths et du quartz ;
- du feldspath potassique (15%), type orthose, subautomorphe, à petite taille en générale mais on rencontre souvent des gros cristaux de feldspaths potassiques (Fk) en forme d'œil de taille centimétrique avec des inclusions des quartz (lame Th41) ;
- du plagioclase (25%), type oligoclase (An 20-30), automorphe et également en cristaux de petite taille et présentant des macles polysynthétiques ;
- de l'amphibole (rare) et des minéraux opaques.

A-1-2- Les gneiss feldspathiques à biotite et grenat

Ce sont des roches leucocrates à gros cristaux de grenat automorphe. Elles présentent une foliation rubanée, soulignée par les biotites (figure 15b). Dans cette roche, on rencontre souvent des grenats lités et post cinématiques, les quartz sont rares.

Au microscope, la roche type (Lame TH-N-118) a une texture granoblastique hétérogranulaire. Elle est constituée par l'assemblage suivant:

Grt + Sp + Sill + Bi + Pl + Fk + Am ± Qz ± Cd ± Opaques

- le grenat (20%) est souvent en forme globulaire pœcilitique avec des inclusions de biotite, plagioclase et de Fk. Les cristaux sont bien développés.
- le spinelle (15%), de forme xénomorphe, est associé toujours à la biotite, la sillimanite et le grenat. Il a un relief intense ; il est de couleur vert pomme et isotrope en lumière polarisée. Il renferme souvent des inclusions de biotite ;
- la sillimanite (5%), en forme de baguette allongée est souvent en contact avec la biotite et le spinelle ;
- la biotite (15%), en forme de cristaux lamellaires renferme de clivage fin et net, à extinction droite et de teinte brun verdâtre ;
- le plagioclase (25%) est de type andésine (An30), toujours automorphe et caractérisé par des macles polysynthétiques ;
- le feldspath potassique (15%), type orthose, est automorphe et présentant la macle de carlsbad.

A-2- Leptynite à grenat

C'est une roche leucocrate présentant à l'œil nu des quartz étirés suivant la foliation. Elle a une texture granoblastique hétérogranulaire (figure 15c).

L'examen microscopique des lames TH-4 et TH-35c montre les associations minéralogiques suivantes :

Qz + Fk + Grt + Bi + Pl ± Cd + Opaques

- le quartz (20%) est automorphe et à aspect allongé ;
- le feldspath potassique (35%) est souvent perthitique
- le grenat (20%) se présente sous forme globulaire pœcilitique et il contient des inclusions de feldspaths et de quartz. Il a une texture engrenée ou en chapelet suivant la foliation ;
- le plagioclase acide, de type albite, présente des vermicules de quartz (à texture myrmékitique) ;
- la biotite (10%) est de petite taille allongée, à teinte brunâtre;
- des minéraux opaques (15%) apparaissent sous forme de paillette noire et sont associés avec les feldspaths. Ce sont des rutilés ou ilménites.
- la cordiérite et l'amphibole sont rares et parfois elles s'observent en petits cristaux insérés dans la matrice feldspathique ;

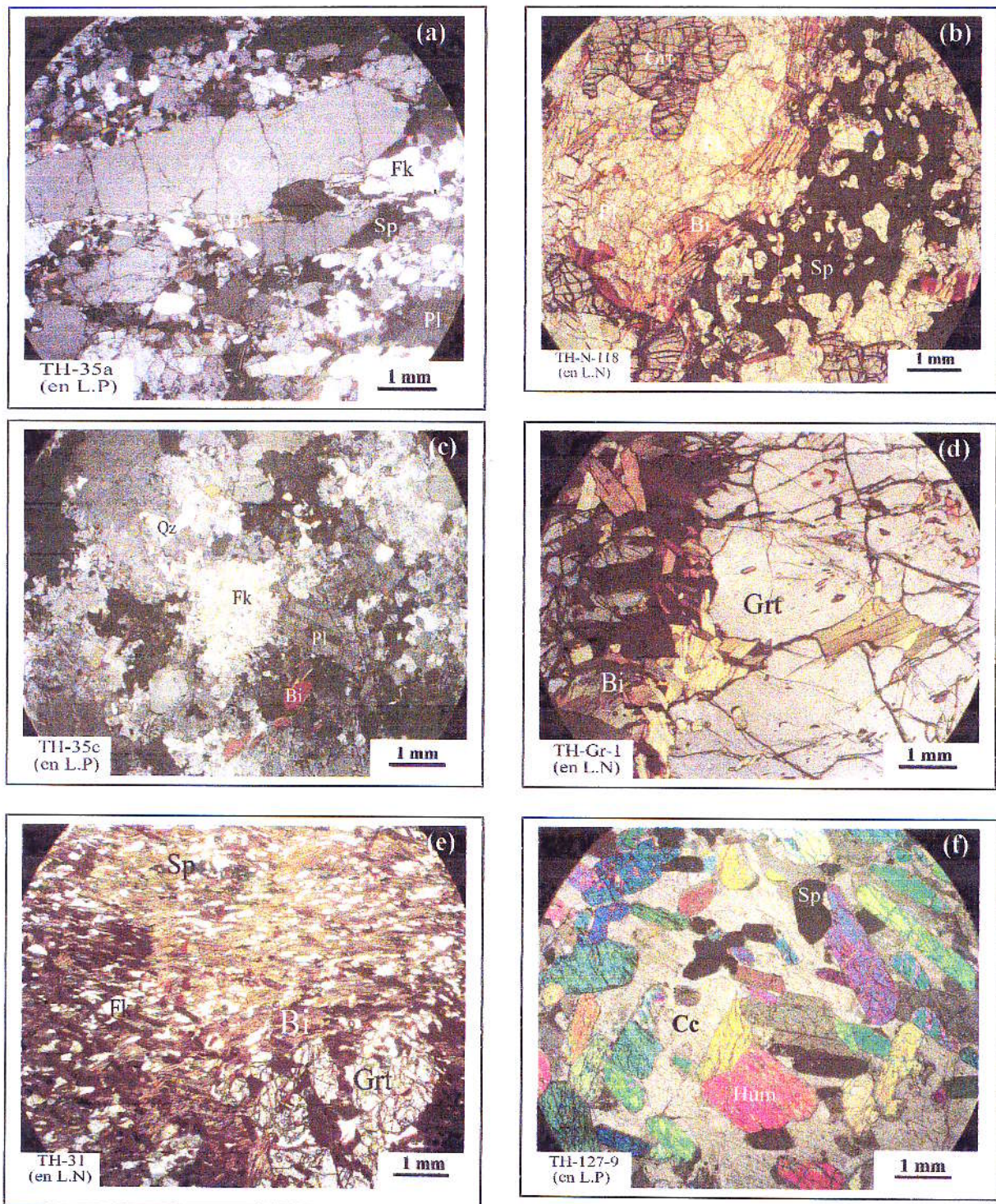


Figure 15 : Microphotographie des faciès métamorphiques et métasomatites.

- a) : gneiss leptynitique
- b) : gneiss feldspathique à biotite
- c) : leptynite
- d) : grenatite
- e) : biotite
- f) : marbre

L.N : lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée ; L.P : lumière polarisée et analysée,
 Bi : biotite, Grt : grenat, Fk : feldspath potassique, Qz : quartz, Pl : plagioclase, Sp : spinelle, Cc : calcite, Hum : humite.

A-3- Les grenatites

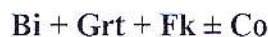
Elles affleurent au pied Ouest de Manivala et remplissent les fractures dans des gneiss leptynitiques. A l'œil nu, ce sont des roches sombres (mésocrate), très compactes et riches en grenat et de biotite. L'étude microscopique de la lame mince TH-Gr-1 montre essentiellement une association grenat-biotite (figure 15d):

- le grenat (60%) a de taille environ 2 à 15 mm de diamètre. Les gros cristaux renferment souvent des inclusions de paillètes des micas ;
- la biotite (40%) est lamellaire et de couleur brune rouge pâle. Elle contourne parfois les cristaux de grenat ou elle est incluse dans le même minéral.

A-4- Les biotitites

Elles s'associent aux gneiss feldspathiques biotitisés à saphir, sous forme des petits filons centimétriques de couleurs noires et formées essentiellement par la biotite. Par rapport aux grenatites, les cristaux de biotite sont très abondants et de petite taille (figure 15e).

L'étude microscopique de la lame TH-31 montre l'association suivante :



- la biotite (70%) est lamellaire et de petites tailles. Elle contourne parfois les gros cristaux de grenat ;
- le grenat (25%), de forme globulaire, est craquelé mais de grande taille (0,5 à 15mm) ;
- le feldspath potassique ou Fk (5%) sont de petite taille (<0,5mm) et incorporé dans une masse de biotite.

A-5- Les marbres

A l'affleurement, nous avons rencontré deux types des marbres, caractérisé par la variation locale du grain des minéraux :

■ le marbre à grain grossier est formé par les minéraux suivants : calcite, graphite, zoïsite, sphène, spinelle violacé, spinelle rosé, spinelle bleu, musgravite (magnésiotafféite), épidote, phlogopite (parfois à qualité gemme), grenat calcique, épidote, humite et diopside. Ces minéraux se repartissent dans différents endroits du marbre.

Au microscope, l'examen de la lamé mince TH-127-9 (figure 15f) nous donne les caractéristiques suivantes:

- la calcite est automorphe et elle présente un pléochroïsme de relief en lumière naturelle (L.N) ; les macles mécaniques et polysynthétiques sont présentes en lumière polarisée (L.P) ;

- le spinelle bleu violet est automorphe. On observe souvent des inclusions de calcite et diopside ;
 - l'épidote apparaît en prisme allongé avec un angle d'extinction $\alpha = 0^\circ$ suivant np, de teinte verte, jaune, rose du deuxième ordre (couleur de manteau d'arlequin). Ce minéral est abondant dans la plage,
 - le graphite se présente sous la forme des taches noires incluses dans les grains de calcite ;
 - le diopside est automorphe, incolore et à fort relief en L.N. Les plans de clivages sont nets avec un angle d'extinction $\alpha = 47^\circ$ suivant la section parallèle à l'allongement (en L.P.).
- le marbre à grain fin renferme du graphite, de la calcite, du diopside, et du sphène.

A-6- Les mylonites

Nous avons rencontré trois types de mylonites dans le secteur étudié :

- mylonite dans les marbres avec une épaisseur de 10 à 30cm d'épaisseur ;
- mylonite dans les leptynites à grenat, avec une épaisseur environs dizaine de mètre ;
- mylonite dans les gneiss, ayant une épaisseur de 2 à 5m.

L'étude microscopique de la lame mince TH-129-9 venant du secteur Mosalahy (Sud du village Sahambano) correspond à une mylonite développée dans les marbres (figure 16c). On observe les minéraux suivants :

- la calcite qui est de petite taille et très abondant dans la plage (+70%) ; il s'agit d'une recristallisation des carbonates ;
- le graphite est en forme de lit ou de grains dispersés dans la matrice calcique ;
- le pyroxène se présente en grains et il est contourné souvent par des lit des graphites et des calcites (syncinématiques).

Les mylonites dans les gneiss et les leptynites sont de roches à grains fin à texture massive ou faiblement foliée et à matrice feldspathique. On trouve parfois du grenat étiré ou de Fk étiré. Ces minéraux peuvent être recristallisés contemporanément au mouvement tectonique.

A-7- Les skarns

Ce type de roche est développé au contact des pegmatites à tourmaline et à orthose jaune qui recoupent les marbres. Ces sont des roches grises en patine et verte sombre en cassure. Elles sont formées par des assemblages de diopside, d'épidote, de prehnite, de spinelle et de calcite.

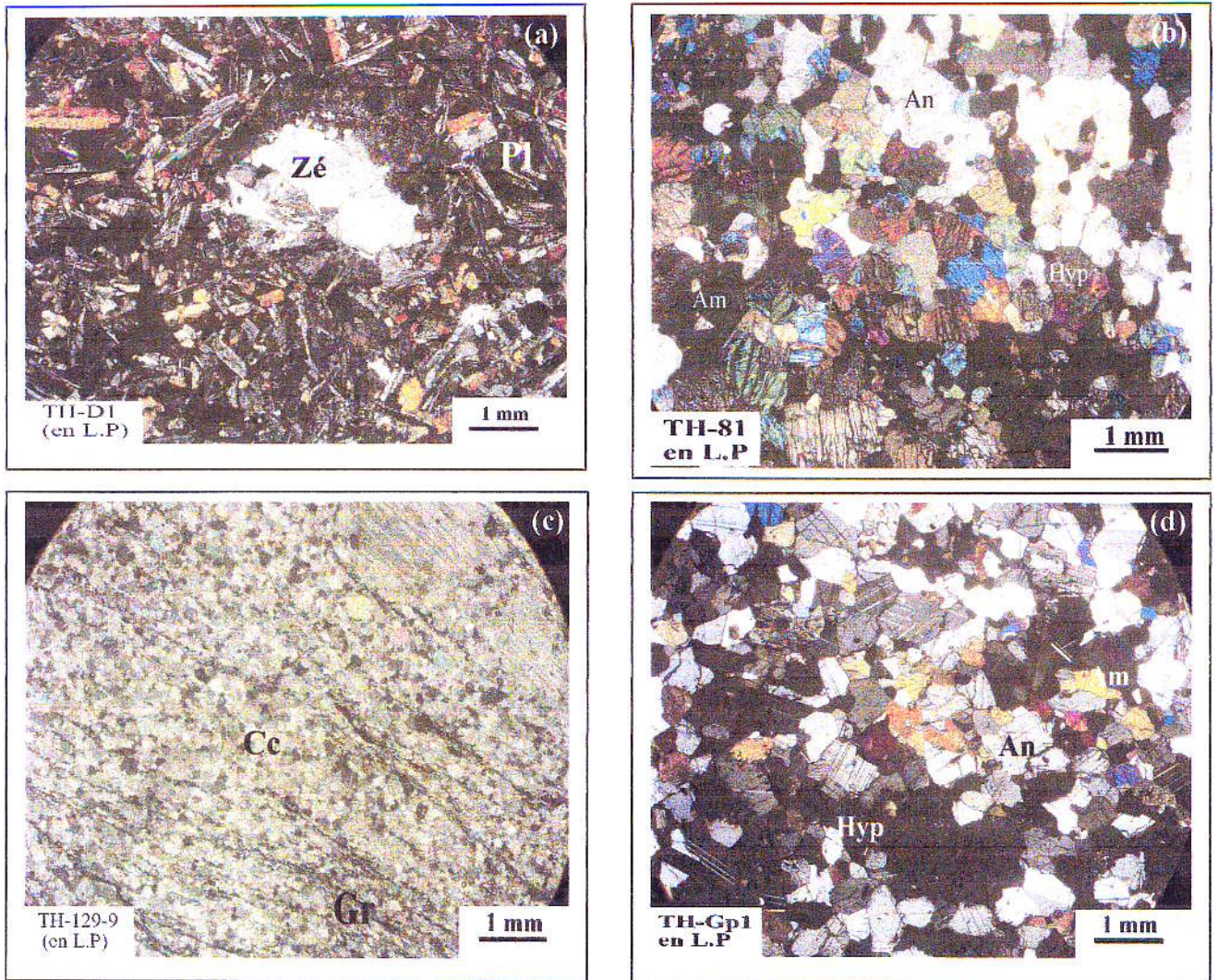


Figure 16 : Microphotographie des faciès métamorphiques et magmatiques.

- a) dolérite
- b) amphibolite
- c) mylonite
- d) plagioclase à pyroxène

L.P : lumière polarisée et analysée ; Ze: zéolithe, An: anorthite, Am: amphibole, Hyp: hypersthène, Cc: calcite, Gr: graphite.

A-8- Les amphibolites

Ce sont des roches brillantes sur cassure qui renferme des cristaux de feldspaths de couleur blanche. L'observation microscopique de la lame TH-81 (figure 16b) permet de définir l'association minéralogique suivante :

- l'amphibole (+40%) est de type hornblende. En lumière naturelle (L.N.), elle se présente en prisme allongé et à relief fort, à pléochroïsme net allant du brun vert à brun, à clivage net ($\theta=120^\circ$). En lumière polarisée (L.P.), elle a une teinte vive de la fin de premier ordre ;
- le pyroxène (20%) se présente en prisme trapus subautomorphe. Il présente de clivage quasi-perpendiculaire et incolore en L.N. Il a une teinte brun claire de premier ordre. Il s'agit de type orthopyroxène (hypersthène)
- le plagioclase (15%) est de type bytownite à anorthite avec des macles polysynthétiques bien marqués;
- l'orthose (20%) est à aspect troublé et souvent maclé de Carlsbad ;
- les minéraux opaques (5%) sont formés par la magnétite et ou le rutile.

A-9- Les pegmatites

Nous avons rencontré plusieurs tranchées pour une exploitation de béryl dans le secteur. Le filon minéralisé renferme de cristaux de Fk, de quartz rose ou de cristal de roche, du béryl (variété aigue marine) et de tourmaline. Il s'agit de pegmatite type graphique. L'étude au microscope de la lame TH-71a montre une association : quartz, mica (phlogopite), Fk et de tourmaline.

Dans certaines tranchées, on observe parfois des jaspes ou calcédoines. Les fluides tardifs ont réagi avec l'encaissant pegmatite pour donner un remplissage de silice amorphe.

A-10- Les dolérites

Ce sont de roches noires à texture massive et à structure microgrenue. La lame mince TH-D1 montre des plagioclases en forme des petites baguettes très abondantes (+75%) et associés à des phénocristaux de zéolithes (minéraux tardifs), de clinopyroxènes et de minéraux opaques (figure 16a). L'échantillon THD-2 possède une matrice très fine par rapport aux faciès étudiés précédemment. En lame mince, on observe des phénocristaux de clinopyroxène (augite) et d'olivine dispersés dans une matrice plagioclasique (>75% de plagioclase).

A-11- Les plagioclases à pyroxène

Ce sont de roches sombres riches en minéraux verts. En surface, ce type de roche apparaît sous la forme de la peau du crocodile et s'intercale dans le gneiss à biotite et à grenat.

L'observation microscopique de la lame TH-Gp1 (figure 16d) montre l'association du plagioclase type anorthite (70%) et d'orthopyroxène (25%); le wollastonite et l'amphibole sont rare (5%).

A-12- Les roches métasomatiques à saphir

Ce sont des gneiss métasomatés de couleur claire (leucocrate). En surface, ils ont un aspect rouillé et friable. Ils s'intercalent dans les niveaux de leptynite à grenat et quartz étirés.

Dans la tranchée « Nono », le gneiss à saphir est formé par deux zones qui sont contrôlées par la relation couleur du saphir et la nature de la roche hôte.

A-12-1- Les gneiss biotitisés à saphir

Il s'agit de roche très riche en biotite et qui affleure sous la forme de lentille minéralisée au contact de la leptynite. A l'œil nu, ce type de gneiss renferme de saphir de variété allant de bleu, violet à marron. Au microscope, l'échantillon TH-N-119 a une texture granoblastique hétérogranulaire (figure 17) et il est caractérisé par l'association suivante :



- l'orthose (20%) est subautomorphe et souvent en cristaux perthitiques, parfois en contact avec le grenat, la sillimanite, et le saphir.
- la sillimanite (15%) apparaît soit en prismes allongés, soit en fibre associée avec la biotite ;
- la biotite (20%) aussi se présente en lamelles avec des clivages nets et fins, de couleur jaune à brun. Elle est incluse parfois dans du spinelle et du grenat ;
- le grenat (10%) a un relief fort, une forme globuleuse et un aspect craquelé en L.N. Il est toujours associé à la biotite, le spinelle et le feldspath potassique. Dans la lame mince TH-N-118 renferme le grenat renferme des abondantes inclusions des sillimanites.
- le spinelle (10%) présente une couleur vert pomme en L.N et isotrope en L.P.;
- le plagioclase (5%) est de type andésine et renferme des macles polysynthétiques. Il se présente souvent en inclusions dans les cristaux de grenat ou de spinelle ;
- le saphir (20%) est toujours automorphe et en gros cristaux développés souvent autour du Fk, grenat, biotite. Il a un relief fort et incolore en L.N. En L.P., il présente les teintes vives du deuxième ordre.

Dans la trancheé « Dominique », le gneiss feldspathique renferme de saphirs de couleur bleu à gris bleu. A l'œil nu, le minéral est souvent développé au sein du feldspath potassique ou suivant la foliation de biotite. Les saphirs sont de grande taille qui peut atteindre plus de 6 cm de longueur et 3 cm de diamètre. La biotite se développe suivant la foliation du gneiss. Elle ne renferme pas de saphir mais de grenat, et de sillimanite.

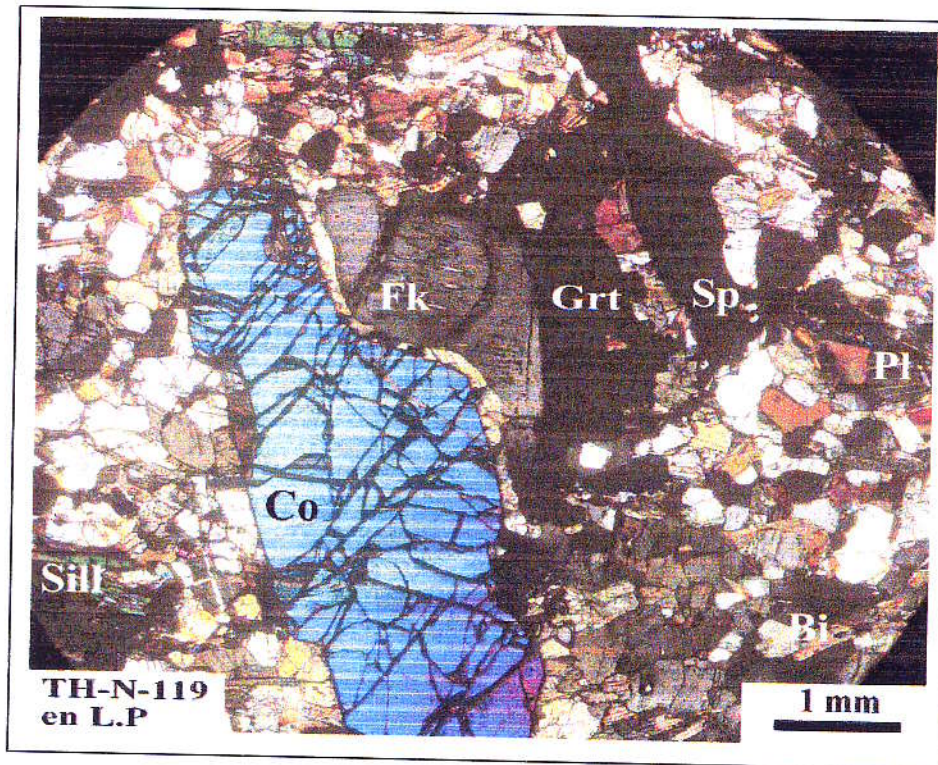


Figure 17 : Microphotographie du gneiss feldspathique déquartzifié et biotitisé à saphir. L.P : Lumière polarisée et analysée ; Grt : grenat, Bi : biotite, Fk : feldspath potassique, Sill : sillimanite, Sp : spinelle, Co : corindon (saphir), Pl : plagioclase.

A-12-2- Les gneiss "feldspathiques" à grenat, saphirine et saphir

Ce type de gneiss apparaît en une couche environ 40 cm d'épaisseur ; il se situe à l'Est et en contact du gneiss biotitisé. Ce faciès est caractérisé par la présence de la saphirine (figure 18). La paragenèse minérale est la suivante :



Ils renferment des saphirs de variété rouge, rosée, violacée à rose et orangée.

L'examen microscopique donne des résultats suivants :

- une rétrogenèse de spinelle en saphirine ;
- une abondance d'inclusion de sillimanite qui s'exprime sous la forme de baguettes au sein des grenats.

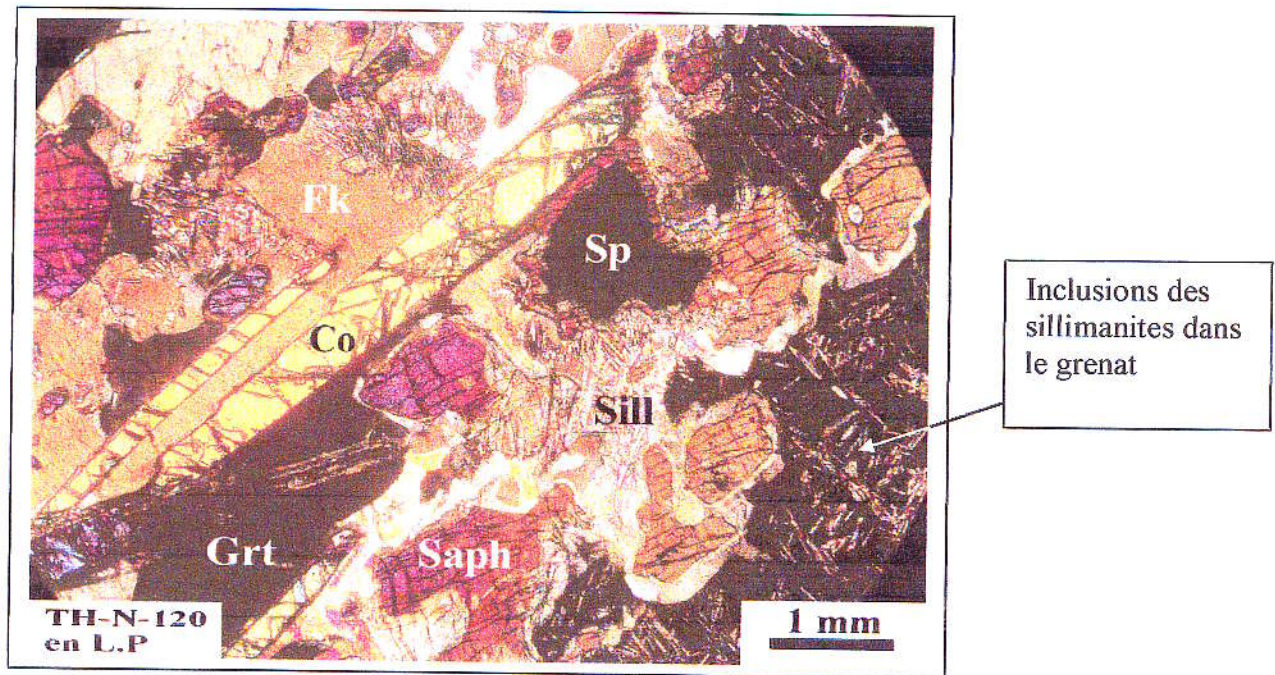


Figure 18 : Microphotographie du gneiss feldspathique à saphirine, à spinelle, à grenat, à sillimanite, à Fk et saphir (en lumière polarisée et analysée). Grt : grenat, Sp : spinelle, Fk : feldspath potassique, Sill : sillimanite, Saph : saphirine, Co : corindon (saphir).

B- GEOCHIMIE

A partir des diagrammes géochimiques nous essayerons d'approcher l'origine chimique du protolithe à savoir celui des gneiss feldspathiques porteur de la minéralisation à saphir et de caractériser les différents stades de la métasomatose alcaline. D'abord, nous examinerons la géochimie des roches à partir de l'étude des éléments majeurs projetés dans les diagrammes de De la Roche (1968); ensuite, nous examinerons le comportement des terres rares de certaines de ces roches à partir de l'étude de leurs spectres afin de caractériser la roche porteuse de la minéralisation, d'aborder le rôle des fluides métasomatiques dans la mobilisation des éléments chimiques de la roche hôte.

B-1- Diagramme géochimique Al/3 - Na en fonction de Al/3-K (De la Roche, 1968)

Le principe de cette représentation géochimique est d'opposer le sodium (Na) au potassium (K) en fonction de l'aluminium (Al) en coordonnées rectangulaires (figure 19). Les valeurs des paramètres chimiques sont calculées en milliatomes-grammes et les paramètres Al/3-Na et Al/3-K sont reportés respectivement en abscisse et en ordonnée. Ce diagramme a la particularité de pouvoir séparer les pôles des trois feldspaths dans le triangle Ab, An, Or.

C-1-1- Interprétation

Les différents faciès reportés dans le diagramme Al/3-K en fonction de Al/3-Na ont été divisés en trois groupes:

- le groupe 1 est composé par les leptynites (S5, S6, S7), l'amphibolite (S4), la dolérite (S2). Dans le diagramme géochimique, les types de roches se situent dans le « domaine magmatique » défini par le diagramme de De la Roche et qui sont caractérisés par des faibles valeurs du rapport Al/3-Na ;
- le groupe 2 est formé par le marbre (S1), le plagioclase à pyroxène (S12), le gneiss feldspathique à grenat (S10), le gneiss feldspathique (S13) et le gneiss feldspathique bordé de la zone biotitisé (S16) ;
- le groupe 3 est composé par des roches ayant subi une altération métasomatique. Ce sont des skarns (S3, S14), du gneiss feldspathique biotitisé à saphir (S9), du gneiss feldspathique à saphirine (S15), de la grenatite (S8) et de la biotite (S11).

Dans ce diagramme, on observe que les roches appartenant au deux derniers groupes (2 et 3) se situent dans « le domaine sédimentaire ». Elles sont caractérisées par des fortes valeurs de

Al/3-Na. Le protolithe S13 se situe dans le domaine approprié aux shales. Il s'agit donc du faciès provenant d'un héritage de faciès alumineux à grains fins. La projection géochimique du même type de gneiss (S10 et S16) qui possède un rapport Al/3-K plus élevé montre que ces deux faciès contiennent énormément de feldspath (andésine) et un peu de grenat ; le gneiss feldspathique présente donc sans aucun doute une variation de faciès dans le secteur d'étude marquée par une feldspathisation importante (tendance I). Cette feldspathisation est un état de fait qui est indépendant de la métasomatose à biotite. Il s'agit d'une feldspathisation qui est liée à la métamorphisme générale, donc antérieure à la métasomatose alcaline.

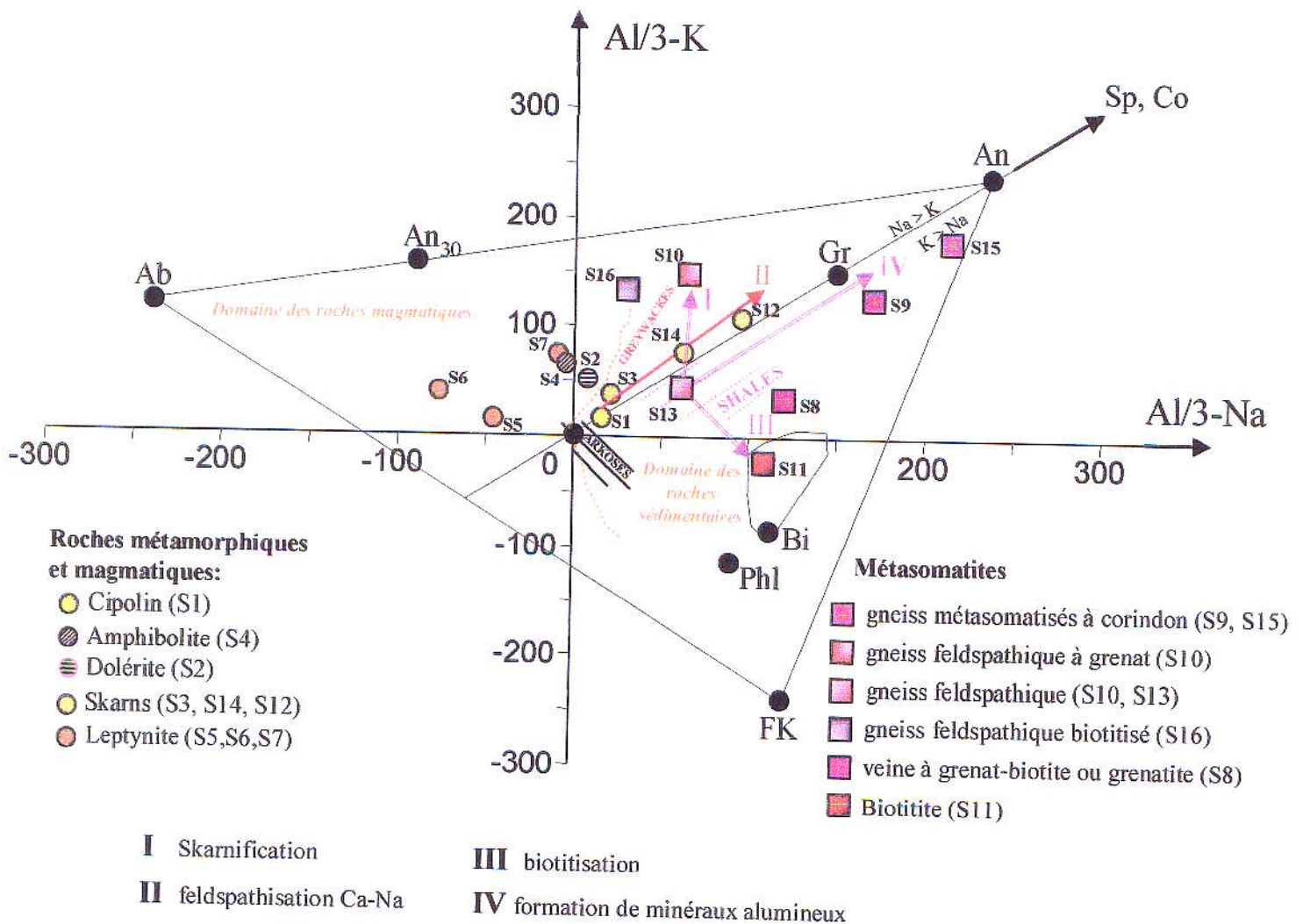


Figure 19: Diagramme de De la roche (1968) montrant les différentes projections de faciès pétrographiques de Sahambano.

Dans ce, nous expliquerons deux types de métasomatose :

1) la skarnification : Ce stade métasomatique est du à un échange d'éléments chimiques entre deux protolithes différents entre un marbre impur (S1) et son encaissant silico-alumineux représenté par des gneiss leptynitiques. La tendance géochimique (I) matérialise cet échange entre un pôle calcique et un pôle silico-alumineux avec la formation d'anorthite, de grenat et de scapolite dans le faciès de type « skarn » (S3, S12, S14).

2) la métasomatose alcaline à saphir : Ce type de métasomatose est matérialisé par la biotitisation du gneiss feldspathique et la formation du saphir. A partir du protolithe S13 vers la biotitite S11 (tendance 2), nous caractérisons une biotitisation qui est marquée par la cristallisation en masse de la biotitite aux dépens du protolithe. A partir du même protolithe (S13) vers le gneiss à saphir S9 et du gneiss à saphir et à saphirine S15 (tendance 3), nous avons une augmentation du paramètre Al³-K qui marque une augmentation de la quantité de minéraux alumineux contenus dans la roche (cristallisation de saphir entre autre). A ce stade, certains minéraux alumineux tel que la saphirine et le grenat cristallisent avec le saphir.

B-2 – Diagramme des terres rares

Les spectres de terres rares sont obtenus en normalisant la teneur en terres rares des différents faciès par rapport aux chondrites d'Evensen et al. (1978). Deux types d'échantillons ont été analysés à savoir le protolithe (S10, S13, S16) et le faciès métasomatique à saphir (S9, S11, S16) (tableau 3). Ces analyses ont été reportées dans le diagramme des terres rares normalisées aux chondrites (figure 20).

C-2-1- Interprétation

1) le protolithe :

C'est la roche initiale des faciès métasomatique. Dans le diagramme des terres rares (figure 20), l'allure des spectres a une pente négative du La (terre rare légère) vers l'Yb (terre rare lourde). En effet, le fractionnement de terre rare est très fort, marqué un rapport La/Yb compris entre 1,48 et 360,99. On observe deux comportements différents dans les protolithes :
 - les spectres des protolithes (S16 et S10) provenant des puits Momo et Nono sont identiques et ils possèdent une anomalie positive en europium (Eu). Celle ci est due à une accumulation en europium (Eu) par le plagioclase. L'étude pétrographique de gneiss confirme un assemblage à plagioclase et biotite à plus de 40% en composition modale.

- le spectre de S13 provenant du puits Dominique ne possède pas d'anomalie en europium mais un fort enrichissement en terres rares et un fort fractionnement La/Yb. Ce protolithe feldspathique montre sous le microscope un plus fort enrichissement en Fk et biotite par rapport au plagioclase (plus de 40%).

Ainsi, les protolithes gneissiques des roches à saphirs de Sahambano présentent deux faciès marqués l'un par un association feldspath potassique-biotite qui matérialise un protolithe de type schistes noirs (shale) sans anomalie en europium et l'autre, marqué par une forte feldspatisation sodo-calcique caractérisée par une forte anomalie positive en europium. Il est intéressant d'observer que le rapport de fractionnement des terres rares légères pour ces 3 faciès est identique ($7,32 < La/Sm < 9,12$).

Tableau 3: Teneurs en terres rares (en ppm) des protolithes (S10, S13, S16), des gneiss à saphir (S9, S15) et des chondrites d'Evenesen et al. (1978).

Terres rares	Evenesen	Protolithes			Faciès métasomatiques		
		S10	S13	S16	S9	S11	S15
La	0,24	76,65	146,20	27,35	18,96	52,44	2,86
Ce	0,64	137,50	323,70	45,95	28,65	117,50	4,24
Pr	0,10	15,07	36,15	4,84	2,93	14,62	0,59
Nd	0,47	54,36	128,50	16,73	10,33	55,00	4,11
Sm	0,15	10,47	19,80	3,00	2,99	11,16	1,34
Eu	0,06	4,67	2,75	2,02	0,99	0,71	0,18
Gd	0,20	10,10	9,34	3,80	4,98	7,59	0,89
Tb	0,04	1,77	0,95	0,82	1,00	0,95	0,12
Dy	0,25	12,18	3,64	6,27	7,08	4,49	0,59
Ho	0,06	2,56	0,44	1,42	1,52	0,70	0,10
Er	0,17	7,41	0,94	4,23	4,43	1,69	0,23
Tm	0,03	1,08	0,09	0,62	0,68	0,21	0,03
Yb	0,17	6,97	0,41	4,02	4,51	1,27	0,21
Lu	0,03	1,03	0,05	0,60	0,72	0,20	0,03
TOTAL	2,60	341,81	672,94	121,66	89,78	268,52	15,50
La/Yb	1,48	10,99	360,99	6,81	4,21	41,32	13,97
La/Sm	1,59	7,32	7,38	9,12	6,34	4,70	2,15

2) les faciès métasomatiques :

Ce type de faciès est formé par la biotite et le gneiss à saphir.

- Dans le même diagramme de terres rares, le spectre de la biotite S11 qui peut contenir également du saphir montre une fractionnement important en terres rares avec un rapport La/Yb de 41,32 et une anomalie négative très marquée en europium (Eu). Ce spectre est très différent des protolithes et il caractérise la signature géochimique du fluide minéralisateur. Pour les faciès à saphir (S9 et S15), les spectres de terres rares montrent aussi une anomalie négative en europium (Eu) mais moins accentuée. La diminution en terres rares notamment de l'euporium est due au soutirage de terres rares du protolithe par les fluides métasomatiques. On peut le remarquer nettement sur le spectre S15 du gneiss à saphir, biotite et saphirine. Dans ce cas les fluides minéralisateurs extraient les terres rares du protolithe parallèlement à la formation de saphirs ou des minéraux alumineux tel que la saphirine, du spinelle et de grenat.

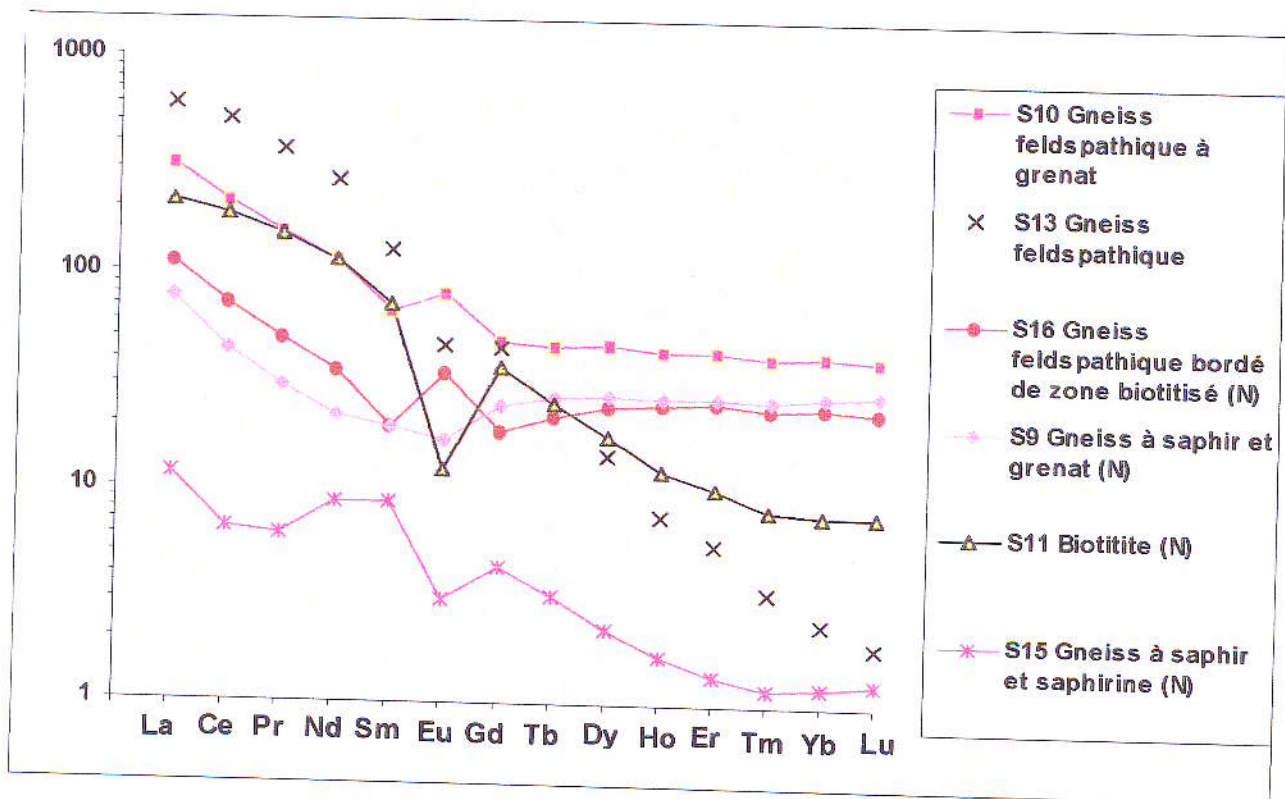


Figure 20 : Diagramme de terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Evans et al., 1978) des gneiss feldspathiques et des biotites à saphir de Sahambano.

B-3- Conclusion

Les interprétations des deux diagrammes géochimiques montrent une première approche pour comprendre l'histoire de la formation du gisement des saphirs. Dans ce cas, nous rappelons que la protolithe initiale du gneiss à saphir est de type shale ; la métasomatose alcaline est matérialisé par la biotitisation et formation de saphirs ; les spectres de terres rares expliquent, d'une part, le fractionnement important en terres rares qui est marqué par un rapport en $La/Yb > 0$ et d'autre part, une anomalie négative ou positive en europium (Eu) qui est matérialisé, soit par une accumulation en Eu par le plagioclase ou soit par un soutirage en Eu par les fluides minéralisateurs.

C- CHIMIE DES MINERAUX

C-1- Les micas

Nous avons analysé la composition chimique des micas dans les échantillons suivants (tableau 4) : S11 (biotite), 125-7 (grenatite), TH-119C (gneiss à spinelle, à saphirine et saphir), 127-9 (marbre magnésien). Les résultats sont reportés dans le diagramme de classification des micas (figure 21). Dans ce diagramme, observe que les divers points d'analyse des micas de la biotite (S11) se rapprochent vers le pôle de l'annite (valeurs en $X_{Mg} < 0,5$). Ce sont des micas type biotite. Par exemple, l'échantillon S11 n°1 a un rapport $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ égal à 0,46. S11 présente des valeurs Al^{VI} élevées ($Al^{VI} = 0,573$ à $0,66$) par rapport à l'échantillon 125-17 dont la valeur de Al^{VI} est comprise entre 0,14 à 0,23 avec une X_{Mg} égal à 0,61. Ce dernier est très riche en titane (5,69 à 6,33 % poids). Les micas du gneiss TH119-C sont plus magnésiens que les échantillons 125-17 et S11. Les valeurs en X_{Mg} varient de 0,71 à 0,97.

La richesse en magnésium peut être due à l'apport en cet élément par les fluides hydrothermaux pendant la métasomatose.

Concernant le mica du marbre de la région de Mosalahy, l'échantillon 127-9 présente une valeur X_{Mg} de 0,99. Il s'agit d'une phlogopite pure.

Les formules structurales des micas sont les suivantes :

- Biotite S11 : $K_{1,825} (Al_{0,608}Fe_{2,496}Mg_{2,150}Ti_{0,410})(Si_{5,342}Al_{2,658})OH_{3,878}F_{0,110}Cl_{0,013}$
- Biotite 125-17 : $K_{1,792} (Al_{0,141}Fe_{1,829}Mg_{2,836}Ti_{0,711})(Si_{5,494}Al_{2,506}) OH_{3,313}F_{0,619}Cl_{0,068}$
- Phlogopite 127-9 : $K_{1,809} (Al_{0,389}Fe_{0,064}Mg_{5,482}Ti_{0,019})(Si_{5,742}Al_{2,258}) OH_{2,823}F_{1,170}Cl_{0,007}$
- Biotite TH119-C : $K_{1,524} (Al_{0,813}Fe_{1,046}Mg_{3,926}Ti_{0,095})(Si_{5,552}Al_{2,448}) OH_{3,415}F_{0,569}Cl_{0,016}$

Tableau 4: Composition chimique et formules structurales des micas de Sahambano calculées sur la base de 22 oxygènes.

Echantillons	S11				TH 119-C			125-17				127-9		
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3
n°														
SiO ₂	35,48	35,02	34,51	34,45	39,18	37,8	37,95	36,77	37,83	36,91	37,48	41,43	41,59	41,14
TiO ₂	3,62	3,74	3,6	3,67	0,89	3,56	2,78	6,33	5,69	5,93	6,2	0,18	0,21	0,22
Al ₂ O ₃	18,4	18,45	18,46	18,37	19,53	16,64	17,08	15,03	15,43	15,2	15,07	16,2	15,94	15,98
Cr ₂ O ₃	0	0,05	0,06	0,05	0	0	0,02	0,1	0,11	0,14	0,15	0	0	0
FeO	19,82	19,25	19,48	19,78	8,83	11,5	10,07	14,64	14,38	14,48	14,5	0,55	0,39	0,41
MnO	0	0	0	0	0	0	0,06	0	0	0	0	0	0	0
MgO	9,58	9,89	9,09	9,45	18,59	15,89	17,14	12,73	13,34	12,89	12,88	26,53	26,22	25,98
CaO	0	0	0	0	0,07	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0,09	0,1	0,1	0	0	0	0,13	0,45	0,47	0,4	0,43	0	0	0
Na ₂ O	0,23	0,24	0,22	0,24	0,17	0,08	0,05	0,1	0,09	0,11	0,17	0,43	0,43	0,45
K ₂ O	9,5	9,56	9,53	9,41	8,43	9,7	9,7	9,4	9,21	9,08	9,4	10,23	10,25	10,2
ZnO	0	0	0	0	0,27	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0	0	0	0	0,16	0,07	0,01	0	0	0	0	0	0	0
F	0,23	0,07	0,13	0,18	1,27	1,53	2,04	1,31	1,47	1,44	1,45	2,67	2,67	2,75
Cl	0,05	0,05	0,06	0,04	0,07	0,07	0,09	0,27	0,26	0,28	0,28	0,03	0,05	0,05
H ₂ O calc.	3,86	3,92	3,83	3,82	3,61	3,35	3,11	3,32	3,32	3,26	3,3	3,05	3,03	2,96
.-O=F	-0,1	-0,03	-0,05	-0,08	-0,53	-0,64	-0,86	-0,55	-0,62	-0,61	-0,61	-1,12	-1,12	-1,16
.-O=Cl	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,06	-0,06	-0,06	-0,06	-0,01	-0,01	-0,01
Total	100,75	100,3	99	99,38	100,52	99,7	99,35	99,84	100,92	99,45	100,63	100,17	99,64	98,97
Si	5,34	5,29	5,30	5,27	5,55	5,54	5,54	5,49	5,56	5,52	5,54	5,74	5,79	5,77
Al ^{IV}	2,66	2,71	2,70	2,73	2,45	2,46	2,46	2,51	2,44	2,48	2,46	2,26	2,21	2,23
Al ^{VI}	0,61	0,58	0,64	0,58	0,81	0,41	0,48	0,14	0,23	0,20	0,17	0,39	0,40	0,41
Ti	0,41	0,43	0,42	0,42	0,10	0,39	0,31	0,71	0,63	0,67	0,69	0,02	0,02	0,02
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,50	2,43	2,50	2,53	1,05	1,41	1,23	1,83	1,77	1,81	1,79	0,06	0,05	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,15	2,23	2,08	2,16	3,93	3,47	3,73	2,84	2,92	2,87	2,84	5,48	5,44	5,43
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,12	0,12	0,12
K	1,83	1,84	1,87	1,84	1,52	1,81	1,81	1,79	1,73	1,73	1,77	1,81	1,82	1,83
F	0,11	0,03	0,06	0,09	0,57	0,71	0,94	0,62	0,68	0,68	0,68	1,17	1,18	1,22
Cl	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,07	0,07	0,07	0,01	0,01	0,01
OH	3,88	3,95	3,92	3,90	3,42	3,28	3,03	3,31	3,25	3,25	3,25	2,82	2,81	2,77
Total	19,56	19,59	19,58	19,60	19,51	19,55	19,59	19,38	19,35	19,35	19,36	19,88	19,85	19,86
XMg	0,46	0,48	0,45	0,46	0,79	0,71	0,75	0,61	0,62	0,61	0,61	0,99	0,99	0,99

Dans la composition chimique des micas, nous remarquons que les teneurs en fluore et en chlore sont importantes.

Dans la bibliographie parlant la formation du corindon, à savoir la genèse et la caractérisation isotopique des gisements de rubis associés marbre de l'Asie centrale et du Sud-est (Garnier, 2003), les fluore et chlore jouent un rôle important sur la formation de rubis. Dans ce cas, la présence de ces éléments constitutifs d'évaporites associés aux marbres facilite la mobilisation de l'aluminium et les éléments chromophores responsable de la formation de rubis.

Dans le cas d'ici, la teneur en fluore dans le mica provenant des métasomatites (biotitite, gneiss feldspathique à saphir) varie de 700 à 20400ppm et celle du chlore varie de 400 à 900ppm. Les teneurs en fluore et chlore du gneiss feldspathique à saphir augmentent beaucoup plus que celles de la biotitite. Par exemple, le mica du gneiss feldspathique à saphir (TH-119C) renferme de taux en fluor compris entre 1,27 à 2,04% en poids.

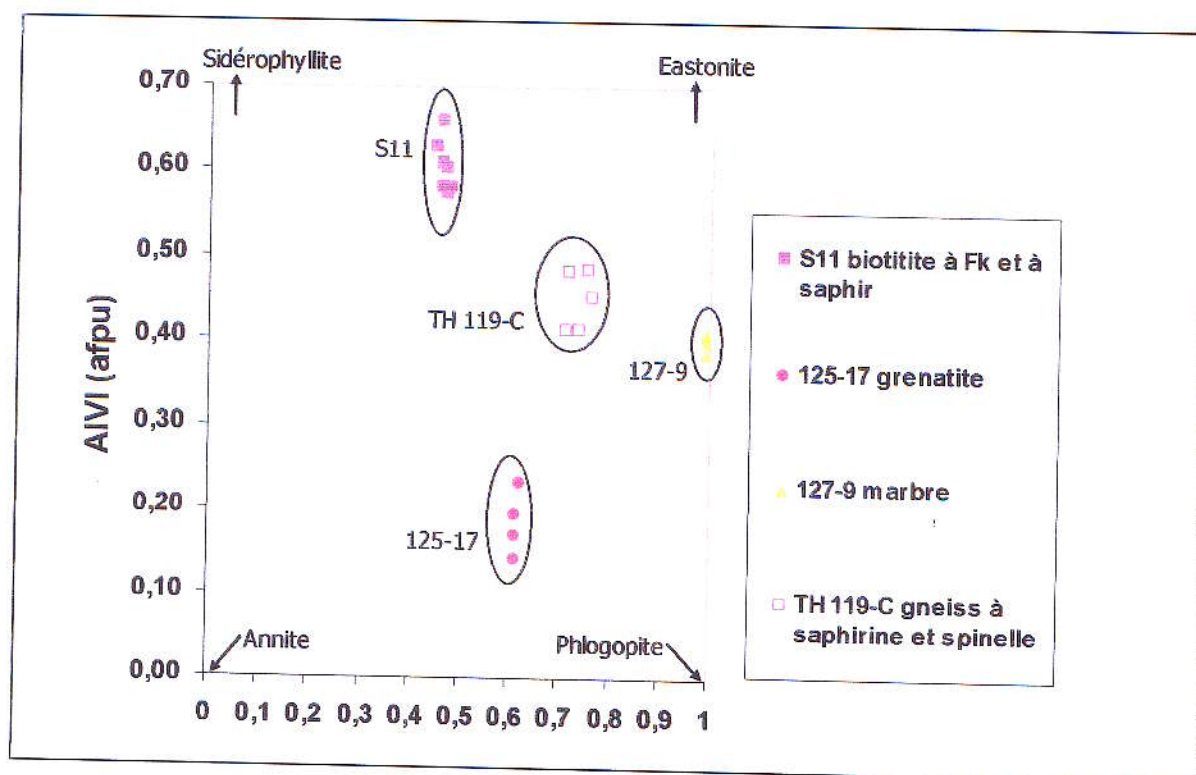


Figure 21 : Composition chimique des micas.

$XMg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; Al^{VI} est exprimé en atome par formule d'unité (a.f.p.u.).

C-2- Le grenat

Le tableau 5 représente l'analyse chimique du grenat dans la grenatite, dans le gneiss à saphir et la biotitite. Les résultats sont reportés dans le diagramme Andradite-Almandin-Pyrope (figure 22). On observe que le grenat provenant de la grenatite 125-17 présente des teneurs en

fer (FeO) élevées (environ 30,58% poids). Le grenat est de type almandin (65,5%). De même, pour les grenats associés à la biotite SA 2-4-3 dont le pourcentage en almandin est 66,68%. Dans ce cas, la teneur en fer est très élevée (FeO=33,11% poids). Pour la leptynite S3-4-4, le grenat est aussi riche en almandin dont le pourcentage en almandin est 64,38%. Par contre, le report des analyses obtenues sur les grenats provenant du gneiss à saphir (MOII-3-1 et MOII-3-5) se situe entre les pôles almandin et pyrope ; Ceci est dû aux proportions en fer et magnésium qui sont quasiment identiques ($Fe^{2+}=1,43$ et $Mg^{2+}=1,42$). Les teneurs en calcium et en manganèse sont très faibles ($Ca^{2+}=0,09$ et $Mn^{2+}=0,02$).

Les formules structurales des grenats calculées sur la base de douze (12) oxygènes sont les suivantes :

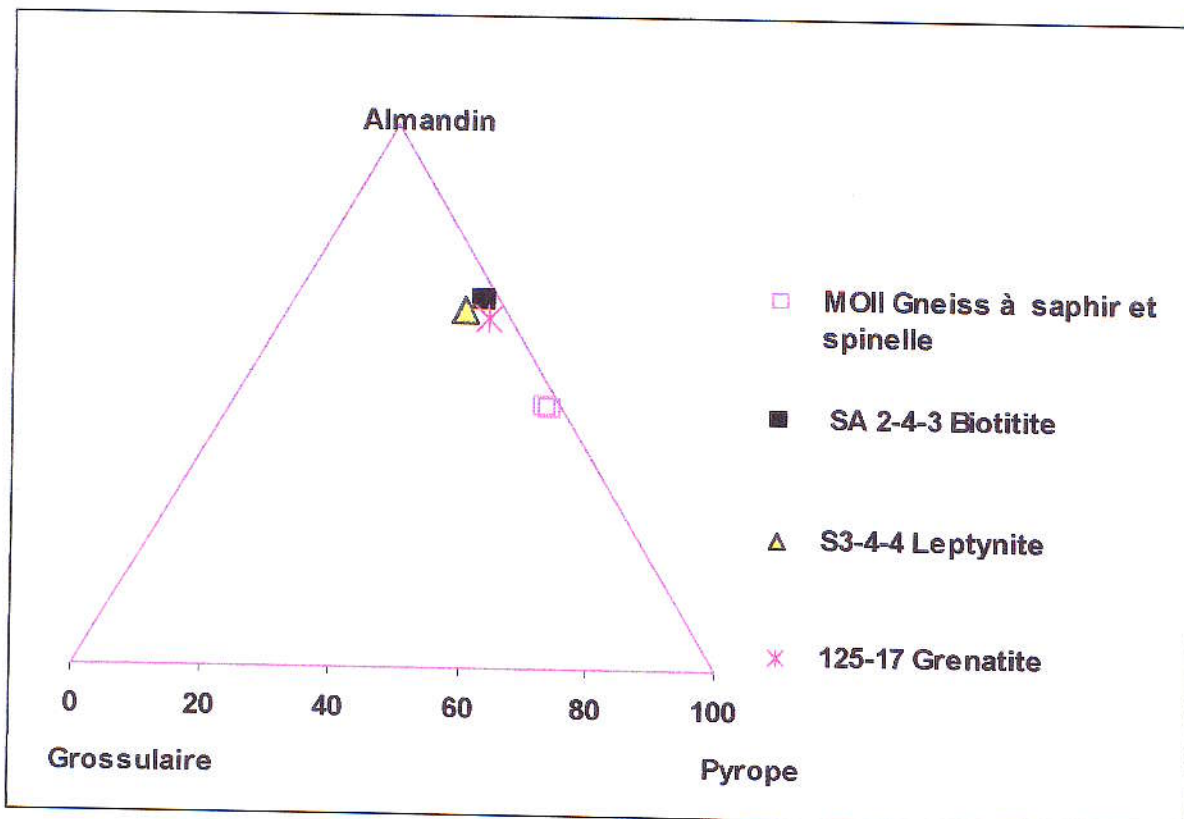
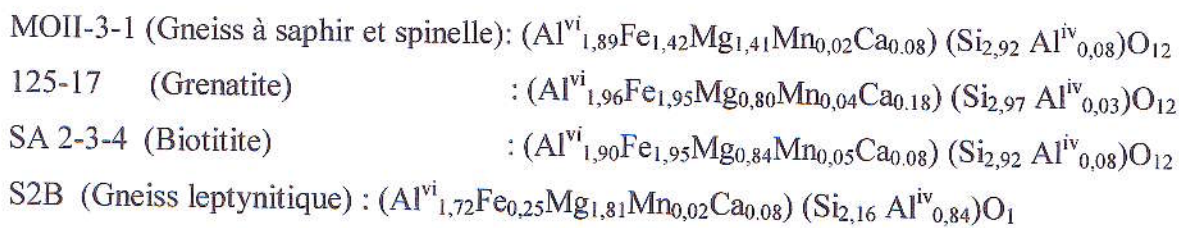


Figure 22 : Composition chimique du grenat.

Tableau 5 : Composition chimique et formules structurales des grenats.

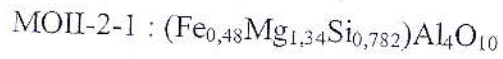
Echantillons						
n°	MOII-3-2	MOII-3-5	sa2-4-3	S3-4-4	125-17	S2-B
SiO ₂	39,03	39,01	37,92	38,09	37,80	38,67
TiO ₂	0,04	0,00	0,00	0,06	0,08	0,03 8
Al ₂ O ₃	22,37	22,36	21,77	22,44	21,55	21,74
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00
FeO	25,63	25,39	33,11	31,42	30,58	29,28
MnO	0,26	0,51	0,83	0,41	0,57	0,50
MgO	12,68	12,79	7,35	8,01	6,86	8,84
CaO	0,93	0,83	0,90	1,21	2,17	1,25
BaO	0,12	0,00	0,00	0,11	0,06	0,00
Na ₂ O	0,02	0,00	0,05	0,04	0,07	0,02
K ₂ O	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,02
Cl	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00
Total	101,11	101,02	101,95	101,89	100,05	100,35
Si	2,92	2,92	2,92	2,92	2,97	2,16
Al ^{IV}	0,08	0,08	0,08	0,08	0,03	0,84
Al ^{IV}	1,89	1,89	1,90	1,94	1,96	1,72
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,42	1,39	1,95	1,88	1,95	0,25
Mn	0,02	0,03	0,05	0,03	0,04	0,02
Mg	1,41	1,43	0,84	0,92	0,80	1,81
Ca	0,08	0,07	0,08	0,10	0,18	0,08
Almandin	48,48	47,75	66,68	64,38	65,55	11,68
Spessartite	0,58	1,10	1,85	0,89	1,28	1,11
Pyrope	48,37	48,89	28,90	31,34	27,02	83,75
Grossulaire	2,57	2,26	2,57	3,39	6,16	3,46

C-3- La saphirine

Le tableau 6 montre que les compositions chimiques de la saphirine du gneiss feldspathique où se rencontre uniquement des saphirs rosés (tranchée « Nono ») et d'Ambinda (Sud Sahambano) sont identiques. La saphirine est riche en magnésium ($MgO=15,12$ à $15,38$ %poids) avec des teneurs en fer plus faibles ($FeO= 9,29\%$ à $9,76\%$ poids).

Les formules structurales, calculées sur la base de 10 (dix) oxygènes et avec $Al= 4$, sont les suivantes :

- Sahambano



- Ambinda

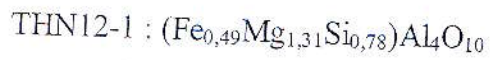


Tableau 6 : Composition chimique et formules structurales des saphirines du gneiss magnésien à grenat, spinelle et saphir de Sahambano et Ambinda (Sud-Sahambano).

Gisements	Sahambano	Sahambano	Sahambano	Ambinda
Echantillons	MOII-2-1	MOII-2-2	MOII-5-3	THN-12-1
SiO ₂	13,35	12,80	12,80	13,24
TiO ₂	0,05	0,04	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	61,54	61,82	61,74	61,65
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,07
FeO	9,76	9,94	9,24	9,89
MnO	0,00	0,06	0,00	0,08
MgO	15,29	15,12	15,38	14,91
CaO	0,02	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,00
Total	101,11	100,90	100,24	101,00
Si	0,78	0,75	0,76	0,78
Al ^{IV}	0,22	0,25	0,24	0,22
Al ^{VI}	0,03	0,04	0,05	0,04
Cr ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,48	0,49	0,46	0,49
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,34	1,33	1,35	1,31
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00

C-4- Le spinelle

Nous avons analysé le spinelle dans le marbre et le gneiss feldspathique à saphir (tableau 7) : Les résultats d'analyse chimique montre que le spinelle des gneiss est beaucoup plus riche en fer (FeO=28,17 à 28,93% poids) par rapport au marbre. Les valeurs en XMg varie entre 0,34 et 0,46. Il s'agit donc d'un spinelle de type hercynite. La formule structurale pour l'échantillon MOII-3-8 est : $Al_{2,057}Mg_{0,484}Fe_{0,561}O_4$.

Le spinelle dans le marbre (échantillon 127-9-1-2) a une valeur forte en XMg=0,97 avec une teneur en fer (FeO=1,48% poids) faible par rapport au teneur en magnésium (MgO=26,71% poids). Les pôles de projection tombent au voisinage de l'arête Al-Fe²⁺ (figure 24).

La formule structurale de l'échantillon 127-9-1-2 est : $Al_{2,35}Mg_{1,10}Fe_{0,03}O_4$.

Tableau 7: Composition chimique et formules structurales des spinelles de Sahambano calculées sur la base de 3 cations.

Echantillons	TH119-C1	TH119-C2	TH119-C2	TH119A-C3	MOII-3-8	MOII-3-9	127-9-1-2
No	49	22	23	42			
SiO ₂	0,04	0,07	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	62,04	61,33	61,15	61,09	63,31	63,60	72,41
Cr ₂ O ₃	0,31	0,46	0,45	0,10	0,00	0,00	0,00
MgO	8,80	8,62	8,54	8,53	11,78	11,86	26,71
MnO	0,08	0,15	0,05	0,04	0,02	0,09	0,04
FeO	28,16	28,93	28,73	29,28	25,38	25,76	1,48
CaO	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,04
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
TOTAL	99,44	99,56	98,99	99,14	100,53	101,33	100,68
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,02	1,99	1,99	1,99	2,06	2,07	2,35
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,36	0,35	0,35	0,35	0,48	0,49	1,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,64	0,66	0,66	0,67	0,56	0,57	0,03
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
XMg	0,36	0,35	0,35	0,34	0,46	0,46	0,97

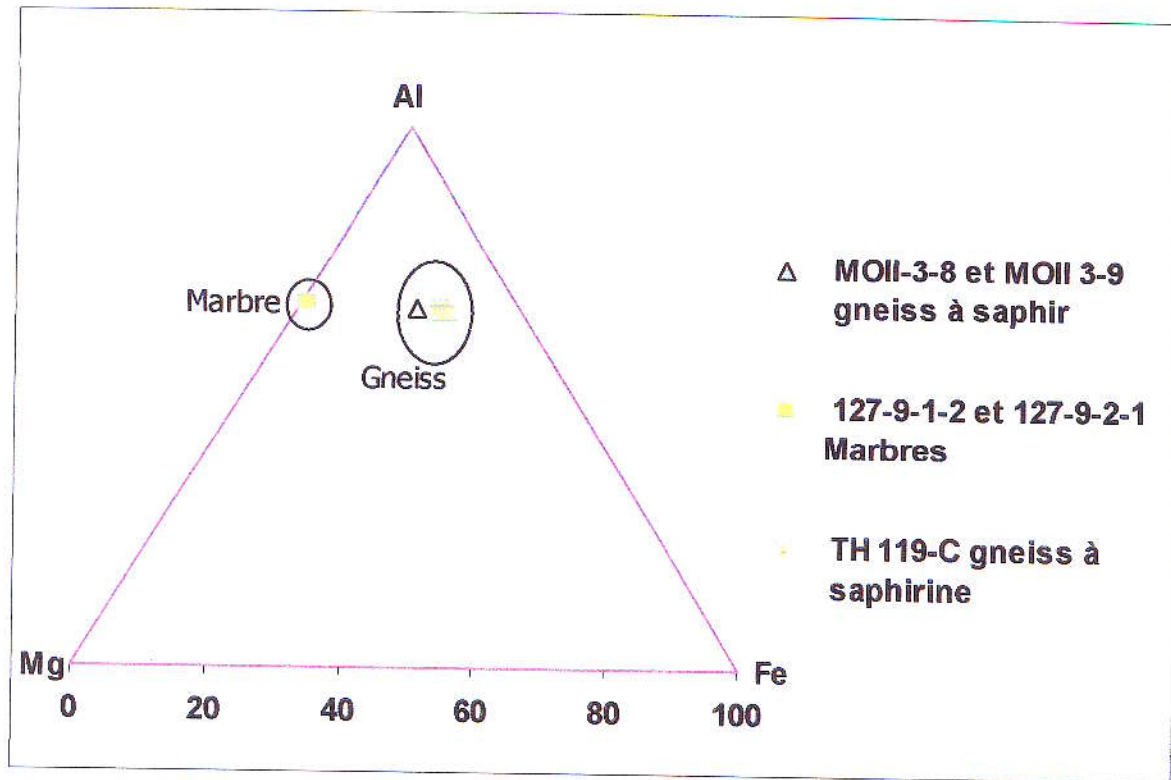


Figure 24: Composition chimique du spinelle de Sahambano dans le diagramme Al-Mg-Fe²⁺.

C-5- Les feldspaths

Les analyses des feldspaths des gneiss à corindon, du gneiss leptynitique à grenat et de la biotite à saphir sont reportées dans le tableau 8. Dans le diagramme An-Ab-Or (figure 25), on distingue deux types de feldspaths : le plagioclase (type andésine) et le feldspath potassique (type orthose). Ce dernier est souvent perthitique ; le perthite est de type andésine.

Les formules structurales sont les suivantes :

Orthose : $\text{Si}_{2,962}\text{Al}_{1,036}\text{K}_{0,874}\text{O}_8$ (pour l'échantillon MOII-1-6)

Andésine : $\text{Si}_{2,650}\text{Al}_{1,350}(\text{Na}_{0,691}\text{Ca}_{0,319})\text{O}_8$ (pour l'échantillon 127-4-7-1)

Tableau 8 : Composition chimique des feldspaths dans les gneiss feldspathiques à corindon, dans le gneiss leptynitique et dans la biotite. Les formules structurales sont calculées sur la base de huit (8) oxygènes.

Echantillons	127-4-7-1	Sa2-2-1	MOH-1-6	S2-11-4	S2-2-2	THN119 -C2	THN119 -A-C5	THN119 -C2	THN119 -C1	THN119 -C2
N°						16	35	17	46	11
SiO ₂	59,78	64,17	63,3	57,53	58,39	65,49	64,62	65,43	60,04	59,44
Al ₂ O ₃	25,84	19,04	18,79	26,42	26,14	18,63	18,50	18,68	25,62	25,76
FeO	0,03	0,04	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,11	0,16	0,04
MnO	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
CaO	6,71	0,2	0,16	8,09	7,9	0,19	0,24	0,19	6,86	7
Na ₂ O	8,04	3,68	1,57	6,96	7,16	2,54	1,75	1,72	7,55	7,09
K ₂ O	0,20	11,8	14,63	0,45	0,39	13,03	13,94	14,26	0,18	0,28
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,63	98,96	98,52	99,64	100,02	99,90	99,13	100,40	100,41	99,60
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2,65	2,96	2,96	2,59	2,61	2,99	2,99	2,99	2,67	2,67
Al	0,90	0,69	0,69	0,93	0,92	0,67	0,67	0,67	0,89	0,91
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,64	0,02	0,02	0,78	0,76	0,02	0,02	0,02	0,65	0,67
Na	1,38	0,66	0,285	1,21	1,24	0,45	0,32	0,31	1,30	1,23
K	0,02	1,39	1,747	0,05	0,05	1,52	1,65	1,66	0,02	0,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	31	1	1	1	1	1	1	1	33	35
Ab	68	32	14	12	12	23	16	15	66	64
Or	1	67	85	87	87	76	83	84	1	1

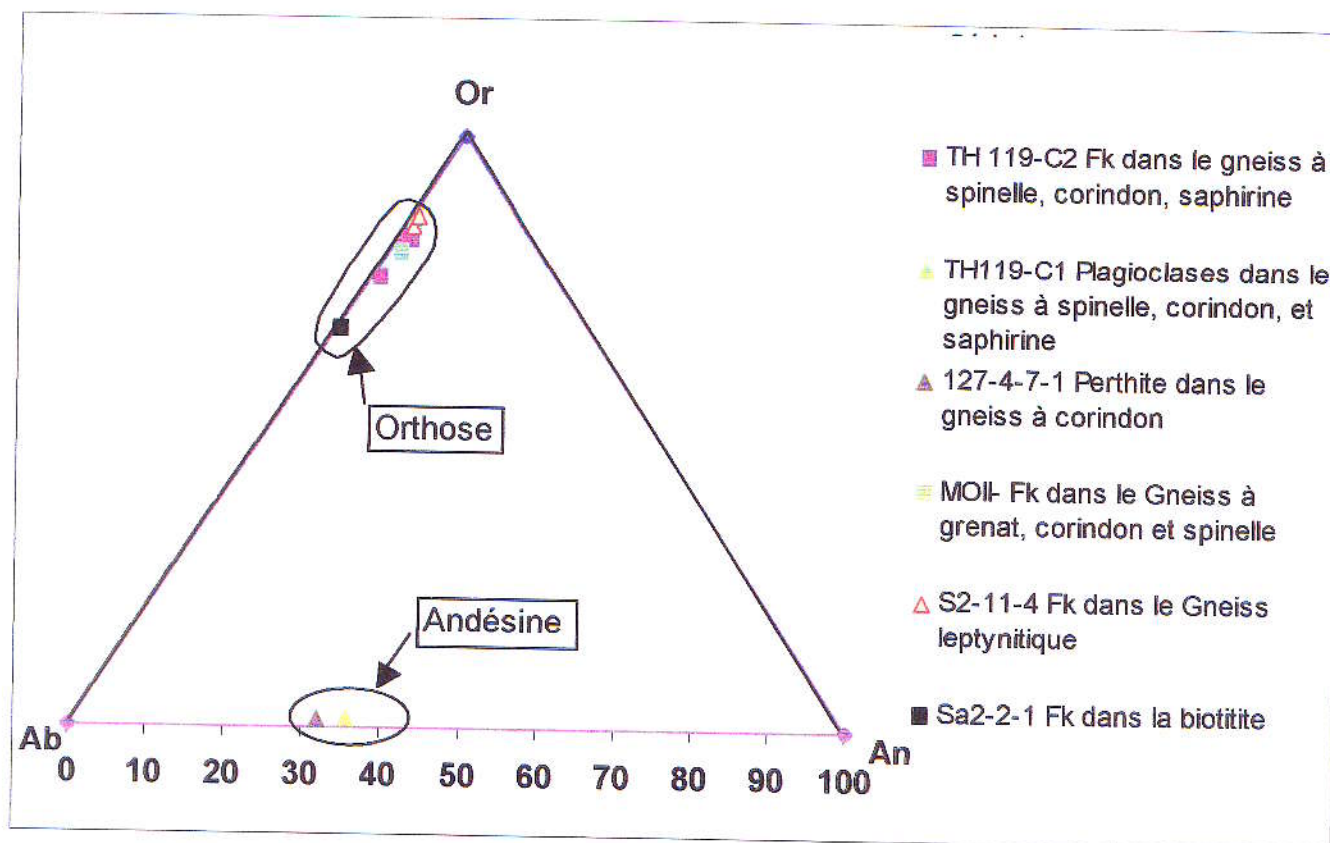


Figure 25 : Composition chimique des feldspaths dans le diagramme Or-Ab-An.

C-6- La sillimanite

Le tableau 9 représente les compositions chimiques de la sillimanite des gneiss feldspathiques à spinelle, sillimanite, grenat, Fk, saphirine et saphir. La sillimanite est caractérisée par la teneur en magnésium très élevée. Elle peut atteindre jusqu'à 5600 ppm. Ceux du chrome, calcium, sodium, manganèse varient de zéro à 1000 ppm.

Voici deux exemples de formules structurales :

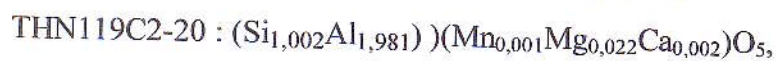
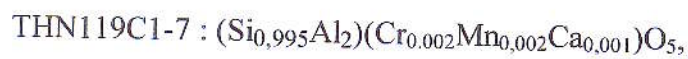


Tableau 9 : Composition chimique et formules structurales calculées sur la base de cinq (5) oxygènes, de la sillimanite dans des gneiss à saphir.

Echantillons	THN 119 C1	THN 119 C1	TH119- C2	TH119- C2	TH119- C2	TH119- C3	TH119A- C3
N°	7	45	19	20	2	29	37
SiO ₂	36,94	36,6	37,02	37,27	37,5	36,92	36,25
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	63,02	63,53	63,21	62,52	62,79	62,23	61,56
Cr ₂ O ₃	0,08	0,03	0,05	0,00	0,01	0,08	0,01
FeO	0,15	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,1	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
MgO	0,00	0,00	0,56	0,55	0,09	0,12	0,24
CaO	0,04	0,02	0,00	0,07	0,01	0,03	0,00
Na ₂ O	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	100,37	100,68	100,84	100,48	100,41	99,41	98,09
Si	1	0,98	0,99	1	1,01	1	1
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2	2,01	2	1,98	1,99	1,99	2
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

C-7- Les corindons

L'analyse des corindons a été réalisée dans des corindons multicolores (tableau 10).

Les résultats de la composition chimique des corindons reportés dans un diagramme triangulaire TiO₂-FeO-Cr₂O₃ (figure 26) montrent que les saphirs rencontrés dans les gneiss feldspathiques de Sahambano et Zazafotsy sont riches en fer. Les pôles des points s'alignent sur la droite FeO-Cr₂O₃. La teneur en FeO est comprise entre 2000 et 3400ppm mais celle du Cr₂O₃ varie de 183 à 578ppm. Ce sont donc des corindons de type « saphir » (Fe>Cr) dont la couleur est en fonction du rapport Fe/Cr.

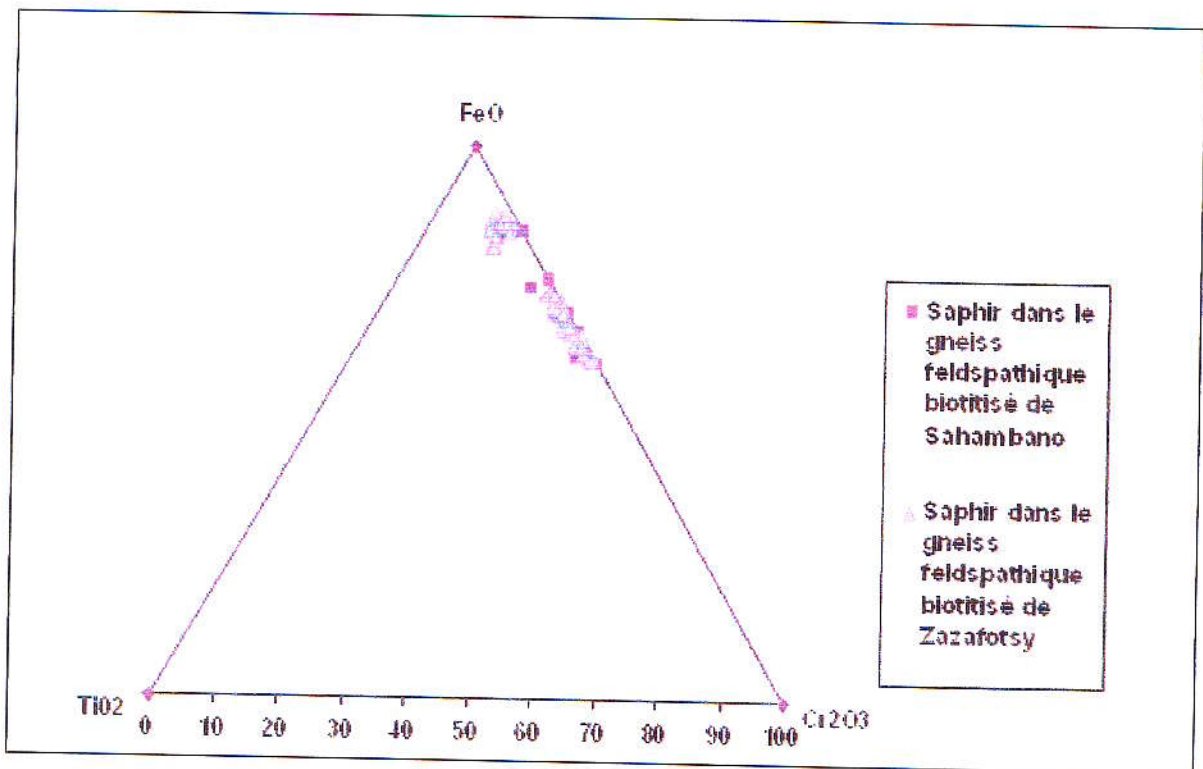


Figure 26 : Composition chimique des saphirs de Sahambano et Zazafotsy.

C-8- Conclusion

Dans la plupart des compositions chimiques des minéraux, on remarque toujours un teneur en magnésium non négligeable à savoir celui du mica et du corindon. La richesse en magnésium peut être due, soit par un apport en cet élément par les fluides minéralisateurs ou soit par leur teneur importante dans le protolithe initiale. La richesse en fer par rapport en chrome est très remarquable dans les résultats d'analyse des saphirs. La teneur en titane est très minime.

La composition chimique des saphirs de Sahambano et Zazafotsy sont quasi-similaire : riche en fer et pauvre en titane.

D- EVOLUTION METAMORPHIQUE

D-1- Rappel sur la règle de phase

La règle des phases a été établit par Goldschmidt (1911) lors de l'étude du métamorphisme de contact relié à une intrusion granitique. Par définition, il s'agit donc une relation entre la composition chimique des roches métamorphiques et ses assemblages minéralogiques en équilibre.

La formule de la règle des phases est la suivante:

$$\phi = i + q - v$$

v = variance

i = nombre de constituants dans un système

ϕ = nombre de phase dans le système

q = nombre de variables intensives (T° et P) qui est égal à 2.

La variance ou degré de liberté d'un système est le nombre total du variable potentielle diminué du nombre de liaison qui existent entre-elles.

Dans un champs divariant ($v=2$), les phases en équilibre se trouvent dans des domaines de stabilité limités par des réactions ($\phi = i + q - 2$); l'équilibre univariant ($v=1$) n'est qu'une droite de réaction ayant un seul degré de liberté ($\phi = i + q - 2$); en outre, l'équilibre invariant ($v=0$) est représenté par un point carrefour des lignes univariantes ($\phi = i + q$). Ce dernier ne possède aucun degré de liberté. Lorsque le nombre de phase prise en considération dépasse de $i+2$ la relation d'équilibre organise autour d'un point invariant dont leur nombre est donné par cette formule :

$$N = \phi ! / (i+2) ! (\phi - (i+2))!$$

Dans l'exemple du gneiss à corindon, on a sept phases ($\phi = 7$) et à quatre constituants (FeO, MgO, Al_2O_3 , SiO_2), donc $i = 4$. En effet, le nombre total (N) des points invariants est égal à 7. Notons que la température et la pression sont égales dans toutes les phases. La règle nécessite une projection des différentes phases dans un diagramme ternaire. Dans notre étude, nous utilisons le système FMAS de Harley et Hensen (1990).

Dans la nomenclature de Schreinemaker, le nom d'un équilibre est le nom de la phase qui ne participe pas à la réaction.

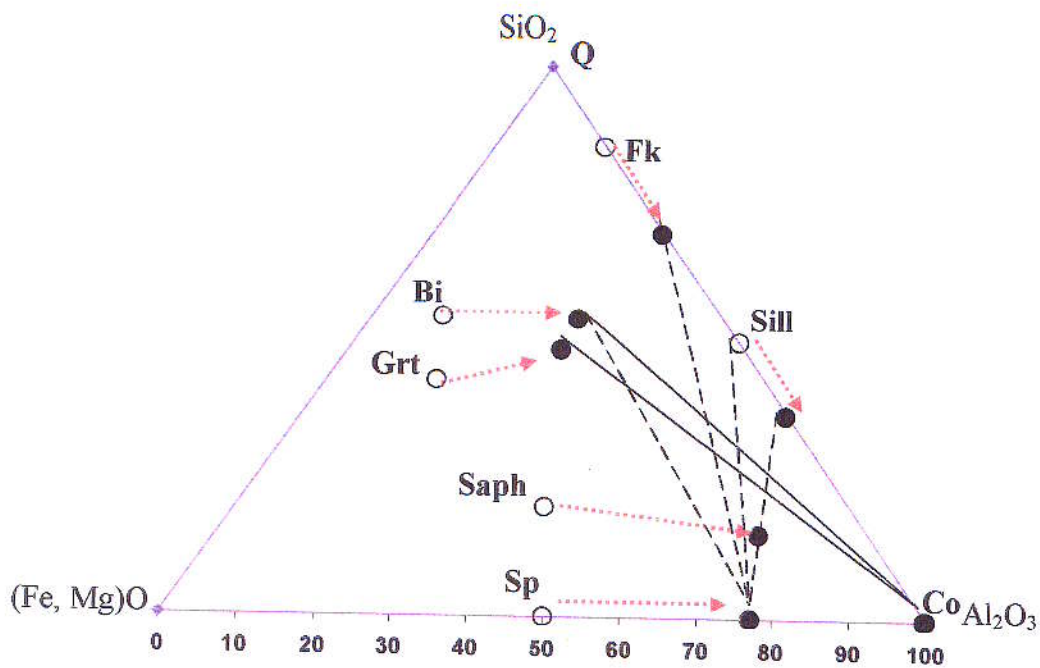


Figure 27: Composition chimique des phases théoriques (en rond) et des phases analysées (en rond plein) en équilibre dans le gneiss à corindon de Sahambano (échantillon TH-119-C). Dans ce diagramme FMAS (FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂), les tendances en pointillés rouges montrent la variation de la composition chimique des minéraux.

D-2- Application dans les gneiss à saphir

En appliquant la règle de Schreinemaker et en considérant la projection des phases analysées dans le système FMAS (figure 27), plusieurs réactions à corindon sont possibles.

- Les lames minces du gneiss biotitisé montrent les phases suivantes: spinelle (Sp), grenat (Grt), biotite (Bi), corindon (Co), sillimanite (Sill), feldspath potassique (Fk).

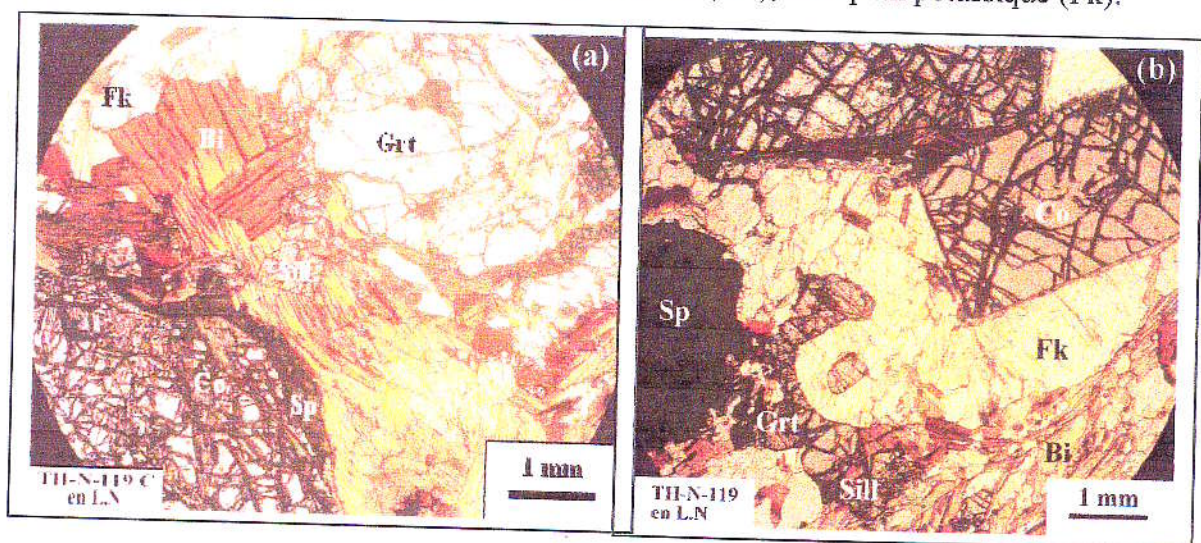


Figure 28: Microphotographie des gneiss biotitisés montrant la relation des phases.

- Dans la lame mince TH-N-119C (figure 28a), la présence de couronne du spinelle autour du corindon permet envisager les réactions suivantes:

Corindon + Biotite \leftrightarrow Spinelle + Sillimanite (**réaction 1**)

Corindon + Grenat \leftrightarrow Spinelle + Sillimanite (**réaction 2**)

Corindon + Grenat \leftrightarrow Spinelle + Biotite (**réaction 3**)

Corindon + Biotite \leftrightarrow Spinelle + Feldspath potassique (**réaction 4**)

Corindon + Grenat \leftrightarrow Spinelle + Feldspath potassique (**réaction 5**)

- Dans la lame mince TH-N-119 (figure 28b), la présence de Fk développé autour du corindon implique les réactions suivantes:

Spinelle + Feldspath potassique \leftrightarrow Corindon + Biotite

Grenat + Feldspath potassique \leftrightarrow Corindon + Biotite (**réaction 6**)

- L'observation de la lame mince du gneiss à saphirine (TH-N-120) montre l'association : spinelle (Sp), grenat (Grt), saphirine (Saph), corindon (Co), sillimanite (Sill), feldspath potassique (Fk)

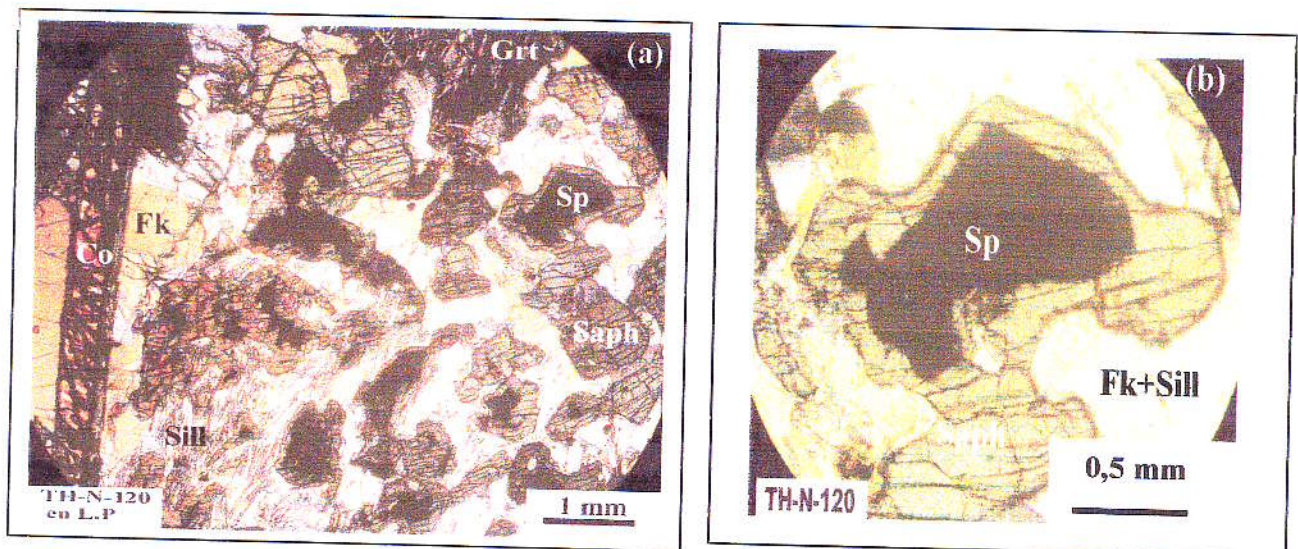


Figure 29: Microphotographie du gneiss à saphirine (a) montrant la retromorphose du spinelle en saphirine (b).

Dans la lame TH-N-120, la rétromorphose du spinelle en saphirine matérialisée par la texture coronitique (figure 29b) implique les réactions suivantes :

Spinelle + Sillimanite \leftrightarrow Saphirine (réaction 7)

Spinelle + Feldspath potassique \leftrightarrow Saphirine + Grenat (réaction 8)

A l'œil nu, nous remarquons que certains échantillons de corindon sont entourés, soit par du spinelle, soit par du feldspath potassique (figure 30a). En lame mince, on observe du corindon entouré par du spinelle vert (figure 30b).

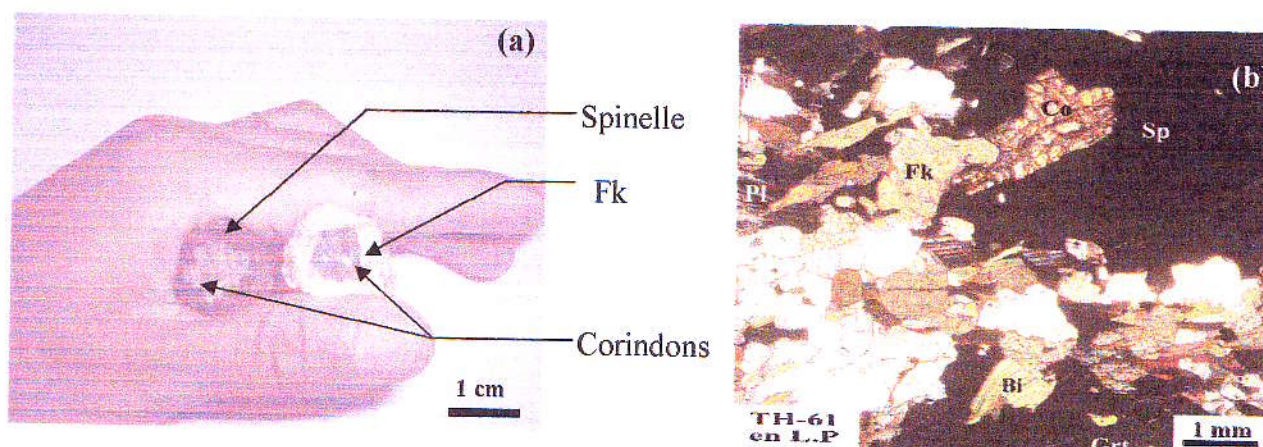


Figure 30 : Rétromorphose du corindon en spinelle et développement du corindon dans la matrice feldspathique (a) ; microphotographie de lame mince du gneiss à corindon de la carrière « Dominique ». Sp : spinelle, Saph : saphirine Fk : feldspath potassique, Sill : sillimanite, Pl : plagioclase, Grt : grenat.

Cette texture coronitique caractérise une phase rétrograde dans l'évolution de la métasomatose. Dans ce cas, le corindon se déstabilise en spinelle et/ou en feldspath potassique. En effet, les réactions citées ci-dessus (1-2-3-4-5) sont possibles pour la déstabilisation du corindon.

D-3- Estimation des conditions thermodynamiques

D-3-1- Isotherme des feldspaths

Le principe consiste à projeter les résultats de l'analyse chimique des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or (figure 31). Cette méthode a été utilisée par Hokada (2001) pour l'étude de la thermométrie des feldspaths associés aux roches métamorphiques de très haute température (~1100°C) pour des gneiss felsiques à grenat et des gneiss à grenat et à orthopyroxène. Les isothermes sont délimitées par des courbes de même température attribuée par Fuhrman et al. (1988), Lindsley et al. (1989), Elkins et al. (1990).

La projection des résultats de l'analyse des feldspaths de Sahambano permet d'estimer des valeurs comprises entre 700 à 800°C pour les feldspaths potassiques et inférieures à 700°C pour les plagioclases (dans l'isotherme de Fuhrman et al., 1988).

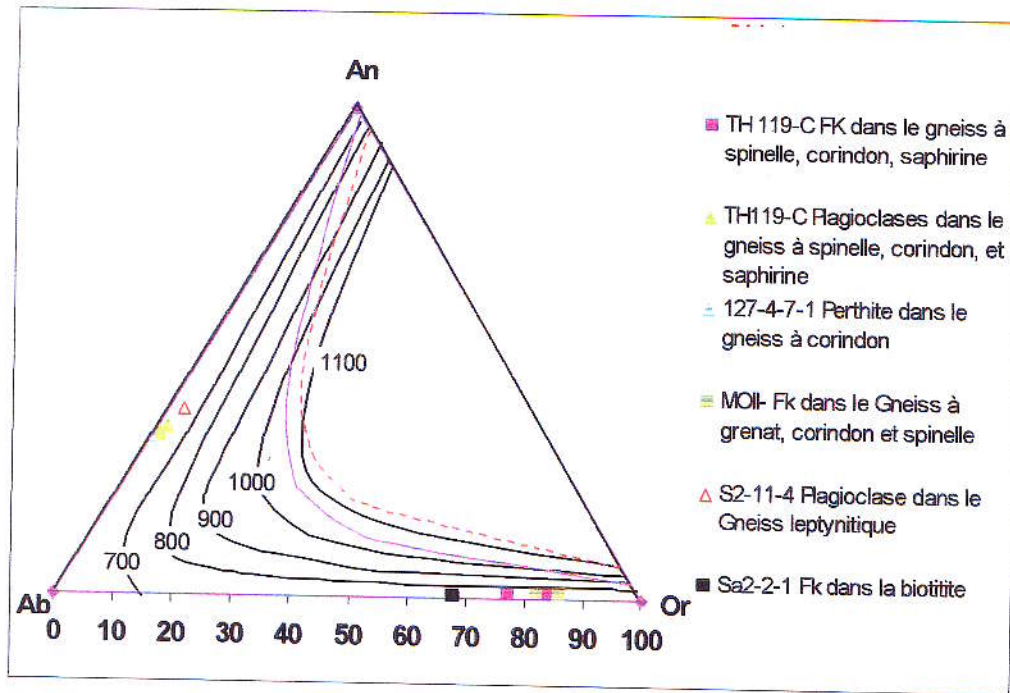


Figure 31: Diagramme montrant la thermométrie de feldspaths dans le gneiss feldspathique à corindon et celui du gneiss leptynitique de Sahambano.

Les références et les valeurs des isothermes sont citées dans la ligne suivante :

1) Isotherme -1100°C

- Fuhrman & Lindsley (1988)
- - - Lindsley & Nekvasil (1989)
- · · Elkins & Grove (1990)

2) Isotherme 700°C-1000°C

- Fuhrman & Lindsley (1988)

D-3-2- T.W.E.E.Q (Thermobarometry With Estimation of Equilibration)

Ce logiciel inventé par Berman et al. (1991) permet d'établir tous les équilibres possibles stables ou métastables. Le T.W.E.E.Q (version 2.02) renferme des données thermodynamiques à compatibilité interne pour divers minéraux d'un système donné (SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , H_2O , CO_2 , CaO). Il détermine les conditions du métamorphisme dans un diagramme de P-T. La démarche consiste à introduire les éléments

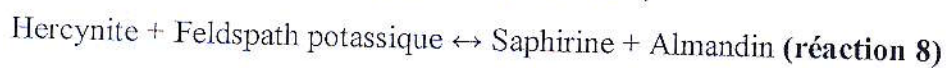
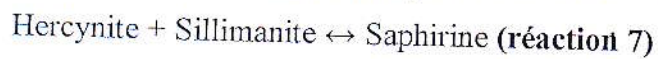
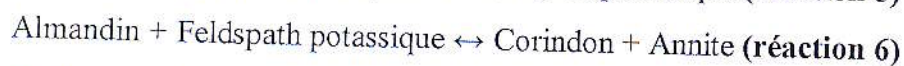
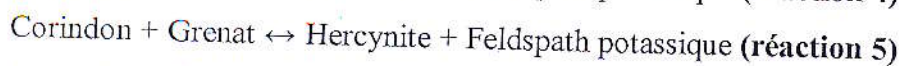
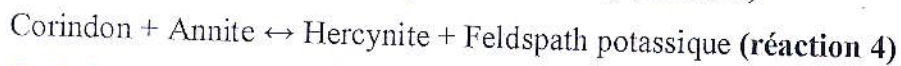
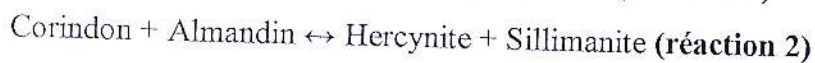
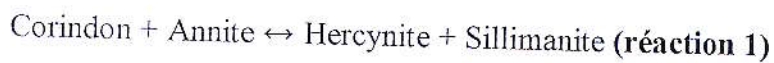
nécessaire à la formation des phases (Al, Si, O, Na, K, H, Fe, Mg, C), estimer les conditions thermodynamiques compatibles avec le faciès présent (T° , P, XCO_2 , XH_2O), choisir les phases utiles et présentes dans la roche à examiner.

La fenêtre Plot permet de donner des résultats automatiques en fonctions de P et T° montrant l'évolution métamorphique ainsi, toutes les réactions compatibles aux données introduites dans le programme.

1) Application pour le gneiss à corindon :

Nous avons utilisé le programme de thermodynamique TWEEQ pour estimer les conditions P-T de la formation du gisement de Sahambano (figure 32). Au cours du traitement informatique, nous considérons la somme $XCO_2 + XH_2O$ est égal à 1. Le but est, d'une part, de vérifier les réactions possibles dans les lames minces des gneiss à corindon, d'autre part, d'estimer les conditions P-T de formation du gisement. Les phases considérées sont le feldspath potassique (Fk ou Kfs), la sillimanite (Sill), l'almandin (Alm), l'hercynite (Hc), le corindon (Co) et la biotite ou annite sauf la saphirine. Nous introduisons aussi le quartz (Qz), andalousite (And), kyanite (Ky) et le diaspore (Dsp) qui sont présents avant ou après le métasomatisme.

Les réactions à vérifier sont les suivantes :



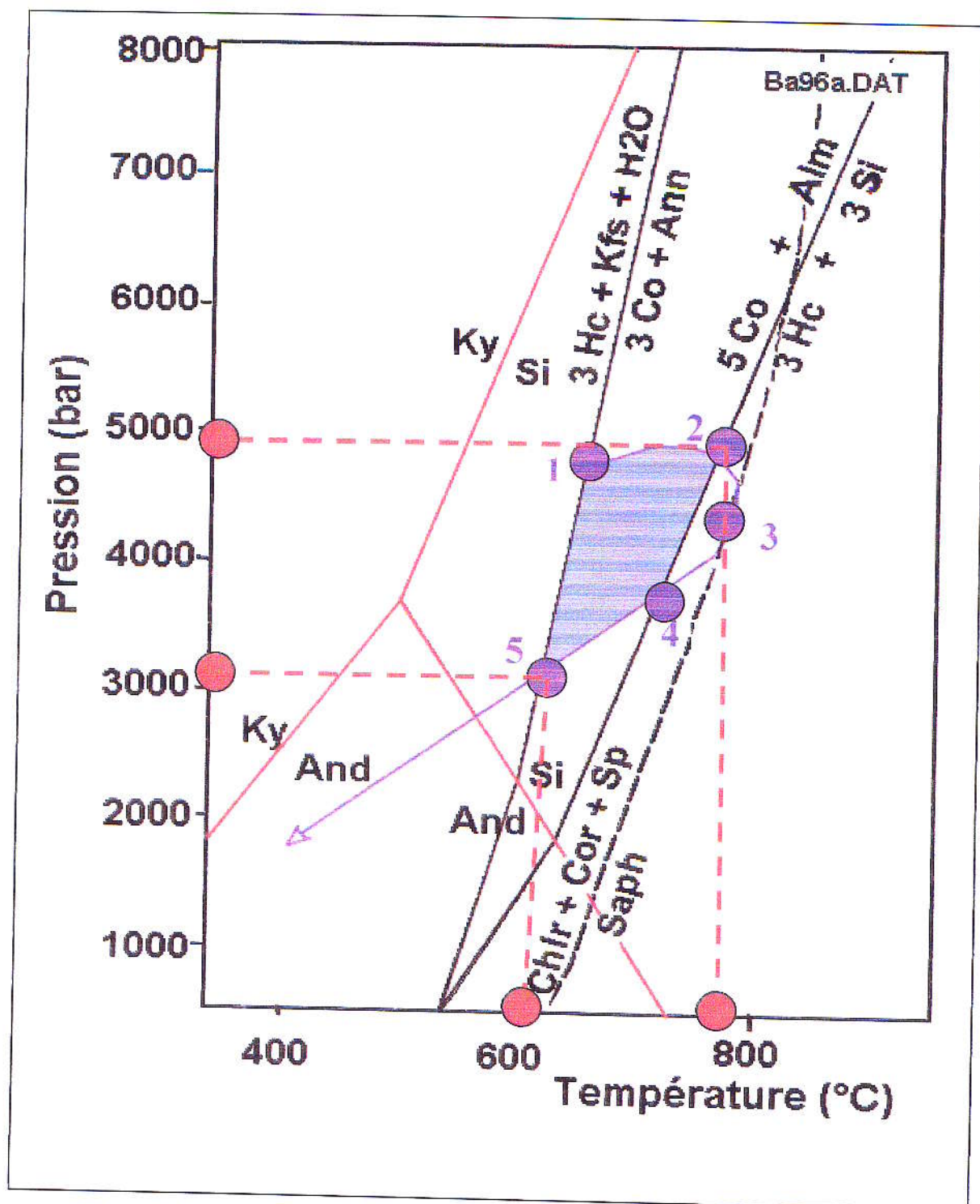


Figure 32: Conditions Pression-Température expliquant l'évolution thermobarométrique de la minéralisation à corindon de Sahambano (en trait bleu). En trait rouge, les limites supérieure et inférieure aux conditions P-T de la métasomatisme. La zone en bleu est le domaine de stabilité de corindon. Le diagramme est tiré dans le logiciel TWEEQ (Berman et al., 1991).

2) Interprétation :

Dans ce diagramme nous projetons les conditions P-T et la réaction liée à l'apparition de la saphirine (en trait estompé de couleur noire). Ce tracé d'équilibre de la saphirine est tiré dans les conditions P-T de formation des gisements de corindon d'Hunza au Pakistan (Garnier, 2003). Dans ce cas, la saphirine s'est formées au cours du chemin rétrograde avec une température entre 620°C à plus 760°C et une pression autour de 4 à 6kbar ; le corindon se forme à partir du spinelle au cours de chemin rétrograde, entre $760 \pm 40^\circ\text{C}$ et 500°C ; le corindon a ensuite pu se déstabiliser en margarite et en diaspore à basse température.

Dans le cas de celui de Sahambano, la saphirine est formé à partir du spinelle. Ceci est matérialisé par une rétro-morphose de spinelle en saphirine. Ensuite, le corindon se déstabilise en spinelle. Nous proposons que ce stade marque le pic du métasomatisme, c'est à dire la température maximale parcourue par la métasomatose alcaline.

Les conditions P-T sont estimées d'après les travaux de Nicollet (1985 ; 1990) sur la région d'Ihosi. Les conditions thermobarométriques régionales (figure 33) montrent une température environ 700°C et notamment une pression qui est égale à 5Kbar. Celles-ci sont bien marquées dans le diagramme TWEEQ.

L'estimation de la température est vérifiée par le diagramme d'isotherme des feldspaths provenant du gneiss à corindon ($T=600-750^\circ\text{C}$).

En effet, nous envisageons une thermométrie se rapprochant de $T=700-750^\circ\text{C}$ et $P=5\text{Kbar}$ pour la formation du gisement de Sahambano.

Les différentes étapes parcourues par la métasomatose sont discutées dans la conclusion générale et discussion.

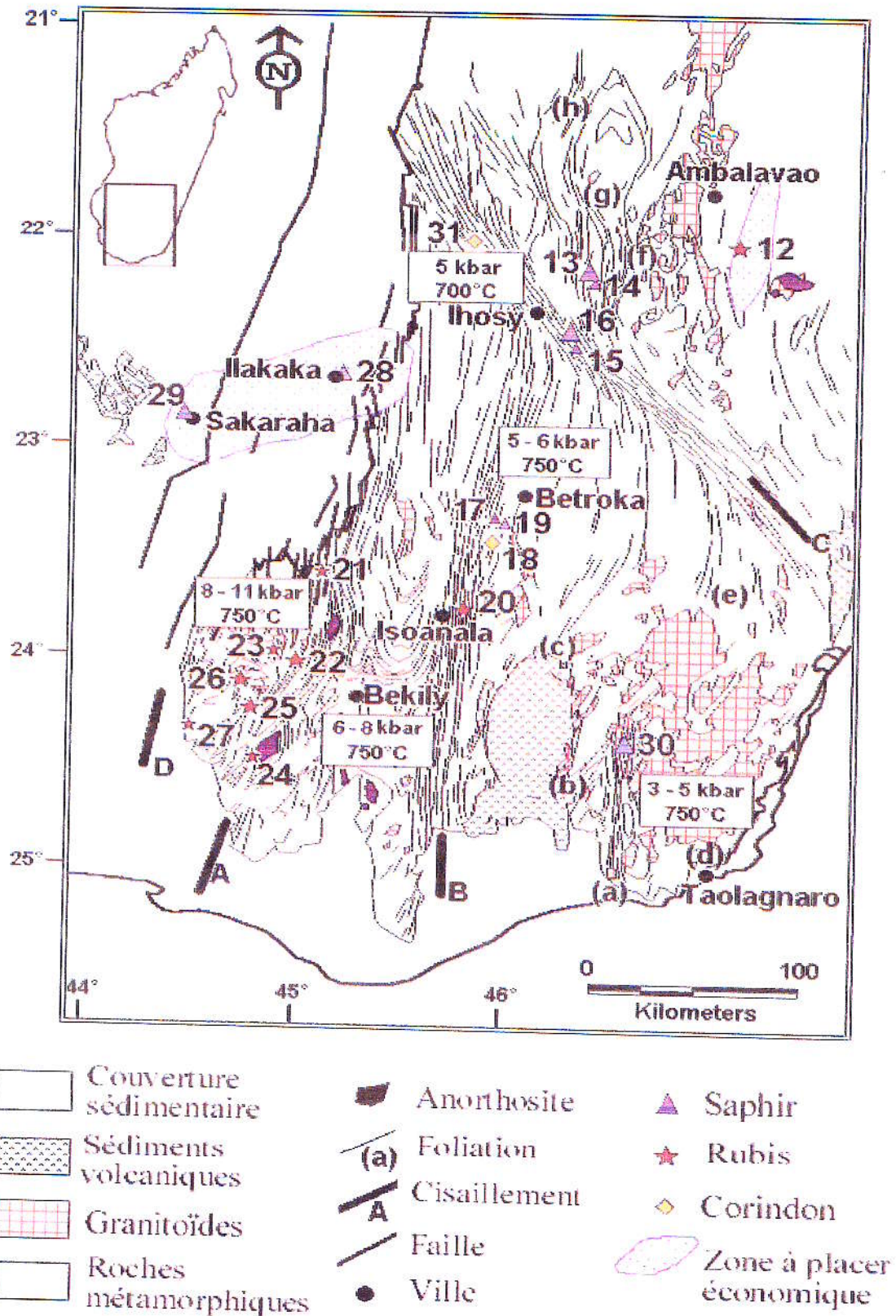


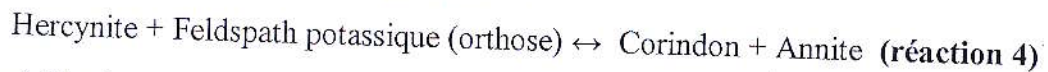
Figure 33 : Carte géologique et structurale, modifié d'après Nicollet, 1985, 1990 ; Pili, 1997, Martellat, 1998, montrant les conditions thermobarométriques régionales.

E- Discussion et conclusion

D'après les observations pétrographiques réalisées sur les lames minces du gneiss à corindon, nous allons discuter l'évolution de la paragenèse observée dans le gisement et ainsi de la métasomatose alcaline développée sur les gneiss feldspathiques dans le diagramme P-T (Berman et al, 1991) :

En générale, la réaction prograde n'est pas sûrement visible dans la lame mince mais on peut l'imaginer à partir de la composition minéralogique, à spinelle et à Fk de la roche initiale (gneiss feldspathique) de la métasomatite (gneiss métasomatique à saphir). Dans ce cas, nous proposons la réaction suivante pour la formation de corindon dans la phase prograde :

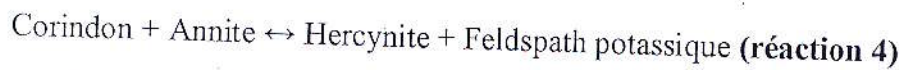
(1) Formation de corindon et biotite à partir de l' hercynite et Fk durant la métasomatose potassique (phase prograde), montrant la réaction :



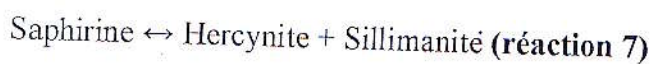
(2) Déstabilisation du corindon en spinelle (début de la phase rétrograde), montrant la réaction 2 :



La réaction suivante peut être possible pour une phase de rétro-morphose de corindon en spinelle :



(3) Phase de rétro-morphose du spinelle en saphirine (pic du métamorphisme), suivant la réaction :



(4) Régénération ou une surcroissance du corindon, montrant la réaction :



(5) Formation de Fk, d'après la réaction :



Le domaine de formation de corindon se trouve dans le champ de stabilité de la sillimanite notamment dans le domaine du faciès amphibolite supérieur à granulite. La formation de la saphirine montre que la métasomatose est liée à la circulation des fluides de haute température (fluide hypothermal). Ce stade à haute température peut être expliqué par les traces de dissolution visible en surface et une recristallisation de certains cristaux de corindon.

Chapitre IV : CARACTERES MINERALOGIQUE ET GEMMOLOGIQUE

A- Introduction

Les corindons de Sahambano possèdent des caractères minéralogique et gemmologique particulières. Nous présenterons dans ce chapitre les données physico-optiques, chimiques et isotopiques.

B- Propriétés physico-optiques

B-1 – Observations macroscopiques

A l'œil nu, les corindons sont le plus souvent automorphes (figure 34). Certains cristaux renferment des traces de dissolution hydrothermale à leur surface (figure 34a), notamment dans le corindon de la carrière « Dominique ».

- Les cristaux à habitus prismatique long et court sont associés souvent au rhomboèdre (10.1), de prisme hexagonal (10.0) ou (11.0) et deux pinacoïdes basaux (00.1) terminés souvent par de figure triangulaire ; les cristaux laminaires, uniquement chez le saphir rosé à orangé se caractérisent par du pinacoïde très développé qui renferme souvent de figure triangulaire (figure 33b). Ces sont des habitus caractéristiques des corindons de la carrière « Momo », « Nono » et « Jeanne d'Arc ». Dans la carrière « Dominique », le corindon de taille décimétrique présente un habitus en barillet ; cette forme est caractérisée par des dipyramides hexagonales pouvant être associées au pinacoïde (00.1) et ou au prisme hexagonal (11.0). Les formes cristallines ont été répertoriées suivant les modèles de Hughes (1997).
- La taille varie de 1mm à 2,5cm de diamètre et 1mm à 3,5 cm de longueur pour les saphirs de la carrière « Nono » et elle peut atteindre jusqu'à plus de 4 cm de diamètre et 6 cm de longueur pour la carrière « Dominique ». Quelques échantillons de saphir de petite taille sont transparents et à éclat vitreux, voire très brillant.
- Nous rencontrons des saphirs de différentes couleurs allant du bleu, gris bleu, incolore, marron, vert de gris, orangé, jaune orangé, violine, bleu violacé, fuschia, rosé à rouge.

En général, la majorité ou la totalité des échantillons (environ 98%) ne sont pas gemme mais elle demande un traitement thermique pour améliorer leur transparence.

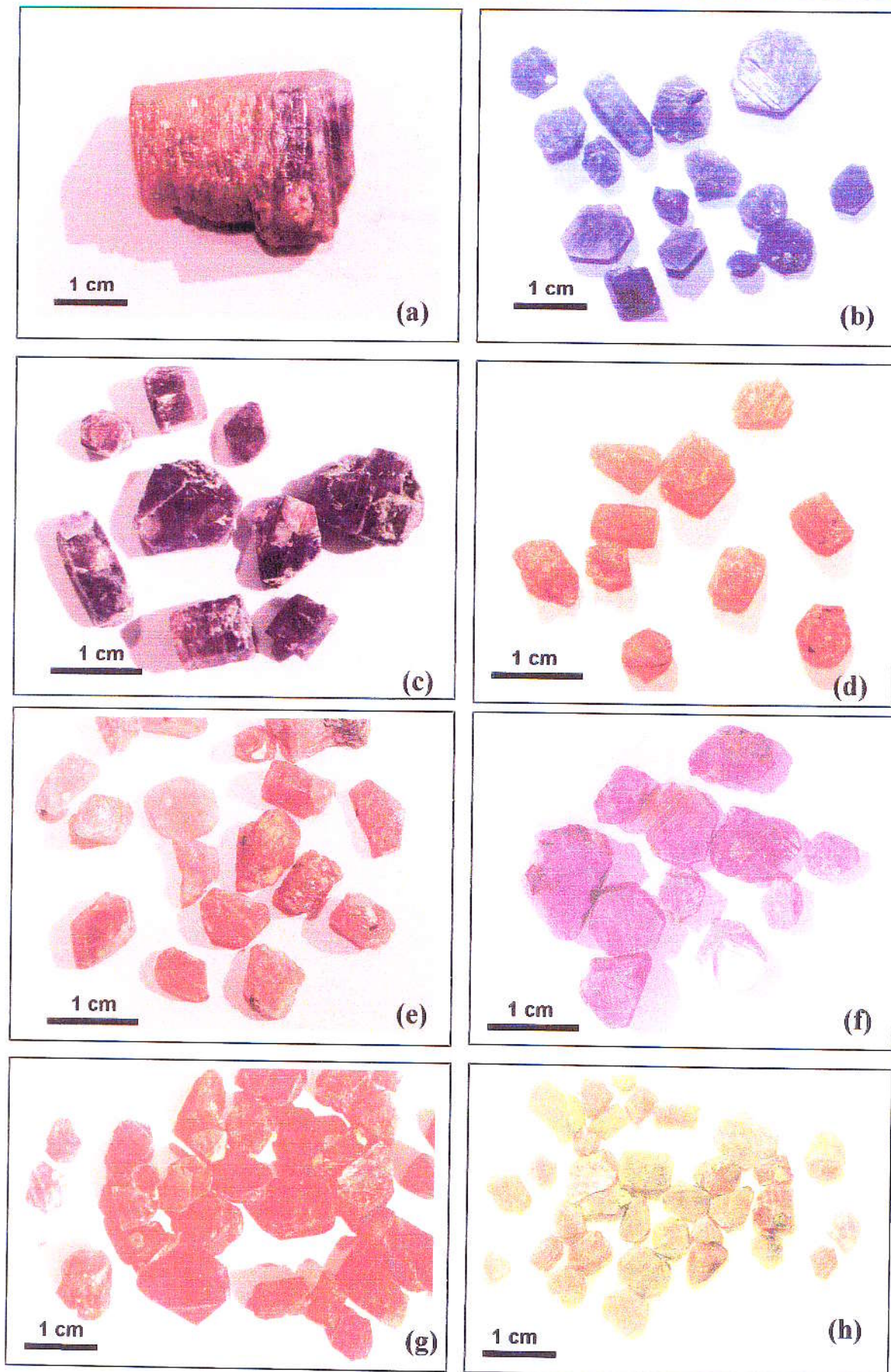


Figure 34: Quelques échantillons de saphirs. Photos améliorées d'après Guiliani, 2005.

(a) : saphir bicolore (brun et violacé)

(b) : saphir bleu

(c) : saphir fuschia

(d) : saphir orange

(e) : saphir rosé

(f) : saphir violine

(g) : saphir rouge

(h) : saphir rose et vert

B-2 – Etudes microscopique et spectroscopique

- Pas d'astérisme ni de chatoyance n'a été observé sur les saphirs.
- L'observation microscopique des lames épaisses montre une abondance des inclusions solides. Ce sont des inclusions secondaires en remplissage des microfissurations internes.
- Quelques cristaux présentent des zonations de couleur (deux ou trois types) et ils sont souvent appelés « saphir polychrome ». Les plus fréquentes sont violets associés au bleu ou rose. Quelques variétés de couleurs de saphir ont été examinées par la spectrométrie UV-Visible. Par exemple, la morphologie du spectre (en terme de seuil d'absorption) du saphir de couleur fuschia (figure 35) nous montre une absorption culminante vers 550nm, celle ci est due à l'intervention de la paire d'ions Fe^{2+}/Ti^{4+} . L'absorption au niveau de 377nm et 388nm s'explique par les transferts de charge ($Fe^{2+} \Rightarrow Ti^{4+}$, $O^{2-} \Rightarrow Fe^{3+}$, $Fe^{2+} \Rightarrow Fe^{3+}$) et une transition de la paire Fe^{3+}/Fe^{3+} (Notari et al., 2002). Pour la variété orangé, le pic causé par la présence de Fe^{3+} apparaît à $\lambda=388nm$ (figure 36).
- L'indice de réfraction varie de 1,750 à 1,780.

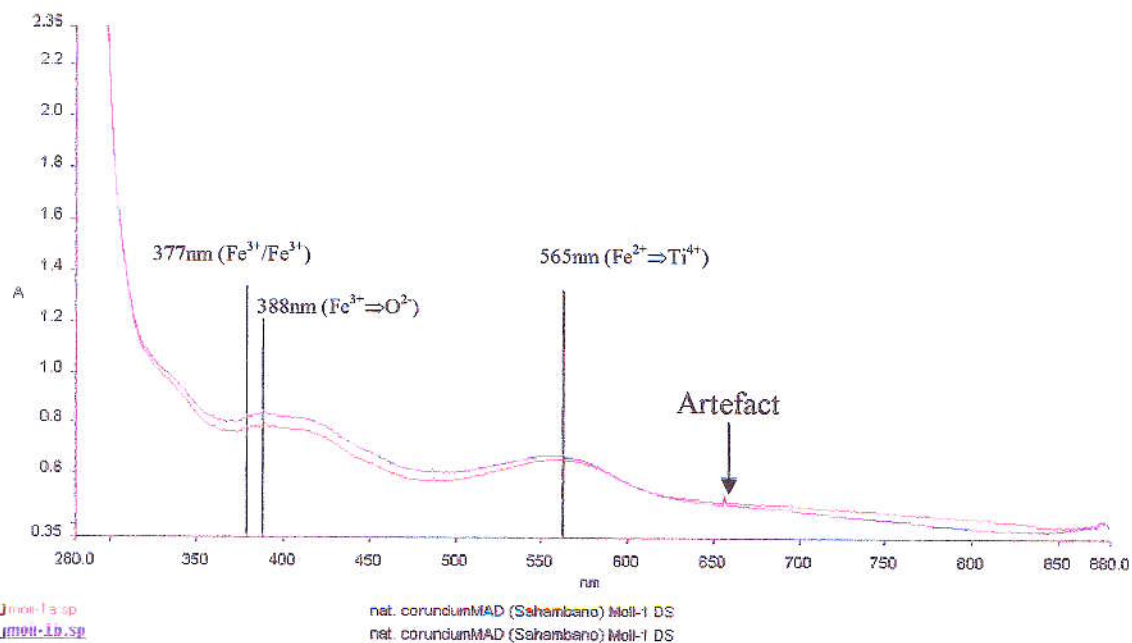


Figure 35: Spectre d'absorption de saphir fuschia dans le gneiss feldspathique biotitisé de Sahambano.

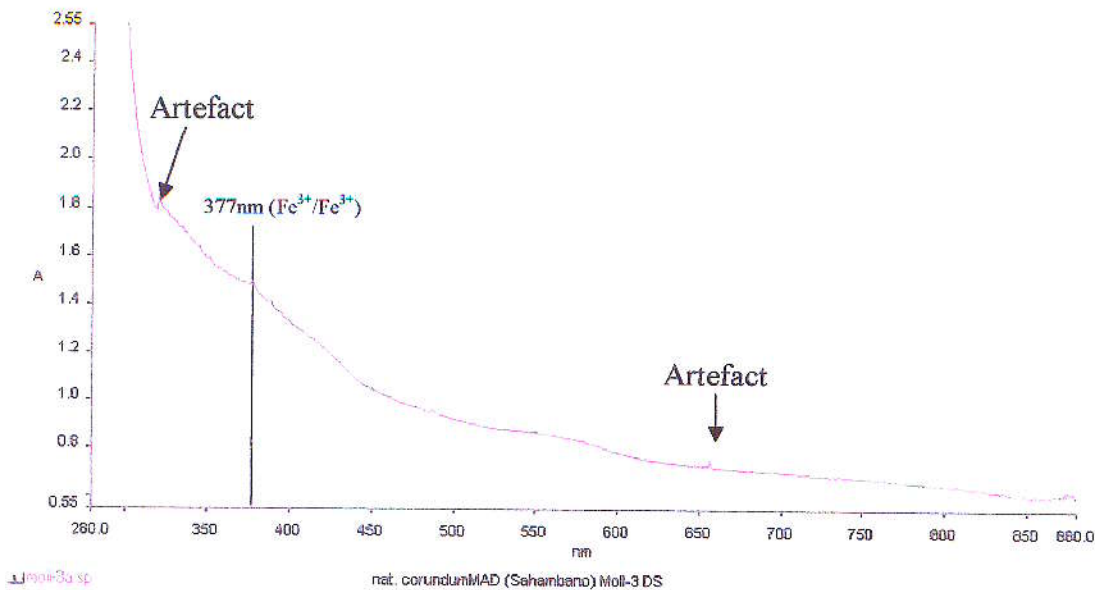


Figure 36: Spectre d'absorption de saphir orangé dans le gneiss feldspathique à spinelle et saphirine de Sahambano.

C- Chimie des corindons

C-1- Variations chimiques en fonction de la couleur des saphirs

L'allure générale des analyses chimiques des saphirs projetées dans le diagramme ci-dessous (figure 37) montre une variation de couleur en fonction de pourcentage en fer constant et celui du chrome très varié selon le type de couleur (tendance 1). Les compositions chimiques des corindons de différentes couleurs montrent que les saphirs de Sahambano sont beaucoup plus riches en fer (1600 à 4050 ppm) qu'en chrome (20 à 2700 ppm). En effet, on peut donc dire qu'à Sahambano, il n'y a pas de rubis. Par contre, le chrome, le vanadium, le titane et le gallium jouent un rôle prépondérant pour la détermination de la gamme de couleur. Le gallium se présente en une quantité non négligeable mais avec une teneur identique pour toutes les couleurs ($\text{Ga}_2\text{O}_3 = 95$ à 215 ppm). En général, les taux du titane et du vanadium sont faibles à nuls mais ils varient suivant l'échantillon ($0 < \text{TiO}_2 < 187$ ppm et $0 < \text{V}_2\text{O}_3 < 184$ ppm). Dans les saphirs rose foncé, rose-orangé, jaune-marron-orangé, orangé-rose orangé et quelques cristaux de saphir violette, les taux des TiO_2 et V_2O_3 sont presque nulles. D'ailleurs, la couleur voisinant de rouge à rose renferme plus de 1000ppm en Cr_2O_3 ; la gamme voisine du vert, bleu, incolore et jaune ne présente qu'une valeur en Cr_2O_3 inférieure à 1000ppm. Le saphir bleu gris et le saphir bleu clair de la carrière « Dominique » sont très pauvres en chrome (20 à 250 ppm) mais riche en fer ; la teneur Fe_2O_3 varie de 3700 à plus de 4000 ppm.

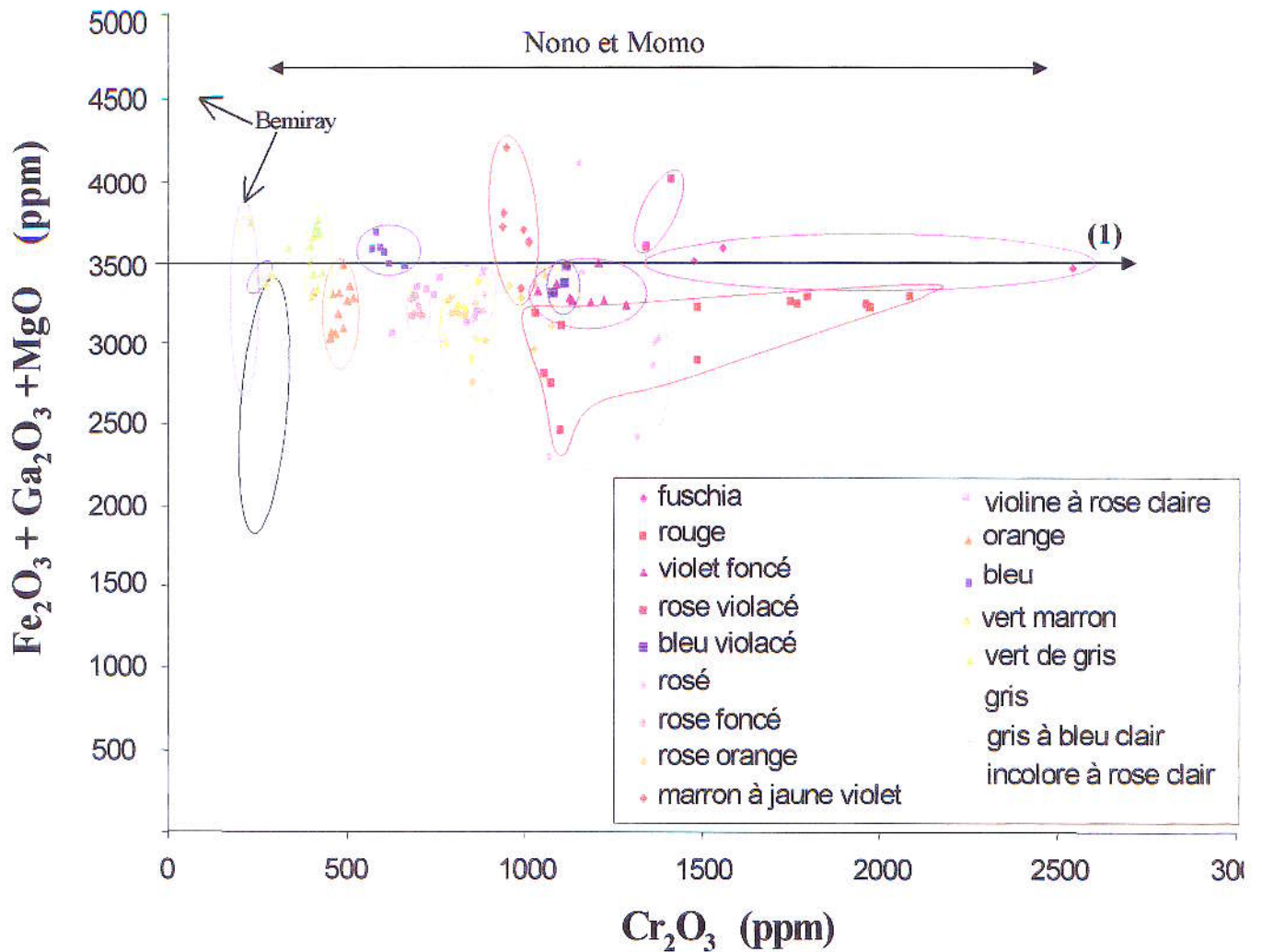


Figure 37: Diagramme Cr_2O_3 en fonction de $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Ga}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ de composition chimique de saphir de différents couleurs dans de gneiss feldspathique déquartzifié et biotitisé de Sahambano.

C-2- Typologie du gisement de saphir de Sahambano

D'après les études pétrographique et géochimique des gneiss à saphir de Sahambano, la roche hôte du saphir est du gneiss feldspathique déquartzifié et biotitisé. La circulation des fluides hydrothermaux favorise l'échange et la mobilisation des éléments chimiques (aluminium, chrome, fer, titane, vanadium et gallium) avec l'encaissant gneiss d'origine « shales ». La variation de couleur dans la roche hôte est due la variation de la composition chimique du protolithe initial. Le gisement appartient donc au type « métasomatique ». D'après la bibliographie parlant la typologie des gisements de saphir dans le monde notamment dans le gisement du saphir d'Australie, Sutherland et al. (2003) ont délimité des domaines appropriés aux gisements de saphirs de types métamorphique et magmatique. La projection des analyses

chimiques de saphir de Sahambano dans ce diagramme (figure 38) montre que les points de projection des analyses se mettent dehors du domaine approprié pour les saphirs métamorphiques.

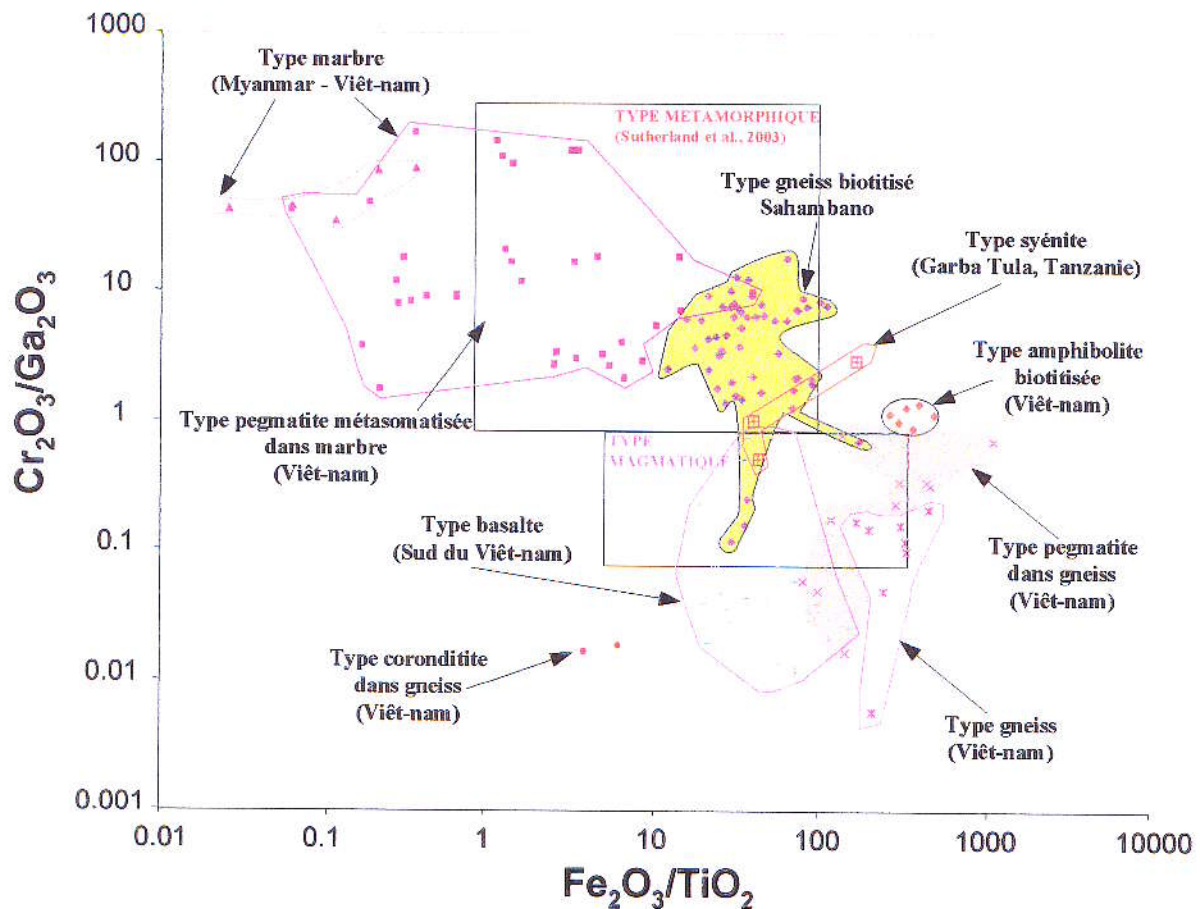


Figure 38: Diagramme de typologie des gisements de saphirs Sahambano. Quelques types de gisements reconnus dans le monde avec les domaines limités par Sutherland et al. (2003) pour les gisements du type métamorphique et du type magmatique.

D- Les inclusions piégées dans les saphirs de Sahambano

D-1- Rappel sur les inclusions

Le terme « inclusion » désigne toute particule solide, liquide ou gazeuse piégée dans un cristal naturel ou synthétique.

➤ D'après la chronologie et classification des inclusions fluides (Weisbrod et al., 1976), on distingue trois types des inclusions fluides (IF):

- les inclusions primaires se reconnaissent par leur forme géométrique bien visible, en particulier hexagonale. Elles sont bien développées suivant les zones de croissance du minéral hôte. Ce type d'inclusion est contemporain à la cristallisation de ce dernier ;

- les inclusions secondaires occupent des fractures qui traverse au moins deux cristaux. Ces fractures traduisent le changement du comportement des IF lors des modifications des conditions que les roches ont subies postérieurement ou durant la phase finale de leur cristallisation, soit par décrépitation (départ de tout en partie de la matière des IF) ; soit par phénomène d'étranglement ou « necking-down » qui se traduit par une scission de l'inclusion primaire devenue hétérogène pour donner des inclusions filles avec de composition différente de celle de l'inclusions mères primaires.
- les inclusions pseudo-sécondaires occupent uniquement des zones de fractures qui restent et se limitent à l'intérieur du cristal hôte.

➤ D'après les travaux de Gübelin (1973) et Gübelin et Koivula (1986), les inclusions dans le corindon naturel peuvent-être de nature variée (gazeuse, liquide, solide ou de mélange). Les inclusions sont classées en trois types :

- inclusions protogénétiques ou antégénétiques : ce sont de petits cristaux préexistants que le corindon englobe durant sa croissance. Elles sont toujours de nature solide ;
- inclusions syngénétiques : ce sont souvent des lacunes cristallines remplies de fluides (liquide ou gaz) ou de petits cristaux formés en même temps que le cristal hôte. Ces cavités primaires sont piégées par le cristal pendant sa croissance ;
- inclusions épigénétiques : il s'agit d'inclusion solides ou fluides qui sont piégées dans des structures ou fractures postérieurs à la croissance du cristal. Dans le saphir et rubis, les particules de ce type sont formées par exemple par de fines aiguilles ou soies de rutile. Leur arrangement dans le plan cristallographique peut donner un effet astérisme dans le minéral.

D-2- Principe et méthode d'identification

La détermination des inclusions dans des échantillons de saphirs de différentes couleurs de Sahambano a été effectuée dans le laboratoire de l'université de Nancy I, à l'aide du microscope électronique à balayage (MEB).

Le MEB auquel vient s'ajouter un système d'analyse chimique en dispersion d'énergie X (TRACOR) permet d'obtenir une analyse ponctuelle de l'ordre du micron. L'opération commence en sciant le minéral perpendiculaire à son axe C. Les inclusions ont été observées sur des sections polies sur les deux faces de 1mm environ d'épaisseur. Pour que les charges électriques puissent s'évacuer, l'échantillon est métallisé au carbone et placé dans une enceinte à sous vide et bombardé par un faisceau d'électrons d'environ 15 à 20 Kev. Les

électrons rétrodiffusés sont récupérés afin d'obtenir une image de surface visible sur un écran dont le grossissement peut augmenter jusqu'à 100X. Les rayons X émis par la cible sous le faisceau d'électron sont enregistrés par le détecteur et il permet d'obtenir une analyse quantitative et semi-quantitative. Cette analyse se matérialise par un spectre sur un écran.

Un système informatique permet d'identifier les pics des éléments concernés et de les quantifier.

D-3- Les différents types d'inclusions solides des saphirs de Sahambano

L'examen au MEB de cinq saphirs de différentes couleurs permet d'identifier les inclusions solides suivantes (tableau 11) :

Tableau 11: Les inclusions solides rencontrées dans les saphirs de Sahambano. Les spectres sont regroupés dans l'annexe.

Saphir/couleur	Inclusions solides	Observations
Saphir violacé à rose	- fk - zircon (spectre spt5), - zircon et mica. - barytine (spectre 4-04).	- micas en plaquette avec le zircon (figure 39a).
Saphir orangé	- spinelle, - barytine (BaSO ₄), - zircon, - fk, - plagioclase, - diaspore (AlOOH).	- plumes de spinelle en rétro-morphose sur saphir (figure 39f); - barytine en baguette (figure 39b); - zircon avec deux stades de cristallisation; - fk lobé en bordure et/ou inclus dans le corindon; - taches perthitiques dans le Fk (figure 39e); - diaspore en remplissage des fractures (figure 39c).
Saphir bleu violacé	- barytine, - zircon	- barytine, minéral très brillant en électrons rétrodiffusés.
Saphir rose	- fk, - sillimanite et Fk, - zircon, - plagioclase (albite), - monazite à cérium, type chéralite (spectre 5-4), - barytine, - minéral constitué de Mg+Al+Si+Fe (saphirine ?)	- rétro-morphose en Fk suivant un réseau losangique du corindon; - sillimanite en baguettes allongées avec du Fk en rétro-morphose; - cavité de dissolution affectant le saphir et remplie d'albite, de Fk, de saphirine (?) et de sillimanite (figure 39d).
Saphir marron	- barytine (BaSO ₄), - zircon, - pyrite (FeS ₂), - oxydes (Al+Si+O) et (Fe+O)	- cristaux de barytine en aspect globuleux; - présence de zonation dans le zircon.

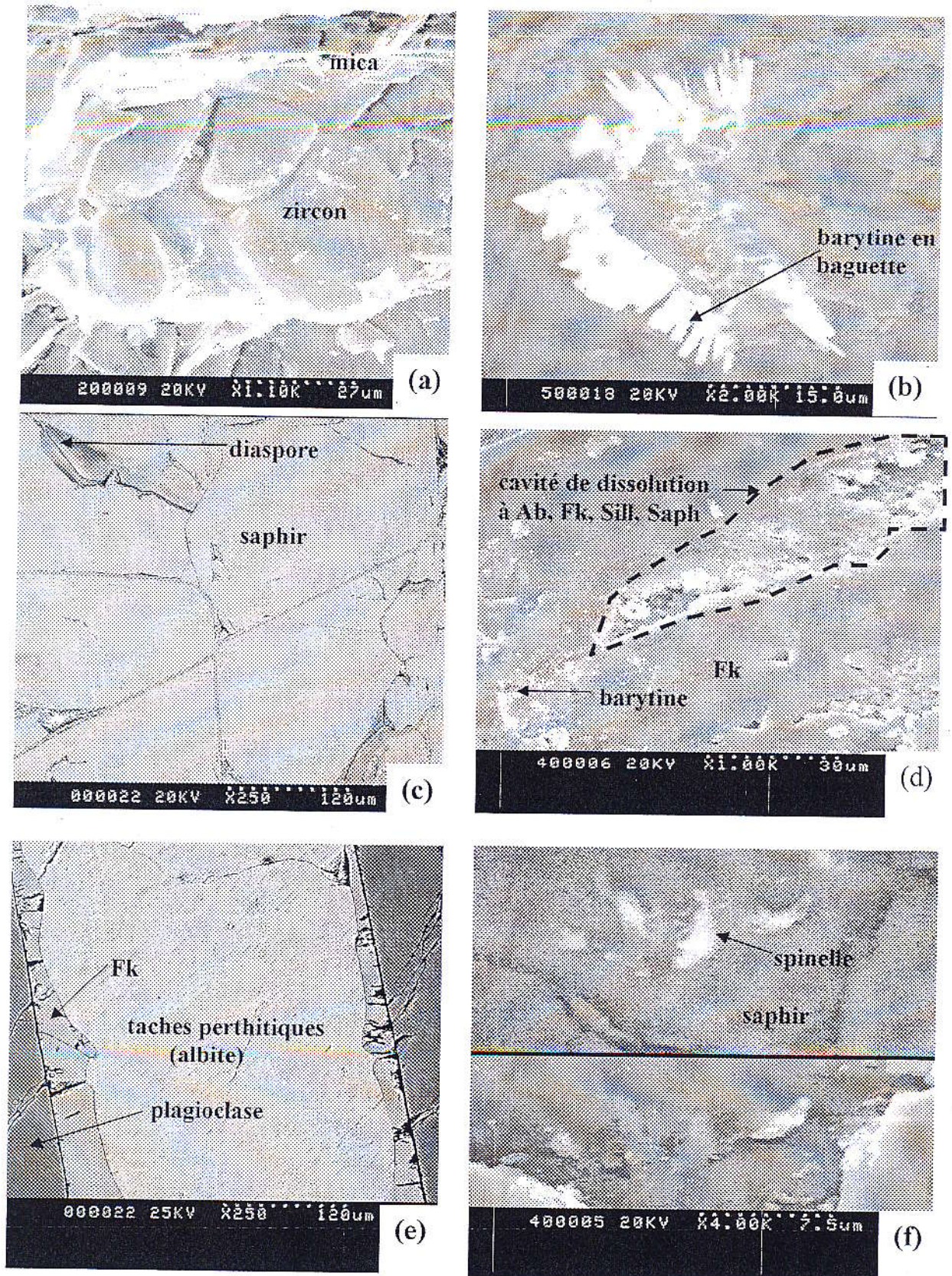


Figure 39: Images en électrons rétrodiffusés de quelques inclusions solides très fréquentes dans les saphirs de Sahambano.

En générale, nous rencontrons trois types d'inclusions solides :

- les inclusions solides situées sur la bordure des cristaux et qui font partie de la gangue. Elles forment une paragenèse constituée par le Fk, le plagioclase, la sillimanite et le spinelle ;
- les inclusions situées à l'intérieur du corindon : le spinelle, le Fk, la cordiérite (très rare), le mica et la sillimanite ; le zircon est très fréquent dans certains cristaux ; la barytine (BaSO_4) accompagnée parfois de pyrite ;
- les inclusions de type remplissage dans les fractures avec notamment le diaspore (AlOOH) et le quartz.

E- Les isotopes stables : composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des corindons

E-1- Technique et méthode d'analyse

L'analyse isotopique en oxygène des corindons caractérise le rapport des isotopes stables $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Les analyses sont faites par spectrométrie de masse sur CO_2 . Les techniques d'extraction consistent à produire un gaz à partir d'un échantillon solide. Tout d'abord, l'élément à analyser (oxygène) est extrait sous forme gazeuse par attaque chimique. Il est ensuite transformé en CO_2 par passage sur un barreau des graphites à 900°C et purifié. Ce traitement est réalisé dans des lignes sous vide où le transfert du gaz s'effectue par pompage ou piégeage par condensation à basse température. La mesure des quantités de gaz extrait est réalisée dans un manomètre qui permet de contrôler le rendement de l'extraction. La mesure isotopique et l'extraction de l'oxygène sur 1mg de corindon sont réalisées par extraction laser. Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est représenté par la notation $\delta^{18}\text{O}$, calculé en pour mille (‰) par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water), c'est la composition moyenne de l'eau de mer. Par définition, la valeur standard de l'eau de mer (SMOW) est de 0 ‰.

E-2- Résultats et interprétation

Le tableau 12 représente des analyses de composition isotopique de l'oxygène effectuées sur l'échantillon des saphirs de Sahambano. Nous rappelons que les saphirs proviennent du gneiss feldspathique déquartzifié et biotitisé et la géochimie montre que ce type de gneiss est d'origine « shale ». L'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de saphir de Sahambano varie de 5,6 à 6,5‰. Les valeurs sont calculées par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water). Ces valeurs sont très faibles par rapport à ceux des saphirs de gneiss biotitisé de Zazafotsy qui sont comprise entre 8,8 et 9‰. Selon la recherche sur les données isotopiques des corindons dans le monde,

Giuliani et al. (2005) ont établi une référence suivant son origine géologique. Les valeurs isotopiques des saphirs tombent dans le domaine de l'origine syénitique (figure 40).

Tableau 12 : Compositions isotopiques en oxygène des saphirs du gneiss biotitisé de Sahambano.

Gisement de saphirs	Echantillons	Couleur du saphir	Roche hôte	$\delta^{18}\text{O}$
Sahambano	NOI-2	bleu	gneiss biotitisé	5,6
	MOII-1	rosé	gneiss biotitisé	5,8
	MOII-2	fuschia	gneiss biotitisé	5,87-5,87 (5,9)
	MOII-4	orange	gneiss biotitisé	5,7
	MOII-6	bleu	gneiss biotitisé	6,5

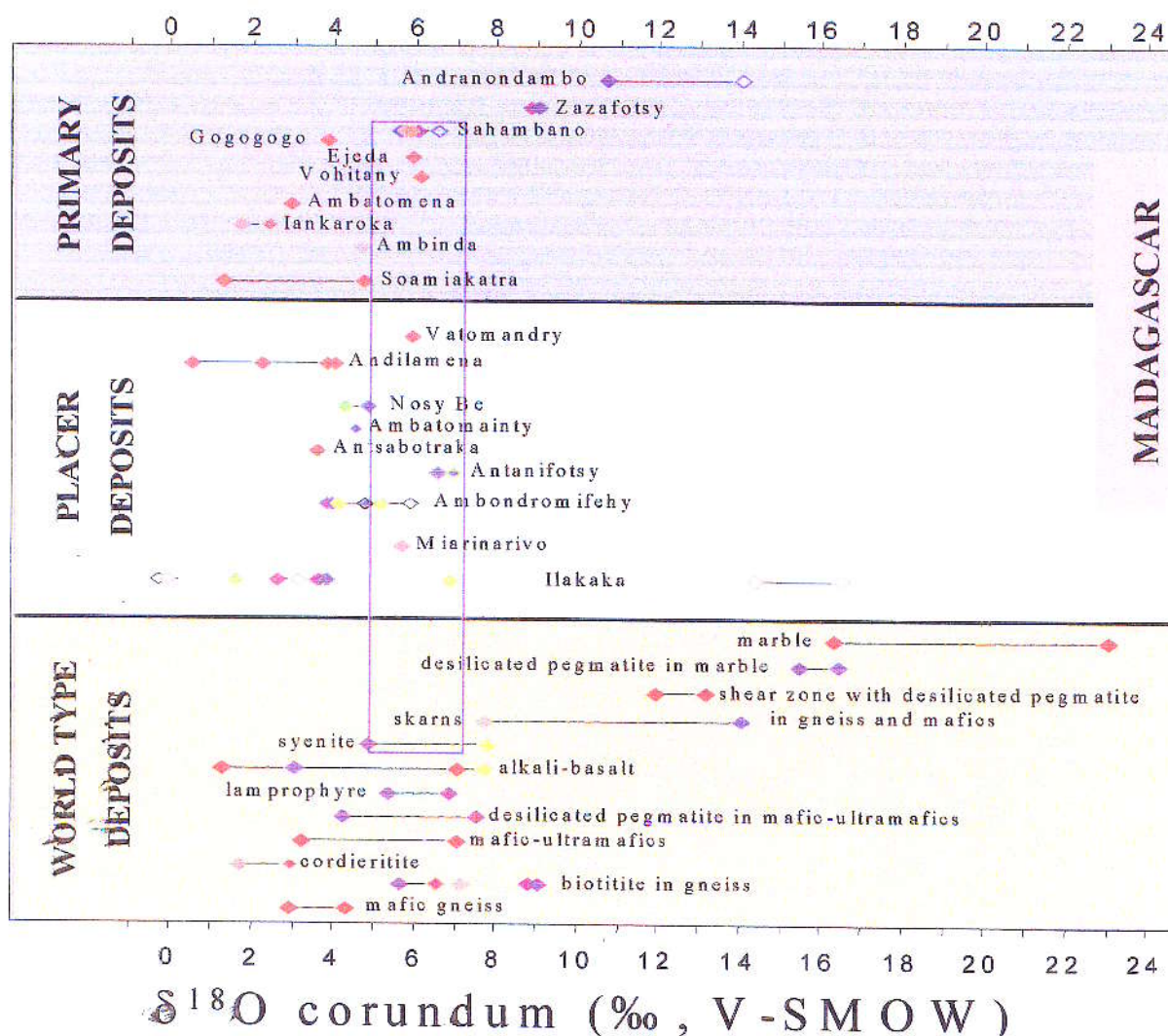


Figure 40: Compositions isotopiques en oxygène des saphir et rubis de Madagascar (Giuliani et al., 2005). Les résultats sont exprimés en ‰ par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water).

CONCLUSION
GENERALE
ET DISCUSSION

CONCLUSION GENERALE ET DISCUSSION

D'après la compilation des données bibliographiques sur la géologie du Sud de Madagascar :

- le gisement primaire de saphir de Sahambano se trouve dans l'extrémité Nord de la ceinture métamorphique de Tranomaro qui est caractérisé par l'abondance de paragneiss calcaïque et magnésien et des leptynites (Windley et al., 1994) ;

- il se situe aussi dans une zone d'interférence de deux cisaillements appelée : « cisaillement conjugué ». Ce sont les cisaillements de Zazafotsy (N0) et Bongolava-Ranotsara (N160) (Martellat, 1998).

D'après l'observation du terrain, l'étude pétrographique, géochimique et minéralogique du gisement de corindon de Sahambano, nous pouvons établir un modèle simple concernant la formation du gisement :

- la roche encaissante est de type gneiss feldspathique à biotite. Le diagramme de De la Roche (1968) a situé son protolithe initial dans le domaine de «shales ». En effet, ce type de roche a un héritage du faciès à grains fin qui peut être du faciès rapprochant à une origine mafique ;

- le jeu de cisaillements joue un rôle important pour l'ouverture qui favorise la circulation des fluides, responsable de la minéralisation à saphir ;

- lorsque les fluides minéralisateurs réagissent avec le gneiss feldspathique, ils vont échanger d'éléments avec l'encaissant : c'est la métasomatose ;

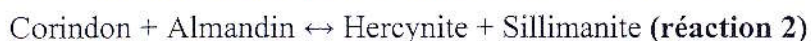
- le diagramme aussi explique l'évolution de la métasomatose alcaline suivant les pôles alumineux et potassique ;

- dans ce diagramme, la métasomatose est matérialisée par la biotitisation et la formation de saphirs ;

- les spectres dans le diagramme de terres rares expliquent les fractionnements très fort en terres rares. Le rapport La/Yb est compris entre 6,81 et 360,99 pour les protolithes (S10, S13 et S16) et 4,21 et 13,97 ; pour celui des faciès métasomatiques (S9, S11, S15) ;

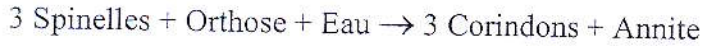
- dans ce diagramme les faciès métasomatiques ont montré une anomalie négative en europium (Eu). Pour la biotite, cette anomalie est due à la cristallisation en masse de biotite et l'absence du plagioclase ; pour les gneiss à saphir, cette anomalie est due à une soustraction de terre rare dans le protolithe accompagné par la formation des minéraux alumineux tel que le saphir et la saphirine. Ce phénomène est confirmé dans la pétrographie des roches ;

- d'après l'observation de la lame mince et l'application de la règle de phase, la réaction rétrograde est mise en évidence pour la déstabilisation du corindon :

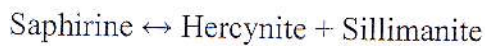


Corindon + Annite \leftrightarrow Hercynite + Feldspath potassique + Eau (réaction 4)

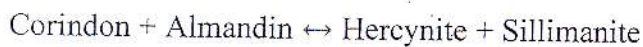
- d'après la composition minéralogique, à spinelle et à Fk, de la roche initiale (gneiss feldspathique) du gneiss feldspathique déquartzifié à saphir et suivant la compilation bibliographique (Sutherland, 1998 ; Simonet, 2000 ; Santhos et al, 2003 ; Garnier, 2003), nous proposons la réaction suivante pour la formation du corindon :



Dans le diagramme An-Ab-Or, les feldspaths du gneiss à saphir se situent dans l'isotherme compris entre 650 à 800°C. Cette condition est confirmée dans ce diagramme P-T (TWEEQ, version 2.02) de Berman (1991). Dans ce diagramme, on peut envisager l'évolution thermobarométrique du faciès à saphir. En effet, nous proposons que le saphir se forme dans la phase prograde à partir de la composition minéralogique initiale (Spinelle et Fk). L'apparition de saphirine indique le pic du métamorphisme suivant la réaction :



Ce phénomène de haute température est expliqué par la présence de traces de dissolution dans la surface et une surcroissance minérale visible dans certains cristaux. La phase rétrograde marque une retromorphose du corindon en spinelle. En effet, nous envisageons la réaction suivante :



L'inclusion de spinelle dans certains échantillons de saphirs donne une idée sur la genèse du minéral.

Les corindons de Sahambano sont très riches en fer, leur teneur peut atteindre jusqu'à 3300ppm. Les teneurs en chrome (< 1800ppm) et en titane (\approx 1000ppm) sont faibles par rapport à celui du fer, cette différence montre que le corindon est de « type saphir ». Par contre, les variations de taux du chrome contrôlent la différenciation des couleurs du saphir.

Le gisement renferme de saphirs de différentes couleurs mais plus de 95 % des échantillons récupérées ne sont pas gemmes et très fracturées. Lors des essais de traitements thermiques effectué par la société « Tany Hafa », quelques échantillons traitées deviennent transparent et de bonne qualité comparable au gemme naturelle.

Pour conclure, l'étude de la composition isotopique de l'oxygène dans les saphirs marque une première approche sur la recherche de l'origine géologique des fluides minéralisateurs. Selon le diagramme de référence (Giuliani, 2005), les analyses isotopiques de l'oxygène des saphirs se situent dans le domaine syénitique.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE

- ASPEN, P., UPTON, B.G.J. & DICKIN, A. P. (1990) – Anorthoclase, sanidine and associated megacrysts in Scottish alkali basalt: high- pressure syenitic debris from upper mantle sources. *European Journal of Mineralogy*, 2, pp.503-517.
- ATKINSON, D. & KOTHAVALA, R.Z. (1983) - Kashmir sapphire. *Revue, Gems & gemology*, 19, pp.64-76.
- AUDEON, G. (1991) – Les saphirs et ses inclusions. D.U.G., Université de Nantes, p.87.
- BARR, S.M. & MAC DONALD, A.S. (1981) – Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalt of Southeast Asia: new insights from simple experiments with practicing Geology 7, pp. 611-616.
- BERMAN, R.G, BROWN, T.H., PERKINS, E.H. (1987) – Software for calculation and display of P-T-X phase diagrams. *Am. Mineral.* 72, pp.861-862.
- BESAIRIE, H. (1968) – Description géologique du massif ancien de Madagascar. Service Géologique, Antananarivo.
- BROWLOW, A.H. & KOMOROWSKI, J.C. (1988) - Geology and origin of the Yogo sapphire deposit, Montana. *Economic geology*, 83, pp. 875-880.
- CESBRON, F., LEBRUN P., LE CLEAC'H, J.M., NOTARI, F., GROBON, C. & DEVILLE, J. (2002) - Corindons et spinelles. *Minéraux et Fossiles*, hors série 15, 104p.
- CLABAUGH, S.E. (1952) - Corundum deposit of Montana. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 983, 100p.
- COENRAADS, R.R., SUTHERLAND, F.L. & KINNY, P.D. (1990) - The origin of sapphires: U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light. *Mineralogical Magazine*, 54, pp. 113-122.
- 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*, 110, pp.325-339.
- 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. *Publication, Precambrian Research*, 123, pp.111-133.
- COLLINS, A.S., RAZAKAMANANA, T., WINDLEY, B.F. (2000) – Neoproterozoïque extensional detachment in central Madagascar. Implication for the collapse of the East African orogen. *Publication, Geology Magazine, Cambridge University Press*, 137, pp.39-51.
- COORRAY, P. & KUMARAPALI, P. (1960) – Corundum in biotite-sillimanite gneiss from near Polgahawela, Ceylan. *Geological Magazine*, 97, pp.480-487.
- DE LA ROCHE, H. (1968) – Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques (présentée par Roubault M.). *Publication, C.R. Acad. Sc. Paris*, p.267.
- DE LA ROCHE, H., MOINE, B. (1968) – Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique (présentée par Roubault M.). *Publication, C.R. Acad. Sc. Paris*, 267, pp 2084-2087.
- DE WIT, J. M. (2003) – Heads It's a Continent, Tails It's an Island. *Ann. Rev. Earth Planet. Publication, Sci.*, 31, pp.213-248.
- EPSTEIN, D.S, BRENNAN, W. & MENDES, J.C. (1994) – The India sapphire deposits of Minas Gerais, Brazil. *Revue, Gems & Gemology*, 30, pp. 24-32.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J, O'NIONS, R.K. (1978) – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Publication, Geochim. Cosmochim.Acta* 42, 1199-1212.

- **FRITCH, E., SHIGLEY, J., LASNIER, B. (1998)** – Le traitement des gemmes. Revue, Pour la science, N°245, pp.67-73.
- **GARNIER, V. (2003)** – Les gisements de rubis associés aux marbres de l'Asie centrale et du Sud-est : genèse et caractérisation isotopique. Thèse de doctorat, Institut National polytechnique de Lorraine, 342p.
- **GARNIER, V., GIULIANI, G., OHNENSTETTER, D., SCHWARZ, D. (2004)**- Les gisement de corindon: Classification et genèse. Revue, Le règne minéral, 55, pp.7-43.
- **GAUTHIER, G., GROAT, L.A, TAYLOR, R.P. & FALLICK, A.E. (1995)** - Mineralogical, lithogeochemical and stable isotope characteristic of the sapphire-bearing Yogo dyke, Montana. GAC-MAC Annual Meeting, Victoria, British Colombia, Canada, 17-19 Mai 1995, Abstract.
- **GIULIANI, G., CHEILLETZ, A., VIDAL, P. (1995)** – La datation isotopique des gemmes. Analysis Magazine, 23, N°1, pp.34-37.
- **GIULIANI, G., FALLICK, A.E., GARNIER, V., LANORD, C.F., OHNENSTETTER, D., SCHWARZ, D. (2005)** – Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires. Publication, Geological Society of America, v.33, n°4, pp.249-252.
- **GONTHIER, E. (1997)** – Les saphirs du Nord de Madagascar : de l'ethnominéralogie à l'écologie. Revue de Gemmologie Association Française de Gemmologie, 132, pp. 14-17.
- **GOUJOU, J.C. (2002)** – Les saphirs des plages vendéennes : un gisement à localisation variable. Revue, Le règne minéral, 46, pp. 19-27.
- **GREGOIRE, V. (1999)** – Caractérisation pétrostructurale du socle précambrien de Madagascar (Pays Betsileo, province de Fianarantsoa) : Méthodologie et implication géodynamique. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, 199p.
- **GÜBELIN, E., MEGGEN, (1992)** – Dans la vallée des rubis. Les gisements de rubis de Mogok Myanmar. Revue de Gemmologie Association Française de Gemmologie A.F.G, 111, pp.5-7.
- **GÜBELIN, E.J. & KOIVULA, J.I. (1986)** – Photoatlas of inclusions in gemstones. ABC Edition, Zurich, pp. 345-347.
- **GUO, J., O'REILLY, S.Y. & GRIFFIN, W. L. (1996a)** - Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma. Contributions to Mineralogy and petrology, 122, 368-386.
- **HÄNNI, H.A, F.G.A (1994)** – Contribution à l'étude des caractéristiques distinctives des saphirs du Cachemire. Revue de Gemmologie A.F.G., 121, pp.18-20.
- **HÄNNI, H.A. (1995)** – Contribution à l'étude des caractéristiques distinctives des saphirs du Cachemire: Revue de Gemmologie A.F.G., 122, pp.6-9.
- **HÄNNI, H.A., SCHMETZER, K. & BERNHRDT, H.J. (1994)** – Synthetic rubies by Douros: a new challenge for gemmologists. Revue, Gems & Gemology, 30, pp. 72-86.
- **HOANG, N. & FLOWER, M. (1998)** – Petrogenesis of cenozoic basalts from Vietnam . Implication for origins of a diffuse igneous province. Journal of petrology, 39, pp.369-395.
- **HOKADA, T. (2001)** – Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: evidence of crustal metamorphism attaining ~1100°C in the Archean Napier Complex, East Antarctica. Am.Mineral, 86, pp 932-938.
- **HOTTIN, G. (1976)** – Présentation et essai d'interprétation du précambrien de Madagascar, Bulletin de Bureau des Recherches Géologiques et Minières, IV, 117-153.
- **HUGHES, R.W. (1990)** – Corundum. Butterworths Gem Books, London, 314 p. a
- **HUGHES, R.W. (1997B)**- Sang de pigeon. Un pèlerinage à Mogok-Vallée des rubis. Revue de Gemmologie Association Française de Gemmologie, 132, pp. 8-13.

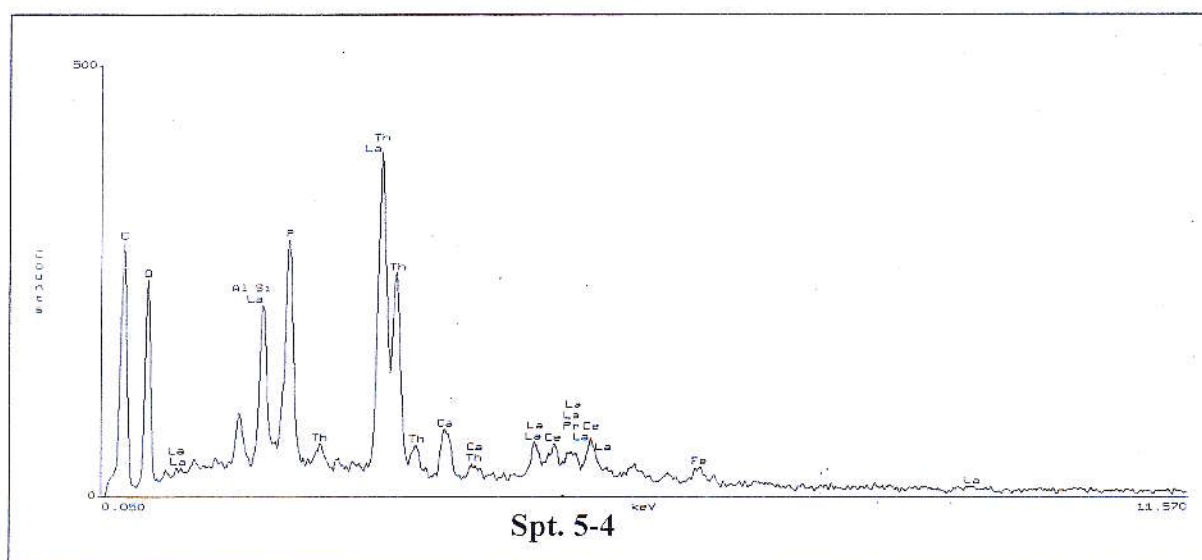
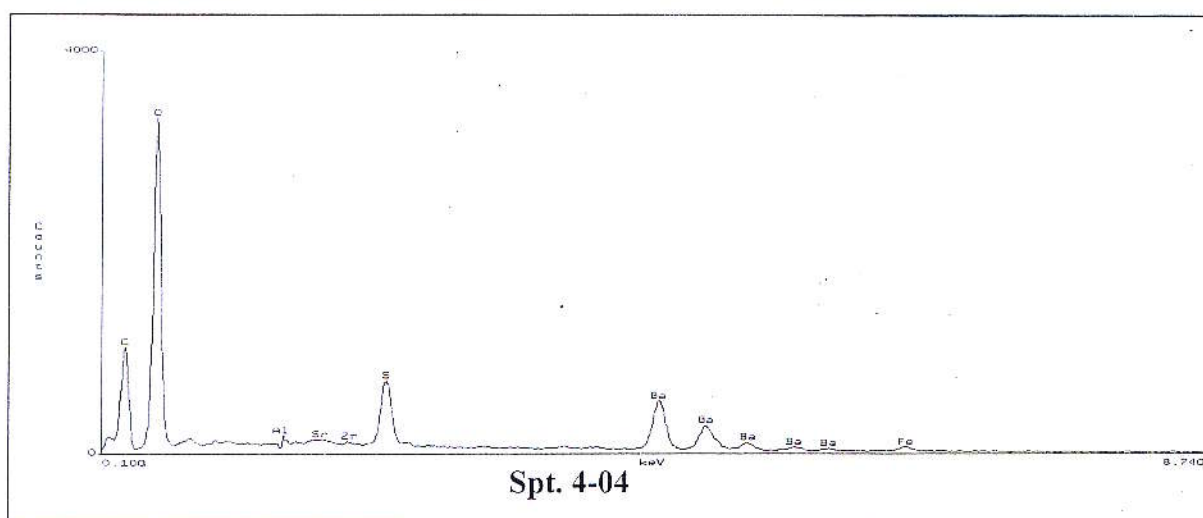
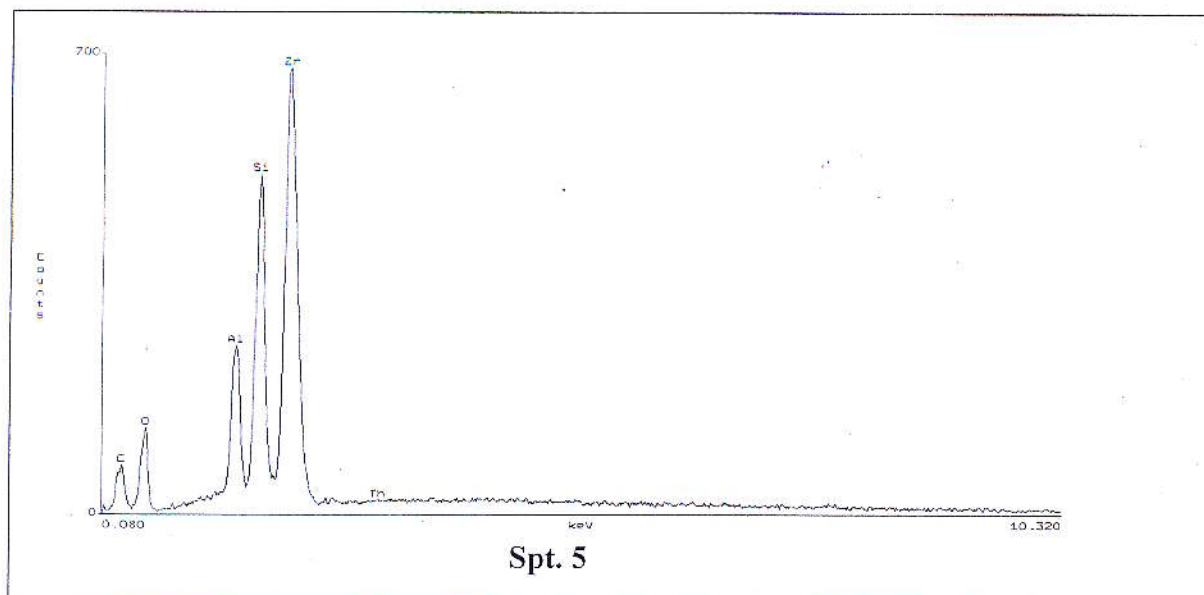
- **HUGHES, W.R., GALIBERT O. (1995)** – Rubis et saphirs de République de Chine. *Revue de Gemmologie A.F.G.*, 125, pp.5-8.
- **IRVING, A. (1986)** - Polybaric mixing in alkali basalt and kimberlites; evidence from corundum zircon and ilmenite megacrysts. *Abstract of the Geological Society of Australia*, 16, pp. 262-264.
- **JOBINS, E.A. & BERRANGÉ, J.P. (1981)** - The pailin ruby and sapphire gemfield, Cambodia. *Journal of gemmology*, 27, pp.555-567.
- **KATZ, M.B. (1972)** – On the origin of Ratnapura-type gem deposits of Ceylan. *Revue, Economic Geology*, 67, pp. 113-115.
- **KELLER, P.C. (1983)** – The rubies of Burma: a review of the Mongok stone Tract. *Revue, Gems & Gemology*, 19, pp. 209-219.
- **KIEFERT, L., SCHMETZER, K., KRZEMNICKI, M.S., BERNNARDT, H.J. & HANNI, H.A. (1996)** - Sapphires from Andranondambo area, Madagascar. *Journal of gemmology*, 25, pp.185-209.
- **KISIN, A.J. (1994)** - Ruby and sapphire from the Southern Ural Mountains, Russia. *Revue, Gems & Gemology*, 30, pp. 243-252.
- **KRÖNER, A., PIDGEON, R.J., SACCHI, R., WINDLEY, B.F. (1997)** – Single zircon ages from high-grade gneisses of the Mozambique belt in Malawi, northern Mozambique and Madagascar: evidence for Pan-African metamorphism and implication for Gondwana assembly. *Publication, EUG*, abstract, p.163.
- **KRÖNER, A., WINDLEY, B.F., JAECKEL, P., BREWERT, S., NEMCHIN, A., RAZAKAMANANA, T. (1999)** – New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 1125-1135.
- **LACROIX, A. (1922)** - *Minéralogie de Madagascar*, Tome 1.A Challamel (Ed), Paris, 624p.
- **LASNIER, B. (1997)** - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut Allier)- Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nantes*, 351p.
- **LAWSON, A.C. (1903)** - Plumosite an oligoclase corundum rock, near Spanish peak, California. *University. Publications in Geological Sciences*, 3, pp. 219-229.
- **LEVINSON, A.A. & COOK, F.A. (1994)** – Gem corundum in alkali basalt: origin and occurrence. *Revue, Gems & Gemmology*, 30, pp. 253-262.
- **LONG, P.V, VINH, H.O, GARNIER, V., GIULIANI, G., OHNENSTETTER, D. (2004)** – Marble-Hosted Ruby from Vietnam. *The official Journal of the Canadian Gemmological Association*, 25, (3), pp. 83-95.
- **MADISON RAZANATSEHENO, M.O. (2003)** – Granite de Carion: approches pétrologiques et structurales, M.Sc. Thesis, Université d'Antananarivo, 64p.
- **MADISON RAZANATSEHENO, M.O. (2003)** – Le granite porphyroïde de Carion (Centre Madagascar). Témoin d'un magmatisme shoshonitique à la fin de l'orogénèse Est africaine. *Thèse de Doctorat ès Sciences. Université d'Antananarivo*.p.177.
- **MARTELAT, J.E. (1998)** – Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. *Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 232p.
- **MARTELAT, J.E., NICOLLET, C., LARDEAUX, J.M., RAKOTONDRAZAFY, R. (2000)** – Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Publication, Precambrian Research*, 74, 225-244.

- MARTELAT, J.E., NICOLLET, C., LARDEAUX, J.M., VIDAL, G., RAKOTONDRAZAFY, R. (1997) Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in southern part of Madagascar. *Publication, Geod. Acta*, 10, 94-114.
- MEERT, J.G., VAN DER VOO, R. (1996) – Paleomagnetic investigation of the Neoproterozoic Gagwe lavas and Mbozi complex Tanzania, and the assembly of Gondwana. *Publication, Precambrian Research*, 74, 225-244.
- MEERT, J.G., VAN DER VOO, R; (1997) – The assembly of Gondwana 800-550Ma. *Journal of Geodynamics*, 23, 223-235.
- MERCIER, A., DEBAT, P. & SAUL, J. M. (1999) – Exotic origin of the ruby deposits of the Mangary area in S.E. Kenya. *Ore Geological Review*, 14, pp. 83-104.
- MERCIER, A., RAKOTONDRAZAFY, A.F.M., RAVOLOLOMIANDRINARIVO, B. (1999) – Ruby mineralization in Southwest Madagascar. *Publication, Gondwana Research*, V.2, N°3, pp.433-438.
- MEYER, H.O.A. & MITCHELL, R.H. (1988) - Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana. *Revue, Canadian Mineralogist*, 26, pp.81-88.
- MOINE, B., RAKOTONDRAZAFY, C., CUNNEY M. (1985) – Les pyroxénites à uranothorianite du Sud-Est de Madagascar : conditions physicochimiques de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, 108, pp.325-340.
- MUHLMEISTER, S., FRITSCH, E., SHIGLEY, J.E., DEVOUARD, B., LAURS, B.M. (1989) - Separating natural and synthetic rubies on the basis of trace-element chemistry. *Revue, Gems & Gemology*, 34, pp. 80-101.
- MUNASINGHE, T. & DISSANAYAKE, C.B. (1981) - The origin of gemstones of Sri Lanka. *Revue, Economic Géology*, 76, pp. 1216-1225.
- MYCHALUK, K.A. (1995) –The Yogo sapphire deposit. *Revue, Gems & Gemmology*, 31, pp. 28-41.
- NICOLLET, C. (1986) – Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud de Madagascar. *Bulletin de Minéralogie*, 109, pp.599-612.
- NICOLLET, C. (1990) – Crustal evolution of granulites of Madagascar. In: Vielzeuf, D. et Vidal, P. (ed), "Granulites and crustal differentiation" Kluwer academic publishers, 291-310.
- NOIZET, G., (1959) – Les formations de métamorphisme d'intensité élevée de l'Androy mandraréen (Sud-Est de Madagascar). Thèse de Doctorat, Nancy.
- NOTARI, F. (1997) – le saphir « Padparadscha », (Extrait, D.U.G). *Revue de gemmologie Association Française de Gemmologie*, 132, pp.24-27.
- OZEROV, K. (1945) – Form of corundum crystals as dependent upon chemical composition of medium. *Dolkai Akademii Nauk SSSR*, XLVII pp. 49-52.
- PAQUETTE, J.L., RAKOTONDRAZAFY, A.F.M., RAKOTONDRAZAFY, C., NEDELEC, A., MOINE, B. (1992) – Géochronologie U-Pb, évaporation de Pb sur monocristaux de zircon et Sm-Nd sur minéraux des granulites du Sud de Madagascar. *Communication, 14^{ème} R.S.T.*, Toulouse, résumé p.121.
- PERETTI, A., MULLIS, J., MOUAWAD, F. & GUGGENHEIM, R. (1997) – Inclusion in synthetic rubies and synthetic sapphires produced by hydrothermal methods (Tairus, Novosibirsk, Russia). *Journal of Gemmology*, 25, pp. 540-561.
- PERETTI, A., MULLIS, J., MOUAWAD, F. (1996) – The role of fluorine in the formation of colour zoning in rubies from Mong Hsu, Myanmar (Burma). *Journal of Gemmology*, 25, pp. 3-19.

- **PILI, E. (1997)**- Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimiques et géophysiques des granulites de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université Lyon I, p.252.
- **POIROT, J. P. (1997)** - Rubis et saphir du Vietnam. Revue de gemmologie Association Française de Gemmologie, 131, pp.3-5.
- **POIROT, J.P. (1992)** – Spectrométrie et fluorescence X, des aides pour la détermination des types de gisements de saphir. Revue de gemmologie Association Française de Gemmologie A.F.G, 110, pp.7-9.
- **RAJESH, H., SANTOSH, M., YOSHIDA, M. (1997)** – Dextral Pan-African shear along the south western edge of the Achankovil Shear Belt, South India. Journal of Geology, 106,15-114.
- **RAKOTONDRAZAFY, A.F.M. (1995)** – La hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) du Sud de Madagascar : caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. Thèse d'Etat, Université d'Antananarivo, p.195.
- **RAKOTONDRAZAFY, A.F.M., MOINE, B. & CUNEY, M. (1996)** - Mode of formation of hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) with the U-Th skarn from the granulites of S-E Madagascar. Contributions to Mineralogy and Petrology. Publication, 123, pp. 190-201.
- **RAKOTONDRAZAFY, A.F.M, MOINE, BERNARD, GIULIANI, GASTON, RAZANATSEHENO, MADISON M.O., RAKOTOSAMIZANANY, S., SCHWARZ, DIETMAR, RAVOLOLOMIANDRINARIVO, B., RALANTOARISON, L.T., AND RANDRIAMAMONJY, S.A. (2005)** - Gem corundum deposits in Madagascar. Salt Lake City Annual Meeting (October 16–19, 2005).
- **RAKOTOSAMIZANANY, S. (2003)** – Les gisements de rubis de Soamiakatra : caractères minéralogiques – gemmologiques – conditions de formation (au Sud d'Antanifotsy). Mémoire de D.E.A., Université d'Antananarivo, p.74.
- **RAMAMBAZAFY, A. (1998)** - Granites et fluides en relation avec les skarns à thorianite dans les faciès granulites du S.E. de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse III, pp. 17-141.
- **RAMAMBAZAFY, A., MOINE B., RAKOTONDRAZAFY M. & CUNEY M. (1998)** – Signification des fluides carboniques dans les faciès granulites et les skarns du Sud-est de Madagascar. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 327, pp.743-748.
- **ROGERS, J.J.W, UNRUG, R., SULTAN, M. (1995)** – Tectonic assembly of Gondwana. Journal of Geodynamics, 19, 1-34.
- **ROLIN, P. (1991)** – Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar: implications structurales et géodynamiques. Publication, C.R.Acad. Sci., Paris, série II, 312, 625-629.
- **RUSKONEE, E. (1997)** – Le congrès de l'I.C.A- Revue de Gemmologie Association Française de Gemmologie, 132, pp.4-6.
- **SALERNO, S. (1992)** – Minéraux et pierres de Madagascar. Revue de Gemmologie association Française de Gemmologie A.F.G, 111, pp.5-7.
- **SANTHOS, M., TSUNOGAE, T., KOSHIMOTO, S. (2004)** – First Report of sapphirine-bearing Rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone System, Southern India. Publication, Gondwana research, v.7, n°2, pp.620-626.
- **SANTHOS, M., COLLINS, A. S. (2003)** – Gemstone mineralization in the Palghat-Cauvery Shear Zone Système (Karur-Kangayam Belt), Southern India. Publication, Gondwana research, v.6, n°4, pp.911-918.
- **SANTHOS, M., TSUNOGAE, T. (2003)** – Sapphirine and corundum-bearing granulite from Karur, Madurai Block, Southern India. Publication, Gondwana research, v.6, n°4, pp.925-930.

- SILVA, K.K.M.W., SIRIWARDENA C.H.E.R. (1988) – Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka. *Revue, Mineralium Deposita*, 23, pp. 186-190.
- SCHWARZ, D., KANIS, J., SCHMETZER, K. (2000) – Sapphires from Antsiranana province, Northern Madagascar. *Revue, Gems & Gemmology*, 36, pp.216-233.
- SCHWARZ, D., PETSCH, E. J., KANIS, J., (1996) – Sapphires from the Andranondambo. Region of Madagascar. *Revue, Gems & Gemology*, 32, N°2, pp.80-99.
- SCHWARZ, D., SCHMETZER, K. (2004) – The causes of colour in untreated, heat treated and diffusion treated orange and pinkish-orange sapphires- a review. *J. Gemm.*, 29, 3, pp.149-182.
- SEIFERT, A.V. & HYRSL, J. (1999) – Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. *Revue, Gems & Gemology*, 35, pp. 108-120.
- SEIFERT, A.V., HYRSL, J. (1999) – Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga province, Tanzania. *Revue, Gems & Gemology*, 35, (2), pp.108-120.
- SIMONET, C. (1997) - La géologie des gisements de saphirs. *Revue de Gemmologie A.F.G*, 132, pp. 21-23.
- SIMONET, C. (2000) – Géologie des gisements de saphir et rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangare, Kenya. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, 349p.
- SMITH, C.P., KAMMERLING, R.C., KELLER, A.S., PERETTI, A., SCARRATT, K. V., KHOA, N. D. & REPETTO, S. (1995) – Sapphire from southern Viet Nam. *Revue, Gems & Gemology*, 31, pp. 168-186.
- SOLSEBURY, F. (1967) – Gem corundum pegmatites in N.E.Tanganyika. *Revue, Economic Geology*, 62, pp. 983-991.
- STERN, R.J. (1994) - Arc assembly and continental collision in the neoproterozoic East Africa orogen: implications for the the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 319-351.
- SUTHERLAND, F.L., SCHWARZ, D., JOBBINS, E.A., COENRAADS, R.R. & WEBB, G. (1998B) – Distictive gem corundum suites from discrete basalt fields: a comparative study of Barrington, Australia, and west Pailin, Cambodia, gem fields. *Journal of Gemmology*, 26, pp.65-85.
- VINCENSINI, P.D. (1969) – Contribution à l'étude de la formation des images en microscopie électronique par balayage. Thèse de Doctorat. Université de Toulouse. p.175.
- WINDLEY, B.F., RAZAFINIMPARANY, T., RAZAKAMANANA, T., ACKERMAND, D. (1994) – Tectonic frame work of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Publication, Geologische Rundschau*, 83, 642-659.

ANNEXES



Annexe I : Spectres des quelques inclusions solides rencontrés dans les saphirs de Sahambano (Spt.5= Zircon, Spt. 4-04= Barytine, Spt. 5-4= Monazite à cérium (type chéralite)).

No CRPG	410071	410072	410073	410097	410074	410075	410076	410098	410099	410077	410100	410078	410101	410079	50649	506399
Demandeur	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.	GIULIANI M.G.
Echantillons	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16
SiO2	%	9,239	54,048	47,802	77,104	65,451	68,982	36,962	38,304	47,439	37,684	51,18	51,883	45,95	37,972	50,368
Al2O3	%	2,588	13,747	5,661	14,455	19,41	14,624	18,909	31,728	24,57	18,068	17,221	28,383	11,308	35,093	25,479
Fe2O3	%	0,437	12,295	6,125	12,882	0,75	4,346	25,323	15,155	13,286	26,46	6,851	4,82	2,29	15,226	8,524
MnO	%	0,03	0,165	0,112	0,184	0,025	0,06	0,211	0,136	0,253	0,152	0,212	0,019	0,062	0,068	0,106
MgO	%	19,682	4,127	13,188	7,909	0,151	1,462	9,901	6,447	3,592	6,355	2,182	1,507	16,683	9,194	2,775
CaO	%	34,235	7,557	23,415	11,386	1,233	3,386	0,935	1,415	6,219	0,896	18,945	1,492	21,749	0,513	6,398
Na2O	%	<L.D.	2,534	0,459	3,147	4,058	3,103	0,099	1,226	2,993	0,273	0,517	3,835	0,32	0,301	4,197
K2O	%	<L.D.	1,865	<L.D.	0,897	3,42	1,49	4,261	3,724	0,729	6,792	0,204	6,645	0,093	1,739	1,142
TiO2	%	0,006	1,337	0,465	0,978	0,164	0,535	3,105	1,362	0,316	2,851	0,178	0,601	0,088	0,021	1,301
P2O5	%	<L.D.	0,187	0,072	0,084	0,027	0,215	0,137	0,061	0,042	0,104	0,191	0,022	<L.D.	0,096	0,045
PF	%	33,937	0,834	1,147	0,649	0,333	0,145	-0,317	0,548	-0,46	-0,212	1,101	0,535	1,033	-0,381	0,395
Total	%	100,154	98,696	98,976	100,373	100,869	98,348	99,525	100,107	98,978	99,423	98,78	99,742	99,576	99,844	100,731

Annexe II: Analyse des roches totales de quelques échantillons des roches du secteur de Sahambano.

S1 : Marbre dolomitique (Mosahy)
S2 : Dolérite (Manivala)
S3 : Skarn (Mosahy-Sud)
S4 : Amphibolite (Mosahy-Nord)
S5 : Leptynite (Vohiposa)
S6 : Leptynite (Befanova)
S7 : Gneiss leptynitique à biotite et grenat (Manivala)
S8 : Grenatite (Manivala)

S9 : Gneiss feldspathique à corindon (Nono)
S10 : Gneiss feldspathique à grenat (Nono)
S11 : Biotite à grenat (Nono)
S12 : Plagioclase à pyroxène (près de Nono)
S13 : Gneiss feldspathique (Dominique)
S14 : Skarn (Mosahy)
S15 : Gneiss à saphirine, spinelle, grenat et corindon (Nono)
S16 : Gneiss feldspathique (Nono)

Sample	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total	Couleur	Gisements
S2'A-8	0,0071	99,329	I.l.d	0,0045	0,103	0,267	0,0143	99,725	Rouge	momo+nono
S52-3	0,0087	99,017	I.l.d	0,002	0,1767	0,2713	0,0136	99,489	Rouge	momo+nono
S52-7	0,0076	99,2	I.l.d	I.l.d	0,2082	0,2696	0,0219	99,708	Rouge	momo+nono
MO2-1	0,0086	101,16	I.l.d	I.l.d	0,1556	0,2966	0,0206	101,64	Fuschia	momo+nono
MO2-3	0,0097	100,79	I.l.d	I.l.d	0,2536	0,2916	0,0129	101,36	Fuschia	momo+nono
MO2-4	0,0087	100,26	I.l.d	I.l.d	0,1474	0,2921	0,018	100,73	Fuschia	momo+nono
S21-3	0,0095	99,948	I.l.d	I.l.d	0,1132	0,2683	0,0186	99,725	Violet foncé	momo+nono
S21-9	0,0071	98,845	I.l.d	I.l.d	0,1184	0,2734	0,0144	99,708	Violet foncé	momo+nono
S21-10	0,0077	98,605	I.l.d	I.l.d	0,1036	0,2805	0,0132	99,708	Violet foncé	momo+nono
MO5-4	0,0114	99,087	0,0081	0,0075	0,1401	0,3294	0,0215	99,605	Rose violacé	momo+nono
MO7-1	0,0092	101,41	I.l.d	I.l.d	0,1078	0,2808	0,0107	101,82	Bleu violacé	momo+nono
MO7-2	0,0101	100,38	0,0032	0,0052	0,1109	0,2831	0,0134	100,8	Bleu violacé	momo+nono
MO7-3	0,0092	100,28	0,0052	I.l.d	0,1112	0,2887	0,0185	100,71	Bleu violacé	momo+nono
S2'B-1	0,0117	98,604	0,0109	I.l.d	0,1069	0,1805	0,0176	98,932	rosé	momo+nono
S2'B-4	0,0102	98,731	0,0092	I.l.d	0,1361	0,2352	0,0134	99,135	rosé	momo+nono
MO1-1	0,0071	101,33	0,0002	I.l.d	0,0886	0,269	0,0134	101,71	Rose	momo+nono
MO1-3	0,012	99,807	0,0059	I.l.d	0,1027	0,2766	0,0171	100,22	Rose	momo+nono
S22-1	0,0079	99,945	I.l.d	I.l.d	0,069	0,2692	0,0099	100,3	Rose foncé	momo+nono
S22-6	0,0101	100,04	I.l.d	I.l.d	0,0693	0,2724	0,0158	100,4	Rose foncé	momo+nono
S22-8	0,0102	99,852	I.l.d	I.l.d	0,0682	0,2725	0,0135	100,22	Rose foncé	momo+nono
S31-6	0,0062	100,03	I.l.d	I.l.d	0,0832	0,2644	0,019	100,4	Rose-orangé	momo+nono
S31-1	0,0048	99,669	I.l.d	I.l.d	0,0888	0,2507	0,0179	100,03	Rose orangé	momo+nono
S31-2	0,0052	99,963	I.l.d	I.l.d	0,0791	0,2646	0,0188	100,33	Rose orangé	momo+nono
S11-7	0,0091	99,687	0,0079	I.l.d	0,1011	0,3065	0,0127	100,12	Marron-jaunâtre-violet	momo+nono
S11-9	0,0198	99,759	0,0109	0,0066	0,0948	0,347	0,0147	100,25	Marron-jaunâtre-violet	momo+nono
S11-11	0,011	100,19	0,0101	I.l.d	0,0987	0,2795	0,0128	100,6	Marron-jaunâtre-violet	momo+nono
S32-5	0,0072	99,792	I.l.d	I.l.d	0,0863	0,2541	0,0128	100,15	jaune, marron, orangé	momo+nono
S32-2	0,0062	100,73	I.l.d	I.l.d	0,083	0,2692	0,0168	101,1	jaune, marron, orangé	momo+nono
S42-B	0,0062	99,808	I.l.d	I.l.d	0,0859	0,2634	0,0158	100,18	Violine à rose clair	momo+nono
S42-5	0,0052	98,61	I.l.d	I.l.d	0,0761	0,2879	0,0155	98,994	Violine à rose clair	momo+nono
S42-8	0,0079	97,791	I.l.d	I.l.d	0,0723	0,2784	0,0163	98,166	Violine à rose clair	momo+nono
MO4-1	0,0094	100,41	I.l.d	I.l.d	0,0449	0,2529	0,0129	100,73	Orange	momo+nono
MO4-2	0,007	100,13	I.l.d	I.l.d	0,0465	0,2497	0,0215	100,45	Orange	momo+nono
MO4-3	0,009	99,91	I.l.d	I.l.d	0,0454	0,2536	0,0163	100,23	Orange	momo+nono
S1'A-3	0,0072	99,902	I.l.d	I.l.d	0,0474	0,2844	0,0084	100,25	Orangé	momo+nono
S1'A-4	0,0071	100,2	I.l.d	I.l.d	0,0497	0,2809	0,007	100,54	Orangé	momo+nono
S1'B-2	0,0096	98,709	0,0119	I.l.d	0,0409	0,3076	0,0201	99,099	Vert de gris	momo+nono
S1'B-7	0,0135	98,675	0,0139	I.l.d	0,0429	0,289	0,0095	99,044	Vert de gris	momo+nono
LO4-1	0,02	100,75	0,0281	0,0046	0,033	0,2936	0,0128	101,14	Vert à marron	momo+nono
LO4-3	0,0167	100,93	0,0245	I.l.d	0,0274	0,2891	0	101,29	Vert à marron	momo+nono
LO4-4	0,0179	100,72	0,0207	I.l.d	0,0282	0,2916	0	101,08	Vert à marron	momo+nono
S7-5	0,0094	98,62	0,0117	0,0046	0,066	0,2971	0,0087	99,017	Bleu	momo+nono
S7-6	0,011	98,711	0,0103	I.l.d	0,0599	0,2974	0,0156	99,105	Bleu	momo+nono
S7-7	0,0133	99,357	0,0126	0,0056	0,0591	0,3008	0,0127	99,761	Bleu	momo+nono
I27-4-1	0,0147	99,738	0,0118	0,0082	0,005	0,379	0,0199	100,18	gris	BEMIRAY
I27-4-2	0,01	99,519	0,0026	0,0136	0,0087	0,4049	0,0123	99,971	gris	BEMIRAY
I27-4-3	0,0106	100,54	0,0144	0,0054	0,0019	0,3705	0,0156	100,96	gris	BEMIRAY
S12-1	0,0053	99,892	0,0036	I.l.d	0,0251	0,2884	0,0118	100,23	Bleu gris	momo+nono
S12-2	0,0058	99,695	0,0074	I.l.d	0,0258	0,2884	0,015	100,04	Bleu gris	momo+nono
BE1-1	0,0052	100,76	0,0002	0,0159	0,021	0,2187	0,0245	101,04	gris à bleu	BEMIRAY
BE1-2	0,0107	101,07	0,0052	0,0099	0,0218	0,3154	0,017	101,45	gris à bleu	BEMIRAY
BE1-3	0,0045	100,19	0,002	0,0184	0,0215	0,2295	0,0218	100,49	gris à bleu	BEMIRAY
S6-3	0,0122	97,998	0,0106	I.l.d	0,0267	0,2541	0,019	98,32	Incolore à rose pale	momo+nono
S6-5	0,0091	98,758	0,0074	I.l.d	0,0251	0,1557	0,0076	98,963	Incolore à rose pale	momo+nono

Annexe III : Analyses chimiques des saphirs de Sahambano suivant leurs couleurs.

I.s.d : Inférieur à la limite de détection ; <20 ppm pour le titane et <45 ppm pour le vanadium.

Echantillons	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total	Couleur	Gisement
Z1- 1	98,819	0,01	0,003	0,004	0,152	0,306	0,009	99,303	rose violacé	Bevoaroy
Z1- 4	98,854	0,004	0,004	0,004	0,185	0,307	0,013	99,37	rose violacé	Bevoaroy
Z1- 6	99,394	0,003	0,003	0,004	0,187	0,301	0,015	99,906	fuschia	Bevoaroy
Z1- 9	98,63	0,008	0	0,005	0,188	0,299	0,012	99,142	fuschia	Bevoaroy
Z1- 10	98,715	0,004	0,003	0,005	0,187	0,305	0,013	99,232	rose violacé	Bevoaroy
Z5-1	98,8	0,009	0,008	0,006	0,109	0,288	0,015	99,235	transparent	Bevoaroy
Z5-3	98,679	0,007	0,008	0,005	0,115	0,248	0,01	99,072	rose clair	Bevoaroy
Z5-7	98,643	0,006	0,006	0,004	0,113	0,306	0,009	99,088	rose foncé	Bevoaroy
Z5-12	98,659	0,006	0,002	0,005	0,113	0,314	0,012	99,111	marron clair	Bevoaroy
Z5-13	98,637	0,003	0,006	0,005	0,116	0,308	0,011	99,087	marron clair	Bevoaroy
Z4-1	99,261	0,004	0,011	0,005	0,123	0,311	0,016	99,732	rose	Bevoaroy
Z4-2	99,616	0,002	0,008	0,003	0,119	0,31	0,038	100,096	transparent	Bevoaroy
Z4-3	99,508	0,011	0,008	0,002	0,138	0,31	0,022	99,999	rose	Bevoaroy
Z4-4	99,345	0,01	0	0,004	0,154	0,292	0,003	99,809	violine	Bevoaroy
Z4-5	99,249	0,012	0,005	0,007	0,151	0,308	0,016	99,748	violacé	Bevoaroy
Z4-6	99,306	0	0,005	0,006	0,126	0,311	0,007	99,761	orangé	Bevoaroy
Z4-7	99,188	0,008	0,001	0,003	0,124	0,311	0,018	99,654	rose	Bevoaroy
Z4-8	99,136	0	0	0,006	0,123	0,294	0	99,558	orangé	Bevoaroy
Z7-1	99,22	0	0,01	0,006	0,158	0,294	0,022	99,711	marron foncé	Bevoaroy
Z7-2	98,84	0,004	0	0,004	0,153	0,284	0,011	99,296	Marron orangé	Bevoaroy
Z7-3	99,45	0	0,009	0,008	0,154	0,316	0,011	99,95	marron clair	Bevoaroy
Z7-4	99,868	0	0,005	0,007	0,159	0,277	0,013	100,33	transparent	Bevoaroy
Z7-5	99,467	0,008	0	0,008	0,159	0,307	0,006	99,954	marron foncé	Bevoaroy
Z8-2	99,073	0,011	0,002	0,007	0,048	0,311	0,028	99,479	bleu clair	Bevoaroy
Z8-3	99,137	0,011	0,007	0,005	0,05	0,314	0,014	99,538	gris bleu	Bevoaroy
Z10-1	98,981	0,01	0,011	0,008	0,039	0,321	0,013	99,383	transparent	Bevoaroy
Z10-2	98,847	0,006	0,01	0,005	0,038	0,324	0,018	99,248	bleu gris	Bevoaroy
Z10-4	99,079	0	0,016	0,007	0,034	0,309	0,005	99,449	mauve très clair	Bevoaroy
Z10-5	94,235	0,017	0,004	0,003	0,042	0,326	0,008	94,635	mauve très clair	Bevoaroy
Z10-6	98,789	0,004	0,016	0,004	0,043	0,307	0	99,164	bleu gris	Bevoaroy
Z10-7	98,678	0,002	0,008	0,004	0,034	0,29	0,02	99,037	transparent	Bevoaroy
Z10-8	98,615	0,012	0,006	0,006	0,039	0,318	0,022	99,019	bleu gris	Bevoaroy
Z9-1	100,263	0,008	0,016	0,005	0,03	0,215	0,013	100,55	gris blanc	Bevoaroy
Z9-2	100,72	0,008	0,012	0,006	0,03	0,215	0,01	101,002	gris blanc	Bevoaroy
Z9-3	100,352	0,007	0,017	0,007	0,031	0,216	0,01	100,64	gris blanc	Bevoaroy
Z9-4	100,036	0,013	0,015	0,007	0,032	0,214	0,012	100,33	gris blanc	Bevoaroy
Z11-1	100,666	0,004	0,004	0,004	0,11	0,319	0,012	101,119	violine	Bevoaroy
Z11-2	100,569	0,008	0,008	0,004	0,102	0,303	0,014	101,009	transparent rosé	Bevoaroy
Z11-3	99,529	0,007	0,003	0,005	0,104	0,306	0,01	99,963	violine	Bevoaroy
Z11-4	99,878	0,004	0,007	0,003	0,105	0,305	0,014	100,316	mauve	Bevoaroy
Z2-1	98,661	0,004	0,005	0,005	0,143	0,288	0,014	99,119	mauve	Bevoaroy
Z2-4	98,579	0,008	0,005	0,003	0,127	0,299	0,009	99,03	mauve	Bevoaroy
Z3- 1	98,912	0,006	0,007	0,004	0,026	0,251	0,007	99,212	rosé à transparent	Bevoaroy
Z3- 2	98,835	0,009	0,005	0,004	0,163	0,291	0,011	99,319	rosé très foncé	Bevoaroy
Z3- 3	98,541	0,006	0,004	0,005	0,162	0,294	0,016	99,028	rosé clair	Bevoaroy
Z3- 5	98,898	0,006	0,005	0,005	0,143	0,307	0,009	99,374	mauve	Bevoaroy
Z3- 6	98,933	0,005	0,002	0,005	0,123	0,304	0,013	99,385	rosé	Bevoaroy

Annexe IV: Analyses chimiques des saphirs du gisement de Bevoaroy-Zazafotsy.

