

T.S. 1413



Université d'Antananarivo
Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre



Institut de recherche
pour le développement



MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU
DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES (DEA)
EN GEOLOGIE APPLIQUEE

Option : PETROLOGIE – METALLOGENIE

LES CORINDONS ASSOCIES AUX ROCHES METAMORPHIQUES DU SUD DE MADAGASCAR : LE GISEMENT DE SAPHIR DE ZAZAFOTSY (CARACTERISATION & TYPOLOGIE)



Par

ANDRIAMAMONJY Solofomampielny Alfred

Soutenu publiquement le 14 Avril 2006 devant le Jury composé de :

- Président :** RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire
- Rapporteurs :** Gaston GIULIANI, Directeur de Recherche IRD-LMTG/CRPG-CNRS, Nancy
MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Docteur
- Examineurs :** RAKOTONDRAZAFY Raymond, Professeur
RALISON Bruno André, Maître de Conférences
Christian FELLER, Directeur de Recherche CNRS-IRD, Représentant de l'IRD à Madagascar

T.S.
1413
E.P.
Sciences

A la mémoire de mes Parents

INTRODUCTION

Plus de 50 pierres précieuses et semi-précieuses de couleurs sont exportées et vendues sur le marché international (Millisenda, 1996a). Depuis 1992, Madagascar fait partie des pays producteurs de corindon gemme et l'activité économique se concentre notamment sur les grands gisements tels ceux d'Ilakaka, d'Andranondambo, d'Andilamena, d'Ambondromifehy,...

Le corindon cristallise dans les environnements appauvris en silice et enrichis en alumine. Il se rencontre dans différentes roches (gneiss, roches mafiques et ultramafiques, marbres, roches détritiques qui constituent des placers,...) et il se forme dans des conditions de pression et de température très variées. La majeure partie des études menées sur les corindons sont des études gemmologiques ; il n'y a que peu de données sur le contexte géologique et les mécanismes de leur formation.

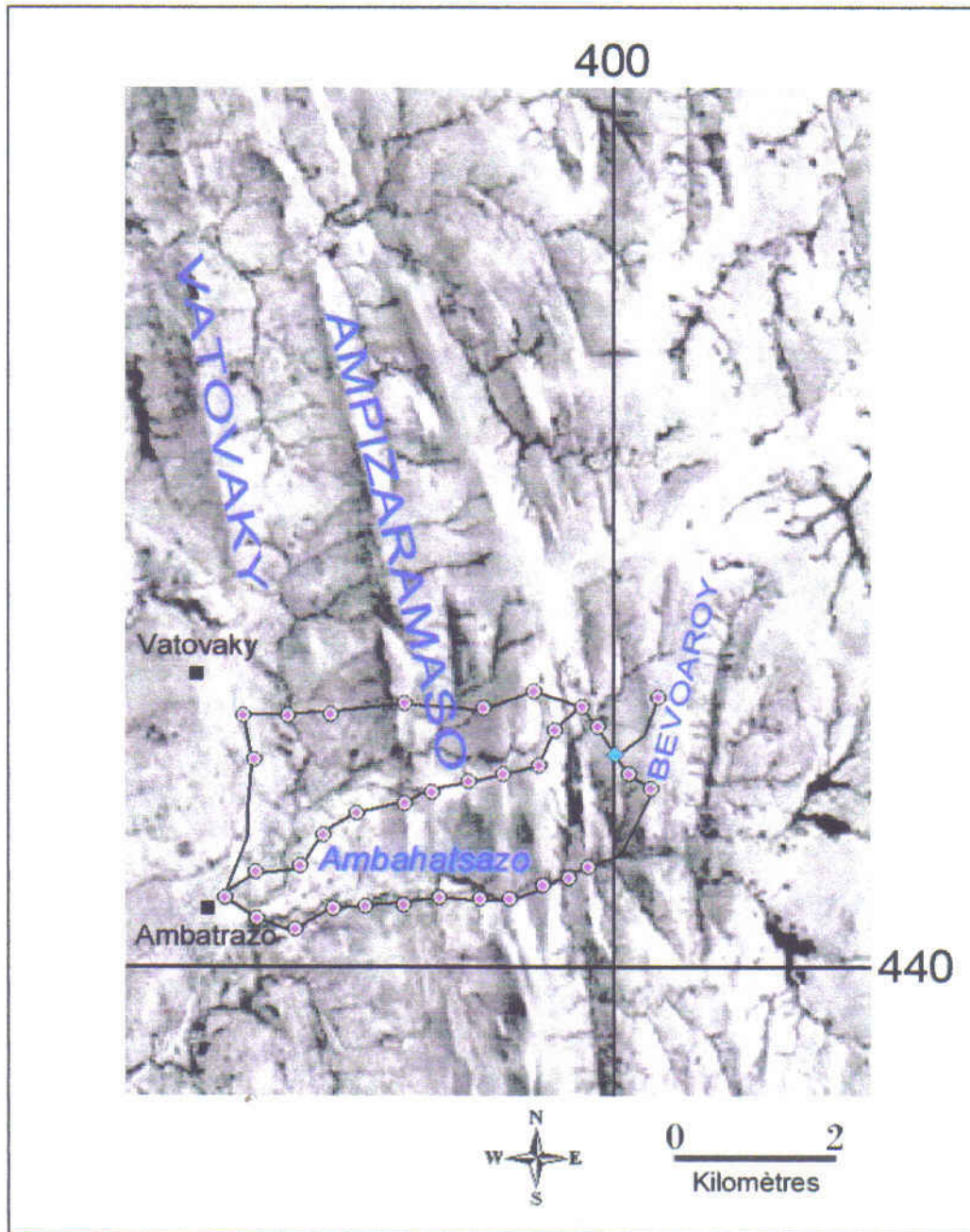
L'objectif de ce travail sera d'établir une caractérisation des corindons métamorphiques et de comprendre leur genèse.

1. Choix et présentation du secteur

Le gisement de Zazafotsy a été choisi pour les raisons suivantes : beaucoup de roches encaissantes et de roches minéralisées sont saines, ces spécificités facilitent la compréhension de sa structure, ses caractéristiques et sa formation. Par ailleurs, ce gisement n'a jusqu'à présent fait l'objet d'aucune étude géologique détaillée.

Le gisement de corindon de Zazafotsy se trouve sur la colline de Bevoaroy, environ à 6km à l'Est du village d'Ambatrazo, à une altitude de 1125m ; les coordonnées Laborde sont comprises entre 400,024 et 442,037 (figure 1, page 2). Il fait partie de la commune rurale de Zazafotsy, dans le district d'Ihosy, province de Fianarantsoa. Ce gisement se situe dans une zone montagneuse à altitude moyenne comprise entre 1100 et 1300m. Cette zone est traversée par le cours d'eau d'Ambahatsazo et ses affluents.

La latérite occupe une partie importante de la surface étudiée (75 à 85%) alors que les roches saines affleurent sur les zones de crêtes et les cours d'eau.



LEGENDE

- ◆ gisement
- point d'échantillonnage
- village
- itinéraire

Figure 1 : Carte de site d'étude, d'itinéraires et de localisation du gisement de saphir (extraite d'une image satellite N°159076-99 Land Sat T.M. 7)

2. Méthodologie de travail

Elle comporte trois étapes :

- *compilation bibliographique et cartographique*

Il s'agissait de réaliser une compilation bibliographique puis de consulter les cartes topographiques et géologiques. Elles ont permis de donner préalablement des informations pour la réalisation de toutes les études sur le terrain.

- *travaux de terrain*

Trois missions de terrains ont été effectuées : du 08 au 17 Mai 2004, du 27 Juillet jusqu'au 03 Août 2004 et du 19 Mai jusqu'au 03 Juin 2005. La première mission consistait à faire des échantillonnages systématiques de tous les gisements et les indices à corindons rencontrés ainsi que d'effectuer des levés géologiques. La deuxième et la troisième mission ont été consacrées à la cartographie détaillée de la zone d'étude (figure 7, page 31).

- *travaux de laboratoires*

Le broyage et la porphyrisation, une partie de la confection des lames minces polies et des lames épaisses polies double face ont été réalisés au laboratoire du Département des Sciences de la Terre, Université d'Antananarivo. Par ailleurs, certaines lames minces et lames épaisses doublement polies ont été fabriquées aux laboratoires du CRPG/CNRS de Nancy en France. Ces lames sont destinées aux observations microscopiques et aux analyses.

Des analyses par différentes méthodes ont été effectuées :

- la microsonde électronique sur CAMECA SX50 aux laboratoires de Minéralogie (LMTG) de l'Université Paul Sabatier de Toulouse et avec les microsondes électroniques SX50 et SX100 de l'Université Henri Poincaré de Nancy, en France.

- les analyses chimiques sur roches totales effectuées au SARM du CRPG/CNRS de Nancy en France. Les éléments majeurs sont analysés par Spectrométrie d'émission à Plasma à Couplage Inductif avec une ICP-ES Jobin Yvon J Y 70 type II, alors que les éléments en traces sont analysés par Spectrométrie de Masse à Plasma à Couplage Inductif de type ICP-MS Perkin-Elmer ELAN 5000.

- les analyses isotopiques de l'oxygène des corindons réalisées au laboratoire du Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) de Glasgow en Ecosse.

- les études des inclusions (solides, fluides) effectuées aux laboratoires Minéralogiques de l'Université Paul Sabatier de Toulouse et Laboratoires du CRPG/CNRS de Nancy en France.

- les études gemmologiques du Saphir de Zazafotsy et les observations microscopiques réalisées aux laboratoires du Département des Sciences de la Terre de l'université d'Antananarivo et du CRPG-CNRS de Nancy en France.

3. Cadre géologique

La géologie de Madagascar se divise en deux parties : le socle précambrien qui occupe les deux-tiers oriental de la superficie de l'île et de l'ensemble sédimentaire constituant le tiers de la partie occidentale (Bésairie, 1964 ; Hottin, 1976).

- **Les événements panafricains à Madagascar**

Le socle précambrien est constitué par des terrains archéens tectonisés et métamorphisés autour de 2 600 MA (Hottin, 1976) et repris par des orogénèses pendant la formation du supercontinent Gondwana au protérozoïque supérieur qui résulte de collisions panafricaines (Meert et Van Der Voo, 1996) (figure 2, page 5).

Madagascar appartient à la Chaîne Mozambicaine qui fait partie de la Chaîne mobile Est africaine (Kröner, 1997 ; de Wit, 2003). Selon Nedelec et al. (2000), deux témoins de collisions panafricaines sont caractérisées à Madagascar ; un premier épisode à 700 – 650 MA, se serait produite entre l'Ouest et l'Est Gondwana avec des témoins au Nord et au Centre de Madagascar ; l'autre collision, qui est marquée par les grands cisaillements crustaux panafricains du Sud de Madagascar, correspondrait au stade final de la formation du continent Gondwana. Le granite de Carion qui a été daté à 530 Ma (Meert et al., 2001) fait partie des témoins des ces événements tardi-panafricains (Madison Razanatseho, 2003).

- **Unités lithotectoniques régionales**

Le Précambrien comprend deux grandes unités tectoniques qui sont séparés par la zone de cisaillement de Bongolava – Ranotsara (Windley et al. 1994) (figure 3) :

- Le nord est constitué d'abord par le système de base Antongilien essentiellement granitique, d'âge Katarchéen à Archéen (Tucker et al., 1997), ensuite le système supérieur d'Andriamena – Manampotsy et Ambatolampy, d'âge archéen, composés par un ensemble paragneissique silico-alumineux, puis le groupe d'Itremo qui est formé par une série schisto-quartzo-carbonatée (SQC) (Bésairie, 1964), d'âge Mésoprotérozoïque (Cox et Armstrong, 1997), et enfin la série d'Amborompotsy-Ikalamavony et la série du Vohimena sont constituées généralement par un ensemble paragneissique métamorphisé dans le faciès granulite, d'âge protérozoïque supérieur. Récemment, Collins et al. (2000a) ont divisé cette partie en cinq unités respectivement : (1) le bloc d'Antongil, (2) le bloc d'Antananarivo, (3) la nappe de Tsaratanana, (4) la nappe d'Itremo et (5) la ceinture de Bemarivo (figure 3, page 6).

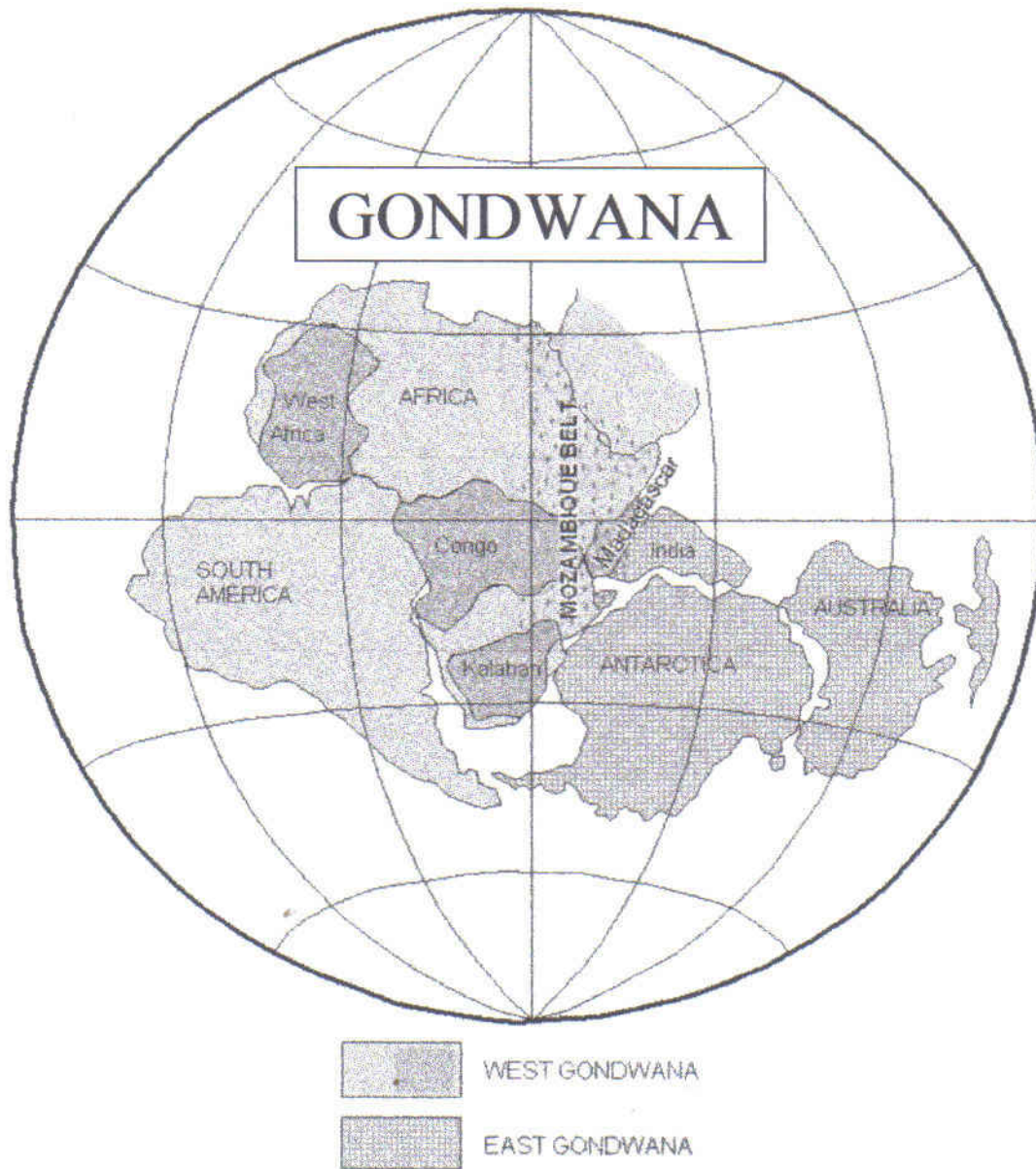


Figure 2 : La formation du super continent Gondwana au protérozoïque supérieur (Meert et Van der Voo, 1996). Madagascar fait partie de la Chaîne mozambicaine.

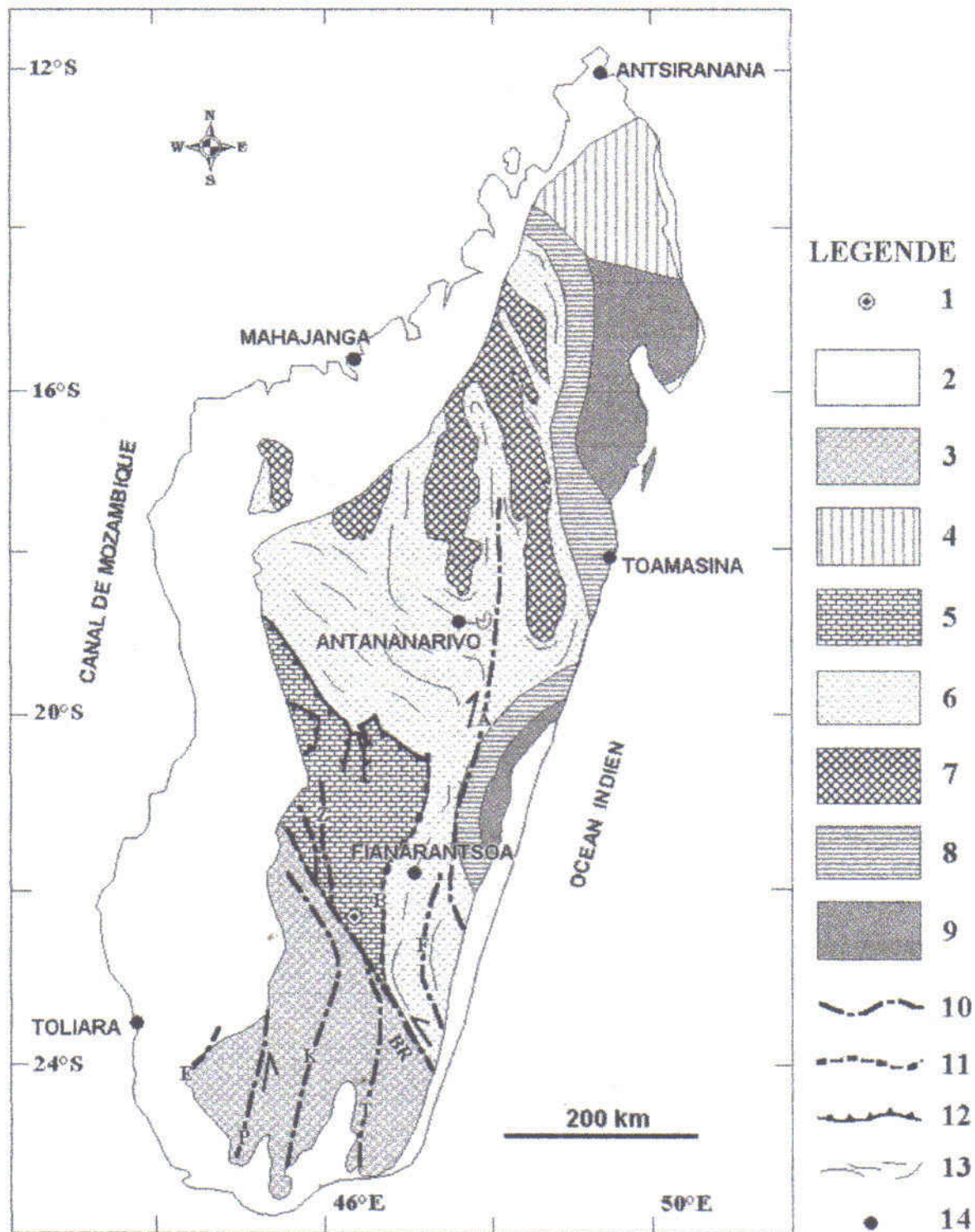


Figure 3 : Carte lithostructurale simplifiée de Madagascar (Collins et al., 2000a).

1 – zone d'étude (gisement de saphir de Zazafotsy) ; 2 – couverture sédimentaire ; 3 – socle du Sud ; 4 – ceinture de Bemarivo ; 5 – nappe d'Iremo ; 6 – bloc d'Antananarivo ; 7 – nappe de Tsaratanana ; 8 – suture de Betsimisaraka ; 9 – bloc d'Antongil ; 10 – zone de cisaillement (A = Angavo, BR = Bongolava-Ranotsara, F = Ifanadiana, Z = Zazafotsy, T = Tranomaro, K = Bekily, P = Ampanihy, E = Ampanihy) ; 11 – extension de la zone de cisaillement (B = Betsileo) ; 12 – charriage (thrust) ; 13 – foliations ; 14 – chef lieu de province.

- Le Sud de cet axe est formé essentiellement d'abord par le complexe ultramétamorphique androyen rattaché au Protérozoïque inférieur. Il comprend trois groupes : Fort-Dauphin, Tranomaro et Ampandrandava (Hottin, 1976). Cet ensemble est formé essentiellement par des roches silico-alumineuses polymétamorphiques (granulites, leptynites, charnokites, scapolitites, cipolins). Ensuite le groupe d'Ampanihy, d'âge Protérozoïque moyen, se trouve au Sud-Ouest du système androyen. Il est constitué par des gneiss et des leptynites à grenat, biotite et sillimanite riches en graphite avec des intercalations de quartzites, d'amphibolites, de scapolitites et de cipolins (Hottin, 1976). Enfin, l'extrême Sud-Ouest du socle est formé par le groupe de Vohibory, d'âge Protérozoïque moyen. Il est caractérisé par l'abondance des roches basiques et ultrabasiques à d'amphibolites et de serpentinites intercalées dans des orthogneiss, granulites et cipolins (figure 4, page 9). Cet ensemble est affecté par un métamorphisme intermédiaire entre les faciès amphibolite et granulite (Nicollet, 1986 ; Andriamarahafatra et al., 1990 ; Paquette et al., 1996 ; Martelat, 1998 ; Mercier et al., 1999). La datation récente de ce socle a permis de le relier aux événements panafricains tardifs (Andriamarahafatra et al., 1990 ; Paquette et al., 1994 ; Tucker et al., 1997).

➤ *La série d'Amboropotsy – Ikalamavony*

Elle est considérée comme l'équivalent profond du SQC (Hottin, 1976). Elle se prolonge vers le Sud jusqu'au niveau de la plaine de Ranotsara. Cette série est formée par des gneiss à biotite et des gneiss à amphibole qui sont très abondants, de quelques micaschistes et gneiss à sillimanite et grenat, des cipolins, des amphibolites feldspathiques à hornblende et labrador parfois quartzifères (Hottin, 1976).

➤ *La série de Vohimena*

A l'Ouest, elle est en concordance avec le groupe d'Amborompotsy – Ikalamavony et au Sud en discordance avec le complexe ultramétamorphique androyen (Hottin, 1976). Cette série est constituée essentiellement par des micaschistes alumineux, des intercalations importantes de quartzites, des cipolins, des amphibolites, des pyroxénites et des leptynites à cordiérite, grenat et sillimanite.

➤ *Les grands décrochements tardi-panafricains de Madagascar.*

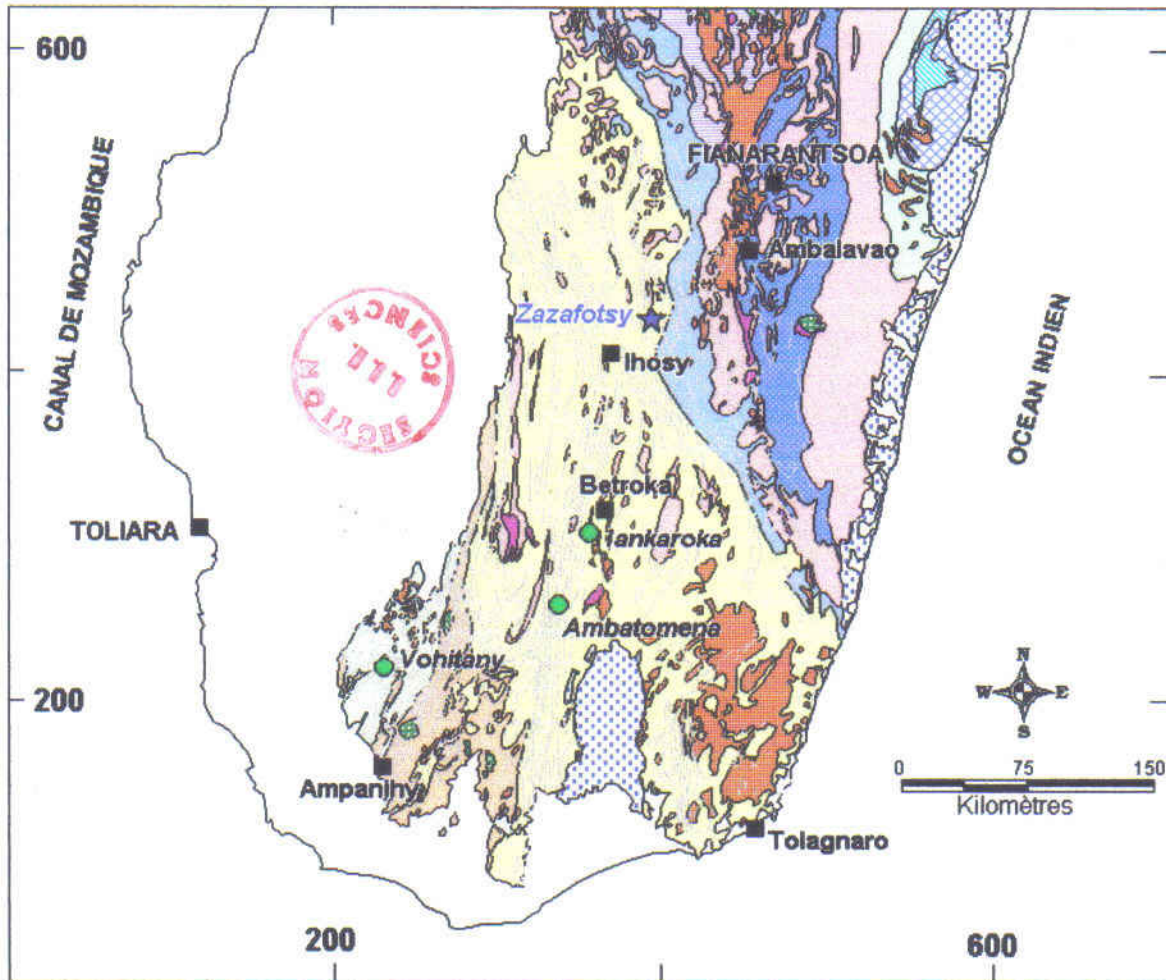
Plusieurs cisaillements crustaux majeurs recoupent le socle précambrien. Ils ont deux orientations principales : N0 à N5 et N140 (figure 3, page 6) (Razanantseheno Madison, 2003).

Sept cisaillements parallèles ont une direction variant de N0 à N5 (Razanantseheno Madison, 2003). Ils se trouvent généralement au Sud de l'île sauf pour le cisaillement d'Angavo qui s'allonge du Nord au Sud sur toute la partie orientale de Madagascar (Martelat, 1998) ; les décrochements du Sud sont formés par les zones de cisaillement d'Ampanihy, de Beraketa, de Tranomaro (Rolin, 1991) et les trois autres lignes de dislocation décrites par Martelat et al. (2000) à savoir les zones de cisaillement d'Ejeda, de Zazafotsy et d'Ifanadiana.

L'unique ligne de dislocation orientée vers N140 est celle de Bongolava-Ranotsara (Hottin, 1976 ; Rolin, 1991) qui est un décrochement de type senestre.

4. Plan du mémoire

La première partie montre les généralités sur les corindons. La deuxième partie présente une étude sur le gisement de saphir de Zazafotsy : cartographie, métallogénie, pétrographie, pétrologie, gemmologie, géochimie et géochronologie. La troisième partie sera consacrée aux comparaisons pétrographiques, pétrologiques et à la caractérisation métallogénique des gisements de corindon du Sud Ouest de Madagascar. Enfin, une brève discussion concernant ces gisements de corindon et une conclusion générale termineront cet ouvrage.



LEGENDE

★	1		5		9		13		17
●	2		6		10		14		18
—	3		7		11		15		19
■	4		8		12		16		

Figure 4 : Carte géologique et structurale simplifiée du Sud de Madagascar (Hottin, 1976 ; Martelat, 1998 ; Direction des Mines et de la Géologie, 2002 ; Andriamamonjy, 2006).

1 – gisement de saphir de Zazafotsy ; 2 – gisements et indices à corindon du Sud ; 3 – trace du plan de foliation ; 4 – ville ; 5 - couverture sédimentaire ; 6 – basaltes, gabbros, rhyolites, microgranites, trachytes, syénites ; 7 – granites, chamokites, tonalites ; 8 – syénites, chamokites syénitiques ; 9 – gabbros ; 10 – groupe d'Ampanihy ; 11 - groupe de Vohibory ; 12 – complexe ultramétamorphique androyen ; 13 – série de schisto-quartzo-calcaire ; 14 – groupe d'Amborompotsy ; 15 – groupe de Beforona ; 16 – groupe d'Ambatolampy ; 17 – groupe de Manampotsy ; 18 – Migmatites ; 19 - groupe d'Antongil.

Première partie :
GENERALITES SUR LE CORINDON

Chapitre 1 : MINERALOGIE ET GEMMOLOGIE DU CORINDON

1. Caractéristiques du corindon

Le terme corindon vient soit du Sanscrit "Kuruvinda", soit du Tamoul "Kurmidam". Il est traduit par « Corindon » en Occident (Anthony et al., 1997).

Le corindon, sous ses variétés rubis et saphir, est constitué d'oxyde d'aluminium, de formule chimique $\alpha - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Al = 52,91% et O = 47,09%). Il cristallise dans le système rhomboédrique, de la classe 32/m qui comporte sept formes cristallines : cinq d'entre elles appartiennent au système hexagonal à savoir : le pinacoïde (001), le prisme hexagonal du premier ordre (100), le prisme hexagonal du second ordre (110), le prisme dihexagonal (hko) et la dipyramide hexagonale (hkl) ; les deux autres formes correspondent au système rhomboédrique : le scalénoèdre ditrigonal (hkl) et le rhomboèdre (hol), (Cesbron et al., 2002) (figure 5, page 11). Le corindon est caractérisé par sa dureté 9 sur l'échelle de Mohs. Sa densité est comprise entre 3,95 et 4,10 ; ses indices de réfraction sont : $n_g = 1,767 - 1,77$ et $n_p = 1,759 - 1,763$ avec une faible biréfringence $n - n_p = 0,008$; son éclat est très vif. Il n'a pas de clivage mais des plans de séparation (0001) et (1011) préférentiels. Lors de la croissance, les cristaux de corindon sont parfois maclés : macles polysynthétiques et macles par interpénétration. Le corindon est optiquement uniaxe mais parfois il existe des cristaux biaxes en relation avec la présence des macles polysynthétiques (Cesbron, 2002).

2. Coloration du corindon

Le corindon montre une grande diversité de couleurs. Le nom rubis, rouge, désigne la variété chromifère du corindon, tandis que les autres couleurs définissent le saphir. Lorsque le corindon est chimiquement pur (Al = 52,91% et O = 47,09%), il est incolore et il s'agit de leucosaphir.

L'origine de la couleur du corindon est liée à la substitution de l'aluminium par des éléments-traces comme le Cr, Fe, Ti, V, ..., mais aussi à des transferts de charge tels $\text{Fe}^{2+} - \text{O} - \text{Ti}^{4+}$ et la présence de centres colorés notamment pour les saphirs jaunes et orangés (Schmetzer et Bank, 1981 ; Fritsch et Rossman, 1988b) (tableau I, page 12). Selon Garnier (2003), cette coloration est due à deux facteurs principaux :

- la présence d'éléments traces qui sont des ions métalliques appartenant aux éléments de transition (Cr, Fe, Ti, V, ...) et appelés éléments chromophores ;
- la présence d'inclusions minérales tels que le rutile, la boehmite, le diaspore, les carbonates, l'apatite, le zircon, ...

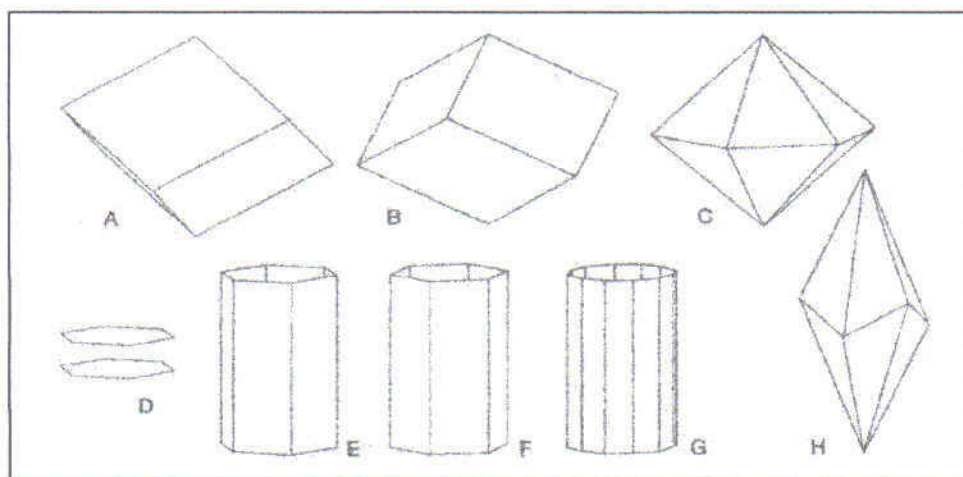


Figure 5 : Les différentes formes cristallines du corindon.

I : Formes cristallines du corindon appartenant à la classe holoèdre $32/m$ du système rhomboédrique, A – rhomboèdre positif $\{10.1\}$, B – rhomboèdre négatif $\{01.1\}$, C – dipyramide hexagonale $\{hk.l\}$, D – pynacoïde $\{00.1\}$, E – prisme hexagonal du premier ordre $\{10.0\}$, F – prisme hexagonal du second ordre $\{11.0\}$, G – prisme dihexagonal $\{hk.l\}$, H scalénoèdre ditrigonal $\{hk.l\}$ (Cesbron et al., 2002).

La couleur du rubis est due à la substitution dans le site octaédrique de l' Al^{3+} par du Cr^{3+} . Si la concentration du Cr^{3+} est faible et celles d'autres éléments tels le fer augmentent, la couleur du rubis devient rose ; lorsqu'elle augmente, cette couleur devient de plus en plus rouge ; pour une concentration de 1 à 2% poids en chrome, on peut avoir une couleur rouge profond appelée parfois couleur « sang de pigeon » (Cesbron, 2002). Si le rapport Fe_2O_3/Cr_2O_3 est supérieur à 1, le corindon rose s'appellera saphir rose (Schwarz, communication personnelle).

Le saphir bleu est lié à la présence d'atome de fer et de titane qui se substituent à l'aluminium dans le réseau cristallin du corindon. Les couleurs jaune et orange du saphir sont dues au transfert de charge entre des paires d'ions Fe^{3+} en substitution dans la structure du corindon. La couleur jaune peut être liée aussi à la présence de centres colorés. Le saphir vert est obtenu par l'existence d'ions Fe^{3+} en coordination octaédrique avec des transferts de charge entre des ions Fe^{2+} et Ti^{4+} (Emmet et Douthit, 1993). Le saphir padparadscha est dû à l'existence de Cr^{3+} et de Fe^{3+} en remplacement d'ions Al^{3+} dans le site octaédrique du réseau cristallin (Notari, 1997). Les autres couleurs (violet, bleu violet, rose, ...) sont des combinaisons entre les différents mécanismes présentés ci-dessus.

Tableau 1 : Principaux facteurs mis en jeu pour la coloration des saphirs et rubis (Fritsch et Rossman, 1988b).

Couleur	Cause	Référence
pourpre	transfert de charge $Fe^{2+}-O-Ti^{4+}$ coexistant avec Cr^{3+} en coordination octaédrique	Schmetzer et Bank (1981)
bleu (saphir)	transfert de charge $Fe^{2+}-O-Ti^{4+}$ avec influence de 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 $Fe^{3+} \rightarrow Ti^{3+}$	Schmetzer et Bank (1981)
jaune	Transfert de charge $O^{2-} \rightarrow Fe^{3+}$ Fe^{3+} et 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., (1983) Nassau et Valente (1987) Ferguson et Fielding (1971)
orange à brun orangé	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres colorés avec une contribution de Fe^{3+}	Schmetzer et Bank (1981) Schmetzer et al., (1983)
padparadscha	Cr^{3+} en coordination octaédrique et centres 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 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 teneurs particulières.	Schmetzer et al., (1980)

3. Les inclusions solides et fluides dans le corindon

Les corindons renferment une grande variété d'inclusions solides et fluides.

Gübelin et Koivula (1986) proposent une classification des inclusions dans le corindon par rapport à sa cristallisation :

3.1 Les inclusions protogénétiques

Les inclusions sont formées avant la cristallisation du corindon. Elles sont strictement de nature solide. Plusieurs types d'inclusions solides peuvent être observées dans les corindons (tableau 2, page 13).

Tableau 2 : Les différents types d'inclusions solides piégées dans le corindon

Inclusions solides	Types de gisement	Références bibliographiques
pyrite, biotite, analcime, calcite	roches intrusives mafiques	Gübelin et Koivula (1986)
Zircon, soies de rutile	syénites	Guo et al. (1996a)
Calcite, spinelle, feldspath, phlogopite, urano-thorianite, zircon, fluorite	skarns	Schwarz et al. (1996)
hématite, vermiculite	roches ultrabasiques	Solesbury (1967) ; Peretti et al. (1990)
calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, rutile, soufre, diaspore	marbre	Hänni et Schmetzer (1991), Smith et al. (1997), Pham Van Long et al. (2004)
rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline, feldspath	gneiss, granulite, charnockite	Simonet (2000)
zoïsite, amphibole, margarite	amphibolites	Thenthorey et al. (1996), Forestier et Lasnier (1969)

3. 2 Les inclusions syngénétiques

Les inclusions se développent durant la croissance minérale. Elles sont essentiellement de nature fluide. Deux types d'inclusions fluides sont discriminés :

- les inclusions fluides primaires formant pendant la croissance du cristal, et qui sont piégées sur les surfaces cristallines. Ces inclusions ont la forme d'un cristal négatif et elles peuvent contenir un gaz, un liquide et/ou un solide (sels). Les inclusions peuvent être monophasées, biphasées ou triphasées, c'est-à-dire contenir respectivement une, deux ou trois phases.

- les inclusions fluides secondaires, elles sont piégées après la cristallisation du corindon.

Le constituant chimique majeur des fluides occlus dans les cavités fluides des corindons sont principalement le gaz carboniques ; on le rencontre en particulier dans les corindons de gisements du Sud de Madagascar (Rakotondrazafy et al., 1996 ; Ravolomiandrinarivo et al., 1997), de la Tanzanie et du Kenya (Mercier et al., 1999) avec de très faible concentrations en H₂O, et parfois avec de l'H₂S, des complexes de carbones sulfurés (types COS) et de soufre natif (S₈) pour les corindons associés aux marbres d'Asie centrales et Sud-Est (Giuliani et al., 2003).

3. 3 Les inclusions épigénétiques

Elles sont piégées pendant ou après la cristallisation du cristal. Les inclusions peuvent être de nature solide ou fluide. Les inclusions fluides piégées sur des zones de fractures développées au cours de la croissance du minéral et qui ne recoupent pas l'ensemble du cristal sont appelées « pseudo secondaires » ; les inclusions piégées sur des plans de fractures postérieurs à la croissance du cristal sont appelées : inclusions secondaires.

4. Les traitements des corindons

De nombreux traitements sont utilisés pour améliorer l'apparence des gemmes (couleur, transparence, ...). Le plus vieux traitement connu est la teinture des pierres mais elle est superficielle (Fritsch et Rossman, 1998a et b). Deux types de traitement sont fréquemment utilisés pour le corindon: soit le traitement thermique soit l'irradiation.

Les plus anciens traitements thermiques du corindon datent du II^{ème} siècle avant JC au Sri Lanka (Cesbron, 2002). Le chauffage peut altérer l'apparence des inclusions solides présentes dans les corindons naturels (Gübelin et Koivula, 1986 ; Themelis, 1992 ; Hughes, 1997a) et provoquer une décrépitation des inclusions fluides (Gübelin et Koivula, 1986). Mais ils permettent aussi d'améliorer la transparence et de modifier la couleur du corindon selon les conditions utilisées (Emmet et Douthit, 1993 ; Cesbron et al., 2002).

En thermochimie, il est possible de diffuser des agents colorants (éléments chromophores) à partir de la surface du corindon pour donner une coloration uniforme (Themelis, 1992).

Pour donner une couleur rose-orangée, une nouvelle méthode de traitement des saphirs est apparue en 2001 en Thaïlande. Ces saphirs ont été vendus sous l'appellation padparadscha. Les analyses par LA – ICP – MS et par sonde ionique IMS 3F ont montré que ces saphirs orangés se caractérisaient par la présence de béryllium dans la structure cristalline. Au départ, ce traitement était accidentel car le béryllium provenait de la fusion de cristaux de chrysobéryl présents dans les lots de saphirs. Par la suite, la poudre d'oxyde de béryllium a été ajoutée aux saphirs chauffés pour obtenir le rose orangé à orangé des padparadscha (Emmett et al., 2003).

L'irradiation se caractérise par un déplacement des électrons ou plus rarement des atomes de la pierre par rayonnement (Fritsch et Rossman, 1988).

5. Les corindons synthétiques et les pierres assemblées

La synthèse du corindon a été réalisée au XIX^e Siècle. Les corindons synthétiques présentent la même composition chimique, structure, propriétés physiques et chimiques que les corindons naturels. La synthèse du corindon peut se diviser en trois groupes (Cesbron et al., 2002):

- la synthèse par fusion (synthèse Verneuil) : cette méthode consiste à faire cristalliser du corindon à partir de la calcination d'une poudre d'alumine mélangée à une poudre de colorants (oxydes de chrome par exemple) sous une flamme oxydrique à 1100°C.

- la synthèse par flux (méthode des fondants) : elle est basée sur la croissance du corindon à partir d'une poudre d'alumine mélangée à des fondants (oxyde de plomb par exemple) qui permettront une diminution du point de fusion de l'alumine de 2030°C à 1300°C.

- la synthèse hydrothermale qui est caractérisée par la dissolution de l'alumine avec d'autres éléments en milieu aqueux dans des autoclaves pour des températures de 500°C et des pressions de 2 kbar.

La fabrication des pierres assemblées est faite à partir de l'imitation et l'assemblage des pierres gemmes. Les pierres imitées présentent une ressemblance avec le corindon notamment le spinelle et le grenat. Les pierres assemblées sont constituées par l'assemblage de deux ou plusieurs pièces de pierres naturelles et/ou de pierres synthétiques ou bien des corindons imités (Hughes, 1990). Trois types de base peuvent être utilisés pour la fabrication des corindons assemblés : (1) une pierre assemblée qui est formée entièrement par de corindons naturels ; (2) un corindon qui est constitué partiellement des corindons naturels ; (3) un assemblage formé de pierres qui ne sont pas du corindon naturel.

Les pierres assemblées formées par deux éléments s'appellent « doublets » et celles qui sont constituées de trois pièces sont appelées « triplets ».

6. Utilisation industrielle et en joaillerie

Le corindon, naturel et artificiel, est utilisé dans de nombreux domaines notamment dans l'industrie et dans la joaillerie.

Les corindons naturels et artificiels sont utilisés fréquemment comme abrasifs (abrasifs doux et abrasifs énergétiques) (Cesbron et al., 2002). Grâce à ses propriétés optique, physique et chimique, le corindon est utilisé dans les domaines industriels suivants : réfractaires monolithiques (ciments alumino-calciques), liant pour d'autres agrégats réfractaires (céramiques traditionnelles et techniques : porcelaines, vaisselle, gilets pare-balles, revêtements sur des métaux, ...). Le corindon est utilisé aussi dans l'industrie de l'horlogerie, chimique, électrique, du verre et en métallurgie.

Les saphirs et les rubis gemmes sont très recherchés pour la joaillerie : il s'agit de pierres précieuses tout comme l'émeraude et le diamant. La majorité des rubis et des saphirs du Sud-Est asiatique, de l'Afrique, de l'Australie, de Sri Lanka et de Madagascar sont traités et taillés à Bangkok en Thaïlande puis ils sont vendus à Bangkok, à Hong-Kong et en Allemagne (Garnier, 2003). Les critères qui déterminent le prix de vente de ces gemmes sont généralement leur poids, leur couleur, leur transparence et la qualité de leur taille (Ward, 1993) ; il faut aussi tenir compte de leur origine géographique (Hughes, 1997a) et des différents traitements utilisés. Les corindons synthétiques sont environ mille fois moins chers que les corindons naturels (Garnier, 2003).

Chapitre 2 : LES TYPES DE GISEMENTS

Plusieurs classifications typologiques des gisements de corindon sont proposées dans la littérature :

- une classification basée sur l'habitus des corindons (Ozerov, 1945),
- Hughes (1990, 1997a) utilise une classification basée sur le contexte géologique des gisements,
 - Schwarz (1998) propose une autre classification fondée sur la lithologie des roches-hôtes,
 - la classification des rubis proposée par Muhlmeister et al. (1998) est basée sur leur composition chimique,
- Simonet (1997, 2000) caractérise les gisements de corindon à partir des processus génétiques de leur formation.

Une autre classification plus récente proposée par Garnier et al., (2004) est basée sur la nature du type de gisement et sur la lithologie des roches-hôtes des corindons. Les auteurs séparent les gisements primaires des gisements secondaires détritiques.

1. Les gisements primaires

Ils peuvent être subdivisés en deux groupes suivant le contexte géologique dans lequel ils se forment : les gisements en contexte magmatique et les gisements en contexte métamorphique.

La répartition de ces gisements dans le monde est présentée dans le tableau 3, page 17.

1.1 Les gisements en contexte magmatique

Les roches magmatiques contenant les corindons sont des roches intrusives ultramafiques à mafiques (lamprophyre, basalte).

1.1.1 Les gisements dans les roches intrusives mafiques

Ce sont des gisements formés par des filons de lamprophyre de nature ultramafique et des brèches hydrothermales à xénocristaux de corindon (Hughes, 1997a). Ces faciès recoupent des calcaires et des shales qui ont subi un métamorphisme de faible degré. Les faciès minéralisés sont constituées d'un assemblage à analcime, calcite, phlogopite, diopside, clinopyroxène, magnétite, apatite, corindon et spinelle (Gauthier et al., 1995).

Tableau 3 : Les différents types de gisements de corindon dans le monde

Types de gisement	Localisation dans le monde	
	Gisements magmatiques	Roches intrusives mafiques
Basaltes	Yogo Gulch, Montana, Etats-Unis (Mychaluk, 1995), Loch Roag, Ecosse (Jackson, 1984)	
Syénites		Afrique : Cyangugu, Rwanda (Krzemnick et al., 1996) ; Kivu, République Démocratique du Congo (Frazier et Frazier, 1990) ; Turkana, Kenya (Keller, 1992) ; Kaduna, Nigeria (Keifert et Schmetzer, 1987) ; Mamfe, Cameroun (Lettemann et Schubnel, 1970) ; Atakor, Sahara algérien (Conquère et Girard, 1968), Aïr, Niger (Carbonel et Roblin, 1972). Madagascar : Soaniakatra, Antanifotsy (Rakotosamizany, 2003) ; Ambondromifehy, Antsiranana (Schwarz et al., 2000) Asie : Mingxi, Shandong (Guo et al., 2004) ; Pailin, Cambodge (Lacombe, 1970 ; Jobling et Berrangé, 1981) ; Chanthaburi-Trat, Kanchanaburi (Vichit et al., 1978 ; Suthirat et al., 2001) ; Denchai, Phrae, Thaïlande (Limkatun et al., 2001). Europe : Espaly, France (Carbonel et al., 1973) ; Eifel, Allemagne (Hochleitner, 1998) ; Jinzerská Louka, Tchéquie-Cesque, République Tchéque et Wilcza Poreka, Pologne (Mailiková, 1999) ; Loch Roag, Ecosse (Upton et al., 1983) Australie : Queensland jusqu'en Tasmanie (Sutherland, 1996). Amérique du Sud : Mercaderes-Rio Mayo, Colombie (Keller et al., 1985).
Gisements métamorphiques		Garba Tula, Kenya (Simonet et al., 2004) ; Befrona, Madagascar (Lacroix, 1922). Kakamuna, Sri Lanka (Silva et Siriwardena, 1988), Andranondambo, Madagascar (Rakotondrzaafy et al., 1996 ; Schwartz et al., 1996 ; Gùbelin et Peretti, 1997 ; Moine et al., 1998). Kalalani, Umba, Tanzanie (Solesbury, 1967) ; Buck Creek, Caroline du Nord, Etats-Unis (Hardley, 1949) ; Haute-Loire, France (Marchand et al., 1989) ; Transvaal, Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986) ; Sunjam, Cachemire (Atkinson et Kothavala, 1983) ; Mangari, Kenya (Mercier et al., 1999 ; Simonet, 2000). Barberton, Transvaal, Afrique du Sud et Zimbabwe (Schreyer et al., 1981 ; Kerrich et al., 1987) ; Hokitika, Nouvelle Zélande (Grapes et Palmer, 1996). Asie centrale (Garnier et al., 2001) : Luc Yen, Viêt-Nam (Poirot, 1997) ; Mogok (Kane et Kammerling, 1992 ; Kammerling et al., 1994) et Mong Hsu, Myanmar (Peretti et al., 1995) ; Chunar et Rwiil, Népal (Smith et al., 1997) ; Nangimali, Azad, Kashmir (Mailik, 1994 ; Pècher et al., 2001) ; Jegdalek, Pamirs, Tadjikistan (Rossovsky et al., 1982 ; Smith, 1998) ; Oural, Russie (Kissin, 1994). Europe : Xanthi, Grèce (Andronopoulos, 1964), Prilep, Macédoine (Hunstätter, 1990), Campolungo, Suisse (Hochleitner, 1998). Amérique du Nord : Sussex, New Jersey (Dunn et Frondel, 1990). Afrique : Morogoro, Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991). Azov- Russie, Fronland- Norvège, Mysore-Inde, Hida-Japon, Ihozy et Antsirabe-Madagascar (Schwartz, 1998) ; Indaia, Minas Gerais, Brésil (Epstein et al., 1994) ; Ceinture du Mozambique et Ushindi, Si Ndoto Tena, Kenya (Simonet, 2000) ; Paramati, India (Santosh et al., 2004) Losongonoi, Tanzanie (Dirjam et al., 1992) ; Kittila, Finlande et Sittampundi, Inde (Janardharan et Leake, 1974) ; Dinardes, ex-Yugoslavie (Parnic et al., 1973) ; Chantel, France (Forestier et Lansnier, 1969) ; Kitui, Kenya (Barot et Harding, 1994) ; Malawi et Tete Mozambique (Andreoli, 1984) ; Vohibory, Madagascar (Nicolet, 1986 ; Mercier et al., 1999) ; Harts Range, Australie (Mc Coll et Warren, 1980) ; Dir, Pakistan (Aboossally, 1999) ; Hokkaido, Japon (Morishita et Kodera, 1998). Morogoro, Tanzanie (Altherr et al., 1982) ; Stoer, Ecosse (Cartwright et Barricoat, 1986).
Gneiss, granulites et charnockites		
Amphibolites		
Anatexites		

La majorité des saphirs sont bleus (autour de 97%), les autres ont des couleurs allant du violet à pourpre (Mychaluk, 1995). L'habitus originel est constitué par des cristaux courts, à prismes rhomboédriques terminés par une pinacoïde (Clabaugh, 1952 ; Hughes, 1990) mais d'autres saphirs ont une forme arrondie, érodée ou brisée en raison de la résorption des corindons au contact du magma (Clabaugh, 1952; Gauthier et al., 1995) et par l'abrasion mécanique des cristaux lors de la mise en place des dykes (Mychaluk, 1995). Les saphirs renferment souvent de petites inclusions de pyrite, de biotite, d'analcime et de calcite (Gübelin et et Koivula, 1986).

L'origine de ces gisements varie selon les auteurs. Clabaugh (1952) indique que la cristallisation tardive du saphir est due à l'assimilation en profondeur des roches sédimentaires ou métamorphiques très alumineuses. Selon Meyer et Mitchell (1988) et Mychaluk (1995), les corindons se seraient formés soit en base de croûte pendant la phase de métamorphisme soit pendant la cristallisation d'un magma plus ancien, recoupé et bréchifié par le magma lamprophyrique.

1. 1. 2 Les gisements dans des basaltes

Les basaltes appartiennent généralement à des coulées de types plateaux basaltiques alcalins à l'exception des gisements du Sud de la Chine et du Niger (Coenraads et al., 1990).

Les faciès minéralisés renferment souvent des enclaves d'anorthosites à corindon qui sont des xénolithes ultramafiques (Coenraads et al., 1990), des enclaves syénitiques et des xénocristaux de corindon.

Le corindon est associé fréquemment à la pyrrhotite, au zircon, au clinopyroxène, au spinelle ferrique et parfois la saphirine (Muhlmeister et al., 1998). Les corindons ont le plus souvent une forme de barillet (Guo et al., 1996a). Ce sont des rubis et des saphirs bleus, verts et jaunes (les saphirs appelés en anglais « Blue-Green-Yellow » et définis par Coenraads et al., 1990 ; Sutherland et al., 1998b). Les inclusions minérales dans les xénocristaux de corindon sont essentiellement de la colombite, de l'uranopyrochlore, du zircon, des feldspaths et quelques fois des sulfures.

La mise en place de ces gisements varie selon le contexte géologique dans chaque aire géographique. Les gisements du Camérout et du Nigéria sont liés au rift de la province volcanique de Guiné (Wright et al., 1995). Les gisements du Rwanda, du Congo et du Kenya sont associés au grand rift Est Africain (Simonet, 2000). La mise en place des basaltes alcalins en Asie Sud-Est varie suivant les auteurs : ils sont liés à la subduction de la plaque indienne sous la plaque eurasiennne selon Levinson et Cook (1994), alors que Barr et Mc Donald (1979) pensaient à l'existence d'un amincissement cristal suivi par des éruptions volcaniques provenant de la remontée du manteau.

Selon Coenraads et al. (1990), Levinson et Cook (1994), Guo et al. (1996a), les corindons sont des xénocristaux. Ils peuvent être d'origine crustale (Levinson et Cook, 1994) et/ou d'origine ignée (Irving, 1986 ; Coenraads et al., 1990 ; Guo et al., 1996a ; Sutherland, 1996 ; Sutherland et al., 1998b ; Saminpanya, 2000). La composition isotopique de l'oxygène des saphires de Dak Nong (Viêt-Nam) confirme ces hypothèses (Garnier et al., 2005).

1. 1. 3 Les gisements dans les syénites

Le gisement de Garba Tula est constitué par une syénite intrusive dans des migmatites à hornblende et dans des gneiss à biotite (Simonet, 2000 ; Simonet et al., 2004). Le faciès minéralisé est une syénite hyperalumineuse. Le gisement de saphir se présente sous la forme de veines feldspathiques subverticales contenant des cristaux de mica noir et des corindons disséminés dans la matrice feldspathique.

Les saphirs sont massifs ou souvent sous forme de barillets automorphes, de couleur jaune, bleue et verte. Ces saphirs renferment fréquemment des zircons et des soies de rutile.

Il est possible que la syénite à corindon de Garba Tula et les saphirs basaltiques aient la même origine à cause de leurs caractéristiques communes : la couleur et l'habitus des saphirs, le magmatisme alcalin (Upton et al., 1999 ; Simonet, 2000). Cette hypothèse est confirmée par la composition isotopique en oxygène de ces saphirs qui est identique (Giuliani et al., 2005).

1. 2 Les gisements en contexte métamorphique

De nombreux gisements de corindon se trouvent dans des roches métamorphiques : des plate-formes carbonatées métamorphisées, des roches basiques et ultrabasiques, des gneiss, des granulites et charnockites, des amphibolites et des anatexites (Garnier et al., 2004). L'origine de ces gisements est due soit au métasomatisme (métamorphisme de contact et/ou hydrothermal), soit au métamorphisme isochimique. Ces deux mécanismes permettent de distinguer deux types de gisements métamorphiques : les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn » et les gisements métamorphiques sens strict.

1. 2. 1 Les gisements métamorphiques hydrothermaux de type « skarn »

Les skarns sont liés à la mise en place de pegmatoides ou de granites intrusifs dans les marbres ou des roches calco-silicatées. Au Sri Lanka Central, à Bakamuna et à Madagascar, dans la région d'Andranondambo, le gisement de corindon gemme se trouve dans des skarns. A Bakamuna, le faciès minéralisé de type skarn à scapolite et à corindon est constitué de trois zones : une zone interne formée par une pegmatite à gros grains d'orthose et de quartz, des zones médiane et externe formées par des veines à phlogopite et spinelle.

Dans les skarns, le corindon est fréquemment associé à la calcite, la dolomite, la scapolite, au spinelle et parfois à l'anorthite, l'hibonite, l'uranothorianite, la phlogopite et la fluorapatite (Silva et Siriwardena, 1988, Rakotondrazafy et al., 1996, Schwarz et al., 1996).

Le corindon est arrondi et entouré le plus souvent par le spinelle ; sa couleur est variable : incolore à bleu-bleu foncé (Schwarz et al., 1996). Les inclusions minérales sont constituées de calcite, spinelle, feldspath potassique et calcique, phlogopite, urano-thorianite, zircon et fluorite (Schwarz et

al., 1996). Les inclusions fluides primaires et secondaires contiennent essentiellement du CO₂ (Rakotondrazafy et al., 1996).

L'interaction entre les fluides d'origine pegmatitique et le marbre entraînent la formation du skarn (Silva et Siriwardena, 1988) par des réactions métasomatiques (Rakotondrazafy et al., 1996, Gübelin et Peretti, 1997).

1. 2. 2 Les gisements métamorphiques sens strict

- **Les gisements liés à des roches mafiques et ultramafiques**

Certains gisements de corindons sont associés à l'intrusion de pegmatites et de granites dans des roches ultrabasiques, des péridotites et des ceintures de roches vertes. Ces roches sont généralement déficitaires en silice. Deux types de gisements sont distingués : les plumasites et les verdites.

➤ *Les plumasites*

En Tanzanie, les gisements de la rivière Uмба sont constitués par des filons de pegmatites déquartzifiées à anorthose, vermiculite et corindon, intrusifs dans des serpentinites (Solesbury, 1967). Par ailleurs, les plumasites de Kalalani sont le résultat d'une altération hydrothermale (Seifert et Hyesl, 1999). Aux Etats-Unis, en Caroline du Nord, les gisements de Buck Creek sont liés à l'intrusion des filons d'un granite dans une dunite (Hardley, 1949). Les gisements de Haute-Loire, en France, se sont formés lors de l'intrusion de filons de pegmatites dans des harzburgites à spinelle (Marchand et al., 1989). Les gisements de corindon du Transvaal du Nord-Est, en Afrique du Sud, résultent de l'intrusion de pegmatites dans des roches vertes amphibolitiques qui se présentent sous forme de restites dans des orthogneiss (Robb et Robb, 1986). Kupferberger (1935) proposent trois types de gisements primaires : les plumasites (feldspath + assemblages de corindon), les marundites (margarite + assemblages à corindon) et des corindons associés à des orthogneiss granitiques et à des migmatites. L'interaction fluide-roche, matérialisée par une altération métasomatique des roches encaissantes, provoque la formation du corindon. Au Cachemire, les saphirs bleus de Sunjam sont contenus dans des poches ou des lentilles de plagioclases et des amphibolites résultant de la déquartzification de pegmatites due à des interactions fluide-roche (Atkinson et Kothavala, 1983). Les gisements de rubis de Mangari au Kenya sont contenus dans des corps de serpentinites qui sont intercalés dans des gneiss à graphite et sillimanite (Mercier et al., 1999 ; Simonet, 2000). Les gisements de rubis des Ourals polaires sont constitués par des plagioclases à phlogopite associés à des roches ultramafiques (Spiridonov, 1998). Les plumasites telles celles d'Ourals (Spiridonov, 1998), d'Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986) ou du Massif Central français (Lasnier, 1997) sont fréquemment constituées d'une association de corindon, d'oligoclase-andésine, du spinelle, de la

zoïsite, de la margarite, de la biotite, du zircon, de la chlorite, de la scapolite, de l'apatite et de la tourmaline.

➤ Les verdites

Ce sont des roches à fuschite et corindon qui forment de lentilles dans des roches de type komatiites (Schreyer et al., 1981 ; Kerrich et al., 1987).

Les verdites du Zimbabwe contiennent du corindon, de la fuschite, de l'andalousite, du chlorite, de la margarite, de la tourmaline, du diaspore, du rutile, de la gersdorffite et du bismuth natif. Les verdites du Transvaal, pauvre en Cr_2O_3 , sont constituées de corindon, de fuschite, de disthène, de biotite, de chlorite, de plagioclase et d'exolutions complexes d'oxydes de Cr - Fe - Al. Elles se sont formées à des températures de l'ordre de 400°C et sous une pression inférieure à 3,5 Kbar alors que celles du Transvaal ont été métamorphisées à des températures de l'ordre de 600°C et des pressions supérieures à 5 Kbar (Schreyer et al., 1981).

L'origine de ces gisements varie suivant les auteurs, Kerrich et al. (1988) proposent une origine hydrothermale, avec une formation à haute température et avec un pH acide tandis que Schreyer et al. (1981), pensent que les verdites se sont formées par l'altération exhalative postvolcanique et pré-métamorphique de komatiites.

Les corindons ont des formes tabulaires, avec des pinacoïdes et des prismes hexagonaux bien développés (Solesbury, 1967). Ils sont constitués de rubis et de saphirs bleus et orangés. Les corindons renferment des inclusions minérales de vermiculite et d'hématite.

• Les marbres

Les gisements de corindon associés aux marbres se trouvent dans des séries de plate-forme carbonatée métamorphisées et dans le faciès amphibolite (Garnier, 2003).

La paragenèse minérale est constituée par une association de corindon avec de la calcite, de la dolomite, de la phlogopite, du spinelle, des oxydes d'aluminium et de calcium (margarite, zoïsite, épidote et anorthite), des oxydes (ilménite et rutile), des sulfures (pyrite et pyrrhotite) et du graphite (Iyer, 1953 ; Kissin, 1994).

De nombreux cristaux ont un habitus bipyramidal hexagonal ou prismatique hexagonal (Peretti et al., 1995 ; Smith et al., 1997 ; Smith, 1998) à l'exception des rubis de Morogoro en Tanzanie qui présentent trois habitus tels que des cristaux plats à tabulaires, des cristaux pseudo-cubiques et des cristaux corrodés contenant des terminaisons irrégulières (Hänni et Schmetzer, 1991). La couleur des rubis et des saphirs est variable : jaune, brun, rose, violet, rouge, bleu, rose. Les rubis de Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991) et du Népal (Smith et al., 1997) présentent une couleur caractéristique rouge à rouge violacé. Par ailleurs, les rubis de Mong Hsu (Mayanmar) renferment un cœur de saphir bleu foncé à violet (Perretti et al, 1995). Certains corindons peuvent avoir des zonations. Ils ont des inclusions de calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, des nuages de particules minuscules et des « essais » de rutile (Hänni et Schmetzer, 1991 ; Smith et al., 1997).

Le principal facteur qui intervient dans la formation des corindons dans les marbres est le métamorphisme (Kissin, 1994). La réaction métamorphique suivante explique la formation des gisements de corindon de l'Oural pour des températures comprises entre 620 et 660 °C et des pressions de l'ordre de 2,5 Kbar :



D'autres facteurs ont aussi une influence majeure sur la stabilité du corindon tels que la teneur en magnésium et la pression partielle de CO₂. La présence de fluor et chlore constitutifs des minéraux évaporitiques, dans les carbonates, favorise la cristallisation de rubis associés aux marbres. Ces deux éléments permettent la mobilisation de l'aluminium et des chromophores (Gamier, 2003). L'intervalle de valeur de la composition isotopique de l'oxygène du rubis est compris entre 16.4 et 23‰ (Giuliani et al., 2005).

- **Gneiss, granulites et charnockites**

Les gisements de corindon peuvent se former dans des gneiss, des charnockites et des quartzites métamorphisés dans le faciès granulite.

Des gisements de corindon de la région d'Elahera et de Ratnapura, au Sri Lanka se trouvent dans des charnockites, des marbres et des gneiss calciques (Dissanayake et Chandrajith, 1999). Les gneiss minéralisés sont formés de corindon, de biotite, de sillimanite, de feldspath alcalin et parfois de disthène et de grenat.

Les corindons ont une forme de barillet ou de prisme. Ils ont des couleurs variant du bleu, violet, miel, brun, rose, pourpre au rouge (Simonet, 2000). Les corindons renferment des inclusions de rutile, boehmite, zircon, mica blanc, tourmaline et de feldspath. Les fluides piégés dans les corindons sont à CO₂ pur (De Maesschalk et Oen, 1989) et les conditions de formations sont élevées environ T ≈ 700 – 800°C et P ≈ 6Kbar.

D'après Rupasinghe et Dissanayake (1985), le processus de désilicification des roches régionales est lié à des intrusions simultanées de charnockites basiques ou de nature basaltique dans des sédiments alumineux, qui ont entraîné la formation de corindon et de spinelle selon la réaction suivante :



- **Les amphibolites**

Les amphibolites à corindon se rencontrent dans des complexes basiques à ultrabasiques. Le faciès minéralisé est une troctolite métamorphisée dans le faciès amphibolite. Le corindon est associé à l'anorthite, l'amphibole et la margarite (Tenthorey et al., 1996), la saphirine (Forestier et Lasnier, 1969 ; Nicollet, 1986 ; Tenthorey et al., 1996 ; Morishita et Kodera, 1998), la gédrite (Nicollet, 1986), la phlogopite et la zoïsité (Dilam et al., 1992).

Les corindons présentent fréquemment un habitus hexagonal. Ils renferment des inclusions de zoïsite, d'amphibole, de margarite et même de corindon.

Les amphibolites à corindon sont généralement métamorphosées dans le faciès granulite. Le corindon se forme suivant la réaction :



Les amphibolites à corindon de Vohibory, Madagascar, sont issues du métamorphisme de leucotroctolites dans le faciès amphibolite de haut degré et le faciès granulite de basse pression (Nicollet, 1986).

- **Les anatexites**

Certains gisements de corindon se trouvent dans des anatexites. Les roches minéralisées sont des gneiss anatectiques. Les restites sont formés d'une association à corindon, muscovite, albite et phlogopite ; les paléosomes sont formés par du disthène ou de la sillimanite, de l'albite et de phlogopite. La couleur des corindons peut varier du bleu pâle pour le gisement de Stoer au rouge pour celui de Morogoro.

Selon Altherr et al., (1982), les anatexites de Morogoro se sont formées dans des conditions d'activité de l'eau $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$, une pression fluide (H_2O) = 7,7 Kbar et une température = 695°C, suivant la réaction :



Les anatexites de Stoer, en Ecosse, se sont formées à des températures de 900 – 925°C et des pressions voisines de 11Kbar (Cartwright et Barnicoat, 1986).

2. Les gisements secondaires : les placers

La plupart des corindons gemmes se trouvent essentiellement dans des gisements secondaires sédimentaires, d'origine détritique (magmatique et métamorphique) formés par le démantèlement météoriques des roches à corindons. Les placers se divisent en deux groupes (Garnier et al., 2004) : les dépôts éluviaux et colluviaux résultant d'une décomposition sur place de la roche hôte, les dépôts alluviaux provenant d'une concentration après transport par les eaux superficielles. Les corindons alluvionnaires sont souvent déposés loin de leur source.

2.1 Les placers d'origine magmatique

C'est le cas des placers basaltiques de Pailin au Cambodge et de Barrington en Australie (Sutherland et al., 2003). Ces placers renferment des rubis et des saphirs colorés.

Les gisements alluviaux du Sud du Viêt-Nam sont issus de l'altération météorique des basaltes (Garnier et al., 2004). Les couleurs des saphirs sont bleues, vertes ou jaunes et les cristaux sont transparents à translucides et parfois opaques.

2. 2 Les placers d'origine métamorphique

De nombreux rubis et saphirs du Nord du Viêt-Nam se concentrent dans des placers (Garnier, 2003). La composition isotopique de l'oxygène de ces corindons indique que leur protolithe étaient des marbres (Garnier et al., 2004).

Goujou (2002), décrit la présence de placers littoraux à saphir sur les plages vendéennes, en France. Ces saphirs ont une couleur bleu marine à bleu nuit évoluant le plus souvent vers l'incolore. D'après les valeurs isotopiques de l'oxygène, qui sont homogènes, la source de ces saphirs est probablement métamorphique (Garnier et al. , 2004).

Chapitre 3 : LES GISEMENTS DE CORINDON DE MADAGASCAR

De nombreux gisements primaires et secondaires ont été découverts à Madagascar dans les années 90 après la découverte des gisements de saphir d'Andranondambo (figure 6, page 26).

1. Les gisements primaires

1. 1 Les corindons magmatiques

1. 1. 1 Les gisements basaltiques

Les gisements de corindon se trouvent fréquemment dans des environnements volcaniques. L'exemple le plus connu est ceux des gisements basaltiques de la région d'Antanifotsy-Antsirabe, dans la région du Vakinankaratra (Lacroix, 1922 ; Rakotosamizanany, 2003). Les rubis se trouvent dans des enclaves de pyroxénites encaissées dans des basaltes alcalins. Ils sont associés à du clinopyroxène, du grenat, du plagioclase et rarement de la scapolite et de l'amphibole (Rakotosamizanany, 2003). Les rubis sont toujours de très petite taille et de forme tabulaire avec deux ou trois faces bien nettes. Ils ont une couleur rouge foncée à rose jaunâtre. Les inclusions minérales dans les rubis sont constituées de rutile, de calcite, du plagioclase, du mica ou de minéraux opaques. Rakotosamizanany (2003) propose que les roches à corindon se soient formées à des températures voisines de 1100-1114°C et des pressions comprises entre 11 et 20 Kbar. Ces roches sont considérées comme le témoin d'un enfouissement d'un ensemble probablement subducté qui a été par la suite ramené par les basaltes en surface.

1. 1. 2 Les syénites

Les études des gisements de corindon associés à des syénites sont encore insuffisantes à Madagascar. Lacroix (1922) a signalé la présence de gisements de syénite à corindon dans la région d'Ambohitrafenitra-Beforona. A Ihazomena, à l'Est du district d'Ambalavao, des gisements des rubis ont été découverts depuis décembre 2002 et leur origine semblerait reliée à des syénites. Les cristaux de rubis présentent fréquemment une surface corrodée, ils sont souvent zonés ou étoilés.

1. 2 Les corindons métamorphiques

1. 2. 1 Les gisements de skarns de la région d' Andranondambo

La présence des corindons dans la région d'Andranondambo a déjà été signalée dans la littérature depuis 1955 (Noizet et Delbois, 1955 ; Bésairie, 1961).

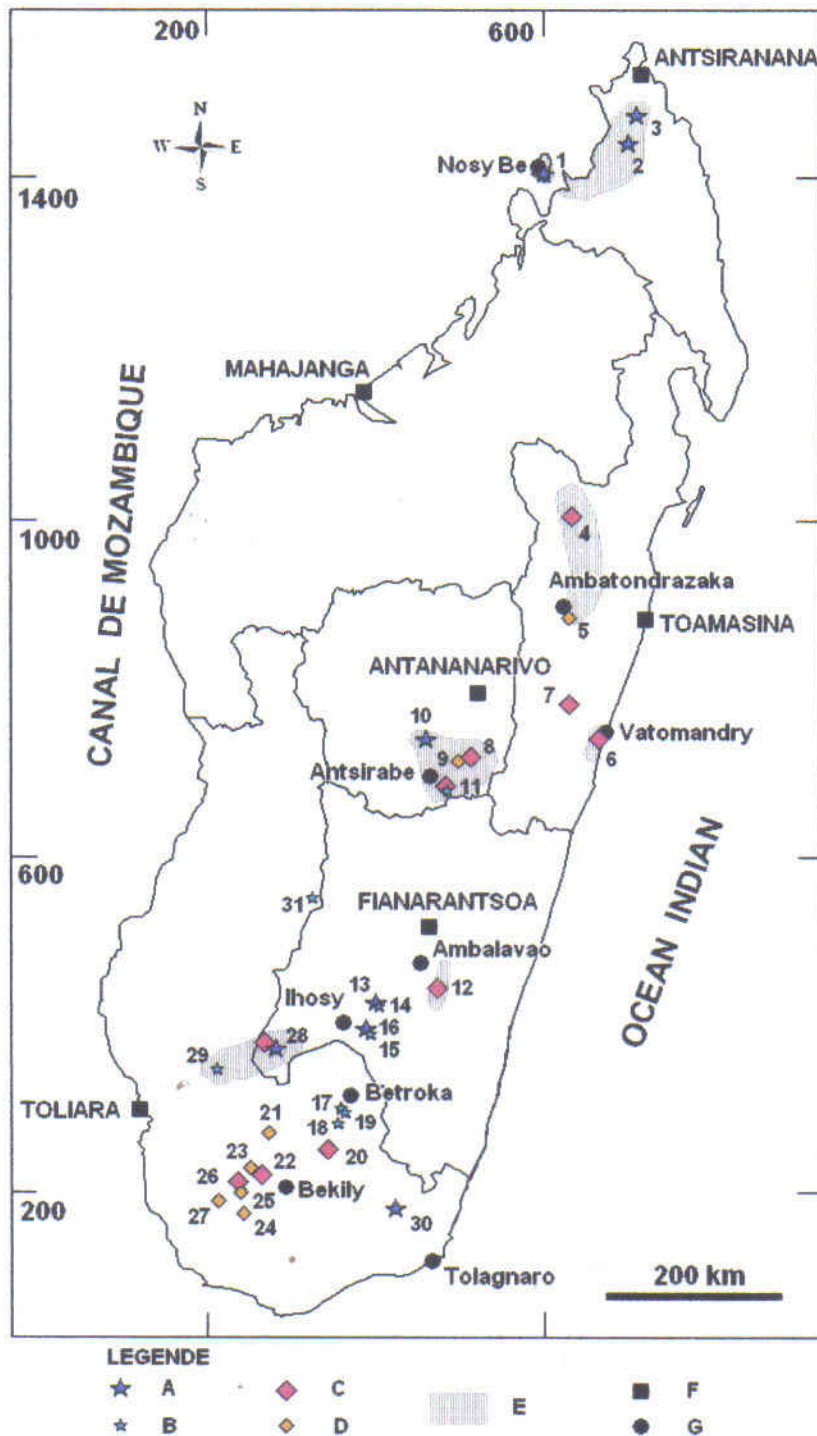


Figure 6 : Carte de distribution des gisements et indices de saphir et de rubis de Madagascar (Milisenda, 1996a ; Andriamamonjy, 2006).

A = gisement de saphir, B = indice de saphir, C = gisement de rubis, D = indice de rubis, E = zone à placer, F = chef lieu de province, G = District, 1 = Nosy Be, 2 = Ambondromifehy, 3 = Anivorano, 4 = Andilamena, 4 = Didy, 6 = Vatmandry, 7 = Ambohitrafenitra, 8 = Antsahanadriana, 9 = Mandrosohasina, 10 = Faratsiho, 11 = Soamiakatra, 12 = Miarinarivo, 13 = Zazafotsy, 14 = Sakalalina, 15 = Ambinda-Ihoso, 16 = Sahambano, 17 = Ambinda-Betroka, 18 = Voronkofotra, 19 = Iankaroka, 20 = Ambatomena, 21 = Ianapera, 22 = Fotadrevo, 23 = Anavoha, 24 = Maniry, 25 = Gogogogo, 26 = Vohitany, 27 = Ejeda, 28 = Ilakaka, 29 = Sakaraha, 30 = Andranondambo, 31 = Sakeny.

Les gisements d'Andranondambo se situent dans le groupe de Tranomaro métamorphisé dans le faciès granulite durant l'événement Panafricain (Paquette et al., 1994). Ce sont des skarns à uranothorianite (Rakotondratsima 1983 ; Moine et al., 1985). Ils renferment des plagioclases riches en anorthite+corindon \pm hibonite (Rakotondrazafy, 1995 ; Rakotondrazafy et al., 1996). Le saphir bleu exploité pour les gemmes se trouve dans des veines tardives riches en feldspath potassique (FK), recoupant des marbres (Kiefert et al., 1996 ; Ravolomiandrinarivo et al., 1997). Le faciès présente des zonations minérales (Ravolomiandrinarivo et al., 1997 ; Moine, 2005), à savoir : (1) des zones à saphir formées de FK dominant, d'apatite fluorée, de calcite et de phlogopite ; (2) des zones sans saphir renfermant une matrice de FK, diopside, phlogopite, anorthite, scapolite et calcite.

Kiefert et al., (1996) ont distingué trois types de corindons : des corindons à habitus dipyramidal ou en barillet, à habitus prismatique et à habitus tabulaire ou prismatique dipyramidal court. La couleur des saphirs varie du bleu clair au bleu foncé ; certains d'entre eux présentent une zonation de couleur qui est due à la variation de la teneur en Fe et Ti (Schwarz et al., 1996). Les inclusions solides sont constituées de calcite, d'apatite, de plagioclase et de feldspath alcalin, d'hibonite et de phlogopite, d'hornblende magnésienne, de pyroxène et de rutile, de silicates calciques et potassiques, de spinelle, de thorianite/ uraninite et de sulfures (Schwarz et al., 1996). Les inclusions fluides sont essentiellement carboniques (Ravolomiandrinarivo et al., 1997).

Les gisements d'Andranondambo se sont formés au cours de deux stades métasomatiques (Rakotondrazafy et al., 1996) : le premier stade est caractérisé par des ségrégations hyperalumineuses riches en Ca, à scapolite, spinelle et corindon qui se développent dans des conditions thermobarométriques de $T \approx 850^\circ\text{C}$ et $P \approx 5\text{Kbar}$; le deuxième stade, qui est une déstabilisation de la scapolite en anorthite et calcite, correspond à un épisode de basse température (800°C) et de pression (3Kbar).

Par ailleurs, la nature des inclusions minérales piégées dans les saphirs indique que l'origine de ces gisements correspond au moins à deux événements métasomatiques (Gübelin et Peretti, 1997) : le premier événement est caractérisé par le développement de spinelle alors que le deuxième par l'association calcite, phlogopite fluorée et anorthite. Les saphirs bleus gemmes se sont formés à partir d'un événement métasomatique tardif marqué par la circulation de fluide riche en fluor, titane, gaz carbonique et terres rares (Rakotondrazafy et al., 1996) dans des fractures qui recoupent les skarns primaires. Les réactions suivantes expliquent la stabilité de l'assemblage feldspath potassique-corindon- calcite (Ravolomiandrinarivo et al., 1997) :



1. 2. 2 Les gisements métamorphiques du Sud de Madagascar

Les gisements de corindon de la région de Sahambano, au Nord-est d'Ihosaloa se présente sous la forme de lentilles de gneiss feldspathiques encaissées dans les leptynites à grenat. Ils sont associés à des cisaillements (Madison Razanatsiheno et al, 2005). Le contact avec les roches encaissantes est marqué par une fissuration remplie de biotite. Les faciès minéralisés sont formés par

deux zones : une zone à gneiss feldspathique à saphirine et grenat renfermant des saphirs roses et rouges ; une zone à biotites provenant de la circulation métasomatique et contenant des saphirs multicolores. Cet ensemble est souvent recoupé par des pegmatites ou renferme des pegmatites boudinées. L'assemblage minéralogique est constitué par le corindon, la biotite, le feldspath potassique, le plagioclase, la sillimanite, le spinelle et des minéraux opaques. Les fluides métasomatiques entraînent la déquartzification et la rétro-morphose alcaline au sein de ces gisements.

Les sakénites sont des roches plagioclasiques à corindon, spinelle et saphirine provenant de la région de Sakena, au Nord-Ouest d'Ihosy (Lacroix, 1941). Ces types de roches se trouvent également dans d'autres régions : Vohidava et Ampandrandava (Rakotondrazafy, 1992). Il s'agit des indices à corindon, qui sont des lentilles, de faible puissance, entourées par des bandes épaisses de phlogopitites métasomatiques. Les sakénites sont formées par du corindon (bleu-vert), de l'anorthite, du clinopyroxène ou de l'amphibole, de la saphirine, avec ou sans phlogopite, spinelle, kornéropine et musgravite (Rakotondrazafy, 1999). Ce sont des minéraux qui ont cristallisé à haute température mais au cours d'épisodes métasomatiques qui ont affecté cette région (Rakotondrazafy, 1999 ; Devouard et al., 2002).

Dans la région d'Ambinda-Ranotsara, à l'Est d'Ihosy, un indice à corindon a été identifié sur la colline d'Ambohitrampela. Le corindon se trouve dans des gneiss feldspathiques à saphirine, cordiérite et grenat qui sont encaissés dans des leptynites à grenat. La mine se présente sous forme de lentilles de faible puissance (2 x 6m environ).

Les gisements de rubis d'Ejeda-Fotadrevo appartenant au système de Vohibory, a déjà été décrit par Bésairie (1956), Schmetzer (1986), Nicollet (1990) et plus récemment par Mercier et al. (1999). Ils sont associés à des complexes basiques et ultrabasiques métamorphisés dans le faciès granulite à haute pression. Les roches minéralisées sont des amphibolites et des veines d'anorthosites (Nicollet, 1986 ; Mercier et al., 1999). La paragenèse minérale dans les amphibolites sont des rubis associés à du plagioclase, du spinelle, du grenat, de la hornblende et de la phlogopite. Dans les anorthosites, les rubis sont associés au spinelle, à la hornblende, au plagioclase, à la zoïsite, au clinopyroxène et parfois à la saphirine. L'habitus du rubis est généralement tabulaire.

D'autres gisements seront développés en détail dans les deuxième et troisième parties, il s'agit :

- du gisement de saphir de Zazafotsy, qui se trouve dans la partie Nord du district d'Ihosy. Il est formé par des gneiss à corindon, à biotite et à grenat, et des biotitites à corindon ; ces faciès minéralisés se localisent dans des gneiss feldspathiques.

- des gisements de rubis d'Ambatomena, dans la partie Sud du District de Betroka, découverts en 2000. Les rubis se trouvent dans des cordiéritites et pyroxénites qui sont encaissées dans des gneiss à cordiérite.

- des indices à saphirs polychromes de lankaroka, dans le district de Betroka, qui a été découvert en 1986 (Salerno, 1992). Le faciès minéralisé est une cordiérite à saphir.

- des gisements de rubis de Vohitany qui sont constitués par des amphibolites et des pegmatites potassiques recoupés par des stockwerks calcitiques.

Lacroix (1922), a aussi signalé la présence des corindons métamorphiques dans la région de Vakinakaratra et au Nord-Est de la capitale. Il s'agit de micaschistes à corindon.

2. Les corindons associés aux placers

La plupart des corindons gemmes de Madagascar se trouvent dans des gisements secondaires. Depuis la découverte des placers d'Ambondromifehy en 1995, d'autres gisements ont été découverts notamment ceux d'Illakaka (1998), d'Andilamena (2000-2001) et de Vatomaniry (2001).

Les placers d'Ambondromifehy, dans la province d'Antsiranana, se trouvent dans des vastes zones alluviales issues d'anciennes coulées basaltiques de la montagne d'Ambre. Les cristaux présentent fréquemment une surface corrodée (Gonthier, 1997). Ils sont transparents à opaques, de couleur bleu, bleu-violet, bleu vert et jaune ; les inclusions minérales sont constituées de spinelle, uraninite et colombite (Schwarz et al., 2000). Ces saphirs présentent le plus souvent de nombreuses zones de croissances. Ils sont associés à du zircon rouge à orangé.

Les gisements de corindon d'Illakaka ont une potentialité économique importante. Ils se situent dans le massif d'Isalo, entre les villes de Ranohira et de Sakaraha. Il s'agit des gisements alluvionnaires. Les différents secteurs miniers sont les gisements de Sakalama, d'Ampasimanaitaka, de Vohimena-vaovao, de Bekily, et de Manombo-vaovao. La minéralisation correspond à un paléo-placer contenu dans les grès de la formation de l'Isalo. Les cristaux de saphirs sont souvent roulés. On y trouve toutes les couleurs de saphirs (bleu, rose, jaune, mauve et vert) et également des rubis. Ils sont associés à du zircon, du chrysobéryl, de la topaze, du grenat, du spinelle, de l'andalousite et de la tourmaline (Gamier et al., 2004). L'origine des corindons reste inconnue parce que ces gisements sont très éloignés des sources primaires. Seules les données isotopiques de l'oxygène des saphirs montrent qu'il existe au moins deux sources. L'une correspond à des valeurs isotopiques très légères autour de 2 et 4‰ et l'autre présente des valeurs plus lourdes environ de 14,0 et 16,5‰. (Gamier et al., 2004).

Rakotosamizanany (2003) a décrit que certains rubis de la région de Vakinakaratra sont fréquemment exploités dans des dépôts alluviaux et éluviaux. La surface de ces cristaux est souvent corrodée.

Des placers littoraux et alluvionnaires sont connus à Nosy-Be, dans la province d'Antsiranana. Ils sont issus des coulées basaltiques mésozoïques de la région. La couleur du saphir est bleue, bleu-verte, vert-jaune et jaune. Leur surface est généralement corrodée (Ramdohr et Milisenda, 2004).

Les gisements de rubis d'Andilamena et de Vatomaniry sont aussi de type placers. Ils sont probablement issus du démantèlement de formations d'origine basique ou ultrabasique. Les rubis de Vatomaniry renferment comme inclusions le zircon et la monazite (Schwarz et Schemetzer, 2002).

D'importants gisements éluviaux et alluviaux à corindon ont été signalés au Sud de Beforona (Lacroix, 1922). Les corindons sont de couleur rougeâtre à rose. La source primaire est probablement d'origine syénitique.

Deuxième partie :
LE GISEMENT DE ZAZAFOTSY

Chapitre 1 : CADRE GEOLOGIQUE

1. Cartographie et distribution des faciès

Le gisement de saphir de Zazafotsy se situe au contact de la série Vohimena et de celle d'Ikalamavony. Ces deux séries font partie du groupe d'Amborompotsy (Hottin, 1976).

La région étudiée est formée, d'Ouest en Est, par la série d'Ikalamavony, à prédominance de leptynites à grenat et de gneiss à grenat, et par la série de Vohimena constituée essentiellement par des leptynites à grenat, sillimanite et cordiérite et également des gneiss à amphibole et pyroxène (Rakotomavo, 1967 ; Hottin, 1976) (figure 7, page 31).

A l'Ouest du secteur affleure une bande de leptynites à grenat, allongée suivant une direction comprise entre N157 et N005 avec un pendage de 45 vers le SW, contient des pyroxénites notamment aux environs du village d'Ambatrazo.

Vers l'Est, on y rencontre des intercalations de leptynites à grenat et des gneiss à amphibole et graphite qui s'étendent jusqu'au sommet d'Ampizaramaso. Cet ensemble s'aligne suivant une direction générale N 010 et un pendage variable entre 50 et 75 SW (figure 7, page 31).

Les niveaux gneissiques renferment le plus souvent des enclaves ou des filons d'amphibolites de direction variable, ainsi que des filons de quartz généralement concordant avec la foliation.

Par ailleurs, les bandes de leptynites surtout au sommet d'Ampizaramaso, sont affectées par un système de fractures (filons de quartz ou de pegmatite) se présentant en systèmes conjugués perpendiculaires ou concordants à la foliation.

Le contact entre les deux séries (Vohimena et Amborompotsy-Ikalamavony) est marqué par une augmentation de la déformation. A cet endroit, les leptynites contiennent le plus souvent des porphyroblastes (soit de feldspath potassique soit de grenat), des bandes de déformation marquées par l'étirement des filonnets de quartz et de pegmatites qui recoupent la foliation. La zone de déformation la plus intense est liée à un couloir de cisaillement pseudo concordant à la foliation normale (N010-70°SW) ; cette zone de déformation forme une zone importante de circulation fluide qui affecte des gneiss à grains fins.

A l'Est de cette zone, on rencontre des paragneiss alumineux à grenat. Ces niveaux appartiennent à la série du Vohimena. Cet ensemble est traversé par trois niveaux de quartzites, de quelques dizaines de mètres voire une centaine de mètres d'épaisseur, concordant à la foliation régionale (N010) et à pendage subvertical.

La partie orientale de la zone d'étude est essentiellement constituée par des leptynites à grenat, sillimanite et cordiérite. Aux environs de la colline de Bevoaroy, ces niveaux renferment des gneiss recristallisés quartzo-feldspathiques qui sont plissés et cisillés. C'est dans ces niveaux que se trouve le gisement de saphir. Dans ce milieu, les gneiss contiennent des filonnets de pegmatites concordants ou transposés dans la foliation métamorphique.

Du point de vue structural, la région d'étude renferme des plis fermés dont les axes sont généralement subméridiens. La foliation régionale est essentiellement orientée suivant une direction variable entre N 175 à N010 avec des pendages souvent forts (50° à subvertical) et inclinés vers

l'Ouest sauf dans la partie orientale où ils pendent vers l'Est. Une zone de déformation plus intense est rencontrée au sommet d'Ampizaramaso. Elle est matérialisée par des cisaillements dextres avec des microplis en fourreaux associés à des injections de pegmatites.

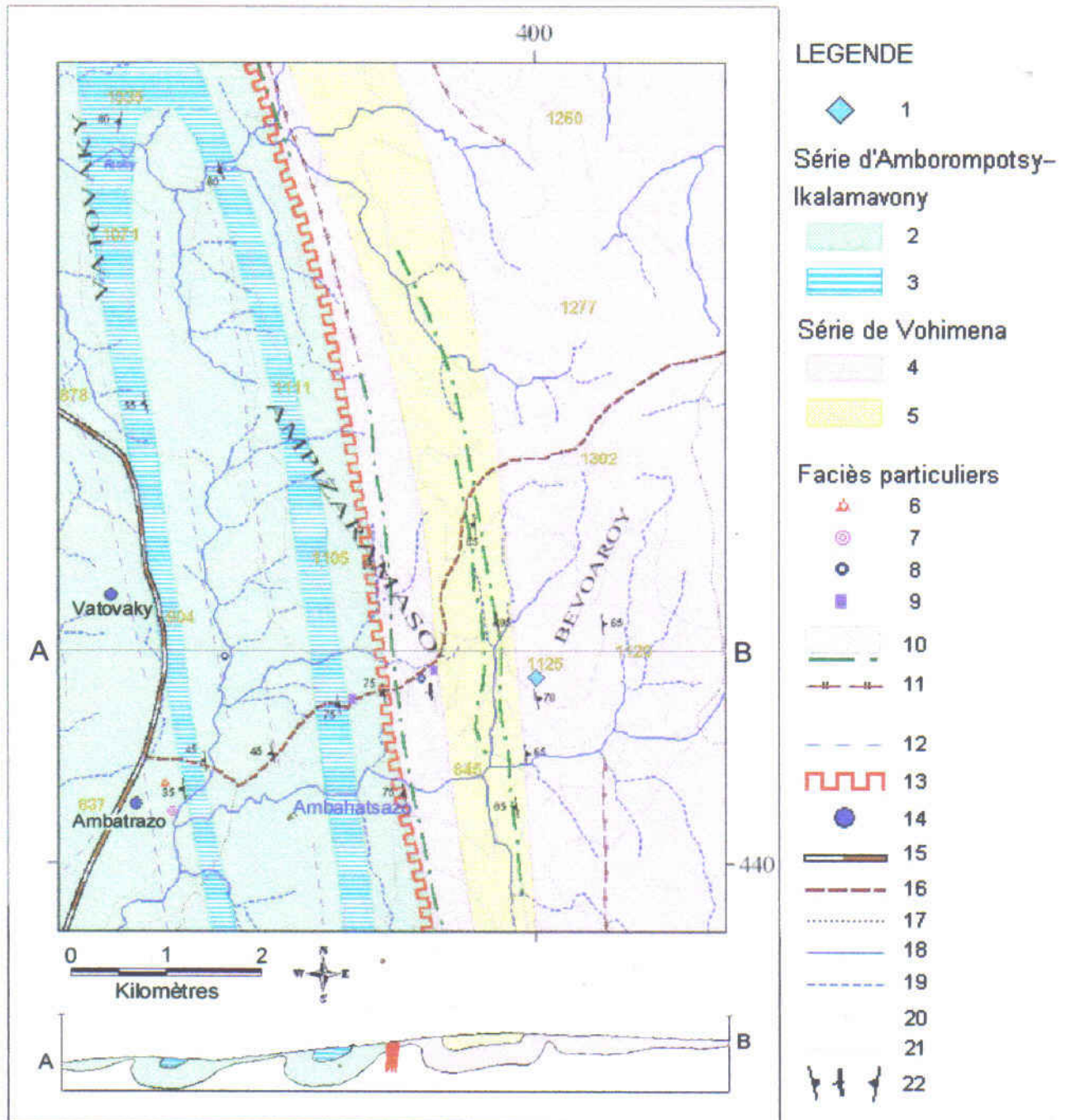


Figure 7 : Carte géologique du secteur d'étude dans la région de Zazafotsy (Rakotomavo G., 1967 ; Rakotomavo et al, 1972 ; Andriamamonjy, 2006).

A – B : coupe suivant AB ; 1-gisement ; 2-gneiss à grenat ; 3-leptynites à grenat ; 4-leptynites à grenat-sillimanite-cordiérite ; 5-gneiss à amphibole-pyroxène ; 6-pyroxénites ; 7-amphibolites à grenat ; 8-gneiss à graphite ; 9-amphibolites ; 10-quartzites ; 11-sillimanite ; 12-foliation ; 13-couloir de déformation ; 14-village ; 15-route nationale N°7 ; 16-chemin ; 17-piste ; 18-cours d'eau permanent ; 19-cours d'eau intermittent ; 20-altitude ; 21-courbe de niveau ; 22-signes de pendage.

2. Métallogénie

Le gisement de saphir de Zazafotsy a été découvert en 1950 mais l'exploitation a commencé en 2003. Il se situe sur le flanc Sud-Ouest de la colline de Bevoaroy. Ce gisement se présente sous la forme d'une lentille de 3 à 4 m de puissance et d'extension horizontale de 80 à 100m environ. Cette lentille est constituée de gneiss feldspathiques qui sont encaissés dans des leptynites à grenat, sillimanite et parfois cordiérite. La foliation est de direction N005 avec un pendage de 70°E.

Suivant une coupe Est-Ouest, depuis l'éponte jusqu'au centre de la lentille, la succession des faciès rencontrés (protolithes et faciès métasomatiques) est la suivante (figure 9, page 33 ; figure 10-1, page 34) : (1) des bandes minces de biotites (5 cm d'épaisseur) qui affleurent au contact des leptynites avec les gneiss, (2) des niveaux de gneiss feldspathiques montrant des alternances de lits clairs à feldspath et, plagioclase et des lits sombres à biotite et des minéraux opaques intercalés avec quelques bandes minces de biotites dont l'ensemble affleure sur 30 à 50 cm environ ; (3) une bande de biotite à tourmaline d'environ 15 à 20 cm d'épaisseur caractérisée par une alternance de faciès à gros grains (biotite) et à grains fins (tourmalinite) ; (4) un niveau de gneiss feldspathique à biotite, sillimanite, grenat et quelques corindons de 30 à 40 cm d'épaisseur, renfermant souvent des microfissures à remplissage de biotite ; (5) au centre de la lentille, un niveau riche en corindon qui est constitué par des gneiss biotitisés à grenat et sillimanite à grain fin et des grenatites à sillimanite, feldspath potassique à gros grain dont l'ensemble s'étend sur une épaisseur d'environ 1 à 2m (figure 8 ci-dessous ; figure 10-2, page 34).

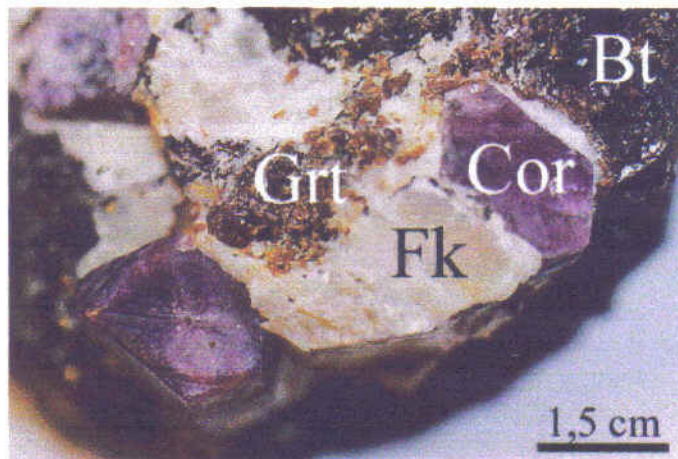


Figure 8 : Grenatites à saphir rose-violacé
(Photo : G. Giuliani)

Les plans de biotitisation sont souvent concordants et/ou pseudo-concordants à la direction de la lentille. Il faut noter aussi la présence de gros cristaux de grenat qui peuvent atteindre jusqu'à 4cm de diamètre, des zones de rétro-morphose à spinelle + feldspath potassique et feldspath potassique + corindon dans les faciès minéralisés (figure 10-3, page 34).

Dans les zones minéralisées, les corindons se localisent dans la zone centrale hétérogène. La couleur du saphir est essentiellement bleue, violet et rose mais une couleur rougeâtre peut être rencontrée dans certains cristaux zonés. La taille des cristaux est comprise entre 5 x 2mm et 5 x 4cm en moyenne et pouvant atteindre jusqu' à 10 x 6,5 cm (figure 10-4, page 34). Le saphir se trouve fréquemment au contact avec de la biotite, et parfois, certains cristaux présentent des traces de dissolution hydrothermale marquées par des zones arrondies et à aspect luisant.

A l'Est de la lentille minéralisée apparaît des niveaux pegmatitiques très sodiques à béryl vert, biotite et amphibole qui ont été extraits des puits verticaux mais ils n'ont pas apparemment de relations directes avec la minéralisation.

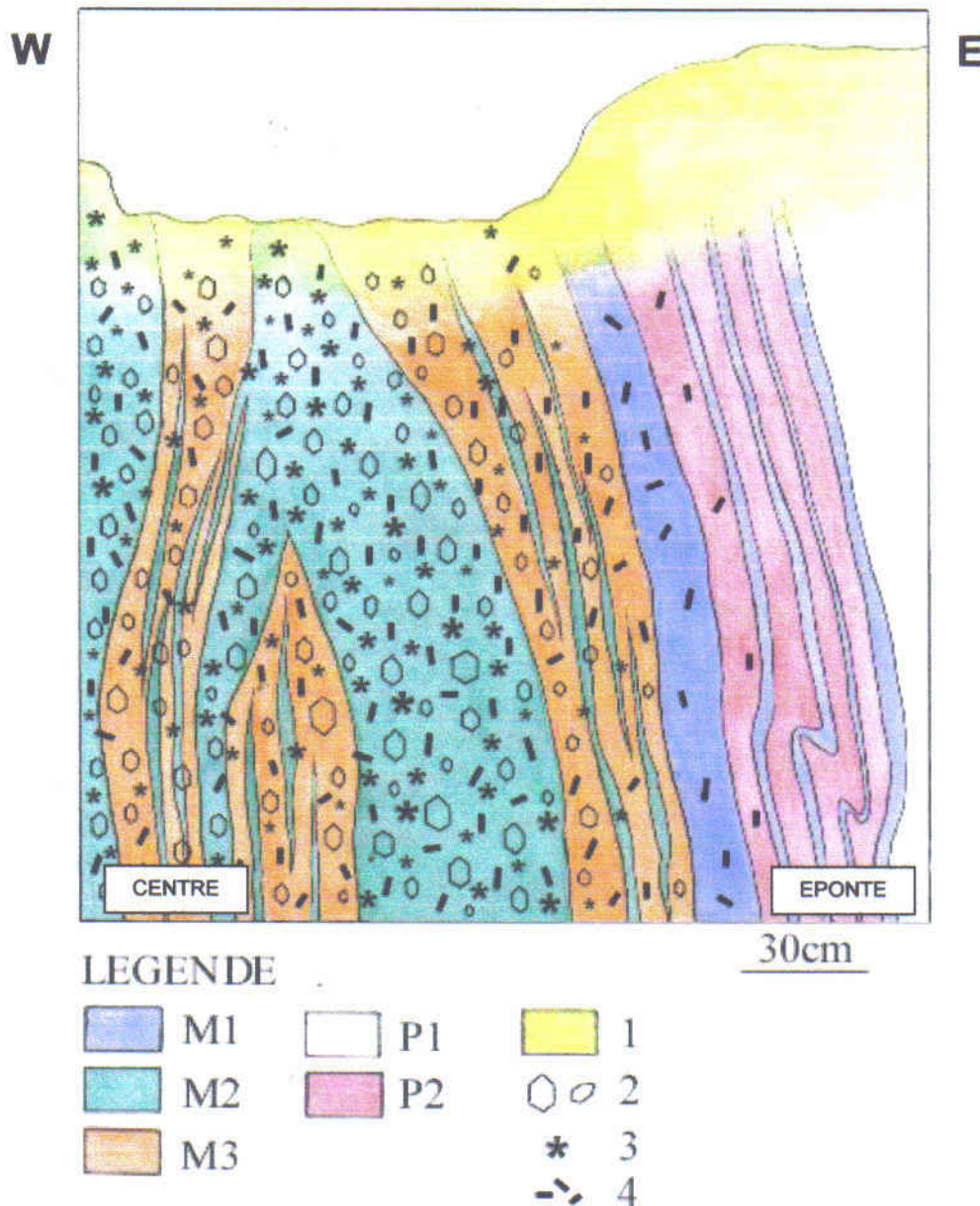


Figure 9 : Coupe de la lentille à saphir de Zazafotsy suivant E – W (Andriamamonjy, 2006).

Faciès métasomatiques : M1 – biotites à tourmaline, M2 – biotites à corindon, M3 – gneiss feldspatiques à fissure de biotite et grenatites à corindon ; *protolithes* : P1 – pyroxénites, P2 – gneiss feldspatiques ; 1 – latérite, 2 – corindon, 3 – grenat, 4 – spinelle.



Figure 10 : Le gisement de saphir de Zazafotsy.

1 – Vue du contact entre les protolithes et les faciès métasomatiques ; 2 – cristaux de saphir dans une gangue de gneiss biotitisé ; 3 – matrice feldspathique recoupant les faciès minéralisés ; 4 – cristaux de saphir extraits du gisement.

(Photos : G. Giuliani, Andriamamonjy S. A.)

Chapitre 2 : CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES, PETROLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES ROCHES

1. Pétrographie

Les études sur le terrain et les observations microscopiques ont permis de caractériser les différents types de roches de la région d'étude et dans le gisement du saphir de Zazafotsy.

1.1 Les roches environnantes

➤ *Leptynites*

Ce sont des roches leucocrates à grains moyens. Elles montrent des foliations discontinues marquées par la présence de minéraux clairs étirés dans le plan de foliation et de cristaux de biotite. Deux autres variations de faciès leptynitiques sont rencontrés dans ce secteur : (1) des leptynites à grenat et sillimanite, (2) des leptynites à cordiérite, sillimanite, et grenat. L'assemblage minéralogique est formé par : feldspath potassique + plagioclase + quartz + biotite + grenat + minéraux opaques ± sillimanite ± cordiérite.

Au microscope, les roches (Z2, Z3) montrent une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 11-A et 11-B, page36). Elles sont constituées par :

- le feldspath potassique (45 – 50%), maclé en Carlsbad, qui se présente sous la forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes parfois avec inclusions de quartz et de biotite;
- le plagioclase, (20 – 25%), de type oligoclase, de forme subautomorphe à xénomorphe et à macles polysynthétiques. Il renferme des inclusions de quartz ;
- le quartz, (3 – 5%), sous la forme de petits cristaux. Il peut souvent inclure dans le plagioclase et le feldspath :
- la biotite (5%), elle forme de petites lamelles, très pléochroïques de couleur brune claire à brune foncée ;
- la sillimanite (5 – 10%) apparaît soit en cristaux allongés soit losangiques soit incluse dans les minéraux associés ;
- le grenat (0 – 3%) qui apparaît sous forme de petits cristaux globulaires, craquelés et très rares ;
- la cordiérite (0 – 3%), elle se présente en cristaux subautomorphes et maclés en biseau ;
- les minéraux opaques (0 – 3%) qui sont présents et en proportion faible.

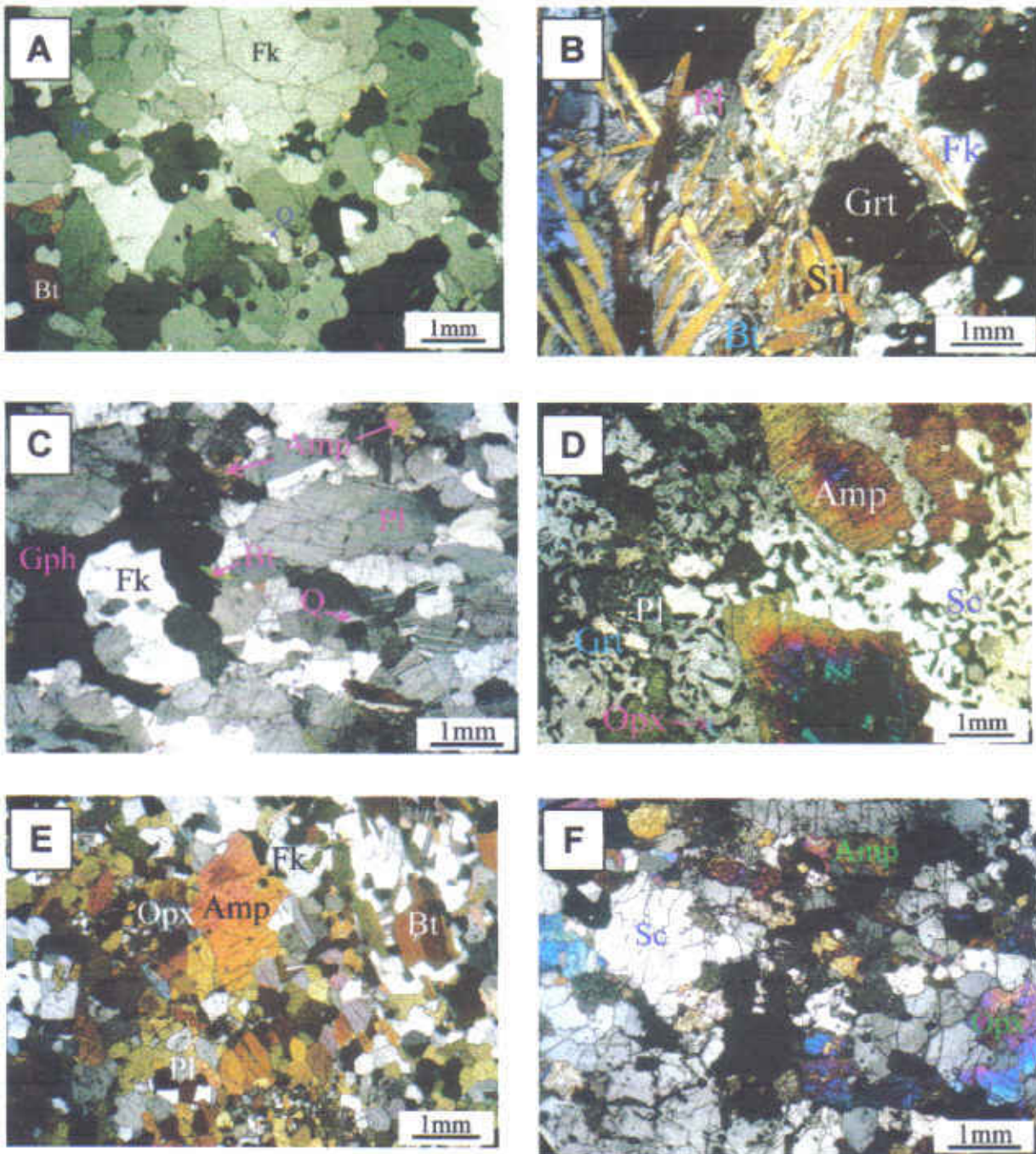


Figure 11 : Microphotographie des échantillons de roches environnantes (en lumière polarisée).

A = Leptynites (Z2), B = Leptynites à sillimanite (Z3), C = gneiss à graphite (Z31), D = amphibolites à grenat (Z25), E = amphibolites (Z1), F = pyroxénites (Z12).

(Photos : Andriamamonjy S. A.)

➤ Gneiss

Ce sont des roches sombres à grains moyens. Leur foliation est marquée par l'alternance des lits clairs (quartz, feldspath potassique) et de lits sombres (biotite, amphibole).

Au microscope, l'échantillon Z31 montre une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 11-C, page 36). Elle est formée par les minéraux suivants :

- plagioclases, 30 à 35%, de forme subautomorphe à xénomorphe. Ils renferment des macles polysynthétiques, de type andésine ;
- feldspath potassique, 25 à 30%, qui se présente en cristaux subautomorphes, il a des macles d'albite-péricline en jupe écossaise ;
- quartz, 3 à 5%, qui apparaît sous forme de petits cristaux xénomorphes, à extinction roulante ;
- biotite, 10 à 15%, qui est sous forme lamellaire avec un pléochroïsme normal de brun clair à brun foncé ;
- amphibole, 5%, xénomorphe, qui présente les deux clivages et un relief fort ;
- minéraux accessoires (5 à 10%) qui sont formés par le graphite et des minéraux opaques.

Par ailleurs, un autre faciès (Z22) gris clair et à grain fin est formé par les phases suivantes : (1) microcline (35 – 40%), sous la forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes avec des macles d'albite-péricline en jupe écossaise ; (2) orthose, (30 – 35%) subautomorphe à xénomorphe ; (3) quartz (5%), il a une extinction roulante ; (4) biotite (15 – 20%), sous forme de lamelle, très pleochroïque de brun clair à brun foncé ; (5) minéraux accessoires (3 – 5%) qui sont formés par des minéraux opaques.

➤ Amphibolites

Ces roches sont généralement sombres, à grain moyen. Elles se concentrent au sommet d'Ampizaramaso ou bien elles se présentent sous la forme de filons intrusifs ou d'enclaves (à l'est du village d'Ambatrazo) dans les gneiss. L'assemblage minéralogique est constitué par :
amphibole + plagioclase + pyroxène ± feldspath potassique ± biotite ± scapolite

Au microscope, l'échantillon (Z1, Z25) a une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 11-D et 11-E, page 36). L'assemblage minéralogique est formé par les minéraux suivants :

- amphibole (20 – 30%), en cristaux xénomorphes et à relief fort. Elle présente un clivage à deux directions.
- plagioclase (20 – 25%), de type andésine, qui est en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il renferme des macles polysynthétiques.
- orthopyroxène (5 – 10%), subautomorphe à xénomorphe. Il présente un relief moyen et une teinte de polarisation bleue verte à orange.
- feldspath potassique (5 – 10%), qui apparaît en cristaux subautomorphes à xénomorphes.
- biotite (5 – 10%), sous forme de lamelles, très pléochroïques de couleur brun clair à brun foncé.

- scapolite (15 – 20%), xénomorphe, refermant des inclusions du grenat ;
- grenat (15 – 20%) qui est en simplectite avec les minéraux associés.

➤ *Pyroxénites*

Ce sont des roches sombres à grain moyen qui se trouvent près du village Ambatrano et au sommet d'Ampizaramaso.

L'observation microscopique de l'échantillon Z12 montre une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 11-F, page 36). La roche est formée de :

- orthopyroxène (40 – 50%), en cristaux xénomorphe, qui a une teinte de polarisation bleue verte à bleue violacée du second ordre. Il montre un relief fort et un clivage parfait ;
- amphibole, (30 – 35%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes avec un clivage parfait à deux directions et un relief fort ;
- scapolite, (15 – 20%), subautomorphe à xénomorphe ;
- biotite (0 – 3%), sous forme de petites lamelles, très pléochroïques.

1. 2 Les roches associées aux corindons

1. 2. 1 Le protolithe

➤ *Gneiss feldspathiques*

Ce faciès est une roche foliée sombre à grain moyen. La foliation est formée par une alternance de lits clairs (plagioclase et feldspath potassique) et de lits sombres (biotite).

Sous le microscope, les échantillons (Z4, Z10) montrent une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 12-A, page 41). La roche est constituée de :

- feldspath potassique subautomorphe à xénomorphe, (10 – 15%), maclé Carlsbad. Il renferme des inclusions de quartz et de biotite ;
- plagioclase, (45 – 50%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de type andésine. Il présente la macle polysynthétique et de Carlsbad. Il renferme des inclusions de sillimanite et de biotite ;
- quartz (0 – 3%), à extinction roulante, sous la forme de petits cristaux xénomorphes libres ou en inclusions dans les minéraux associés ;
- biotite (30 – 35%), très pléochroïque. Elle est souvent incluse dans les autres minéraux ;
- sillimanite (3 – 5%), en baguettes allongées ou en paquets de fibres flexueuses ou à section losangiques.
- spinelle (3 – 5%), de forme xénomorphe. Il a une couleur vert clair.

1. 2. 2 Les faciès métasomatiques

➤ Biotitites à tourmaline

Ce sont des roches très sombres matérialisées par une succession de faciès à gros grains (biotite) et un faciès à grains fins (tourmalinite) qui présentent une foliation rubanée.

L'observation microscopique de la lame Z5 révèle une structure grano-lepidoblastique hétérogranulaire (figure 12-B, page 41). La paragenèse est la suivante :

- la biotite, 50 – 60%, en lamelles renfermant des inclusions de zircons. Elle possède un pléochroïsme normal de couleur brun clair à brun foncé ;
- la tourmaline (35 – 40%), en cristaux globulaires de couleur brune à vert foncé. Elle présente un pléochroïsme inverse caractéristique de couleur brun-vert foncé à brun-vert clair ;
- le spinelle (5 – 10%), xénomorphe et de couleur verte ; il renferme parfois des inclusions de biotite et de tourmaline.

➤ Gneiss feldspathiques à fissures de biotite et de corindon

Ce sont des roches sombres à grains moyens. Elles sont marquées par la présence d'une foliation constituée par une alternance de lits clairs à feldspath potassique et plagioclase, de lits sombres à biotite et quelques fissures à remplissage de biotite. Les fissures peuvent renfermer des gros cristaux de feldspath potassique et/ou de corindon. D'autres types de gneiss métasomatiques (Z6, Z13), qui ne renferment pas de corindon, présentent une proportion importante en feldspath potassique et faible en plagioclase.

L'observation microscopique des roches (Z7, Z6, Z13) met en évidence une structure grano-lepidoblastique hétérogranulaire (figures 12-C et 12-D, page 41). L'assemblage minéralogique est le suivant :

- feldspath potassique, (35 – 45%), parfois maclés en Carlsbad, se présentant en cristaux subautomorphes ou en mégacristaux subautomorphes pluricentimétriques ;
- plagioclase (5 – 15%), labrador, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il renferme à la fois des macles polysynthétiques et Carlsbad ;
- biotite (30 – 35%), en lamelles disposées suivant l'orientation de la foliation de la roche. Elle a une pléochroïsme normal de couleur brun claire à brun foncé ;
- sillimanite (3 – 5%), en baguettes allongées ou en paquets de fibres flexueuses ou en cristaux losangiques ;
- corindon (5 – 10%), en cristaux automorphes et fortement craquelés.
- spinelle (5%) spinelle (5%) vert, en cristaux subautomorphes.
- quartz (0 – 3%), de petits cristaux xénomorphes, à extinction roulante.

➤ Grenatites

Ce faciès est une roche à teinte sombre et à grain moyen. Les grenatites sont caractérisés par une matrice biotitique avec des gros cristaux de corindon, grenat, feldspath potassique et spinelle (taille plurimillimétrique à centimétrique).

Au microscope, l'échantillon Z8 a une structure lépido-grano-poeciloblatique (figures 12-E et 12-F, page 41). Il est constitué par du :

- grenat (25 – 30%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes, craquelés. Il renferme des inclusions de feldspath, de biotite, de spinelle et de sillimanite. Il peut se présenter en mégacristaux subautomorphes ;

- biotite (30 – 35%), en cristaux lamellaires très pléochroïques, de couleur brun clair à brun foncé. Elle se trouve souvent en inclusion dans les autres minéraux ;

- feldspath potassique (15 – 20%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il renferme des inclusions de spinelle, biotite, sillimanite ;

- plagioclase (3 – 5%), type labrador, en cristaux subautomorphes à xénomorphes à macles polysynthétiques ; des petits cristaux de biotite, feldspath potassique et de spinelle s'observent en inclusions solides ;

- sillimanite (5%), en cristaux losangiques ou en baguettes ou en paquets de fibres flexueuses. Elle peut être incluse dans les autres minéraux ;

- corindon (5 – 10%), automorphes à subautomorphes et fortement craquelés, maclé ;

- spinelle (5%), en cristaux xénomorphes de couleur verte ; le spinelle et le zircon peuvent être inclus dans certains minéraux (grenat, corindon, biotite, feldspath potassique) ;

- autres minéraux accessoires (0 – 3%), constitués par des petits cristaux de zircon et de grandidiérite.

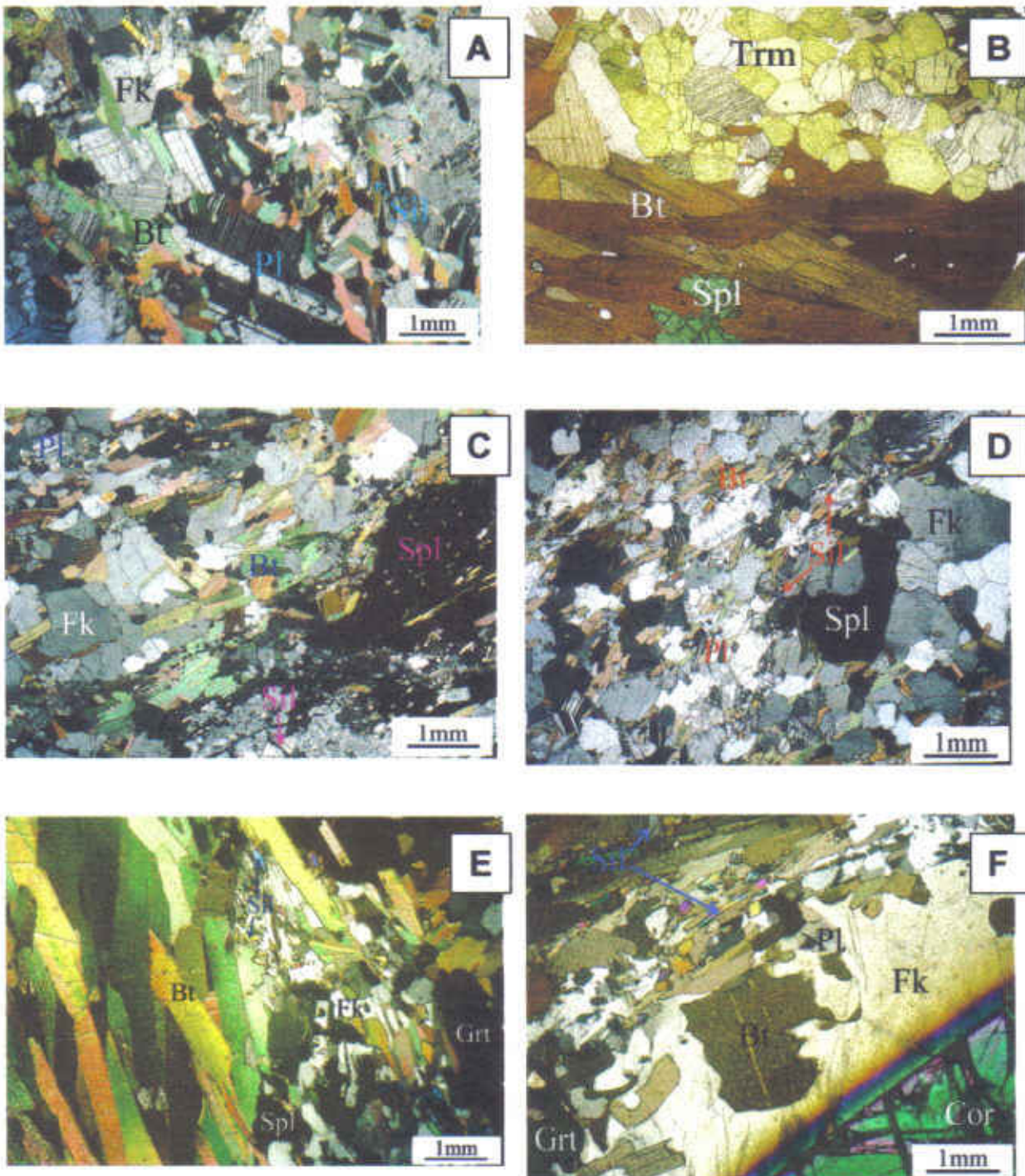


Figure 12 : Microphotographie des échantillons de roches associées au corindon.

B : Z5 -Biotites à tourmaline (en lumière naturelle); A : Z4 - gneiss feldspathiques, C : Z6 - gneiss feldspathiques à fissures de biotite, D : Z7 gneiss feldspathiques à fissures de biotite avec ou sans corindon, E et F : Z8 - grenatites à corindon (en lumière polarisée).

(Photos : Rakotondrazafy A. F. M., Andriamamonjy S. A.)

2. Géochimie des roches

2.1 Eléments majeurs

Le diagramme rectangulaire proposé par De la Roche (1968) est le plus simple pour la détermination de la nature du protolithe des roches métamorphiques. Il est constitué par trois composants tels que Na, K et Al. Il est construit à partir des paramètres $Al/3-Na$ en abscisse et $Al/3-K$ en ordonnée exprimée en millièmes-grammes dans 100 g de roche ou de minéral (figure 13, page 41). Ce diagramme a la particularité de pouvoir séparer les pôles des trois feldspaths dans le triangle Ab, An, Or. Il permet de distinguer les formations magmatiques et sédimentaires. Les résultats d'analyses sont présentés dans le tableau de l'annexe V-1.

L'échantillon Z4 qui correspond au gneiss feldspathique a une projection géochimique dans le domaine des roches sédimentaires matures, c'est-à-dire celui qui correspond aux schistes noirs (shales). Les faciès métasomatiques présentent deux tendances géochimiques :

- les roches à corindon et grenat (Z7 et Z8) qui se situent dans le domaine de formation des minéraux alumineux ;
- les faciès se trouvant dans le domaine de biotitisation, ce sont les gneiss feldspathiques biotitisés (Z6) et les biotites (Z5a).

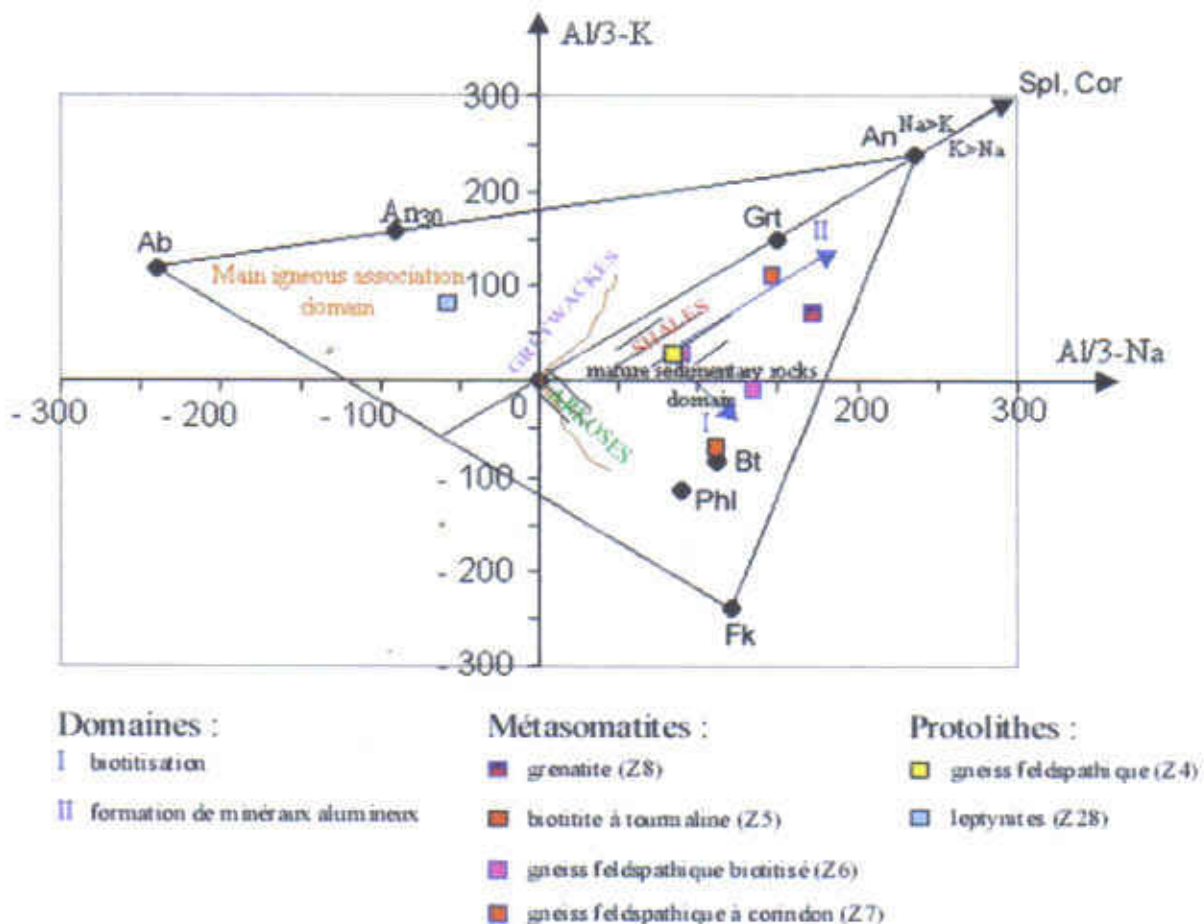


Figure 13 : Diagramme $Al/3-Na$ en fonction de $Al/3-K$ montrant la distribution géochimique des différents faciès caractéristiques du gisement de Zazafotsy suivant le diagramme de De La Roche (1968)

Par ailleurs, les leptynites (Z28) qui se trouvent en dehors du gisement (faciès appartenant à la série d'Amborompotsy-Ikalamavony) sont des orthogneiss.

2.2 Les Terres Rares

Les Terres Rares sont des éléments chimiques présents en trace dans les roches et qui ont une très grande affinité pour les fluides (éléments hygromagmatophiles).

Le tableau de l'annexe V-2 montre les teneurs des 14 Terres Rares analysées et qui ont été normalisées par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978). Les résultats ainsi obtenus pour chaque roche sont reportés dans la figure 13, page 43.

Les spectres de Terres Rares ont une pente négative du La (Terre Rare légère) vers l'Yb (Terre Rare lourde). En effet, le fractionnement des Terre Rare est fort, marqué un rapport La/Yb compris entre 5 et 259.

- Le protolithe (échantillon Z4) présente un profil de spectre à pente faible avec un rapport La/Yb de 28. Il est légèrement enrichi en Terres Rares lourdes et il présente un fractionnement pour les Terres Rares légères du La/Sm de 13,3. Il montre une anomalie positive en Eu qui est due à une accumulation en europium (Eu) par le plagioclase. En effet, l'étude pétrographique du gneiss feldspathique confirme un assemblage à plagioclase à 35% en composition modale.

- Les faciès métasomatiques sont caractérisés par un fractionnement important en Terres Rares, le rapport La/Yb variant de 4,8 à 259.

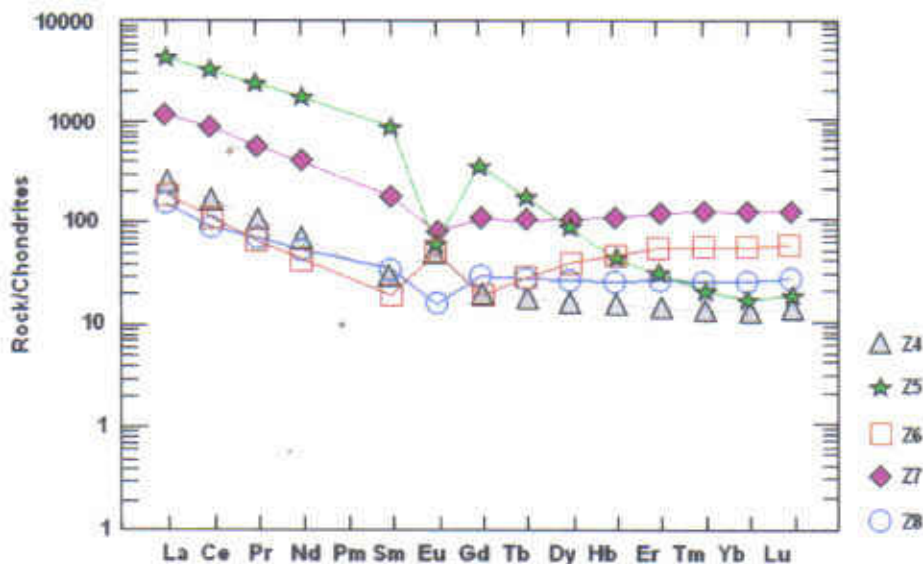


Figure 14 : Profils de distribution des Terres Rares dans le protolithe et les faciès métasomatiques (Andriamamonjy, 2006)

Protolithe : gneiss feldspathiques (Z4) ; faciès métasomatiques : biotites à tourmaline (Z5), gneiss feldspathiques à fissure de biotite (Z6), gneiss feldspathiques à fissure de biotite et corindon (Z7), grenatites (Z8)

Le comportement des Terres Rares au cours de la métasomatose alcaline peut être suivi à partir du spectre Z6 qui correspond à un gneiss feldspathique affecté par des micro-fissurations peu intenses et à remplissage de biotite, du spectre Z7 un gneiss feldspathique qui est fortement biotitisé et qui contient du grenat et du corindon, du spectre Z8 qui est la roche porteuse de la minéralisation située au cœur des lentilles à corindon, grenat et biotite, et du spectre Z5 qui est une biotite.

On remarquera que le spectre Z6 a quasiment la même allure que le spectre Z4, le protolithe, avec notamment l'anomalie positive en europium. Cependant, nous pouvons remarquer un net appauvrissement en Terres Rares légères et un net enrichissement en Terres Rares lourdes.

Le spectre Z7 qui représente un stade avancé de l'altération métasomatique marqué par la biotitisation, montre un très net enrichissement en Terres Rares (Σ Terres Rares = 474,43) par rapport au protolithe. Ces Terres Rares sont apportées par le fluide métasomatique. Le fractionnement en Terres Rares légères ($La/Sm = 10$) est moins important que celui du protolithe ($La/Sm = 13$) mais par contre, le spectre est enrichi en Terres Rares lourdes. L'anomalie positive en europium a disparu et une anomalie négative apparaît.

Le spectre Z8 de la zone centrale de la lentille possède une allure de spectre quasiment identique à celle du protolithe Z4 mais la signature géochimique de la métasomatose apparaît avec une anomalie négative en europium similaire à celle rencontrée dans le spectre de Z7.

Le spectre de Z5 est très enrichie en Terres Rares (Σ Terres Rares = 2659,40) par rapport aux autres faciès métasomatiques avec un fractionnement La/Sm de 7,7 et un fort fractionnement des Terres Rares lourdes ($Gd/Yb = 19,57$). L'anomalie négative en europium est majeure. Ce spectre représente la signature isotopique d'un fluide très riche en Terres Rares. Cette empreinte du fluide est marquée sur le protolithe par l'acquisition de l'anomalie négative en europium (spectres Z7 et Z8).

3. Chimie des phases minérales

Les phases minérales des trois échantillons (Z4, Z5, Z8) qui représentent le protolithe et les métasomatites à corindons ont été analysées à la microsonde électronique. Les compositions chimiques et les formules structurales de chaque phase minérale sont présentées dans les tableaux 4 à 10 et le tableau 12.

➤ *Feldspath potassique*

Les analyses chimiques du feldspath potassique sont données dans le tableau 5, page 45. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes. La proportion molaire en orthose est comprise entre 80 et 86%.

Tableau 4 : Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths potassiques

Echantillon	Z4- 1	Z4- 1bis	Z8- 1-4	Z8- 4-1	Z8-2-4
N° d'analyse	19	20	37	41	47
SiO ₂	67,35	65,42	67,13	69,77	66,26
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	18,85	18,70	18,61	19,26	18,77
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃					
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,13	0,09	0,15	0,16	0,15
BaO	0,71	0,65	0,25	0,42	0,30
Na ₂ O	2,05	1,77	1,37	1,39	1,39
K ₂ O	13,56	14,69	13,60	9,69	14,04
F	0,00	0,06	0,55	0,00	0,25
.-O=F	0,00	-0,02	-0,23	0,00	-0,11
Total	102,65	101,40	101,90	100,69	101,34
Si	3,009	2,985	3,027	3,076	3,005
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Al	0,993	1,005	0,989	1,001	1,003
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,006	0,005	0,007	0,008	0,007
Ba	0,012	0,012	0,004	0,007	0,005
Na	0,177	0,157	0,120	0,119	0,122
K	0,773	0,855	0,782	0,545	0,812
F	0,000	0,008	0,079	0,000	0,036
Total	4,97	5,026	5,008	4,755	4,994
An (en mole %)	0,63	0,49	0,77	1,19	0,74
Ab	18,51	15,44	13,20	17,71	12,96
Or	80,86	84,07	86,03	81,10	86,29

➤ *Plagioclase*

La composition du plagioclase correspond au labrador (An compris entre 50,3 et 63,2%) (tableau 6, page 46; figure 15, page 47). Les calculs des formules structurales ont été réalisés sur la base de 8 oxygènes.

Tableau 5 : Compositions chimiques et formules structurales des plagioclases

Echantillon	Z4- 1- 2	Z4- 1- 3	Z4-2-4	Z4-2-5	Z8- 1-3	Z8-2-5
N° d'analyse	21	22	26	27	36	48
SiO ₂	61,57	58,38	58,21	57,88	59,76	59,45
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,73	27,30	26,91	26,67	25,52	26,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃						
FeO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,11	0,04
MnO	0,03	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	6,41	9,09	9,14	9,00	8,08	8,40
BaO	0,05	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00
Na ₂ O	6,09	5,73	6,12	6,50	5,79	6,00
K ₂ O	1,40	0,20	0,19	0,14	0,11	0,20
F	0,00	0,00	0,03	1,02	0,19	0,30
-O=F	0,00	0,00	-0,01	-0,43	-0,08	-0,13
Total	100,29	100,69	100,65	101,78	99,65	100,53
Si	2,728	2,588	2,589	2,587	2,670	2,644
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,291	1,425	1,405	1,393	1,333	1,357
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ₂₊	0,000	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001
Mn	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,304	0,432	0,435	0,431	0,387	0,400
Ba	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Na	0,261	0,246	0,264	0,282	0,251	0,259
K	0,039	0,006	0,005	0,004	0,003	0,006
F	0,000	0,000	0,004	0,144	0,027	0,042
Total	4,626	4,697	4,704	4,843	4,674	4,710
An (en mole %)	0,50	0,63	0,62	0,60	0,60	0,60
Ab	0,43	0,36	0,38	0,39	0,39	0,39
Or	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

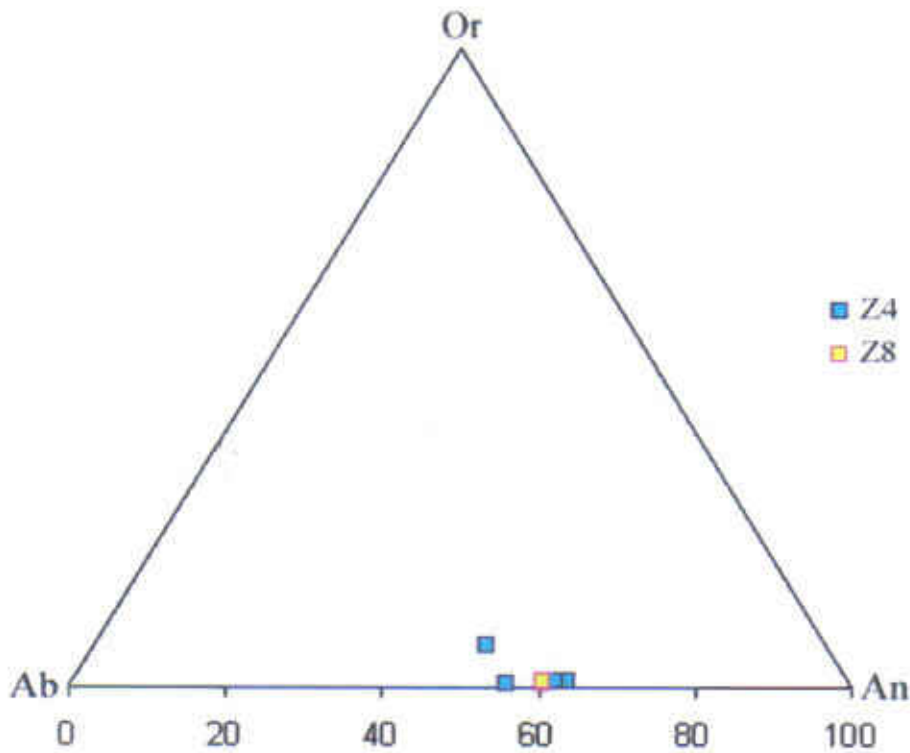


Figure 15 : Projection des plagioclases dans un diagramme ternaire Or – Ab – An
Protolithe : gneiss feldspathiques (Z4) ; Faciès métasomatique : grenatites (Z8)

➤ Grenat

Les compositions chimiques du grenat sont présentées dans le tableau 7, page 48. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 24 oxygènes. Il s'agit d'un grenat de type almandin avec un pourcentage en composant compris entre 72,39 et 77,11%, pyrope entre 17,28 et 22,67%, et grossulaire entre 3,86 et 4,82% (figure 16, page 49). La zonation du cristal n'est pas analysée.

Tableau 6 : Compositions chimiques et formules structurales des grenats

Echantillon	Z8- 1-5	Z8- 4-2	Z8-2-3
N° d'analyse	38	42	46
SiO ₂	37,60	38,41	37,94
TiO ₂	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	21,58	21,71	21,30
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,06
Fe ₂ O ₃			
FeO	33,79	33,94	35,27
MnO	0,22	0,19	0,27
MgO	5,90	5,93	4,44
CaO	1,40	1,69	1,72
BaO	0,03	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
F	0,19	0,04	0,39
-O=F	-0,08	-0,02	-0,16
Total	100,81	101,94	101,56
Si	5,932	5,970	5,998
Ti	0,000	0,000	0,001
Al	4,012	3,978	3,969
Cr	0,005	0,002	0,007
Fe ²⁺	4,457	4,411	4,664
Mn	0,030	0,025	0,036
Mg	1,387	1,374	1,045
Ca	0,237	0,281	0,292
Ba	0,002	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,001
K	0,000	0,000	0,000
F	0,092	0,020	0,194
Total	16,152	16,060	16,207
Ouv (en mole %)	0,12	0,04	0,17
Alm	72,86	72,40	77,12
Sps	0,49	0,41	0,60
Pyr	22,67	22,54	17,28
Grs	3,87	4,61	4,82
And	0,00	0,00	0,00

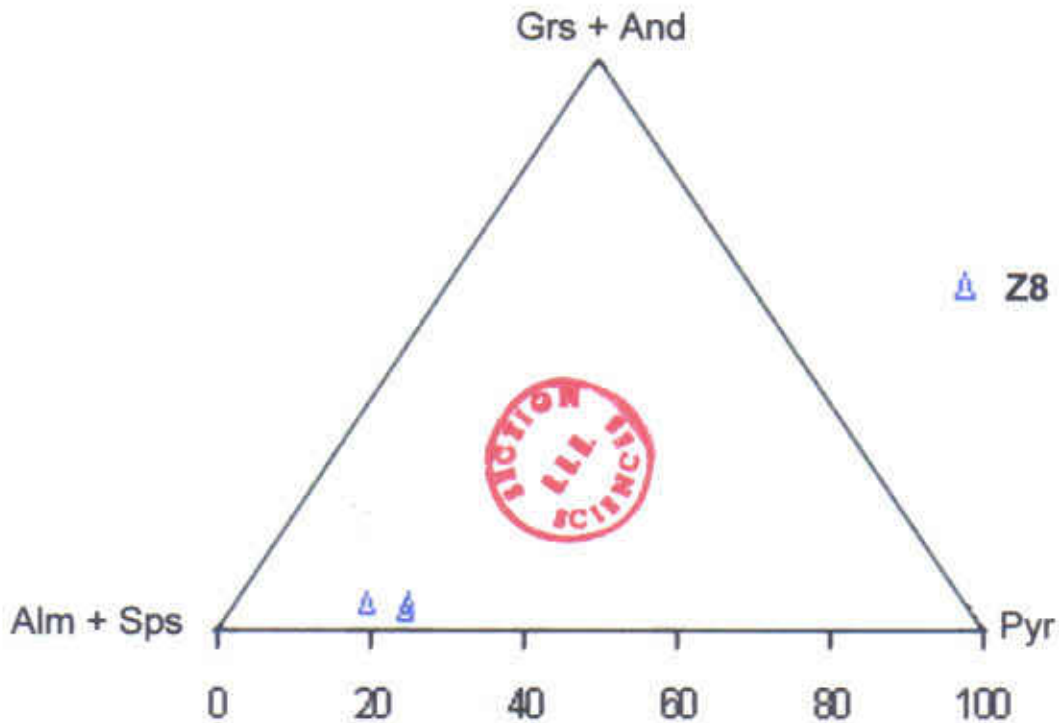


Figure 16 : Projection des grenats dans un diagramme ternaire (Alm + Sps) – Pyr – (Grs + And)

➤ *Corindon*

Il renferme des éléments en traces comme le Mg, Ti, Fe, Cr, Ga, V qui ont des teneurs variables suivant la couleur du cristal (voir tableau 12, page 59).

➤ *Spinelle*

La teneur de l'alumine en atome dans la formule structurale du spinelle varie de 1,94 à 1,96, celle du fer de 0,86 à 0,90 et le rapport $X_{Mg} = \frac{Mg}{Fe+Mg}$ est compris entre 0,13 et 0,17. Il s'agit de spinelle type hercynite. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4 atomes d'oxygène (tableau 7, page 50).

Tableau 7 : Compositions chimiques et formules structurales des spinelles

Echantillon	Z4-2-1	Z4-3-1	Z8-1-1	Z8-2-1
N° d'analyse	23	28	34	40
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,04	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	58,33	58,46	58,28	58,20
Cr ₂ O ₃	0,22	0,24	0,46	0,47
Fe ₂ O ₃				
FeO	37,63	37,20	36,49	37,10
MnO	0,12	0,12	0,04	0,04
MgO	3,24	4,34	4,24	4,00
CaO	0,01	0,00	0,02	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,05
F	0,00	0,00	0,04	0,28
-O=F	0,00	0,00	-0,02	-0,12
Total	99,55	100,41	99,64	100,25
Si	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000
Al	1,967	1,949	1,955	1,953
Cr	0,005	0,005	0,010	0,011
Fe ²⁺	0,901	0,880	0,868	0,883
Mn	0,003	0,003	0,001	0,001
Mg	0,138	0,183	0,180	0,170
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,002
F	0,000	0,000	0,003	0,025
Total	3,014	3,022	3,020	3,045
XMg	0,13	0,17	0,17	0,16

➤ *Biotite*

Les formules structurales de la biotite ont été calculées sur la base de 22 oxygènes (tableau 8, page 51). Elle est riche en fer (Fe>Mg) et en aluminium avec des teneurs en Al^{VI} atomique variables entre 0,45 et 0,72. La valeur du rapport XMg = Mg/(Fe+Mg) est comprise entre 0,43 et 0,54. Il s'agit d'un mica de type Eastonite (figure 17, page 52). La teneur en fluor est significative variant de 0,135 à 0,541, il marque la signature d'une circulation des fluides dans le gisement.

Tableau 8 : Compositions chimiques et formules structurales des biotites

Echantillon	Z5- 1- 4	Z5- 1- 5	Z5- 1- 6	Z4-2-2	Z4- 3-3	Z8- 1-6	Z8- 4-3
N° d'analyse	14	15	16	24	30	39	43
SiO ₂	35,68	35,57	35,46	35,16	35,59	35,79	34,98
TiO ₂	5,36	5,15	5,05	3,16	2,92	3,54	3,85
Al ₂ O ₃	17,93	18,21	17,89	19,78	19,50	18,00	18,13
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03
Fe ₂ O ₃							
FeO	20,21	19,81	20,37	18,58	18,69	16,92	20,06
MnO	0,00	0,06	0,10	0,00	0,07	0,00	0,04
MgO	8,55	8,80	8,97	10,48	10,37	11,23	8,48
CaO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,26	0,09	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,31	0,30	0,32	0,11	0,04	0,16	0,16
K ₂ O	9,53	9,53	9,64	10,02	10,01	9,92	10,12
F	0,77	0,45	0,54	0,96	0,65	0,76	0,28
-O=F	-0,32	-0,19	-0,23	-0,40	-0,27	-0,32	-0,12
Total	98,94	98,17	98,76	98,69	98,15	96,65	96,23
Si	5,329	5,315	5,299	5,236	5,303	5,389	5,348
Ti	0,602	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001
Al	3,156	3,207	3,151	3,471	3,424	3,194	3,267
Cr	0,001	0,000	0,005	0,004	0,005	0,002	0,004
Fe ²⁺	2,525	2,476	2,547	2,313	2,328	2,130	2,564
Mn	0,000	0,008	0,013	0,000	0,009	0,000	0,005
Mg	1,905	1,959	1,999	2,327	2,304	2,520	1,933
Ca	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba	0,015	0,005	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,090	0,087	0,093	0,032	0,010	0,046	0,046
K	1,815	1,817	1,839	1,903	1,902	1,905	1,974
F	0,364	0,212	0,255	0,451	0,307	0,360	0,135
Total	15,807	15,089	15,211	15,739	15,592	15,549	15,277
Al IV	2,67	2,69	2,70	2,76	2,70	2,61	2,65
Al VI	0,49	0,52	0,45	0,71	0,73	0,58	0,61
XMg	0,43	0,44	0,44	0,50	0,50	0,54	0,43

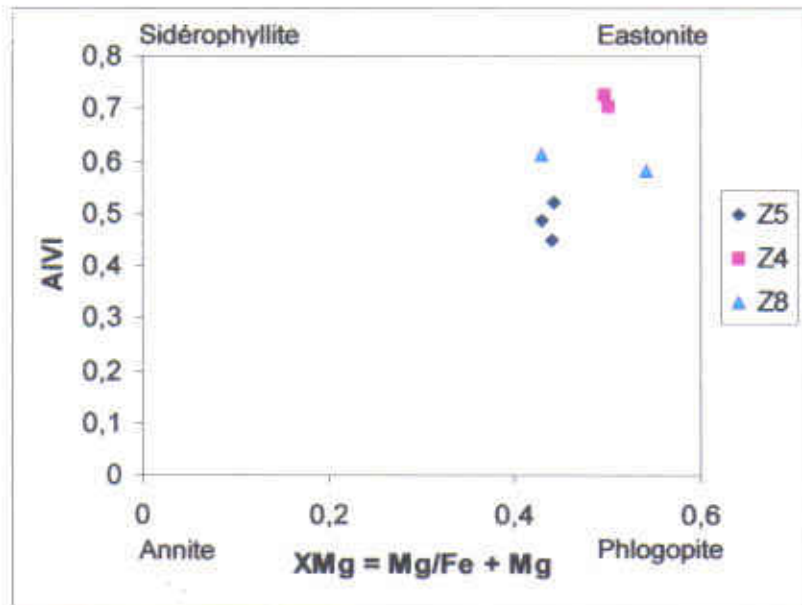


Figure 17 : Diagramme AIVI en fonction de XMg des biotites

Protolithe : Z4 (gneiss feldspathiques) ; faciès métasomatiques : Z5 (biotites à tourmaline), Z8 (grenatites)

➤ Sillimanite

Les analyses chimiques de la sillimanite sont répertoriées dans le tableau 9 ci-dessous, ses formules structurales sont calculées sur la base de 5 oxygènes. La sillimanite est constituée de 62,45% d' Al₂O₃, 35,57% de SiO₂ et de 0,40% de FeO.

Tableau 9 : Composition chimique et formule structurale de la sillimanite

Analyses chimiques		Formule structurale	
Echantillon	Z4-2-3	Echantillon	Z4-2-3
N° d'analyse	25	N° d'analyse	25
SiO ₂	35,57	Si	0,977
TiO ₂	0,00	Ti	0,000
Al ₂ O ₃	62,45	Al	2,021
Cr ₂ O ₃	0,04	Cr	0,001
Fe ₂ O ₃			
FeO	0,40	Fe ²⁺	0,009
MnO	0,04	Mn	0,001
MgO	0,06	Mg	0,003
CaO	0,02	Ca	0,000
BaO	0,00	Ba	0,000
Na ₂ O	0,03	Na	0,002
K ₂ O	0,00	K	0,000
F	0,05	F	0,005
-O=F	-0,02		
Total	98,69	Total	3,018

> *Tourmaline*

Les cristaux de tourmaline en bordure sont nettement plus riches en fluor que ceux qui se trouvent au centre du faciès à tourmaline. Le tableau suivant montre leurs compositions chimiques et leurs formules structurales qui ont été calculées sur la base de 24 oxygènes.

Tableau 10 : Compositions chimiques et formules structurales des tourmalines.

Echantillon	Z5- 1- 1	Z5- 1- 2	Z5- 1- 3	Z5- 1- 7	Z5- 1- 8
N° d'analyse	11	12	13	17	18
SiO2	34,85	36,22	35,37	35,23	36,08
TiO2	1,20	1,28	1,33	1,32	1,18
Al2O3	33,43	33,16	34,13	33,83	33,21
Cr2O3	0,10	0,02	0,08	0,06	0,05
Fe2O3					
FeO	7,18	6,63	6,89	6,90	6,68
MnO	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00
MgO	2,38	5,38	6,23	5,17	5,67
CaO	2,43	1,68	2,25	2,22	1,71
BaO	0,00	0,00	0,02	0,10	0,03
Na2O	1,38	1,66	1,27	1,34	1,63
K2O	0,13	0,08	0,11	0,13	0,04
F	0,50	0,03	0,00	0,39	0,42
..O=F	-0,21	-0,01	0,00	-0,17	-0,18
Total	83,78	86,18	87,69	86,90	86,86
Si	7,004	7,000	6,749	6,828	6,968
Ti	0,181	0,185	0,191	0,192	0,171
Al	7,918	7,554	7,678	7,728	7,558
Cr	0,016	0,003	0,011	0,008	0,007
Fe2+	1,206	1,071	1,100	1,118	1,078
Mn	0,000	0,008	0,003	0,009	0,000
Mg	0,714	1,549	1,774	1,492	1,631
Ca	0,523	0,347	0,459	0,461	0,353
Ba	0,000	0,000	0,001	0,007	0,002
Na	0,537	0,622	0,470	0,503	0,610
K	0,033	0,019	0,028	0,031	0,011
F	0,315	0,015	0,000	0,241	0,255
Total	18,447	18,372	18,464	18,621	18,644

En résumé, l'analyse chimique des minéraux montre une teneur en FeO supérieur à celle du MgO. Certains d'entre eux ont un caractère alumineux (grenat, spinelle, corindon). Le rapport XMg du grenat, de la biotite et du spinelle est généralement inférieur à 0,54 (Bt > Spl > Grt). La quantité significative du fluor dans les minéraux ferromagnésiens permet de retenir l'importance des fluides dans le gisement.

4. Equilibre des phases minérales

4.1 Relations de phases

L'étude des relations entre les différentes phases est basée sur la projection des diagrammes dans le système FMAS ((Fe, Mg)O – Al₂O₃ – SiO₂ de Harley et Hensen, 1990) en utilisant la règle des phases et l'observation texturale dans les lames minces (figure 19-1 et 19-2, page 56). La règle des phases est une relation entre les assemblages minéralogiques en équilibre dans les roches métamorphiques et leur composition chimique. Elle est expliquée par la formule suivante :

$$P = C + i - V$$

P : nombre de phases en équilibre dans le système

C : nombre de constituants indépendants dans le système

i : nombre de variable intensive (P et T, i = 2)

V : variance ou degré de liberté d'un système (la variance varie entre 0 et 2)

- si V = 2, les champs de stabilité sont des surfaces, il s'agit d'un équilibre divariant ; quelque soit la valeur de T, elle correspond à une large valeur de P dans ces surfaces ;

- si V = 1, c'est un équilibre univariant (courbe univariante) où la T varie en fonction de la P ;

- si V = 0, P et T sont fixe, c'est un point ou équilibre invariant.

Les phases suivantes sont rencontrées dans les échantillons Z8 et Z9 : corindon, plagioclase, feldspath potassique, spinelle, grenat et sillimanite. Elles sont projetées dans le diagramme FMAS (figure 18, page 55). Il y a 6 phases (P = 6) et 4 constituants indépendants (C = 4) dans ce système. En utilisant la formule : $P = C + i - V$ avec $i = 2$,

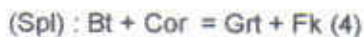
- si V = 0, le nombre de phases possibles qui se trouvent au point invariant est 6 (P = 6) ;

- si V = 1, les phases possibles dans un équilibre univariant sont 5 (P = 5) ;

- si V = 2, le nombre de phases dans un champ divariant est 4 (P = 4).

D'une manière générale, en respectant la règle de diagonale, 6 phases peuvent correspondre à 6 points invariants alors que 5 entre eux montrent la formation de corindon avec 4 réactions chacune, à savoir :

- *Point invariant [Sil] :*



- *Point invariant [Fk] :*



- *Point invariant [Bt] :*

(Fk) : réaction (5) ; (Sil) : réaction (2)

(Grt) = (Spl) : Sil = Fk + Cor (8)

- *Point invariant [Grt] :*

(Fk) : réaction (6) ; (Sil) : réaction (3) ; (Bt) = (Spl) : réaction (8)

- *Point invariant [Spl] :*

(Fk) : réaction (7) ; (Sil) : réaction (4) ; (Bt) = (Grt) : Réaction (8)

L'échantillon Z8 montre que la sillimanite et le spinelle pourraient réagir pour former le corindon et le grenat selon la réaction (5) (figure 19-1). Cette réaction correspond à la relation décrite par Bohlen et al. (1986) à savoir :



Le spinelle est très riche en aluminium et en fer. Ces éléments sont intégrés dans les réseaux cristallins lors de la cristallisation du corindon et du grenat.

Les phases de la rétomorphose sont moins développées. L'échantillon Z9 présente un assemblage à spinelle + biotite + feldspath potassique + grenat + corindon (figure 19-2, page 56). La déstabilisation du corindon et du grenat en spinelle et feldspath potassique peut s'expliquer par la réaction (2).

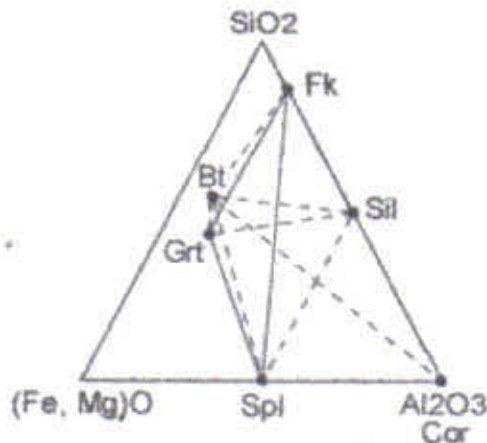


Figure 18 : Présentation des différentes phases et réactions possibles dans le système FMAS

4.2 Conditions thermobarométriques

Les conditions thermobarométriques de formation des saphirs sont basées sur les calculs multi-équilibres du logiciel TWEEQ de Berman (1988, 1991).

Le Logiciel TWEEQ permet de travailler avec un grand nombre de phases. Par ailleurs, il utilise des données thermodynamiques à compatibilité interne pour plusieurs phases minérales dans un système Na_2O , K_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , H_2O , et CO_2 . Ces données sont testées les unes par rapport aux autres.

Les calculs sont effectués sur les assemblages Gt-Sil dans le système Si-Al-O-Fe-Mg-H-K-F. Ces calculs permettent d'estimer les conditions de formation du corindon et les relations des différentes phases. Les activités ne sont pas calculées. La réaction globale suivante et la figure 20 ci-dessous, qui montre la formation du corindon, sont obtenues à partir d'une activité égale à un :

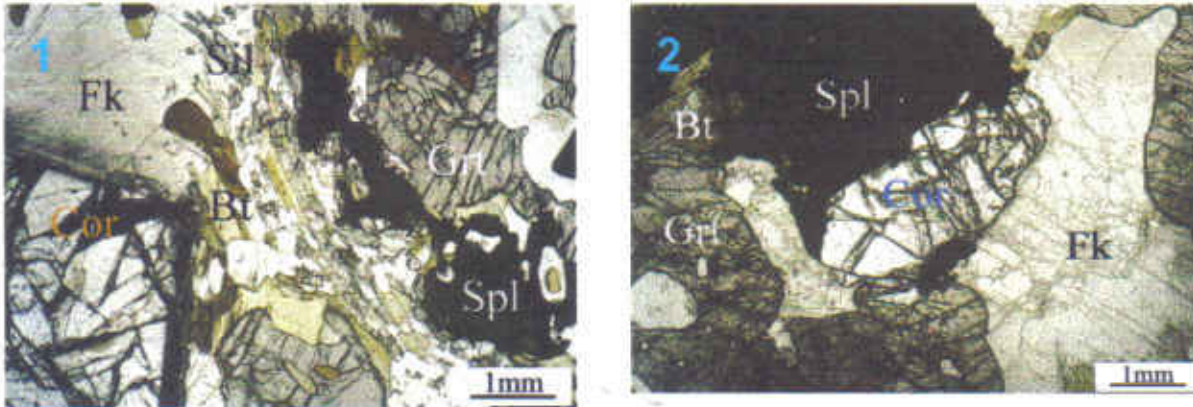
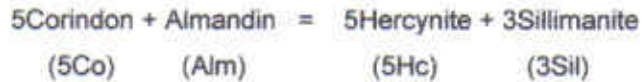


Figure 19 : Microphotographie de grenatites à corindon en lumière naturelle.

1 – association corindon-feldspath potassique-grenat-biotite-sillimanite-spinelle (Z8), 2 – développement du spinelle et du feldspath potassique autour du corindon (Z9).

(Photos : Andriamamonjy S. A.)

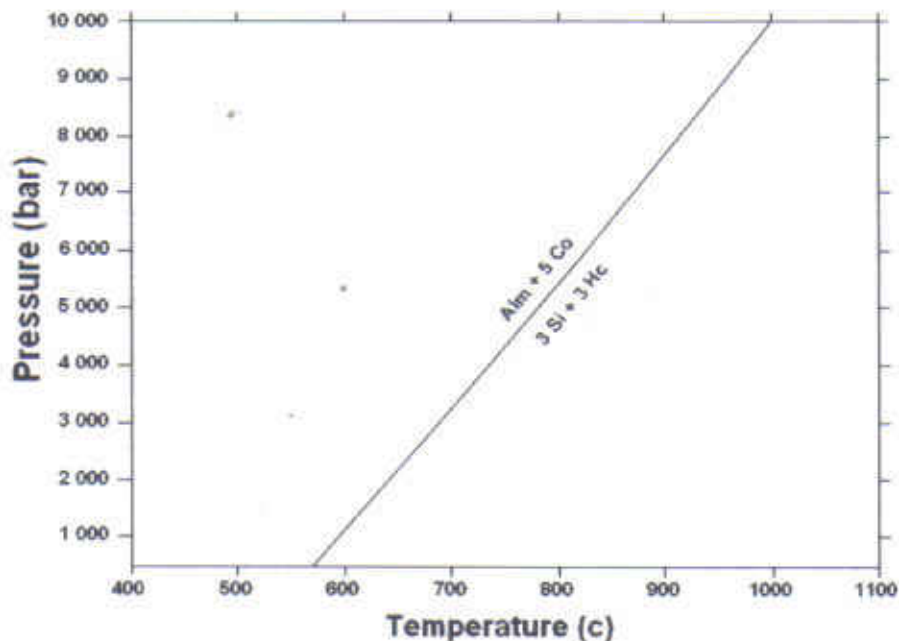


Figure 20 : Réactions montrant le domaine de stabilité de la cristallisation du corindon en utilisant le logiciel TWEEQ (Berman, 1991)

Chapitre 3 : CARACTERISTIQUES DU SAPHIR DE ZAZAFOTSY

1. Habitus

Les cristaux de saphir de Zazafotsy possèdent trois habitus : (1) prismes hexagonaux longs, (2) prismes hexagonaux courts et (3) des formes tabulaires. Les faces sont formées par un prisme hexagonal $a(11.0)$, un pinacoïde $c(00.1)$, et le rhomboèdre positif $r(10.1)$. Certains cristaux sont souvent modifiés par un développement ou absence de l'un de ces faces (figure 21-1, page 58) :

- un développement du prisme hexagonal et du pinacoïde (très fréquent chez les cristaux tabulaires),
- une association du prisme hexagonal avec le pinacoïde qui est modifiée par le développement d'un rhomboèdre,
- un développement important soit sur les deux faces en prenant un aspect allongé soit sur les trois faces du prisme hexagonal pour donner une forme triangulaire soit sur quatre faces pour avoir un cristal losangique,
- un développement du prisme hexagonal et du rhomboèdre par rapport au pinacoïde pour donner une forme quelconque.

D'autres cristaux ont un développement surélevé, qui est composé par la combinaison de ces trois faces, sur les faces du pinacoïde. Certains cristaux montrent une croissance inhabituelle (figure 20-3). D'ailleurs, quelques cristaux présentent un aspect luisant à cause d'un phénomène de dissolution minérale (figure 21-2, page 58).

2. Couleur

Les saphirs de Zazafotsy ont plusieurs types de couleur : rose, fuchsia, orangé, marron, bleu foncé, gris bleu, bleu clair, violine, mauve (figure 21-4, page 58). La plupart des cristaux montrent des zonations de couleur soit suivant leur allongement soit de la bordure vers le centre du cristal (tableau 11, page 59).

Ces différentes couleurs dépendent essentiellement de la teneur en éléments chromophores (Mg^{2+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , Fe^{2+} , Ga^{3+}) (tableau 12, page 59 ; annexe I).

La couleur bleue foncée est plus riche en FeO (3300 ppm) et en TiO_2 (220 ppm) mais faible en Cr_2O_3 (500 ppm) tandis que les autres variétés bleues (bleu clair, gris bleu) montrent des teneurs plus faibles en FeO (3110 ppm à 3140 ppm), en Cr_2O_3 (480 à 500 ppm) et en TiO_2 (20 à 70 ppm).



Figure 21 : Caractéristiques du saphir de Zazafotsy : (1) habitus, (2) les types de couleur, (3) microphotographies des cristaux de saphir (a – en lumière naturelle, b – en lumière polarisée), (4) dissolution minérale et (5) déformation du cristal.

(Photos : G. Giuliani, Andriamamonjy S. A.)

Tableau 11 : Différentes zonations de couleur dans les cristaux de saphirs

Types de cristaux	zones de couleur
rose violacé à fuchsia	rose violacé, fuchsia
orangé à violine	transparent, rose, rose clair, rose foncé, orangé, marron clair
rosé-orangé-violine	rose, transparent, violine, violacé, orangé
marron à mauve	marron foncé, marron orangé, marron clair, transparent
bleu	bleu foncé, bleu clair, gris bleu
bleu gris	transparent, bleu gris, mauve très clair
violine à rosé	violine transparent, mauve
rosé à transparent-rose foncé	rosé très foncé, rosé clair, mauve

**Tableau 12** : Analyses chimiques des saphirs en fonction de leur couleur

Ech.	cristal	Al ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Ga ₂ O ₃	Total	Fe/Cr
Z4-3	rose	99,508	0,011	0,008	0,002	0,138	0,310	0,022	99,999	2,246
Z1-6	fuchsia	99,394	0,003	0,003	0,004	0,187	0,301	0,015	99,906	1,610
Z4-8	orangé	99,136	0,000	0,000	0,006	0,123	0,294	0,000	99,558	2,390
Z7-5	marron foncé	99,467	0,008	0,000	0,008	0,159	0,307	0,006	99,954	1,931
Z8-1	bleu foncé	98,283	0,009	0,022	0,004	0,050	0,330	0,023	98,721	6,600
Z8-2	bleu clair	99,073	0,011	0,002	0,007	0,048	0,311	0,028	99,479	6,479
Z8-3	gris bleu	99,137	0,011	0,007	0,005	0,050	0,314	0,014	99,538	6,280
Z11-3	violine	99,529	0,007	0,003	0,005	0,104	0,306	0,010	99,963	2,942
Z11-4	mauve	99,878	0,004	0,007	0,003	0,105	0,305	0,014	100,316	2,905

Le fuchsia a une forte teneur en Cr₂O₃ (1870 ppm), des teneurs en FeO significatives (3010 ppm) mais faibles en TiO₂ (30 ppm).

Les couleurs rose, marron foncé, orangé possèdent des teneurs en Cr₂O₃ significatives (1230 à 1590 ppm) mais moins importante en FeO (2940 à 3100 ppm) ; leur concentration en TiO₂ est faible voire nulle (0 à 80 ppm).

Les saphirs violines et mauves sont caractérisés par des teneurs en Cr₂O₃ (1040 à 1050 ppm) et TiO₂ (30 à 70 ppm) moins importantes mais par contre légèrement enrichies en FeO (3050 à 3060 ppm).

D'une manière générale, la couleur des saphirs est contrôlée par une variation des teneurs en chrome et des teneurs en fer quasiment constante (figure 22, page 60), leur concentration pour les autres éléments chromophores (MgO, V₂O₃, Ga₂O₃, TiO₂) est moins significative. Les saphirs roses ont une forte teneur en Cr₂O₃ mais faible en FeO, par contre les saphirs bleus sont enrichis en FeO et

appauvris en Cr_2O_3 ; la concentration en fer et chrome pour les autres couleurs se trouve répartie entre ces deux pôles. Le rapport Fe/Cr est compris entre 1,931 (fuchsia) et 6,600 (bleu foncé) (tableau 12, page 59).

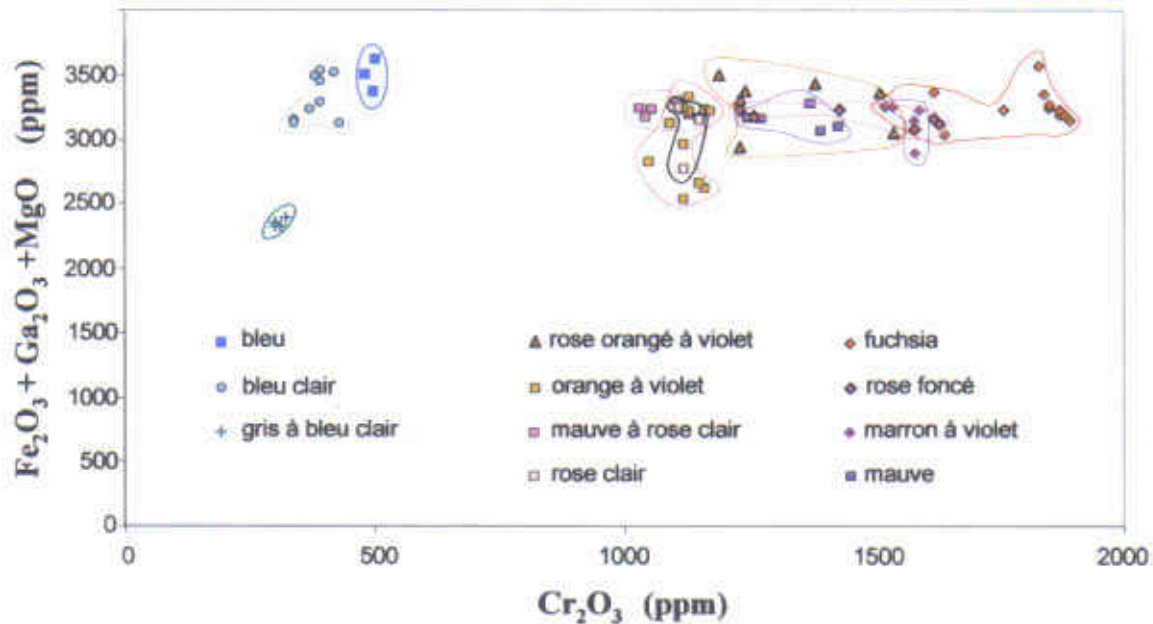


Figure 22 : Diagramme Cr_2O_3 en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Ga}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (en ppm) des différents saphirs colorés de Zazafotsy. Les sections polies de saphirs ont été analysées par la microsonde électronique CAMECA SX100 (Université Nancy I). Les conditions analytiques utilisées: tension 15 kv, courant 10 nA, temps de comptage 20s pour Al, et 25 kv, 150 nA, 120s pour les éléments traces.

3. Propriétés optiques

En lumière naturelle, les cristaux de saphir sont soit automorphes soit subautomorphes. Ils sont fortement fracturés avec un fort relief. Ces cristaux sont faiblement pléochroïques, leur couleur est généralement incolore légèrement jaunâtre (figure 21-3a, page 58).

En lumière polarisée, la teinte de polarisation s'effectue essentiellement dans le gris du premier ordre. Certains cristaux présentent des macles allongées (figure 21-3b, page 58).

4. Les inclusions

Aucune cavité d'inclusions fluides n'a été observée dans les saphirs étudiés. Seules les inclusions solides sont présentes. Les minéraux inclus dans les corindons sont la sillimanite, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite et le zircon (figure 23, page 61). Les spectres qui montrent ces inclusions dans le saphir sont répertoriés dans les annexes II, III, et IV.

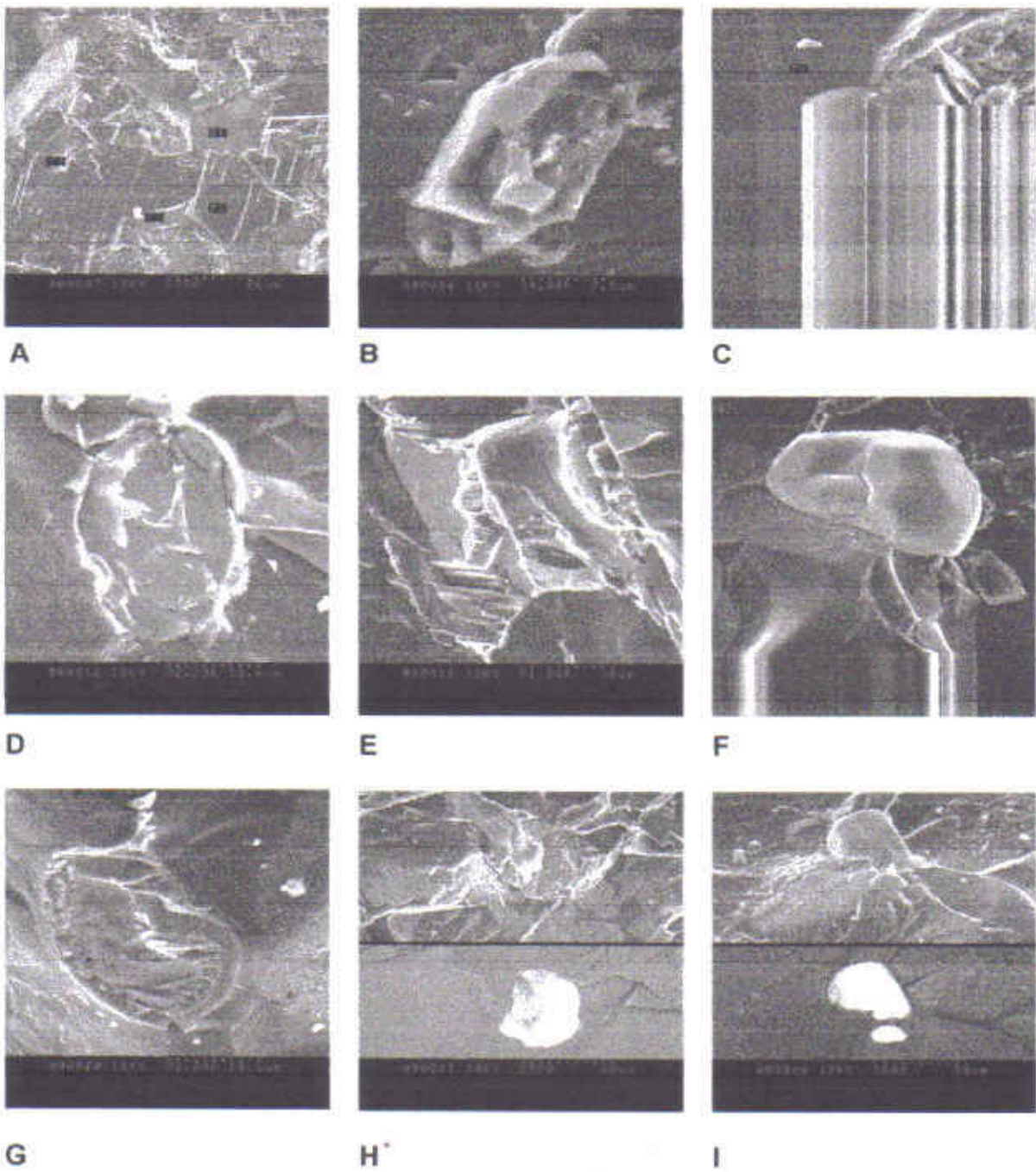


Figure 22 : Les différentes inclusions solides dans les saphirs obtenus au Microscope Electronique à Balayage.

A – feldspath potassique + plagioclase + sillimanite ; B – sillimanite ; C – mica (biotite) dans le feldspath inclus dans le saphir ; D, F, G, H par électrons rétrodiffusés – zircon ; E – mica (biotite), I –groupement de zircons avec une vue par électrons rétrodiffusés.

CO = Corindon, FK = feldspath potassique, PL = plagioclase, M = mica, SI = sillimanite

(Photos : G. Giuliani)

5. Les isotopes de l'oxygène des corindons

Les analyses de la composition isotopique de l'oxygène c'est à dire la mesure des concentrations en ^{18}O et ^{16}O représentées par le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ont été réalisées sur les corindons malgaches et notamment ceux de Zazafosy au laboratoire d'isotopes stables de Glasgow en Ecosse. Les minéraux analysés sont transformés en gaz sous forme de CO_2 par attaque laser sous vide et en ambiance fluorée (pentafluorure de brome). Le CO_2 extrait est ensuite purifié et analysé par spectrométrie de masse. Les mesures sont réalisées à partir de 1 mg d'échantillon et l'échantillon est comparé avec la mesure du gaz de référence (standard). Le résultat obtenu, exprimé en delta (δ), est la différence des rapports isotopiques de l'échantillon et du standard exprimé en pour mille.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont exprimées par rapport à la composition isotopique de l'eau de mer (Standard Mean Ocean Water : SMOW) qui est 0‰. La précision des mesures est de l'ordre de 0.1‰.

La notation δ est représentée par le rapport suivant en ‰ :

$$\delta (\text{‰}) = \frac{R_e - R_s}{R_s} \times 1000$$

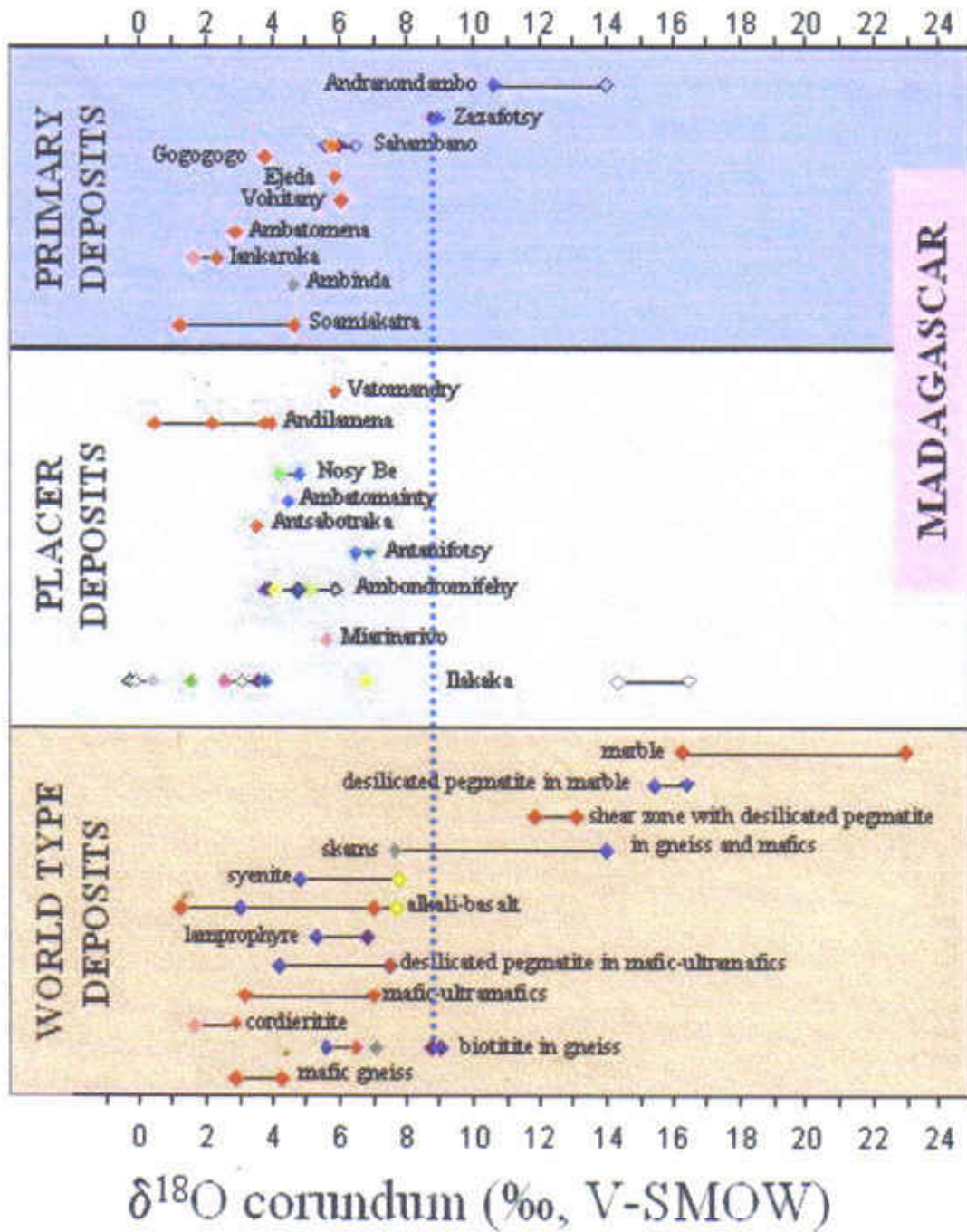
R_e : analyse échantillon

R_s : analyse standard

Les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène des saphirs de Zazafotsy sont les suivantes : un saphir bleu (Za-1) a une valeur de 8,8‰ et un saphir rose (Za-2) a une valeur de 9‰, soit une valeur moyenne de 8.9 ± 0.1 ‰ (tableau 13, page 63).

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du corindon dans ce gisement sont homogènes. On peut en déduire que les saphirs rose et bleu sont issus du même fluide qui a réagi avec le même protolithe. Ils ont sans aucun doute la même origine génétique.

Tableau 13 : Classification des gisements de corindon de Madagascar déterminée à partir des données isotopiques des saphir et rubis



Troisième partie :

**LES GISEMENTS DE IANKAROKA, AMBATOMENA
ET VOHITANY : CARACTERISTIQUES
PETROCHIMIQUES ET METALLOGENIQUES**

Chapitre 1 : CARACTERISATION DES GISEMENTS

Trois zones renfermant des gisements et indices à corindon sont étudiées dans le Sud du socle de Madagascar, à savoir : le gisement de rubis d'Ambatomena, les indices à corindon de lankaroka et les gisements de rubis de Vohitany (figure 4, page 9). Cette étude est fondée principalement sur la nature de gisement et sur la lithologie des roches hôtes.

1 – Le gisement de rubis d'Ambatomena

Le gisement de rubis d'Ambatomena a été découvert en 2000. Il se trouve dans la région Sud de la ville de Betroka. Il se situe dans le groupe d'Ampandrandava formé par un ensemble de leptynites à cordiérite et à biotite. Ce sont des roches métamorphisées dans le faciès granulite affectées par l'événement panafricain (Bazot et al., 1971 ; Andriamorahafatra et al., 1990 ; Milisenda et al., 1996a; Martelat, 1998).

Les corps minéralisés se présentent sous forme de lentilles, d'environ 10 x 60m de puissance, encaissés dans des gneiss leptynitiques à cordiérite et biotite. Cet ensemble est orienté globalement suivant une direction comprise entre N25 à N45 avec un pendage de 75NE. Les protolithes sont constitués par des gneiss charnockitiques où s'intercalent des pyroxénites et des cordiérites. Par ailleurs, des filons de pegmatites recoupent l'ensemble. Des veinules de phlogopites peuvent être observés dans certaines roches. Les charnockites se présentent sous deux faciès : un protolithe du départ et un faciès biotitisé au bordure.

La minéralisation à rubis est contenue dans des pyroxénites, anorthitites et des cordiérites. Le rubis est associé aux spinelle, plagioclase, pyroxène, rutile, saphirine, phlogopite, et cordiérite. Le rubis a une couleur rouge profond à rose et une taille variable (1x 0,8 mm à 4 x 6,5 cm). Il est généralement entouré par des couronnes de spinelle et de saphirine.

La minéralisation est associée à la transformation métasomatique du protolithe initial par la circulation des fluides (figure 24-1, page 66). La métasomatose est essentiellement potassique et caractérisée par des veines à phlogopites appelées phlogopitites qui recoupent l'ensemble du protolithe. Les faciès métasomatiques correspondent soit à des anorthitites, soit à des phlogopitites soit à des pyroxénites soit à des cordiérites phlogopitisées. Par ailleurs, la métasomatose se matérialise par la présence de veines ou de lentilles (0,5 x 1,5 cm à 7 x 15cm) à cordiérite contenues dans les cordiérites, les pyroxénites et les anorthitites (figure 24-2, page 66).

2. Les indices à saphir de lankaroka

Les saphirs polychromes sont connus depuis 1986 dans la région de lankaroka, au Sud de la ville de Betroka (Salemo, 1992). Deux indices à corindon sont reconnus : l'un à saphir polychrome, situé au Sud du village de lankaroka et l'autre à saphir gris situé au Nord-Ouest (dans la zone appelée Ambinda). Ces zones appartiennent au groupe d'Ampandradava.

L'indice à saphir polychrome de lankaroka est formé par une lentille de cordiérite encaissée dans des paragneiss leptynitiques (figure 24-3, page 66). La formation est de direction N 35 et avec un pendage de 75NE. Le protolithe est constitué par des cordiérites à sillimanite, phlogopite et spinelle. Par ailleurs, des fissures à phlogopite recoupent la lentille témoignant de la circulation de fluides lors de la formation du saphir. Les cordiérites sont à saphir polychrome, cordiérite, spinelle, sillimanite, phlogopite et tourmaline.

Les cristaux de saphir ont des formes variables de tabulaire, dipyramidal, en tonneau ou en fuseau ; ils sont pour la plupart transparents et avec des zonations de couleurs différentes : bleu+vert+rouge+jaune±saumon, bleu+rouge, vert+rouge et rarement bleu+vert+rouge (Salerno, 1992).

A Ambinda, l'indice à saphir gris est contenu dans des gneiss intercalés dans les pyroxénites et qui sont recoupés par des biotites, ces faciès sont intercalés avec les pyroxénites. Les biotites forment des bandes parallèles disposées suivant la foliation régionale d'épaisseur comprise entre 10 et 30 cm. La minéralisation se trouve au contact pyroxénite-biotite et développée sur une épaisseur de 10 à 20cm. L'indice est de faible puissance (4 x 1,5m) (figure 24-4, page 66). Le corindon est généralement entouré par une couronne à spinelle et à saphirine, associés au feldspath potassique et à la biotite qui caractérise un phénomène de rétro-morphose.

La formation de ces deux indices est le résultat de processus métasomatique relié à la circulation de fluides.

3. Les gisements de rubis de Vohitany

Plusieurs gisements de rubis se situent dans la région de Vohitany, dans le Nord du district d'Ampanihy (Mercier et al., 1999). Ce secteur appartient au complexe basique et ultrabasique du Vohibory formé par des marbres associés aux amphibolites et anorthosites à corindon (Nicollet, 1986). Cet ensemble est métamorphisé dans le faciès granulite au cours de l'événement panafricain (Nicollet, 1986 ; Andriamorahafatra et al., 1990 ; Paquette et al., 1996 ; Martelat, 1998).

Dans les secteurs étudiés, les gisements de rubis se trouvent soit dans des amphibolites soit dans des amphibolites biotitisés au contact de « pegmatites feldspathiques ». Dans les zones où se trouvent associés les pegmatites et les amphibolites, des phénomènes d'altération métasomatique sont observés. Les pegmatites et les amphibolites sont affectées par une métasomatose alcaline qui a provoqué une biotitisation des amphibolites, dequartzification et feldspathitisation des pegmatites. L'ensemble des formations sont recoupés par un stockwerk à carbonates, antophyllite et rubis (figure 24-5, page 66).

Les rubis se forment soit dans la biotite en bordure du filon de pegmatite soit à l'intérieur de ce dernier dans la zone feldspathique. Le rubis se trouve également dans des veinules associées au stockwerck et dans les zones à amphibolite. Les cristaux de rubis présentent fréquemment une forme tabulaire de taille millimétrique à centimétrique.

Les gisements de rubis de Vohitany sont dus essentiellement à l'interaction fluide-roches. Il s'agit aussi de gisements de type métasomatique.

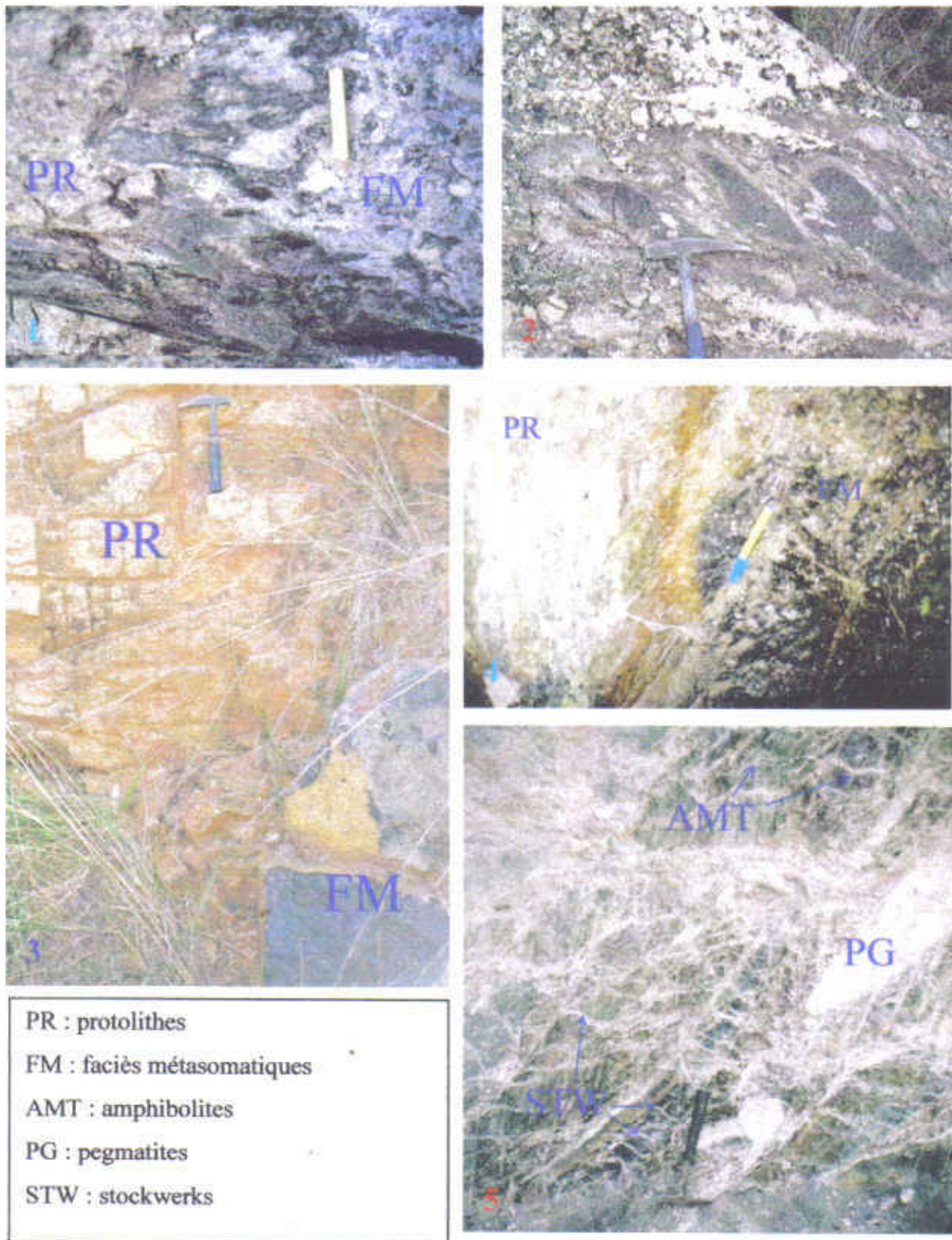


Figure 24 : Les gisements et les indices à corindon du Sud.

Gisement d'Ambatomena : 1 – vue d'ensemble des faciès métasomatiques (cordiérites + anorthites + phlogopites) et leurs protolithes (gneiss chamockitiques), 2 – microlentilles de cordiérites encaissées dans des pyroxénites ; lankaroka : 3 – vue de l'indice à saphir de lankaroka (protolithe = gneiss leptynitiques, faciès métasomatiques = cordiérites), 4 – contact entre les faciès métasomatiques (biotites) et les protolithes (pyroxénites) de l'indice à saphir d'Ambinda ; Vohitany : 5 – Stockwerks recoupant le filon de pegmatites et les amphibolites dans les gisements de rubis de vohitany.

(Photos : Ralantoarison L. T., Andriamamonjy S. A.)

Chapitre 2 : PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE DES FACIES A CORINDON

1. Pétrographie

1.1 Les roches à rubis d'Ambatomena

➤ Anorthitites

Ce faciès a une couleur gris clair et une texture massive. Il présente une structure orbiculaire qui est formée par un cœur de corindon couronné par du spinelle et de la saphirine.

Au microscope, la roche (ZDF8) présente une structure coronitique complexe (figure 25-A, 25-B et 25-C, page 69). L'assemblage minéralogique est constitué par du :

- plagioclase, 15 – 20%, de type andésine. Il se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes et craquelés ;
- saphirine, 10 – 15%, qui est en amas des cristaux xénomorphes ou poecilitiques. Elle est incolore légèrement bleutée, craquelée et à pléochroïsme faible ;
- orthopyroxène, 10 – 15%, en cristaux subautomorphes à xénomorphes à relief modéré. Sa teinte de polarisation est jaune à rouge-orangée ;
- spinelle, 10 – 15%, xénomorphe et de couleur verte. Il est parfois inclus dans les autres minéraux ;
- corindon, 5 – 15%, en cristaux subautomorphes à xénomorphes, fréquemment craquelés ;
- quartz, 0 – 3%, en petits cristaux xénomorphes et à extinction droite.
- grenat, 3%, sa forme est souvent en petits cristaux subautomorphes à relief fort.
- phlogopite, 3 – 5%, en lamelles à pléochroïsme très net ; elle peut être incluse dans les autres minéraux ;
- minéraux accessoires (5%) qui sont essentiellement du rutile.

➤ Cordiérinites

Ce sont des roches grises, sombres, avec une texture massive et à grain moyen. Les cordiérinites présentent des fissures remplies de phlogopite. Elles présentent fréquemment soit un noyau de corindon entouré par une couronne à saphirine et spinelle soit une couronne de spinelle résultant d'un phénomène de rétrogenèse total du corindon en spinelle.

L'observation microscopique montre une structure coronitique complexe. La roche (AMBT 3) est formée par les minéraux suivants :

- orthopyroxène, 20 – 25%, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il a une teinte de polarisation jaune à rouge-orangée.
- saphirine, 10 – 15%, en cristaux xénomorphes et /ou poecilitiques ou en amas, craquelée. Elle est incolore légèrement bleutée, et à faible pléochroïsme.
- feldspath potassique (5%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Il est souvent perthitique ;

- cordiérite, 20 – 25%, subautomorphe à xénomorphe. Elle renferme des macles caractéristiques en biseau.

- phlogopite (5%), en cristaux lamellaires avec un pléochroïsme normal très net ; elle est souvent incluse dans les autres minéraux.

- corindon, 5 – 10%, en cristaux subautomorphes, craquelés ; la teinte de polarisation est grise.

- spinelle, 10 – 15%, de couleur vert clair, xénomorphe. Il peut être inclus dans les autres minéraux.

- minéraux accessoires : rutile (3 – 5%).

1. 2 Les roches à saphir de lankaroka

➤ Cordiérite à saphir polychrome

Ce sont des roches claires à texture massive et à grain moyen. Elles renferment quelques fois des masses fibreuses de sillimanite.

L'observation microscopique de l'échantillon la-2 révèle une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 25-D, page 69). L'association minéralogique est la suivante :

- cordiérite, 60 – 65%, en cristaux subautomorphes à xénomorphes. Elle présente des macles en biseau.

- phlogopite (5 – 10%), lamellaire et à pléochroïsme normale.

- Sillimanite, 5%, en baguettes fracturées ou losangiques.

- Spinelle (5%), en cristaux subautomorphes, de couleur verte.

- corindon (3 – 5%) qui apparaît en cristaux automorphes, à teinte de polarisation grise du premier ordre et parfois rose.

- tourmaline, 3 – 5%, automorphe à subautomorphe ; elle présente un pléochroïsme inverse.

Ce faciès montre une couleur sombre et une foliation discontinue, à grain moyen. Il se trouve au contact entre les biotites et des pyroxénites. Une structure orbiculaire est très fréquente dans la roche, elle est formée par un noyau de corindon entouré par une couronne à spinelle et saphirine.

Au microscope, la lame mince (Ambi 2) montre une structure coronitique (figure 25-E, page 69). Elle est constituée de :

- feldspath potassique, 25 – 30%, qui se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes.

- biotite, 20 – 25%, en cristaux lamellaires avec un pléochroïsme normale de couleur brun clair à brun foncé.

- corindon (10%), subautomorphe, craquelé et avec une teinte de polarisation dans les gris du premier ordre.

- spinelle (10 – 15%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes, de couleur vert clair.

- saphirine, (10-15%), en cristaux xénomorphes fortement craquelés avec un pléochroïsme faible.

- minéraux d'altération (5%) : chlorite et margarite développées au contact du saphir et de la saphirine.

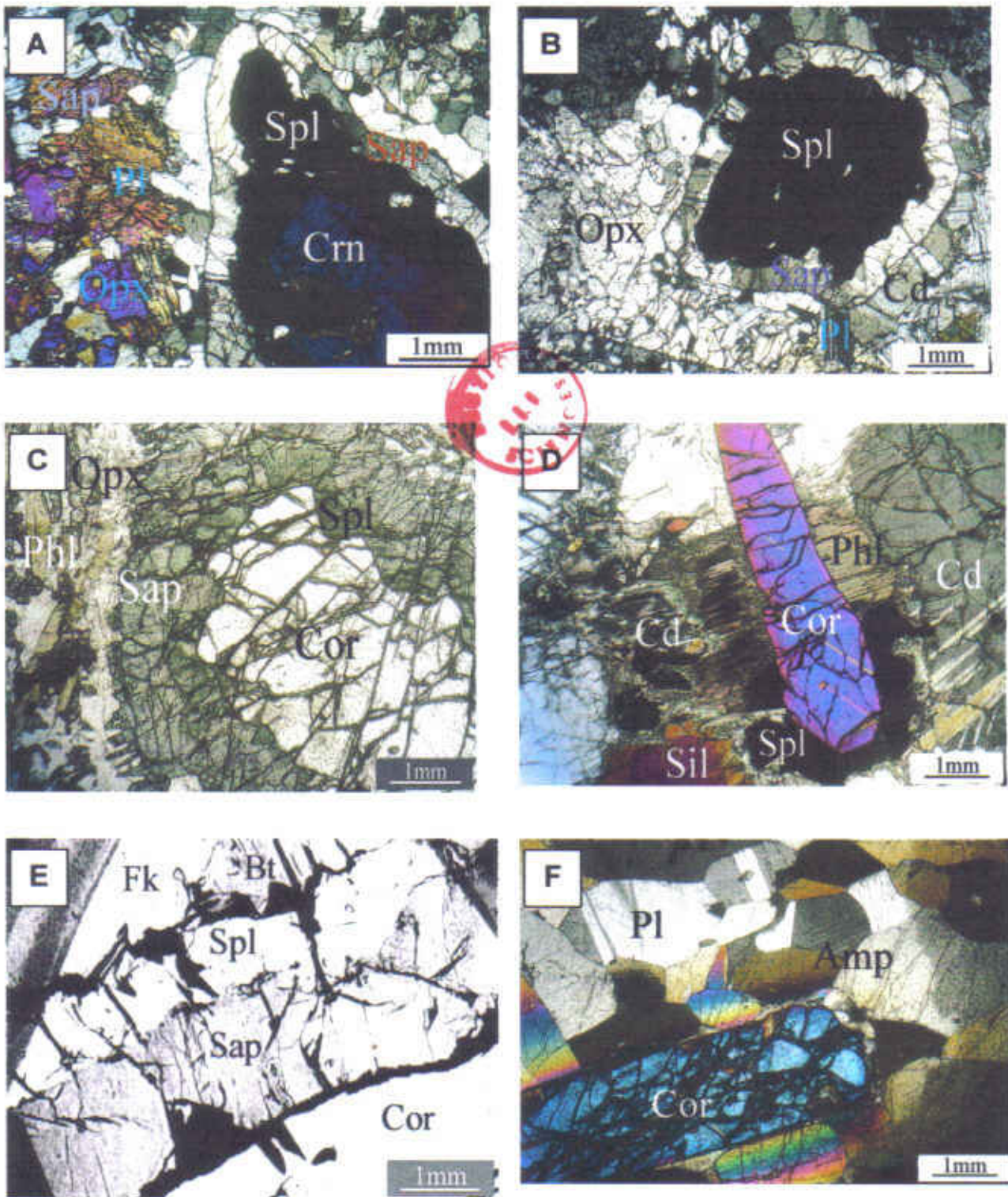


Figure 25 : Microphotographies des paragenèses à corindon dans les gisements du Sud

Ambatomena : A et C – déstabilisation de corindon en spinelle dans les anorthites, B – retromorphose totale du corindon en spinelle ; *Iankaroka :* D – assemblage à corindon + spinelle + cordiérite + phlogopite + sillimanite ; *Ambinda :* E – paragenèse à corindon + spinelle + saphirine + biotite + feldspath potassique ; *Vohitany :* F – assemblage à corindon + amphibole + plagioclase.

C, E = en lumière naturelle ; A, B, D, F = en lumière polarisée

(Photos : Rakotondrazafy A. F. M., G. Giuliani, Andriamamonjy S. A.)

➤ *Pyroxénites biotitisés à saphir gris*

Ce faciès montre une couleur sombre et une foliation discontinue, à grain moyen. Il se trouve au contact entre les biotites et des pyroxénites. Une structure orbiculaire est très fréquente dans la roche, elle est formée par un noyau de corindon entouré par une couronne à spinelle et saphirine.

Au microscope, la lame mince (Ambi 2) montre une structure coronitique (figure 25-E, page 69). Elle est constituée de :

- feldspath potassique, 25 – 30%, qui se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes ;
- biotite, 20 – 25%, en cristaux lamellaires avec un pléochroïsme normale de couleur brun clair à brun foncé ;
- corindon (10%), subautomorphe, craquelé et avec des teintes de polarisation dans les gris du premier ordre ;
- spinelle vert (10 – 15%), en cristaux subautomorphes à xénomorphes ;
- saphirine, 10 – 15%, en cristaux xénomorphes fortement craquelés avec un pléochroïsme faible ;
- minéraux d'altération (5%) formés par la chlorite et la margarite développées au contact du saphir et de la saphirine.

1. 3 Les amphibolites à rubis de Vohitany

➤ *Amphibolites à corindon*

Ce sont des roches sombres à grain moyen qui renferment fréquemment des gros cristaux de corindon.

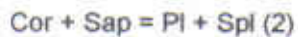
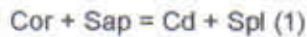
Au microscope, l'échantillon VHT 1 a une structure granoblastique hétérogranulaire (figure 25-F, page 69). Elle est formée par les minéraux suivants :

- homblende, 30 – 35%, en cristaux subautomorphes, à relief moyen ; elle montre deux clivages à 120° ;
- pyroxène, 15 – 20%, en cristaux subautomorphes et à relief moyen. Sa teinte de polarisation est jaune orangée dans le second ordre ;
- plagioclase, 35 – 40%, en cristaux subautomorphes qui montre des macles polysynthétiques ;
- corindon (5 – 10%), en cristaux automorphes à subautomorphes, souvent craquelé.

2. Relations des phases

L'observation des relations texturales dans les lames minces et les diagrammes projetés dans le système FMAS (Fe+Mg) O-Al₂O₃-SiO₂ permettent de proposer les relations de phases possibles pour chaque gisement du Sud de Madagascar. Ces projections sont basées par la règle des phases. Les éléments en trace ne sont pas pris en considération.

A Ambatomena, les échantillons (AMBT3, ZDF8) présentent un développement important des phases de la rétro-morphose. Elles montrent l'association suivante : orthopyroxène + spinelle + saphirine + corindon + cordiérite + plagioclase. Le spinelle, qui est entouré par la saphirine, s'est formé par la déstabilisation du corindon lors de la diminution de la température. Il s'agit d'une structure coronitique (figure 25-A et 25-B, page 69). Les réactions suivantes pourraient expliquer ces phénomènes de rétro-morphose (figure-26 ci-dessous) :



Le remplacement total du corindon par le spinelle peut aussi apparaître dans ces échantillons (figure 25-B, page 69). L'évolution de la réaction pourrait s'expliquer par la relation :

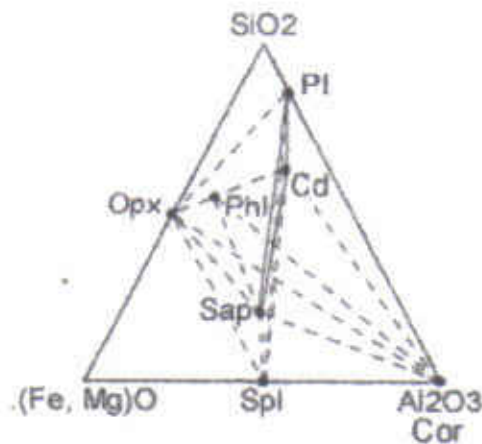


Figure 26 : Les différentes paragénèses à corindon du gisement d'Ambatomena projetées dans le diagramme FMAS

Pour l'indice à corindon de Iankaroka, les assemblages à corindon + cordiérite + spinelle + phlogopite dans l'échantillon Ia-2 montrent que le corindon s'est formé selon les réactions suivantes (figure 24-D, page 66 ; figure 27, page 72) :

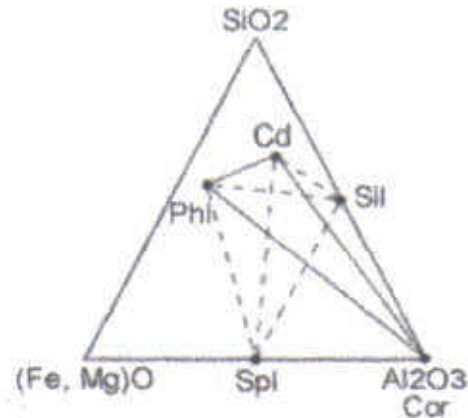


Figure 27 : Les différentes paragénèses à corindon de l'indice à saphir de Lankaroka projetées dans le diagramme FMAS

A Ambinda, l'échantillon Ambi 2 présente un assemblage à spinelle + corindon + saphirine + biotite (figure 24-E, page 66). Les phases de la rétro-morphose sont très développées. Le corindon a pu se former selon les réactions suivantes (figure 28 ci-dessous) :

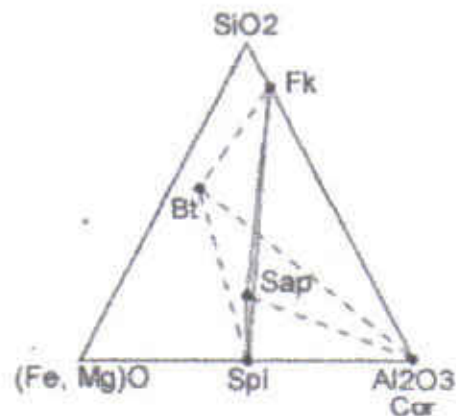


Figure 28 : Les différentes paragénèses à corindon de l'indice à saphir d'Ambinda projetées dans le diagramme FMAS

Pour le gisement de Vohitany, l'échantillon (VHT1) est caractérisé par l'association de corindon + hornblende + plagioclase + pyroxène alors que les veines renferment un assemblage à feldspath potassique + corindon + hornblende + muscovite.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le gisement de saphir de Zazafotsy se présente sous la forme de lentilles constituées par des gneiss feldspathiques. Elles sont encaissées dans des leptynites alumineux. Le saphir se trouve généralement dans les faciès métasomatiques (gneiss biotitisés et grenatites) où il est associé au feldspath potassique, au plagioclase, à la sillimanite, à la biotite, au grenat et au spinelle.

Les saphirs se présentent en cristaux bien automorphes (prismes hexagonaux et tabulaires) et de taille variable (millimétriques à pluricentimétriques). Quelques échantillons montrent une surface à aspect luisant qui évoque l'existence d'une dissolution minérale. Les cristaux sont multicolores : de couleur rose, fuchsia, rouge, bleu foncé, bleu clair, gris bleu, orange, violette et marron. Les éléments chromophores responsables de ces différentes couleurs sont les éléments suivants : Fe, Cr, Ti, Ga, Mg. La variation de la couleur des saphirs est généralement fonction de la variation du rapport Fe/Cr avec une teneur en chrome variable et une teneur en fer quasiment constante. Les inclusions solides dans le saphir sont le zircon, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite et la sillimanite.

La genèse du gisement de saphir de Zazafotsy est reliée à la circulation de fluides qui ont métasomaté les roches hôtes du corindon. Des réactions de désilicification ont affecté les protolithes entraînant ainsi l'enrichissement du fluide en aluminium et en éléments traces (Fe, Cr, V, Ti, Ga, Mg). Ces éléments permettent la cristallisation des minéraux alumineux tels le saphir, le grenat et le spinelle.

L'étude géochimique des éléments majeurs et des Terres Rares des roches minéralisées et des roches hôtes des saphirs montrent d'une part, que le protolithe de la minéralisation est d'origine sédimentaire (métashales), et d'autre part, que d'importants transferts des fluides ont eu lieu au contact entre les lentilles de gneiss feldspathiques et les leptynites provoquant la métasomatose des faciès originels. Ces phénomènes d'interaction fluide-roche se matérialisent par la mobilisation de certains éléments majeurs comme l'aluminium et le fer mais aussi d'éléments traces comme le chrome et les Terres Rares (enrichissement en Terres Rares légères de la plupart des faciès) ainsi que d'une importante biotitisation.

D'après les analyses chimiques effectuées sur les saphirs, la présence des variétés de couleur peut être reliée étroitement avec la variation de la teneur en éléments chromophores, notamment le chrome, au sein des protolithes et du fluide. Les éléments chimiques lessivés de ces roches ont été transportés par le fluide. L'analyse chimique des minéraux confirme l'importance du fluor associé au fluide minéralisateur dans le transport de ces éléments (aluminium et éléments chromophores) pour la cristallisation des saphirs. Les fluides ont circulé suivant des zones de fractures associées aux zones de cisaillement qui ont fonctionné dans le Sud de Madagascar au Panafricain (Pili, 1997).

Par ailleurs, les valeurs des analyses isotopiques de l'oxygène des saphirs multicolores sont identiques quel que soit la couleur ($\delta^{18}\text{O} = 8,9 - 9,0\text{‰}$). Elles indiquent une même origine génétique pour le fluide en équilibre avec les corindons.

Les conditions métamorphiques P-T du secteur d'étude ne sont pas encore déterminées. Elles sont considérées comme l'équivalent des données thermobarométriques du faciès granulite dans cette région décrites par certains auteurs ($T > 750-800^\circ\text{C}$ et $P = 4-6\text{kb}$) (Nicollet 1990 ; Rakotondrazafy, 1995 ; Pili, 1997 ; Rakotondrazafy 1999).

D'une manière générale, les études menées sur le gisement de Zazafotsy et les autres gisements du Sud (Ambatomena, Iankaroka, Ambinda, Vohitany) montrent que le principal facteur qui contrôle la cristallisation des corindons est l'interaction fluide-roche. Chaque gisement est caractérisé par des réactions métasomatiques légèrement différentes selon la nature des protolithes. Le gisement de saphir de Zazafotsy montre un assemblage à basse pression : corindon, biotite, spinelle, feldspath potassique, plagioclase, grenat, sillimanite. Le gisement de rubis d'Ambatomena et les deux indices à saphir de Iankaroka présentent des importants assemblages à haute température et à forte pression de CO₂ (milieu de cristallisation anhydre avec des minéraux tels que le sphirine, l'orthopyroxène, la sillimanite et la cordiérite). Le corindon + almandin se développe au dépend de l'hercynite + sillimanite dans le gisement de Zazafotsy. Il pourrait aussi se former à partir de la biotite et du spinelle suivant la réaction :



Lors de la phase de rétro-morphose du métamorphisme, une déstabilisation du corindon + grenat peut aboutir à la formation du spinelle + feldspath potassique.

Les phases caractéristiques de la rétro-morphose observée à Ambinda (protolithes = pyroxénites) et Ambatomena (protolithes = cordiérites et anorthites) affecte le corindon qui s'est déstabilisé en spinelle selon les réactions suivantes :



Pour l'indice à corindon de Iankaroka, le corindon pourrait se former à partir du spinelle + sillimanite et spinelle + phlogopite selon les réactions :



Les gisements de Vohitany sont caractérisés par des phénomènes d'altérations métasomatiques favorisant la cristallisation du rubis. Le paragenèse minérale dans les amphibolites biotitisées et les stockwerks est formée par corindon + biotite + sillimanite + feldspath potassique + plagioclase + grenat ± saphirine (Madison Razanatsiheno et al., 2005), alors que les amphibolites sont constituées par du plagioclase, du corindon, du grenat, de la staurotide, de la hornblende, du spinelle, du clinopyroxène et de la saphirine (Nicollet, 1986 ; Mercier et al., 1999). La principale modalité de formation du corindon dans ces gisements correspond à la réaction décrite par Nicollet (1986) :



L'ensemble des données géologiques et pétrologiques obtenus sur ces différents gisements nous permet de proposer un tableau de synthèse de la métallogénie de ces gisements. Il s'agit de comparer la nature des roches hôtes du corindon, de la nature des interactions fluide-roches responsables des transformations minéralogiques observées ainsi que des caractéristiques chimiques des corindons.

Tableau 14 : Caractéristiques métallogéniques des gisements étudiés du Sud de Madagascar

Gisements	Roches hôtes	Roches minéralisées	Natures et caractéristiques du corindon	Type de gisement
Zazafotsy	Gneiss feldspathiques Biotitites	Gneiss biotitisés Grenatites	<i>Habitus</i> : prisme hexagonal court et long, tabulaire <i>Couleur</i> : rose, fuchsia, orangé, marron, bleue foncé, grise bleu, bleu clair, violette, mauve <i>Inclusions solides</i> : feldspath potassique, plagioclase, biotite, zircon, sillimanite <i>Éléments traces des saphirs (en ppm)</i> : 2320 < Fe ₂ O ₃ < 3300 300 < Cr ₂ O ₃ < 1890	Métasomatique
Ambatomena	Charnockites Gneiss Anorthitites Phlogopitites Cordiérinites Pyroxénites	Anorthitites Cordiérinites	<i>Habitus</i> : xénomorphe <i>Couleur</i> : rouge	Métasomatique
Iankaroka	Gneiss Cordiérinites	Cordiérinites	<i>Habitus</i> : dipyramidal, en fuseau <i>Couleur</i> : polychromes	Métasomatique
Ambinda	Gneiss Pyroxénites Biotitites	Pyroxénites biotitisés	<i>Habitus</i> : xénomorphe <i>Couleur</i> : grise	Métasomatique
Vohitany	Amphibolites Pegmatites feldspathiques	Amphibolites Stockwerks	<i>Habitus</i> : tabulaire aplati <i>Couleur</i> : rose	Métasomatique

Ces études sont loin d'être terminées, il serait nécessaire d'effectuer d'autres recherches approfondies (datations, inclusions fluides, pétrologie, géochimie, ...) pour avoir beaucoup plus d'informations précises et détaillées sur les caractéristiques physicochimiques de la formation de ces gisements de type métamorphique et à métasomatose alcaline de haute température.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aboosally, S. (1999) - Update on production in Pakistan, Afghanistan. *Jewellery News Asia*, vol. January, pp. 60-64.
- Altherr, R., Okursch, M. & Bank, H. (1982) - Corundum and kyanite-bearing anatexites from the Precambrian of Tanzania. *Lithos*, 15, pp. 191-197.
- Andreoli, M. A. G. (1984) - Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralisations of Mozambique belt granulites from S Malawi and Tete (Mozambique). *Precambrian Research*, 25, pp. 161-186.
- Andriamora-hafatra, J., De la Boisse, H. & Nicollet, C. (1990) - Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 310, pp. 1643 - 1648.
- Andronopoulos, B. (1964) - Preliminary report on the geological and ore deposit reconnaissance of red corundum outcrops near Xanthi, Athens. *Institute for Geology and subsurface Research*.
- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K.W. & Nichols, M.C. (1997) - Handbook of Mineralogy, vol. III, Halides, Hydroxides, Oxides. Mineral Data Publishing Tucson, Arizona, p. 139.
- Atkison, D. & Kothavaia, R. Z. (1983) - Kashmir sapphire. *Gems & Gemology*, 19, pp. 64-76.
- Barot, N. & Harding, R. P. (1994) - Pink corundum from Kitui, Kenya. *Journal of Gemmology*, 24, pp. 165-172.
- Barr, S. M. & Mc Donald, A. S. (1979) - Palaeomagnetism, age and geochemistry of late Cenozoic basalts of Southeast Asia. *Geological Society of America Bulletin*, 22, pp. 1069-1142.
- Bazot, G., Bousteyak, L., Hottin, G., & Razafiniparany, A. H., (1971) - Carte du métamorphisme de Madagascar. *Doc. Bur. Géol. Mad. n° 1822, Tananarive*.
- Berman, R.G. (1991) - Thermobarometry using equilibrium calculations : a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 833 - 855.
- Berman, R. G. (1988) - Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29, pp. 445-522.
- Bésairie, H. (1964) - Les géochronologie de Madagascar en 1964. *Rapport annuel service géol Madagascar*, pp. 23-25.
- Bésairie, H. (1961) - Les ressources minérales de Madagascar. *Ann. géol. Mad. Fasc. XXX*, pp.1-116.
- Bésairie, H. (1956) - Carte géologique au 1/200 000 de Sakoa Benenitra (2^{ème} édition).
- Bohlen, S. R., Dollase W. A. & Wall, V. J. (1996) - Calibration and Applications of spinel Equilibria in The system $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. *Journal of Petrology*, 27 (5), pp. 1143-1156.
- Clabaugh, S. E. (1952) - Corundum deposits of Montana. *US. Geological Survey Bulletin*, 983, 100p.
- Carbonel, J., Duplaix, S. & Selo, M. (1973) - Géochronologie par traces de fission des zircons et par K-Ar des andésites basaltiques d'Espaly (Haute Loire). Position du Villafranchien régional et évolution magmatique du Sud-Est du Massif Central Français. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, pp. 215-224.
- Carbonel, J. & Robin, C. (1972) - Les zircons gemmes dans les roches ignées basiques : le gisement d'Espaly (Haute Loire, France). *Implications génétiques. Revues de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 14, pp. 159-170.
- Cartwright, J. & Barnicoat, A. C. (1986) - The generation of quartz normative melts and corundum-bearing restites by crustal anatexis : petrogenetic modelling base on an exemple from the Lewisian of North-West Scotland. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, pp. 79-99.
- Cesbron, F., Lebrun, P., Le Cleac'h, J. M., Notari, F., Crobon, C. & Deville, J. (2002) - Corindon et Spinelles. *Minéraux et Fossiles, hors-série 15*, 104p.
- Coenraads, R. R., Sutherland, F. L. & Kinny, P. D. (1990) - The origin of sapphire : U-Pb dating of zircon inclusions sheds new light. *Mineralogical Magazine*, 54, pp. 133-122.
- Collins, A. S., Kröner, A., Razakamanana, T. & Windley, B. F. (2000a) - The tectonic architecture of the East African Orogen in central Madagascar-a structural and geochronological perspective. *J. Afr. Earth Sci.*, 30, pp. 21.
- Conquéré, F. & Girod, M. (1968) - Contribution à l'étude des paragenèses précoces des basaltes alcalins : les spinelles du volcan de l'Oued Temorte (Massif de l'Atakor, Sahara Algérien). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20, pp.1-29.
- Cox, R. & Armstrong, R. A., (1997) - Geochronology and provenance of the Itremo group, central Madagascar, in : Cox, R. & Ashwal, L.D.A. (eds), *Proterozoic geology of Madagascar. Goundwana Research group, Miscellaneous Publication n°5*.
- De Maesschalck, A. A. & Oen, I. S. (1989) - Fluid and mineral inclusions in corundum from gem gravels in Sri Lanka. *Mineralogical Magazine*, 53, pp. 539-545.

- Devourd, B., Raith, M., Rakotondrazafy R., El-Ghozzi, M. & Nicollet C. (2002) - Occurrence of musgravite in anorthite-corundum-spinel-sapphire rocks ("sakenites") from South Madagascar : Evidence for a high-grade metasomatic event. 18th General meeting of the IMA (International Mineralogical Association), Edinbuergh, Scotland, <http://christian.nicollet.free.fr/pag/Publications/musgravite.html>.
- De Wit, M. J. (2003) - Madagascar : Heads It's a continent, Tails It's an Island. *Annual Reviews, Earth Planet. Sci.*, 31, pp. 213 – 248.
- Direction des Mines et de la Géologie, (2002) - Synthèse analytique de la carte géologique de Madagascar. *Ministère de l'Energie et des Mines*.
- Dirlam, D.M., Mislowski, E. B., Tozer R., Stark, K. B. & Bassett, A. M. (1992) - Gem wealth of Tanzania. *Gems & Gemology*, 28, pp. 80-102.
- Dissanayake, C. B. & Chandrajith, R. (1999) - Sri Lanka-Madagascar Gondwana linkage : evidence for a Pan-African mineralized belt. *Journal of Geology*, 197, pp. 223-235.
- Dunn, P. & Frondel, C. (1990) - An uncommon margarite / corundum assemblage from Sterling Hill, New Jersey. *Mineralogical Record* 21, pp. 425-427.
- Emmett, J. L., Scarratt, K., Mc Clure, S. F., Moses, T., Douthit, T. R., Hughes, R. W., Novak, S., Shiglev, J. E., Wang, W., Bordelon, O. & Kane, R. E. (2003) - Beryllium diffusion of ruby and sapphire. *Gems & Gemology*, 39, pp 84-135.
- Emmett, J. L. & Douthit, T. R. (1993) - Heat treating the sapphires of Rock Creek, Montana. *Gems & gemology*, 29, pp. 250-272.
- Epstein, D. S., Brennan, W. & Mendes, J. C. (1994) - The Indala sapphire deposits of Minas Gerais, Brasil. *Gems & Gemmology*, 30, pp.24-32.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J. & O'Nions, R. K. (1978) - Rare-earth abundances in chondrite meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, pp. 1199-1212.
- Ferguson, J. & Fielding, P. E. (1971) - The origins of the colours of yellow, green and blue sapphires. *Chemical Physics Letters*, 10, pp. 262-265.
- Forestier, F. & Lasnier, B. (1969) - Découverte de niveaux d'amphibolites à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins du Haut-Allier. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, pp. 194-235.
- Frazier, S. & Frazier, A. (1990) - South of the Equator-The importance of gem mineral deposits in Southern Africa is saluted by this year's Intergem show. *Lapidary Journal*, pp. 36-58.
- Fritsch, E. & Rossman, G. R. (1988b) - An update on color in gems. Part 3 : colors caused by band gaps and phydixal phenomena. *Gems & gemology*, 24, pp. 81-103.
- Fritsch, E. & Rossman, G. R. (1988a) - An update on color in gems. Part 2 : colors involving multiple atoms and colors centers. *Gems & gemology*, 24, pp 3-15.
- Furui, W. (1988) - The sapphires of Penglai, Hainan Island, China. *Gems & gemology*, 24, pp. 155-160.
- Garnier, V., Ohnenstetter, D., Giuliani, G., Fallick, A. E., Phan Trong, T., Hoàng Quang, V., Pham Van, L., & Schwarz, D. (2005) - Basalt petrology, zircon ages and sapphire genesis from Dak Nong, southern Vietnam. *Mineralogical Magazine*, 61 (1), pp. 21- 38.
- Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Schwarz, D. (2004) - Les gisements de corindon : Classification et genèse. *Le Règne Minéral*, 55, pp. 7-47.
- 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 INPL*, 385p.
- Garnier V., Guiliani G., Ohnenstetter D. (2001) - South-East Asian marble-hosted ruby deposits. *EUG XI, Strasbourg 8-12 Avril 2001, Terra Abstracts*, pp. 99.
- Gauthier, G., Groat, L. A., Tavior, R. P. & Fallick, A. E. (1995) - Mineralogical, lithochemical and stable isotope characteristics of the sapphire-bearing Yogo dyke, Montana. *Annual Meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada, Victoria, British Columbia, Canada, 17-19 Mai 1995, Abstracts*.
- Giuliani G., Fallick A. E., Garnier V., France-Lanord C., Ohnenstetter D. & Schwarz D. (2005) - Oxygen isotope composition as a tracer for the origin of rubies and sapphires. *Geological Society of America*, 33 (4), pp. 249-252.
- Giuliani, G., Fallick, A. E., Garnier, V., France-Lanord, C., Schwarz, D. & Ohnenstetter, D. (2004) - Oxygen isotopes a new tracer facet to rubies and sapphires origins. *Abstracts of the 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, CD – ROM*, 142 – pp. 7.
- Giuliani, G., Dubessy, J., Banks, D., Hoang Quang, V., Lhomme, T., Pironon, J., Garnier, V., Phan Trong, T., Phan Van, L., Ohnenstetter, D., & Schwarz, D. (2003) - CO₂ – H₂S – COS – S₈ – AlO (OH)-bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen area, North Vietnam. *Chemical Geology*, 194, pp. 167-185.
- Gonthier, E. (1997) - Les saphirs du nord de Madagascar. *Revue de Gemmologie A. F. G.*, 132, pp. 14-17.

- Goujou, J. C. (2002) - Les saphirs des plages vendéennes, un gisement à la localisation variable. *Le règne minéral*, 46, pp. 19-27.
- Grapes R. & Palmer K. (1996) - (Ruby-sapphire)-Chomian mica-tourmaline rocks from Westland, New Zealand. *Journal of Petrology*, 37, pp. 293-315.
- Gübelin, E. J. & Peretti, A. (1997) - Sapphires from the Andranondambo mine in SE Madagascar : evidence for metasomatic skarns formation. *Journal of Gemmology*, 25, pp. 453-516.
- Gübelin, E. J. & Koivula, J. J. (1986) - Photoatlas of Inclusions in gemstones. *ABC Edition, Zurich*, pp. 345-347.
- Gübelin, E. J. & Koivula, J. T. (1986) - Photoatlas of Inclusions in gemstones. *ABC Verlag*, 532 pp.
- Gübelin, E. J. (1975) - The color treasury of gemstones. *Elsevier Phaidon London*, 138p.
- Guo J., O'Reilly, S. Y. & Griffin, W. L. (1996 a) - Corundum from basaltic terrains : a mineral inclusion approach to the enigma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, pp. 368-386.
- Guo, J., Wang, F. & Yakoumelos, G. (1992) - Sapphires from Changle in Shandong Province, China. *Gems & Gemology*, 28, pp. 255-260.
- Hadley, J. (1949) - Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek Peridotite Clay Count, North Carolina. *U.S. Geological Survey Bulletin, B 0948-E*, pp. 103-128.
- Hänni, H. A. & Schmetzer, K. (1991) - New rubies from the Morogo Area, Tanzania. *Gems & Gemology*, 27, pp. 156-167.
- Harder, H. (1969) - Farbgebende Spurelemente in den natürlichen Korunden. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 110, pp. 128-141.
- Harley, S. L., Hensen, B. J. & Sheraton, J. W. (1990) - To stage decompression in orthopyroxène-sillimanite granulites from Forefinger Point, Enderby Land, Antarctica : implication for the evolution of the Archean Napier Complex. *J. Metamorphic. Geol.*, vol. 8, pp. 591-613.
- Hochleitner, R. (1998) - Europa : Korunde Zum Sammeln. In : *Rubin, Saphir, Korund : schön, hart, selten, kostbar, (Weise Ch.Ed), Extralapis*, 15, pp. 76-85.
- Hottin, G. (1976) - Présentation et essai d'interprétation du précambrien malgache. *Bulletin de bureau des recherches géologiques et Minières, Acad.*, 1.55, 1-2, pp. 251-289.
- Hughes, R. W. (1997a) - Ruby and sapphire. *RWH publishing, Boulder*, 511p.
- Hughes, R. W. (1990) - Corundum. *Butterworths Gem Books, London*, 314p.
- Husntiger, C. (1990) - Darstellung und Vergleich primärer Rubinorkommen in metamorphen Muttergesteinen - Petrographie und Phasenpetrologie - Teil III. *Zeitschrift der Deutsche Gemmologische Gesellschaft*, 39, pp. 121-145.
- Irving, A. (1986) - Polybaric magma mixing in alkali basalts and kimberlites, evidence from corundum, zircon and ilmenite megacrysts. *Abstracts of the geological Society of Australia*, 16, pp. 262-264.
- Iyer, L. A. N. (1953) - The geology of gem-stones of the Mogok Stone Tract, Burma. Geological map of the Mogok Stone Tract. *Memoires of the Geological Survey of India*, 82, 99p.
- Jackson, B. (1984) - Sapphire from Loch Roag, Isle of Lewis, Scotland. *Journal of gemology*, 19, pp. 336-342.
- Janardhanan, A. & Leake, B. E. (1974) - Sapphire in the sittampundi complex, India. *Mineralogical Magazine*, 39, pp. 901-902.
- Jobbins, E. A. & Berrange, J. P. (1981) - The Pailin ruby and sapphire gemfield, Cambodia. *Journal of gemology*, 27, pp. 555-567.
- Kammerling, R. C., Scarratt, K., Bosshart, G., Jobbins, E. A., Kane, R. E., Gübelin, E. J. & Linvezson A. A. (1994) - Myanmar and its gems an update. *Journal of gemology*, 24, pp.3-40.
- Kane R. E. & Kammerling R. C. (1992) - Status of ruby and sapphire mining in the Mogok Stone Tract. *Gems & Gemology*, 28, pp.152-174.
- Keller, P. C. (1992) - Gemstones of East Africa. *Phoenix, Geoscience Press*, 144p.
- Keller, P., Koivula, J. & Jara, G. (1985) - Sapphire from the Mercaderes-Rio Mayo area, Cauca, Colombia. *Gems & Gemology*, 21, pp. 20-25.
- Kerrich, R., Fyfe, W. S., Barnett, R. L., Blair, B. B. & Willmore, L. M. (1998) - Reply to : « A discussion of corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of hydrothermal desilicification and LIL-element enrichment-geochemical and isotopic evidence ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, pp. 555 - 559.
- Kerrich, R., Fyfe, W. S., Barnett, R. L., Blair, B. B. & Willmore, L. M. (1987) - corundum, Cr-muscovite rocks at O'Briens, Zimbabwe: the conjunction of geochemical desilicification and LIL-element enrichment-geochemical and isotopic evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, pp. 481-498.
- Kiefert, L., Schmetzer, K., Krzemnicki, M. S., Bernhardt, H. J., Haenni, H. A. (1996) - Sapphires from Andranondambo area, Madagascar. *Journal of gemmology*, v.25 (3), pp. 185- 209.
- Kiefert, L. & Schmetzer, K. (1987) - Blue and yellow sapphire from Kaduna Province, Nigeria. *Journal of Gemology*, 20(6), pp. 369-370.

- Kissin, A. J. (1994) - Ruby and sapphire from the Southern Ural Mountains, Russia. *Gems & Gemmology*, 30, pp. 243-252.
- Kröner, A., Pidgeon, R. J., Sacchi, R. & Windley, B. P. (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. *EUG, abstract*, p. 163.
- Krzemnicki, M., Hanni, H. A., Guggenheim, R. & Mathys, D. (1996) - Investigations on sapphires from an alkali basalt, South West Rwanda. *Journal of gemmology*, 25, pp. 90-106.
- Kupferberger, W. (1935) - Corundum in the Union of South Africa. *Bulletin of the Geological Survey of South Africa*, 6, 49 p.
- Lacombe, P. (1970) - Le massif basaltique quaternaire à zircons-gemmes de Ratanakiri (Cambodge Nord-oriental), 3^{ème} partie. *Bulletin du BRGM*, 4, pp. 33-79.
- Lacroix, A. (1941) - Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment. *Annales géologiques, Services des Mines, Imprimerie officielle, Tananarive*, 115pp.
- Lacroix, A. (1922) - Minéralogie de Madagascar. Tome 1. A. Challamel (Ed.), Paris, 264p.
- Lacroix, A. (1922) - Minéralogie de Madagascar. Tome 2. A. Challamel, Paris.
- La Roche, H. de (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. *C. R. Acad. Sci., Fr., 267, série D*, pp. 39-42.
- Lasnier, B. (1997) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut Allier) - Les termes basiques, ultrabasiques et carbonates. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Nantes*, 351 p.
- Lettermann, M. & Schubnel, H. J. (1970) - Un nouveau gisement de saphir. *Bulletin de l'Association Française de gemmologie*, 24, pp. 8-9.
- Levinson, A. A. & Cook, F. A. (1994) - Gem corundum in alkali basalt : origin and occurrence. *Gems & Gemology*, 30, pp. 253-262.
- Limkatrun, P., Khin Zaw, Ryan, C. G., Mernagh, T. P. (2001) - Formation of the Denchai gem sapphires, northern Thailand : evidence from mineral chemistry and fluid/melt inclusion characteristics. *Mineralogical Magazine*, 65, pp. 725-735.
- Madison Razanatsiheno, M. O., Rakotondrazafy, A. F. M., Guillian, G., Moine, B., Ralantiarison, L. T. & Andriamamonjy, S. A. (2005) - Pétrographies des gisements de rubis et saphir du socle cristallin du Sud de Madagascar. *Forum de la recherche, Toamasina Madagascar, Résumés*, pp. 81.
- Madison Razanatsiheno, M.O. (2003) - Le granite porphyroïde de Carion (centre de Madagascar), témoin d'un magmatisme shoshonitique à la fin de l'orogénèse Est Africaine. *Thèse de Doctorat du troisième cycle, Université d'Antananarivo*, 203 p.
- Malik, R. H. (1994) - Geology and resource potential of Kashmir ruby deposits. *Distt. Muzaffarabad (ak) Pakistan. Azad-Kashmir Mineral and Industrial Development Corporation*, 21p.
- Maliková, P. (1999) - Origin of the alluvial sapphires from the jizerska louka alluvial deposit in north bohemia, czech republic, Europe. *Australian gemmologist*, 20, pp. 202-206.
- Marchand, D., Kachlik, V., Maluski H., Patocka, F. & Zelazniewicz, A. (2002) - The ⁴⁰Ar / ³⁹Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian massif) : constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In Paeozoic Anagamation of central Europe, (Winchester, J. A., Phrao, T. C. & Veriners, J. eds). *Geological Society of London, Special Publication*, 201, pp.133-155.
- Martelat, J. M., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R. (2000) - Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research*, 102, pp. 1-20.
- Martelat, J. E. (1998) - Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du sud de Madagascar. *Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont - Ferrand*, 232 p.
- McColl, D. & Warren, R. G. (1980) - First discovery of ruby in Australia. *Mineralogical Record*, 11-12, pp. 371-375.
- Meert, J. G., Hall, C., Nédélec, A. & Madison Razanatsiheno, M. O. (2001) - Cooling of a late-Syn Orogenic Pluton : Evidence from laser K-feldspar Modelling of the Carion Granite, Madagascar. *Gondwana Research*, 4, (3), pp. 541-550.
- Meert, J. G. & Van Der Voo, R. (1996) - Palacomagnetic and ⁴⁰Ar / ³⁹Ar Study of the Sinai dolerite, Kenya : implications for Gondwana assembly. *Journal of geology*, 104, pp. 131-142.
- Mercier, A., Debat, P. & Saul, J. M. (1999) - Exotic origin of the ruby deposits of the Mangari area in SE Kenya. *Ore geological Review*, 14, pp. 83-104.
- Mercier, A., Rakotondrazafy, M. & Ravolomiandrinarivo, B. (1999) - Ruby mineralization in South-West Madagascar. *Gondwana Research*, 2, pp. 233-438.
- Meyer, H. O. A. & Mitchell, R. H. (1988) - Sapphire-bearing ultramafic lamprophyre from Yogo, Montana : a ouachitite. *Canadian Mineralogist*, 26, pp. 81-88.
- Milisenda, C. C. & Henn, U. (1996a) - Sapphire aus einen neuen vorkommen in Madagascar : zeitschrift der Deutschen. *Gemmologischem gesellschaft*, v.45(1), pp. 13-21.

- Moine, B., Rakondratsima, C., Rakondrazafy, M., Ramambazafy, A., Chan Peng, Ch., Cuney, M. & Mercier, A. (2005) - The role of fluorine - rich fluids in the formation of mineral deposits in the precambrian basement of Madagascar. *Atelier de coordination II des programmes de révision de la cartographie géologique et minière de Madagascar*, pp. 36-38.
- Moine, B., Rakotondrazafy, M., Ravalomiandrinarivo, B., Cuney M. & De Parseval, P. (1998) - The role of fluor-rich fluids in the formation of the thorianite and sapphire deposits from SE Madagascar? *Mineralogical Magazine*, 62 A, pp. 999-1000.
- Moine, B., Rakondratsima, C. & Cuney, M. (1985) - Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar : conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bull. Mineral*, 108, pp. 325-340.
- Morishita, T. & Kodera, T. (1998) - Finding of corundum-bearing gabbro boulder possibly derived from the Horoman peridotite complex, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Mineralogy Petrology and Economic Geology*, 93, pp. 52-63.
- Muhlmeister, S., Fritsch, E., Shigley, J. E., Devouard, B. & Laurs, B. M. (1998) - Separating natural and synthetic rubies on the basis of trace-element chemistry. *Gems & Gemology*, 34, pp. 80-101.
- Mychaluk, K. A. (1995) - The Yogo sapphire deposit. *Gems & Gemology*, 31, pp. 28-41.
- Nassau, K. & Valente, G. K. (1987) - The seven types of yellow sapphire and their stability to light. *Gems & gemology*, 23, pp. 222-231.
- Nassau, K. (1983) - The physics and chemistry of color : the fifteen causes of color. *John Wiley and sons, New York*, 469p.
- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J. L., & Grégoire, V. (2000) - Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo : a key to the Pan-African history of central Madagascar and its Gondwana connections. *Tectonics*, 19, pp. 997-1020.
- Nicollet, C. (1990) - Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In : D. Vielzeuf and P. Vidal (Eds), granulites and crustal Evolution. *Kluwer Academic publishers, Dordrecht*, 311, pp.211-310.
- Nicollet, C. (1986) - Saphirine et staurotite riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bulletin de Minéralogie*, 109, pp. 599-612.
- Noizet, G., Delbois, L. A. (1955) - Etude Géologique des schistes cristallins de Liandroy Mandrareen. *Service Géologique, Antananarivo, Madagascar*.
- Notari, F. (1997) - Le saphir padparadscha. *Revue de gemmologie AFG*, 132, pp. 24-27.
- Ozerov, K. (1945) - Form of corundum crystals as dependent upon chemical composition of medium. *Dolkadi Akademü Nauk SSSR, XLVII*, pp. 49-52. (en Russe).
- Pamic, J., Scavinicar, S. & Medjimorec, S. (1973) - Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine-type ultramafics in the Dinaride ophiolite zone (Yugoslavia). *Journal of Petrology*, 14, pp. 133-157.
- Paquette, J. L., Nédélec A., Moine, B. & Rakotondrazafy, R. (1994) - U-Pb, single zircon Pb evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of geology*, 102, pp. 523-538.
- Pêcheur, A., Guiliiani, G., Kausar, A. B., Malik, R. H. & Muntaz, H. R. (2001) - Geology of Nanga-Parbat Himalaya in Nangimali ruby deposit area (Azra-Kashmir, Pakistan). *Journal of Asian Earth Sciences, Special abstract issues, 16th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Austria*, 19, pp.55.
- Peretti, A., Schmetzer, K., Bernhardt, H. J. & Mouawad, F. (1995) - Rubies from Mong Hsu. *Gems & Gemology*, 31, pp. 2-26.
- Peretti, A., Mullis, J. & Kündig, R. (1990) - Die Kaschmir-Saphire und ihre geologisches Erinnerungsvermögen. *Forschung und Technik, Neue Zürcher Zeitung*, 187, pp.59.
- Pham Vam, L., Hoàng Quang, V., Garnier, V., Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Lhomme, Th., Schwarz, D., Fallik, A. E., Dubessy, J. & Phan Trong, T. (2004) - Gem corundum deposits in Vietnam. *Journal of Gemmology*, 29, 3, pp. 129-147.
- Pili, E. (1997) - Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale; Investigations géochimique et géophysiques des granulites de Madagascar. *Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon I*. 264p.
- Poirot, J. P. (1997) - Rubis et saphirs du Viet-Nam. *Revue de Gemmologie, Association Française de Gemmologie*, 131, pp. 3-5.
- Rakotomavo, G., Rakotomandimby, Randrianasolo, L. & Chantraine J. (1972) - Carte géologique de Zazafotsy, L. 55, 1/100 000. *Service Géologique de Madagascar, Tananarive*.
- Rakotomavo, G. (1966) - Etude géologique et prospection de la feuille Zazafotsy (L. 55). *Rapport de fin de mission 1966, Service Géologique, Tananarive*.
- Rakotondratsima, C. (1983) - Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar. Etude pétrographique, minéralogique et géochimique. Conséquences métallogéniques. *Thèse 3^{ème} cycle, Université de Claude Bernard, Lyon I*, 226p.
- Rakotondrazafy, A. F. M., Moine, B. & Cuney, M. (1996) Mode of formation of hibonite (Ca Al₁₂ O₁₉) within the U-Th skarns from granulites of S-E Madagascar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, pp. 190-201.

- Rakotondrazafy, A. F. M. (1995) - LA HIBONITE (Ca Al₁₂O₁₉) du Sud-Est de Madagascar : caractères et modalités de formation dans les skarns à thorianite du faciès granulite. *Thèse de Doctorat, Université d'Antananarivo*, 256p.
- Rakotondrazafy, R. (1999) - Les granulites alumineuses et magnésiennes de hautes températures et roches associées du Sud de Madagascar : Pétrologie, Géochimie, Thermobarométrie, Géochronologie et Inclusions fluides. *Thèse de Docteur ès-sciences*.
- Rakotondrazafy, R. (1992) - Etude pétrologique de la série granulitique Pan-Africaine de la région d'Ampanrandava : Sud Madagascar. *Thèse 3^{ème} cycle, Université d'Antananarivo*, 121p.
- Rakotosamizanany, S. (2003) - Les gisements de rubis de Soamiakatra : caractères minéralogiques gemmologiques – conditions de formation (au sud d'Antanifotsy). *Mémoire de DEA, Université d'Antananarivo*, pp.85.
- Ramdohr, R. & Milisenda, C. C. (2004) - Neue Vorkommen von Saphir – Seifenlager – stätten auf Nosy-Bé, Madagaskar. *Zeitschrift der Deutschen gemologischen gesellschaft*, v.53 (4), p 143-158.
- Ravolomiandinarivo, B., Rakotondrazafy, M. & Moine, B. (1997) - Pétrologie des roches à saphir de la région d'Andranondambo, S.E de Madagascar. *Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP348/368 International Symposium and Field Workshop on Proterozoic Geology and Petrology*, 123, pp. 190-201.
- Robb, L. J. & Robb, V. M. (1986) - Archean pegmatite deposits in the North-Eastern Transvaal. *Mineral Deposits of South Africa*, pp. 437-449.
- Rolin, P. (1991) - Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar : implantations structurales et géodynamiques. *Comptes-Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 312, pp. 625-629.
- Rossovskiy, L. N., Konovalenko, S. I. & Ananjev, S. A. (1982) - Conditions of ruby formation in marbles. *Geologiya Rudnyh Mestozdheniy [Geology of Ore Deposits]*, 24, pp. 256-66 (en Russe).
- Rupasinghe, M. S. & Dissanayake, C. B. (1985) - Charnockites and the genesis of gem minerals. *Chemical Geology*, 53, pp. 1-16.
- Salerno, S. (1992) - Minéraux et pierres de Madagascar. *Revue de gemmologie, Association Française de Gemmologie*, 111, pp. 9-10.
- Samimpanya, S. (2000) - Mineralogy and origin of gem corundum associated with basalt in Thailand. *Thèse de Doctorat, Université de Manchester*, 395 p.
- Santosh, M., Tsunogae, T. & Koshimoto S. (2004) – First Report of Sapphirine-bearing Rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone System, Southern India. *Gondwana Research*, 7, pp. 620-626.
- Schreyer, W., Werding, G. & Abraham, K. (1981) - Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Sothern Africa: Petrology, Gerochemistry and possible origin. *Jornal of Petrology*, 22, pp. 191-231.
- Schiffmann, C. A. (1981) - Unstable colour in a yellow sapphire from SriLanka. *Journal of gemmology*, 17, pp. 615-618.
- Schmetzer, K. (1987) - Production techniques of commercially available Knischka synthetic rubies-an additional note. *Australian gemmologist*, 16, pp. 192-194.
- Schemtzer, K. (1986) - Natürliche und synthetische Rubine E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung Nägele und Obermiller, Stuttgart, Germany, p. 76.
- Schmetzer, K, Bosshart, G. & Hänni, H. A. (1983) - Naturally-coloured and treated yellow and orange brown Sapphires. *Journal of Gemmology*, 18, pp. 607-621.
- Schmetzer, K., Bank, H. & Gübelin, E. (1980) - The alexandrite effect in minerals : chrysoberyl, garnet, corundum, fluorite. *News Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 138, pp. 147-1694.
- Schmetzer, K., Bosshart, G. & Hänni, H. A. (1982) - Naturfarbene und behandelte gelbe und orange braune Sapphire. *Zeitschrift der Deutschen gemmdogischen gesselschaft*, 31, pp. 265-279.
- Schwarz, D. & Schemetzer, K. (2002) – Rubine aus der Region Vatomandry, Ostmadagascar. *Gemmologie Aktuell, GZ 2*, pp. 130-136.
- Schwarz, D., Kanis, J. & Schemetzer, K. (2000) - Sapphires From Antsiranana Province, Northern Madagascar. *Gems & gemology*, 36, pp. 216-233.
- Schwarz, D. (1998) - Aus Basalten, Marmoren und Pegmatiten Spezielle Ursachen formten in der Erdkruste edle Rubine und Saphire. In: *weise ch. Ed., Rubin, Saphir, korund: schön, hart, selten, kostbar. Extralapis*, 15, pp. 5-9.
- Schwarz, D., Petsch, E. J. & Kanis, J. (1986) - Sapphires from the Andranondambo Region, Madagascar. *Gems & gemology*, 32, pp. 80-99.
- Seifert, A. V. & Hyrsi, J. (1999) - Sapphire and garnet from Kalalani, Tanga Province, Tanzania. *Gems & Gemology*, 35, (2), pp. 108-120.
- Silva, K. K. M. W. & Siriwardena, C. H. E. R. (1988) - Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna , Sri-Lanka. *Mineralium Deposita*, 23, pp. 186-190.
- Simonet, C., Paquette, J. L., Pin C., Lasnier B. & Fritsh E. (2004) - The Dusi (Garba Tula) sapphire deposit, Central Kenya, - a unique Pan-African corundum-bearing monzonite. *Journal Earth Sciences*, 38, pp. 401-410.

- Simonet, C.** (2000) - Géologie des gisements de saphir et de rubis. L'exemple de la John Saul mine, Mangare, Kenya. *Thèse de Doctorat, Université de Nantes*, 349p.
- Simonet, C.** (1997) - La géologie des gisements de saphirs. *Revue de gemmologie AFG*, 132, pp. 21-23.
- Smith, C. P.** (1998) - Rubis and pink sapphires from the Pamir Mountain Range in Tadjikistan, former USSR. *Journal of Gemology*, 26, pp. 103-109.
- Smith, C. P., Gübelin, E. J., Bassett, A. M. & Manandhar, M. N.** (1997) - Rubies and fancy-color sapphire from Nepal. *Gems & Gemology*, 33, pp. 24-41.
- Smith, G. & Strens, R. G. J.** (1976) - Intervallence transfer absorption in some silicate, oxide and phosphate minerals. In : *the physics and chemistry of minerals and rocks*, (Strens, R.G.V. ed), John Wiley & sons, New York, pp. 583-612.
- Solsebury, F.** (1967) - Gem Corundum pegmatites in NE Tanganyika. *Economic geology*, 62, pp. 983-991.
- Spiridonov, E. M.** (1998) - Gemstone deposits of the former Soviet Union. *Journal of Gemmology*, 26, pp. 111-124.
- Sutherland, F. L., Coenraads, R. R., Schwarz, D., Raynor, L. R., Barron, B. J. & Webb, G. B.** (2003) - Al-Rich diopside in alluvial ruby and corundum-bearing xenoliths, Australian and SE Asian basalt field. *Mineralogical Magazine*, 67, pp. 717-732.
- Sutherland, F. L., Schwarz, D., Jobbins, E. A., Coenraads, R. R. & Werb, G.** (1998b) - Distinctive gem corundum suites from discrete basalt fields : a comparative study of Barrington, Australia, and West Pailin, Cambodia, Gemfields. *Journal of Gemmology*, 26, pp. 65-85.
- Sutherland, F. L.** (1996) - Alkaline rocks and gemstones, Australia. *Australian journal of Earth Sciences*, 43, pp. 323-343.
- Sutthirat, C., Saminpanya, S., Droop, G. T. R., Henderson, C. M. B. & Manning, D. A. C.** (2001) - Clinopyroxene- corundum assemblages from alkali-basalt and alluvium, eastern Thailand : constraints on the origin of Thai rubies. *Mineralogical Magazine*, 65, pp. 277-295.
- Tenthorey, E. A., Ryan, J. G. & Snow, E. A.** (1996) - Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachians. *Journal of Metamorphic geology*, 14, pp. 103-114.
- Themelis, T.** (1992) - The heat treatment of ruby and sapphire. *Gemlab Inc.*, 256 p.
- Tuker, R. D., Handka, M. J. & Hamilton, M. A.** (1997) - A geochronological overview of the Precambrian rocks of Madagascar : a record from the Middle Archaen to the late Neoproterozoic. *Gondwana Research Group Misc. Pub.*, 5, pp. 99.
- Upton, B. G. J., Hinton, R. W., Aspen, P., Finch, A. A. & Valley, J. W.** (1999) - Megacrysts and associated xenoliths : evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland. *Journal of Petrology*, 40, pp. 935-956.
- Upton, B. G. J., Aspen, P. & Chapman, N.** (1983) - The upper mantle and deep crust beneath the British Isles : evidence from inclusions in volcanic rocks. *Journal of the Geological Society of London*, 140, pp. 105-121.
- Ward, F.** (1993) - Emeralds. *Gem Book Publishers, Bethesda*, 64p.
- Windley, B. F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. & Ackermann, D.** (1994) - Tectonic framework of the Précambrien of Madagascar and its Gondwana connetions : a review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, 83, pp. 642-659.
- Wright, J., Hastings, D., Jones, W. & Williams, H.** (1985) - Geology and mineral ressources of West Africa. *Allen & Unwin, London*, 187 p.

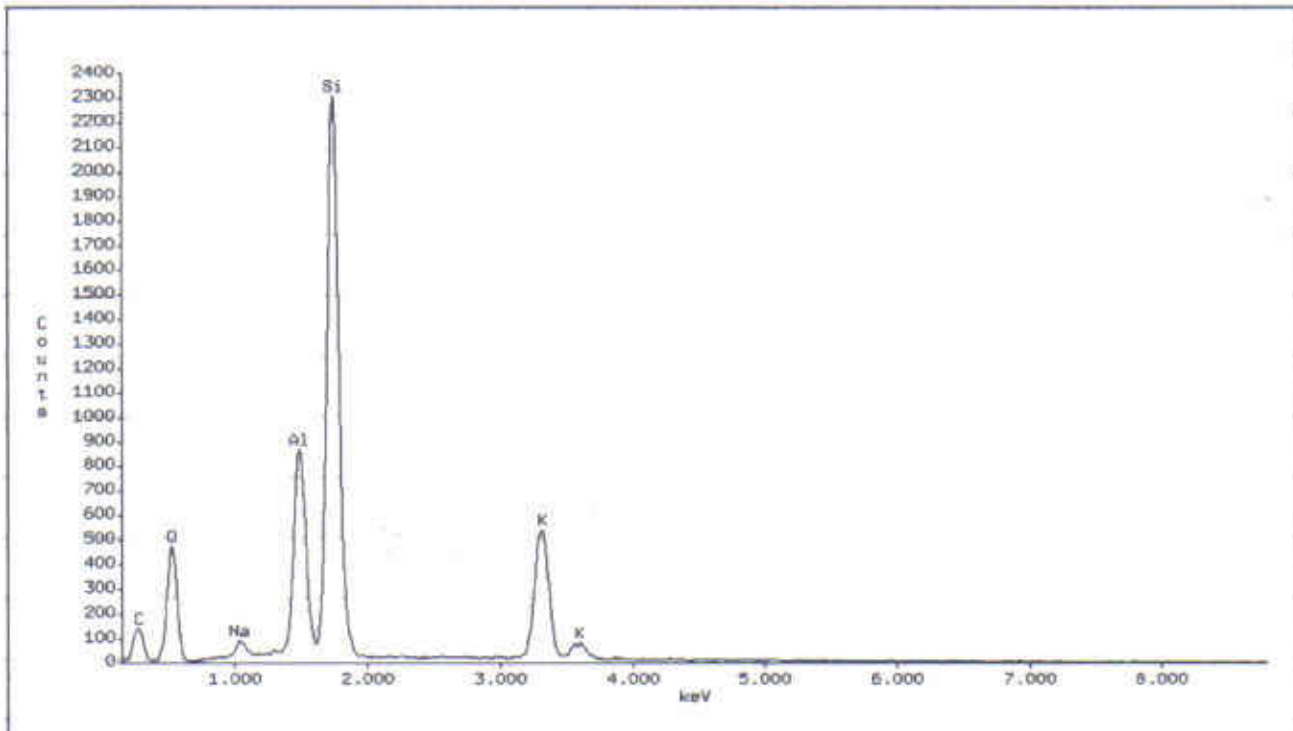
ANNEXE I

Analyses chimiques des saphirs de Zazafotsy

Oxyde	N° de l'échantillon	Al2O3	MgO	TiO2	V2O3	Cr2O3	FeO	Ga2O3	Total	Ech.		en oxydes Fe+Ga+Mg
	1/1	98,82	0,01	0,003	0,004	0,152	0,306	0,009	99,303	Z1-1	rose violacé	0,325
	2/1	98,08	0,004	0,005	0,004	0,162	0,328	0,004	98,582	Z1-2	rose violacé	0,336
	3/1	98,33	0,007	0,007	0,004	0,184	0,317	0,011	98,961	Z1-3	rose violacé	0,335
	4/1	98,85	0,004	0,004	0,004	0,185	0,307	0,013	99,37	Z1-4	rose violacé	0,324
	5/1	98,4	0,008	0,001	0,005	0,185	0,305	0,014	98,915	Z1-5	rose violacé	0,327
	6/1	99,39	0,003	0,003	0,004	0,187	0,301	0,015	99,906	Z1-6	rose violacé	0,319
	7/1	97,77	0,022	0,003	0,004	0,183	0,323	0,012	98,313	Z1-7	rose violacé	0,357
	8/1	98,47	0,003	0,004	0,004	0,189	0,301	0,01	98,985	Z1-8	rose violacé	0,314
	9/1	98,63	0,008	0	0,005	0,188	0,299	0,012	99,142	Z1-9	rose violacé fuschia	0,319
	10/1	98,72	0,004	0,003	0,005	0,187	0,305	0,013	99,232	Z1-10	rose violacé	0,322
	11/1	98,13	0,008	0,003	0,004	0,176	0,303	0,012	98,638	Z1-11	rose violacé	0,323
	12/1	98,27	0,003	0,003	0,005	0,164	0,296	0,005	98,751	Z1-12	rose violacé	0,304
	1/1	98,8	0,009	0,008	0,006	0,109	0,288	0,015	99,235	Z5-1	transparent	0,312
	2/1	98,5	0,009	0,004	0,004	0,116	0,246	0,006	98,883	Z5-2	rose	0,261
	3/1	98,68	0,007	0,008	0,005	0,115	0,248	0,01	99,072	Z5-3	rose clair	0,265
	4/1	98,51	0,005	0,004	0,005	0,112	0,279	0,011	98,919	Z5-4	rose clair	0,285
	5/1	98,2	0,005	0,003	0,004	0,113	0,301	0,012	98,641	Z5-5	rose clair	0,318
	6/1	97,98	0,005	0,002	0,005	0,112	0,307	0,011	98,42	Z5-6	rose foncé	0,323
	7/1	98,64	0,006	0,006	0,004	0,113	0,306	0,009	99,088	Z5-7	rose foncé	0,321
	8/1	98,32	0,009	0,004	0,005	0,112	0,232	0,012	98,688	Z5-8	rose foncé	0,253
	9/1	96,9	0,005	0,003	0,005	0,111	0,309	0,012	97,343	Z5-9	orange	0,326
	10/1	97,83	0,007	0,003	0,004	0,112	0,309	0,008	98,267	Z5-10	orange	0,324
	11/1	98,56	0,004	0,006	0,004	0,105	0,265	0,013	98,959	Z5-11	rose foncé	0,282
	12/1	98,66	0,006	0,002	0,005	0,113	0,314	0,012	99,111	Z5-12	marbron clair	0,332
	13/1	98,64	0,003	0,006	0,005	0,116	0,308	0,011	99,087	Z5-13	marbron clair	0,322
	14/1	97,95	0,008	0,003	0,005	0,115	0,297	0,011	98,384	Z5-14	marbron clair	0,316
	15/1	98,31	0,001	0	0,004	0,117	0,307	0,013	98,753	Z5-16	marbron clair	0,321
	5/1	99,26	0,004	0,011	0,005	0,123	0,311	0,016	99,732	Z4-1	rose	0,331
	6/1	99,62	0,002	0,008	0,003	0,119	0,31	0,038	100,1	Z4-2	transparent	0,35
	7/1	99,51	0,011	0,008	0,002	0,138	0,31	0,022	99,999	Z4-3	rose	0,343
	8/1	99,35	0,01	0	0,004	0,154	0,292	0,003	99,809	Z4-4	violine	0,305
	9/1	99,25	0,012	0,005	0,007	0,151	0,308	0,016	99,748	Z4-5	violacé	0,336
	10/1	99,31	0	0,005	0,006	0,126	0,311	0,007	99,761	Z4-6	orange	0,318
	11/1	99,19	0,008	0,001	0,003	0,124	0,311	0,018	99,654	Z4-7	rose	0,337
	12/1	99,14	0	0	0,006	0,123	0,294	0	99,558	Z4-8	orange	0,294
	13/1	99,22	0	0,01	0,006	0,158	0,294	0,022	99,711	Z7-1	marbron foncé	0,316
	14/1	98,94	0,004	0	0,004	0,153	0,284	0,011	99,296	Z7-2	marbron foncé marbron orange	0,299

ANNEXE I suite

15/1	99,45	0	0,009	0,008	0,154	0,316	0,011	99,95	Z7-3	marron clair		0,327
16/1	99,87	0	0,005	0,007	0,159	0,277	0,013	100,33	Z7-4	transparent		0,29
17/1	99,47	0,008	0	0,008	0,159	0,307	0,006	99,954	Z7-5	marron foncé		0,321
18/1	98,28	0,009	0,022	0,004	0,05	0,33	0,023	98,721	Z8-1	bleu foncé	bleu	0,362
19/1	99,07	0,011	0,002	0,007	0,048	0,311	0,028	99,479	Z8-2	bleu clair		0,35
20/1	99,14	0,011	0,007	0,005	0,05	0,314	0,014	99,538	Z8-3	gris bleu		0,339
1/1	98,98	0,01	0,011	0,008	0,039	0,321	0,013	99,383	Z10-1	transparent	bleu gris	0,344
2/1	98,85	0,006	0,01	0,005	0,038	0,324	0,018	99,248	Z10-2	bleu gris		0,348
3/1	98,51	0,004	0,011	0,005	0,037	0,299	0,02	98,886	Z10-3	transparent		0,323
4/1	99,08	0	0,016	0,007	0,034	0,309	0,005	99,449	Z10-4	transparent		0,314
5/1	94,24	0,017	0,004	0,003	0,042	0,326	0,008	94,635	Z10-5	mauve très clair		0,351
6/1	98,79	0,004	0,016	0,004	0,043	0,307	0	99,164	Z10-6	bleu gris	mauve très clair	0,311
7/1	98,68	0,002	0,008	0,004	0,034	0,29	0,02	99,037	Z10-7	transparent		0,312
8/1	98,62	0,012	0,006	0,006	0,039	0,318	0,022	99,019	Z10-8	bleu gris		0,352
9/1	98,08	0,005	0,018	0,005	0,037	0,309	0,008	98,457	Z10-9	transparent		0,322
10/1	97,82	0,01	0,01	0,007	0,039	0,298	0,02	98,204	Z10-10	bleu gris		0,328
1/1	100,3	0,008	0,016	0,005	0,03	0,215	0,013	100,55	Z9-1	gris blanc	gris blanc à bleu	0,296
2/1	100,7	0,008	0,012	0,006	0,03	0,215	0,01	101	Z9-2	gris blanc		0,233
3/1	100,4	0,007	0,017	0,007	0,031	0,216	0,01	100,64	Z9-3	gris blanc		0,233
4/1	100	0,013	0,015	0,007	0,032	0,214	0,012	100,33	Z9-4	gris blanc		0,239
5/1	100,7	0,004	0,004	0,004	0,11	0,319	0,012	101,12	Z11-1	violine	violine à rosé	0,335
6/1	100,6	0,008	0,008	0,004	0,102	0,303	0,014	101,01	Z11-2	transparent rosé		0,325
7/1	99,53	0,007	0,003	0,005	0,104	0,306	0,01	99,963	Z11-3	violine		0,323
8/1	99,88	0,004	0,007	0,003	0,105	0,305	0,014	100,32	Z11-4	mauve		0,323
	98,66	0,004	0,005	0,005	0,143	0,288	0,014	99,119	Z2-1	mauve	mauve à reflets violines	0,306
	98,46	0,007	0,004	0,003	0,137	0,304	0,014	98,929	Z2-2	mauve		0,325
	98,58	0,008	0,005	0,003	0,127	0,296	0,009	99,03	Z2-4	mauve		0,316
	98,4	0,009	0,005	0,005	0,126	0,302	0,004	98,845	Z2-5	mauve		0,315
	97,67	0,001	0,003	0,004	0,139	0,292	0,01	98,119	Z2-6	mauve		0,303
	98,91	0,006	0,007	0,004	0,026	0,251	0,007	98,212	Z3-1	rosé à transparent	rose foncé	0,264
	98,84	0,009	0,005	0,004	0,163	0,291	0,011	99,319	Z3-2	rosé très foncé		0,311
	98,54	0,006	0,004	0,005	0,162	0,294	0,016	99,028	Z3-3	rosé clair		0,316
	97,92	0,008	0,004	0,004	0,158	0,287	0,013	98,394	Z3-4	rose foncé		0,308
	98,9	0,006	0,005	0,005	0,143	0,307	0,009	99,374	Z3-5	mauve		0,322
	98,93	0,005	0,002	0,005	0,123	0,304	0,013	99,385	Z3-6	rosé		0,322
	98,39	0,01	0,006	0,004	0,115	0,292	0,012	98,833	Z6-1	bordure	rose clair	0,314
	98,46	0,003	0,003	0,005	0,112	0,267	0,006	98,856	Z6-2	cœur		0,276
	99,01	0,007	0,002	0,005	0,111	0,307	0,01	99,45	Z8-3	intermédiaire		0,324



07-FK

Accelerating Voltage: 18 KeV
Live Time: 72 seconds

Take Off Angle: 38.2171°
Dead Time: 2.438

Quantitative Analysis

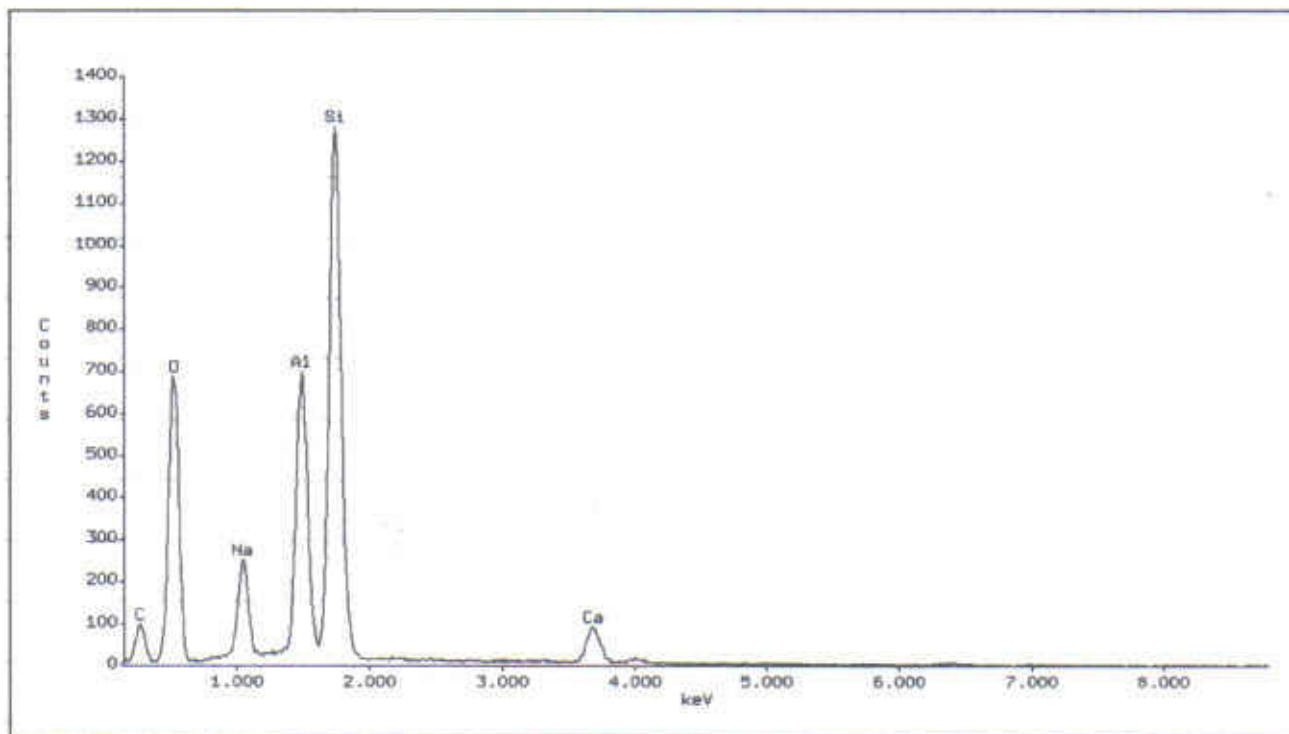
PROZA Correction Acc.Volt.= 18 kV Take-off Angle=38.22 deg
Number of Iterations = 5

Element	k-ratio (calc.)	ZAF	Atom %	Element Wt %	Err. (1-Sigma)	Compound Formula	Compound Wt %	No. of Cations
Na-K	0.0052	2.275	1.08	1.17	+/- 0.07	Na2O	1.58	0.424
Al-K	0.0714	1.416	7.97	10.11	+/- 0.12	Al2O3	19.10	3.112
Si-K	0.2179	1.380	22.77	30.08	+/- 0.20	SiO2	64.34	8.895
Ca-K	0.0009	1.213	0.06	0.11	+/- 0.05	CaO	0.16	0.023
K -K	0.1012	1.216	6.69	12.30	+/- 0.17	K2O	14.82	2.613
O -K	---	3.661	61.43	46.23 S	---	---	---	---
Total			100.00	100.00			100.00	15.067

The number of cation results are based upon 24 Oxygen atoms.
Table Symbols: S -- Wt.% calculated by Stoichiometry

Notepad

Résultat d'analyse spectrale du feldspath potassique



07-PL

Accelerating Voltage: 18 KeV
Live Time: 34 seconds

Take Off Angle: 38.2171°
Dead Time: 1.503

Quantitative Analysis

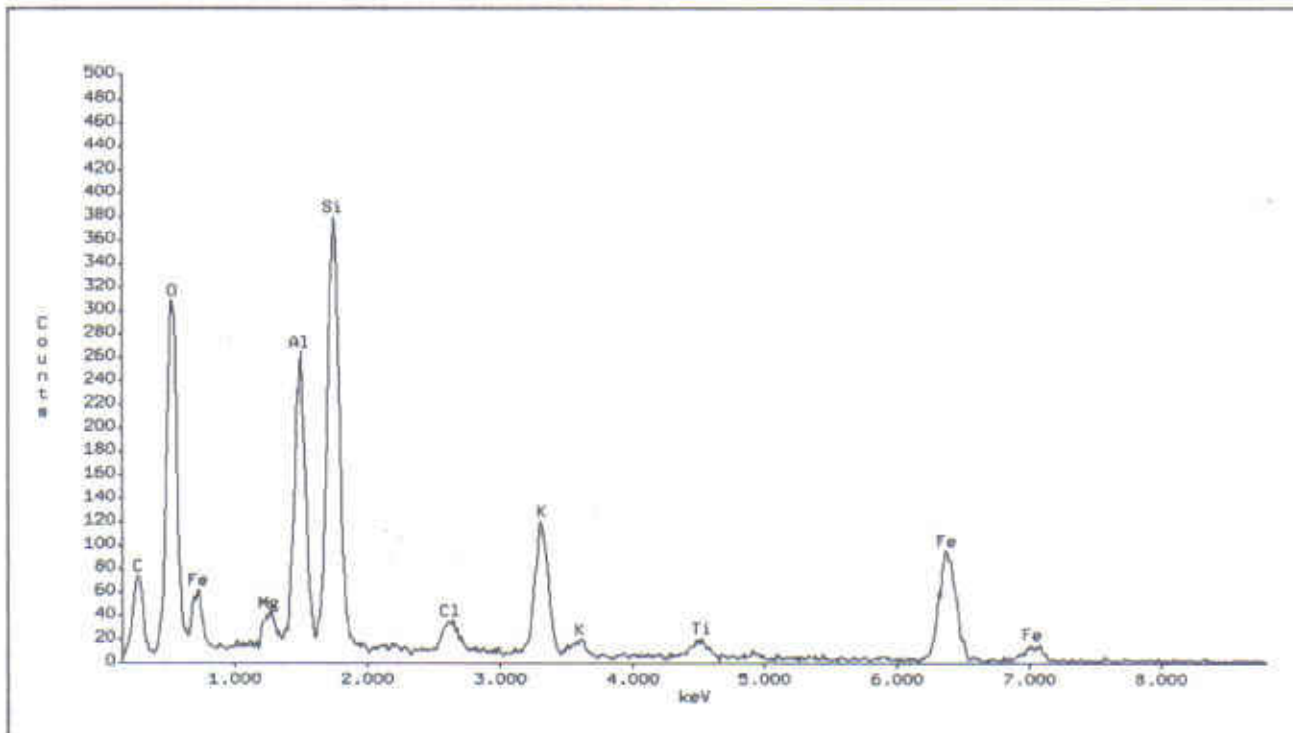
PROZA Correction Acc.Volt.= 18 kV Take-off Angle=38.22 deg
Number of Iterations = 6

Element	k-ratio (calc.)	ZAF	Atom %	Element Wt %	Wt % (1-Sigma)	Err.	Compound Formula	Compound Wt %	No. of Cations
Na-K	0.0316	2.181	6.13	6.89	+/- 0.14		Na2O	9.28	2.397
Al-K	0.0898	1.488	10.13	13.36	+/- 0.18		Al2O3	25.25	3.963
Si-K	0.1912	1.485	20.68	28.40	+/- 0.26		SiO2	60.75	8.092
Ca-K	0.0288	1.169	1.72	3.37	+/- 0.14		CaO	4.71	0.673
O -K	---	2.865	61.34	47.98 S	---	---	---	---	---
Total			100.00	100.00				100.00	15.125

The number of cation results are based upon 24 Oxygen atoms
Table Symbols: S -- Wt.% calculated by Stoichiometry

Notepad

Résultat d'analyse spectrale du plagioclase



09

Accelerating Voltage: 18 KeV
Live Time: 86 seconds

Take Off Angle: 38.2171°
Dead Time: 2.096

Quantitative Analysis

PROZA Correction Acc.Volt.= 18 kV Take-off Angle=38.22 deg
Number of Iterations = 5

Element	k-ratio (calc.)	ZAF	Atom %	Element Wt %	Wt % Err. (1-Sigma)	Compound Formula	Compound Wt %	No. of Cations
Mg-K	0.0070	2.071	1.43	1.45	+/- 0.18	MgO	2.41	0.569
Al-K	0.0609	1.687	9.07	10.27	+/- 0.26	Al ₂ O ₃	19.40	3.615
Si-K	0.1077	1.539	14.07	16.58	+/- 0.27	SiO ₂	35.46	5.605
Cl-K	0.0133	1.294	1.16	1.73	+/- 0.15	Cl	1.73	0.463
K-K	0.0614	1.166	4.36	7.16	+/- 0.23	K ₂ O	8.62	1.738
Ti-K	0.0132	1.173	0.77	1.54	+/- 0.21	TiO ₂	2.58	0.306
Fe-K	0.1774	1.175	8.90	20.84	+/- 0.69	Fe ₂ O ₃	29.80	3.545
O-K	---	2.938	60.24	40.43 S	---	---	---	---
Total			100.00	100.00			100.00	15.840

The number of cation results are based upon 24 Oxygen atoms
Table Symbols: S -- Wt.% calculated by Stoichiometry

Notepad

Résultat d'analyse spectrale de la biotite

ANNEXE V

1 - Analyse des éléments majeurs des échantillons de Zazafotsy par émission ICP-AES

Echantillons	Z28	Z4	Z5a	Z6	Z7	Z8
oxydes						
SiO ₂	72,41	48,70	33,75	46,36	45,45	34,97
Al ₂ O ₃	15,23	25,61	21,49	27,44	25,78	28,70
Fe ₂ O ₃	1,26	8,05	18,23	9,29	10,30	20,00
MnO	0,05	0,02	0,01	0,03	0,05	0,15
MgO	0,39	3,28	8,49	3,19	3,72	8,16
CaO	3,04	2,96	0,66	0,74	2,94	0,46
Na ₂ O	4,87	2,57	0,60	1,39	2,44	0,47
K ₂ O	0,77	6,54	7,05	8,82	6,53	5,46
TiO ₂	0,11	0,99	3,99	1,00	0,89	0,69
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,36	0,05	0,09	0,08
Perte au feu	0,45	0,75	1,82	0,73	0,56	0,02
Total	98,60	99,52	96,44	99,04	98,74	99,14

2 - Résultats d'analyses des Terres Rares

Roches	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Chondrites Evensen et al. (1978)
Terres rares						
La	59,80	717,00	43,30	268,00	35,00	0,24
Ce	103,00	1432,00	66,50	533,00	54,20	0,64
Pr	9,98	163,00	6,10	53,40	6,57	0,10
Nd	33,10	577,00	20,20	186,00	24,60	0,47
Sm	4,48	93,0	2,85	26,60	5,24	0,15
Eu	2,97	2,88	2,86	4,58	0,89	0,06
Gd	4,02	54,40	3,97	21,70	6,13	0,20
Tb	0,67	5,27	1,05	3,72	1,02	0,04
Dy	4,16	18,40	9,66	26,10	6,71	0,25
Ho	0,83	2,15	2,58	6,09	1,45	0,06
Er	2,35	4,70	8,56	19,40	4,31	0,17
Tm	0,34	0,46	1,35	3,07	0,64	0,03
Yb	2,14	2,76	8,95	20,00	4,13	0,17
Lu	0,34	0,46	1,43	3,07	0,67	0,03
La/Lu	175,37	1568,93	30,28	87,30	52,32	175,37
La/Yb	27,94	259,00	4,84	13,40	8,47	
Somme des Terres Rares	268,69	2659,40	104,68	474,43	123,14	



VUE DE GISEMENT DE SAPHIR DE ZAZAFOTSY

Faint, illegible text on the right margin of the page, possibly bleed-through from the reverse side.