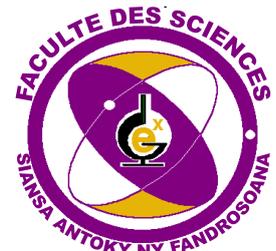




UNIVERSITÉ D'ANTANANARIVO  
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES  
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATIONS



Mémoire pour l'obtention de diplôme de MASTER

en Physique et Applications

Parcours : Physique du globe

Intitulé :

# ÉTUDE PAR MAGNÉTISME AÉROPORTÉ DU GISEMENT D'OR D'ANDRIAMENA, RÉGION BETSIBOKA

Présenté le : 21 Décembre 2017

Par ANDRIATSILAVINA Julios

Devant la commission d'examen composée de :

Président : Mr RAMBOLAMANANA Gérard

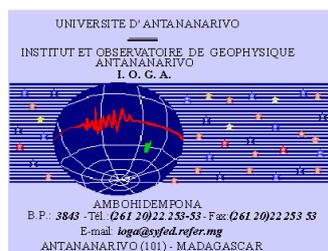
Professeur titulaire

Rapporteur : Mme RAZAFINDRANAIVO Lady Mireille

Docteur en géophysique

Examineur : Mr RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien N.

Professeur titulaire

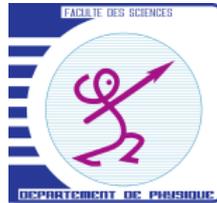


Laboratoire de Géomagnétisme et d'Électromagnétisme





UNIVERSITÉ D'ANTANANARIVO  
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES  
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATIONS



Mémoire pour l'obtention de diplôme de MASTER

en Physique et Applications

Parcours : Physique du globe

Intitulé :

# ÉTUDE PAR MAGNÉTISME AÉROPORTÉ DU GISEMENT D'OR D'ANDRIAMENA, RÉGION BETSIBOKA

Présenté le : 21 décembre 2017



Par ANDRIATSILAVINA Julios

Devant les membres de jury composé de :

Président : Mr RAMBOLAMANANA Gérard

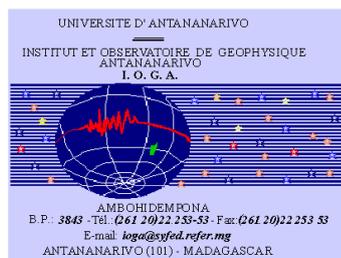
Rapporteur : Mme RAZAFINDRANAIVO Lady Mireille

Examineur : Mr RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien N.

Professeur titulaire

Docteur en géophysique

Professeur titulaire



Laboratoire de Géomagnétisme et d'Électromagnétisme

## REMERCIEMENTS

Je voudrais en premier lieu exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui m'ont aidé, soutenu et conseillé, de près ou de loin, à l'élaboration et à la réalisation de ce travail. J'adresse mes plus sincères remerciements à:

- Monsieur **RAHERIMANDIMBY Marson**, Professeur Titulaire, Responsable du Domaine SCIENCES ET TECHNOLOGIES de l'Université d'Antananarivo, de m'avoir permis d'élaborer et de présenter ce mémoire.
- Monsieur **RAKOTONDRAMIARANA Hery Tiana**, Professeur, Responsable de la Mention Physique et Applications, qui a veillé à l'organisation et au bon déroulement de notre cursus universitaire et de m'avoir accueilli au sein de cette Mention.
- Monsieur **RAMBOLAMANANA Gérard**, Professeur Titulaire, Directeur de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo (IOGA), Responsable du parcours Physique du Globe de l'Université d'Antananarivo, et Responsable du Laboratoire de Sismologie et Infrasons (LSI) de l'IOGA, de m'avoir accueilli dans cet institut en tant qu'étudiant chercheur et d'accepter de présider ce jury malgré ses innombrables occupations.
- Monsieur **RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien Noël**, Professeur Titulaire, équipe d'accueil de Physique du Globe de l'énergie et de l'environnement à l'École Doctorale de Physique et Applications de l'Université d'Antananarivo. Il a bien voulu, malgré ses lourdes charges de participer à ce Jury en tant qu'Examineur.
- Monsieur **RATSIMBAZAFY Jean Bruno A.**, Professeur Titulaire, Enseignant Chercheur au Laboratoire de Géophysique Appliquée de l'Institut et Observatoire Géophysique d'Antananarivo (IOGA) pour ses conseils indéfectibles pendant mes années d'étude à l'IOGA. Je le remercie également pour sa participation au Comité de lecture de ce travail malgré son emploi du temps très chargé.
- Madame **RAZAFINDRANAIVO Lady Mireille**, Docteur, Responsable du Laboratoire de Géomagnétisme et d'Électromagnétisme de l'IOGA de m'avoir offert l'occasion d'avoir de l'expérience de recherche et de ne pas avoir ménagé son temps pour m'encadrer tout au long de ce travail.
- Tout le personnel du Laboratoire de Géomagnétisme et d'Électromagnétisme (LGE) de l'IOGA et tout les personnel et enseignants chercheurs de l'IOGA de m'avoir conseillé au cours de mon stage.

- Je tiens à remercier aussi le responsable du Projet de Gouvernance des Ressources Minérales (PGRM) de m'avoir fourni tous les données utilisées.
- Je ne saurai oublier toute ma famille pour son soutien moral, financier et surtout spirituel tout au long de mes études. Mes remerciements s'adressent également à tous mes amis et camarades de promotion pour leur présence et leur aide au cours de ce travail. Merci, merci pour tout.

# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	I
TABLE DES MATIÈRES.....	III
LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES ACRONYMES .....	V
LISTE DES FIGURES .....	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	VII
<b>CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL.....</b>	<b>3</b>
<b>I-1 GÉNÉRALITÉS SUR LA ZONE D'ÉTUDE .....</b>	<b>4</b>
<i>I.1.1 Localisation géographique .....</i>	<i>4</i>
<i>I.1.2 Géographie physique régionale d'Andriamena.....</i>	<i>5</i>
<i>I.1.3 Contexte géologique de la zone d'étude .....</i>	<i>7</i>
<b>I.2 GÉNÉRALITÉS SUR LES GISEMENTS DES MINÉRAI D'OR .....</b>	<b>11</b>
<i>I.2.2 Les différents types de gisement d'or à Madagascar.....</i>	<i>12</i>
<i>I.2.3 Les minéralisations aurifères à Madagascar.....</i>	<i>14</i>
<i>I.2.4 L'or d'Andriamena.....</i>	<i>18</i>
<b>CHAPITRE II : OUTILS DE TRAITEMENT DES DONNEES 20</b>	
<b>II.1 LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE.....</b>	<b>21</b>
<i>II.1.1 Composante du champ magnétique terrestre .....</i>	<i>21</i>
<i>II.1.2 Représentation analytique du champ géomagnétique .....</i>	<i>22</i>
<b>II.2 PROSPECTION AÉROMAGNÉTIQUE.....</b>	<b>23</b>
<i>II.2.1 Acquisition des données .....</i>	<i>23</i>
<i>II.2.2 Document de base.....</i>	<i>23</i>
<i>II.2.3 Présentation des données .....</i>	<i>24</i>
<b>II.3 TRAITEMENT DES DONNÉES .....</b>	<b>25</b>
<i>II.3.1 Réduction des mesures à la même époque .....</i>	<i>25</i>
<i>II.3.2 Anomalies magnétiques .....</i>	<i>26</i>
<i>II.3.3 Le champ IGRF.....</i>	<i>27</i>
<i>II.3.4 Transformation des anomalies magnétiques .....</i>	<i>27</i>
<i>II.3.5 Méthode de cartographie de données .....</i>	<i>33</i>

**CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....34**

<i>III.1 Carte d'anomalies magnétiques</i> .....	35
<i>III.2 Carte d'anomalies réduite au pôle</i> .....	36
<i>III.3 Carte de gradient vertical</i> .....	39
<i>III.4 Carte de signal analytique</i> .....	41
<i>III.5 Carte de Déconvolution d'Euler</i> .....	43
<b>DISCUSSIONS</b> .....	45
<b>CONCLUSION ET PERSPECTIVES</b> .....	48
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET WEBOGRAPHIQUES</b> .....	49
<b>ANNEXE 1 : LES MINÉRAUX D'OR</b> .....	I
<b>ANNEXE 2 : LES ALLIAGES DE L'OR</b> .....	II

## **LISTE DES ABRÉVIATIONS ET DES ACRONYMES**

2D :	Deux dimensions
3D :	Trois dimensions
BD-500 :	Base des Données 1/500.000eme
FTM :	Foiben-Taosarintanin'i Madagasikara
GPS :	Global Positioning System
IGRF :	International Geomagnetic Reference Field
IOGA :	Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo
Ma :	Million d'années
MAGEDAB :	MADagascar GEomagnetic DATaBase
MKSA :	Mètre Kilogramme Seconde Ampère
PGRM :	Projet de Gouvernance des Ressources Minérales
PIB :	Produit Intérieur Brute
SMOA :	Société des Mines d'Or d'Andavakoera
TF :	Transformée de Fourier
UA :	Unité d'Andriamena
UHT :	Ultra Haute Température

**LISTE DES FIGURES**

**Figure 1: Carte de localisation de la zone d'étude** ..... 4

**Figure 2: Géologie générale de Madagascar** ..... 8

**Figure 3: Carte géologique de la zone d'étude** ..... 11

**Figure 4: Répartition des zones d'orpaillage connues à Madagascar** ..... 15

**Figure 5: Les roches mères aurifères de la zone d'étude** ..... 19

**Figure 6: Schéma des différentes sources contribuant au champ géomagnétique**..... 21

**Figure 7: les éléments du champ magnétique terrestre** ..... 23

**Figure 8: Organigramme de traitement des données** ..... 28

**Figure 9: Illustration de réduction au pôle** ..... 29

**Figure 10: Illustration de signal analytique** ..... 32

**Figure 11: Carte d'anomalies magnétiques résiduelle**..... 36

**Figure 12: Carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle**..... 37

**Figure 13: Carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle superposée à la carte géologique**..... 39

**Figure 14: Carte de gradient vertical** ..... 40

**Figure 15: Carte de gradient vertical superposée à la carte géologique** ..... 41

**Figure 16: Carte de signal analytique**..... 42

**Figure 17: Carte de signal analytique superposé à la carte géologique** ..... 43

**Figure 18: Carte de déconvolution d'Euler** ..... 44

**Figure 19: Carte synthétique des zones favorables à la présence d'or** ..... 47

**LISTE DES TABLEAUX**

**Tableau 1:Température et pluviométrie de l'année 2007 dans les environs du district de Tsaratanana ..... 6**  
**Tableau 2:extrait des données utilisées ..... 24**

## INTRODUCTION

Madagascar est connu du monde entier par les richesses de son sous-sol. Presque dans toutes les régions, on trouve de grandes variétés de minéraux en cours d'exploitation et non exploités, comme l'or de Betsiaka au Nord, le charbon de Sakoa, l'Ilménite de Fort-Dauphin au Sud, le nickel et le cobalt d'Ambatovy à l'Est, le fer de Soalala, l'huile lourde de Bemolanga à l'Ouest, la chromite d'Andriamena au centre, ....malheureusement, malgré cette immense richesse, les Malgaches font encore partie des populations les plus pauvres de la planète Terre. Les autorités reposent alors leur espoir de développement du pays sur l'extraction de ces richesses sous-terraines.

La géophysique joue un rôle très important dans le secteur minier. Il possède plusieurs méthodes et techniques performantes sur la reconnaissance, la recherche de l'emplacement, et l'évaluation en quantité potentielle de gisement minier. En 2004, le Gouvernement Malgache, par le biais du Programme de Gestion Ressources Minéral (PGRM) a sollicité la société de géophysique canadienne Fugro d'effectuer des levés spectrométriques et magnétiques aéroportés dans quelques régions de la grande île.

Le secteur aurifère est l'un des secteurs les plus populaires à Madagascar. Durant la colonisation, Madagascar a déjà exploité, de façon artisanale plus de 50 tonnes (Besairie, 1949). Malgré cette popularité, beaucoup d'autres gisements d'or sont en encore méconnus à Madagascar, comme l'or dans la région d'Andriamena. Plusieurs chercheurs ont déjà travaillé dans cette zone, en effectuant des études géologiques (Besairie H, 1949 ; Lenoble A, 1935 ; Giraud P, 1995 ; Ravelojaona A. H., 2005, 1955 ; Rabetsivahiny, 2008). Mais des données aéromagnétiques sont disponibles auprès du Ministère des mines, que nous pouvons utiliser pour améliorer l'information sur l'or dans cette région. La connaissance des informations sur les différentes propriétés magnétiques du sous-sol est très importante, puisqu'il a des relations directes ou indirectes avec les prospectifs aurifères y existant. C'est pourquoi nous avons choisi d'élaborer et développer ce travail, qui s'intitule : « *étude par magnétisme aéroporté du gisement d'or d'andriamena, région betsiboka* ». Nos objectifs sont, d'abord de délimiter les zones favorables à la minéralisation aurifère en utilisant la méthode aéromagnétique, ensuite participer à la mise à jour du Madagascar GEomagnetic DAtaBase (MAGEDAB) (RAZAFINDRANAIVO L. M., 2016), une base des données géomagnétiques Malgache.

Ce travail est divisé en trois chapitres. Dans le premier chapitre, nous décrirons le contexte général de l'étude. Nous évoquerons dans cette partie le contexte sur la zone d'étude,

c'est-à-dire ses aspects géographiques et géologiques. Nous terminerons cette partie par les généralités sur le gisement d'or. Dans le deuxième chapitre, nous parlerons du principe de traitement des données aéromagétiques, des notions de magnétisme terrestre, ensuite de la méthode et des outils de traitement des données aéromagnétique. Le troisième chapitre constitue le noyau de notre apport dans ce travail. Les différentes étapes de traitement, d'interprétation et les discussions seront détaillées dans ce chapitre. Enfin, nous achèverons ce travail par une conclusion et des perspectives.

# CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL

## I-1 GÉNÉRALITÉS SUR LA ZONE D'ÉTUDE

### I.1.1 Localisation géographique

La zone d'étude se trouve dans la région d'Andriamena, sur les Hauts Plateaux Centraux de Madagascar. À 160km à vol d'oiseau au Nord d'Antananarivo, elle est limitée au Nord par la région de Tsaratanana, au Sud par la région d'Anjozorobe, à l'Est par Andilamena et à l'Ouest par la région de Maevatanana. Elle est administrativement liée à la région de Betsiboka, province de Mahajanga. Cette zone d'étude est en cheval sur huit communes de la région : Antsiafabositra, Andriamena, Andriba, Morafeno, Brieville, Ampandrana, Ambakireny et Keliloha. La figure 1 nous montre la carte de la région de Betsiboka, qui contient la zone d'étude, cadrée en rouge sur la carte, limitée par les coordonnées Laborde X et Y, telles que :

$$\begin{cases} 47000 < X < 57000 \\ 945000 < Y < 985000 \end{cases}$$

La zone d'étude a une dimension de  $10\text{km (Nord-Sud)} \times 40 \text{ (Est-Ouest)}\text{km} = 400\text{km}^2$

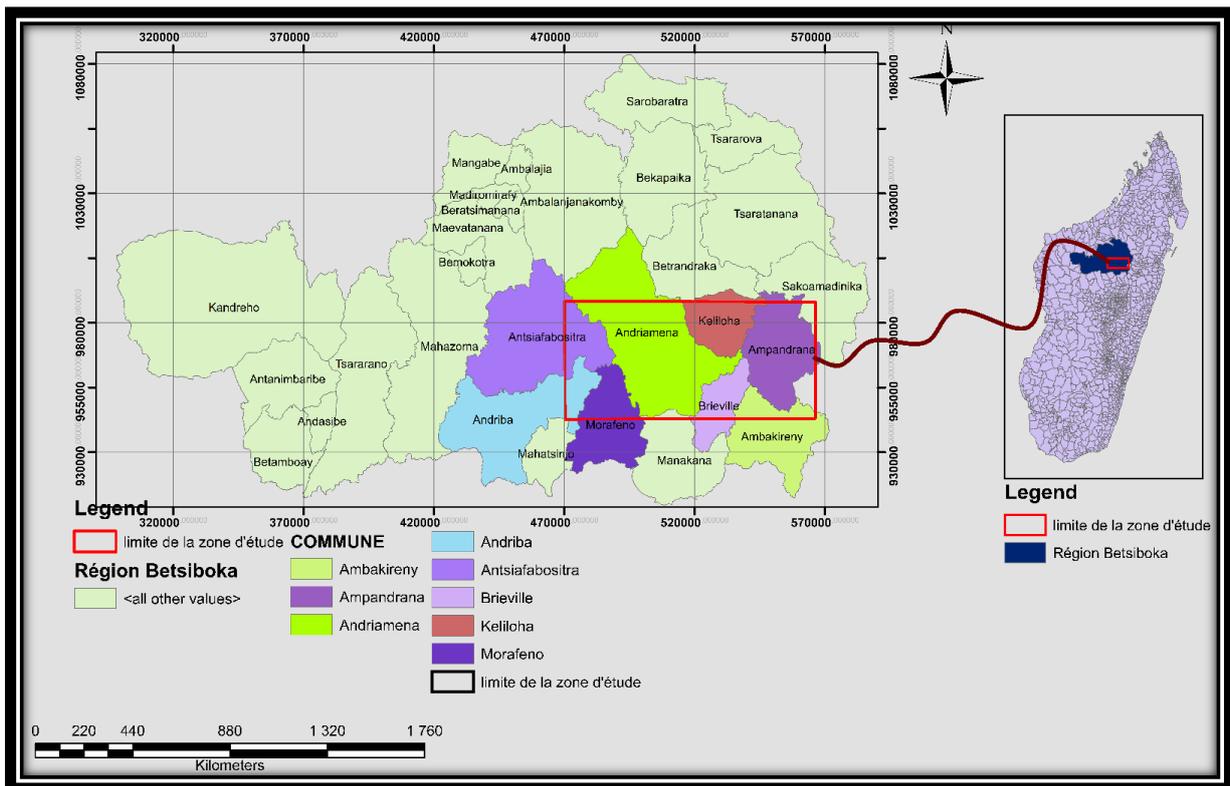


Figure 1: Carte de localisation de la zone d'étude

## **I.1.2 Géographie physique régionale d'Andriamena**

La région étudiée appartient à la zone des Hauts plateaux. C'est une pénélaine profondément érodée et latéritisée, couverte de prairies et déchiquetée par un chevelu hydrographique très serré, drainé presque entièrement par la Mahajamba.

### **I.1.2.1 Orographie**

La moitié nord de la zone est constituée dans sa partie centrale par une zone de collines. Elle est limitée à l'Est et à l'ouest par deux Tampoketsa qui sont d'immenses plateaux légèrement ondulés et limités par des falaises. Ce sont, à l'Est la Tampoketsa de la Menazomby ou de Bevoromay qui se poursuit sur l'est d'Andilamena, et Tsaratanana au nord et à l'ouest la bordure orientale du Tampoketsa du Kamoro qui se développe principalement sur Maevatanana. L'altitude moyenne de ces Tampoketsa est de 1100 à 13000m. La zone des collines a une altitude voisine de 800-900m. Ces collines, orientées en gros nord-sud sont entaillées par une multitude de lavaka et de vallées.

La moitié sud présente un relief plus varié. L'ossature de sa partie occidentale est constituée par le massif montagneux de l'Andravainaho. Le point culminant en est l'Andravainaho, 1414m. Elle est limitée à l'ouest par une barrière rocheuse d'environ 200m qui domine la région d'Andriamena. Vers l'est de cette dernière, le relief est beaucoup plus accidenté. C'est le massif migmatite-granitique constitué par des échines rocheuses coupées par des vallées encaissées, barrées de nombreuses chutes. (PIERRE, 1995)

Enfin la vallée de la Tsilaninarivo sépare ce massif des contreforts sud du Tampoketsa de la Menazomby.

### **I.1.2.2 Hydrographie**

Les pluies abondantes qui tombent de novembre à février-mars sont acheminées vers le Canal de Mozambique par une multitude de ruisseaux et rivières, drainés par trois fleuves : Mahajamba, le Kamoro, le Betsiboka. Durant l'été tous ces cours d'eau ont un régime torrentiel et ont des variations de régime considérable en quelques heures. En effet, les précipitations ne sont retenues par aucune végétation et ruissellent à la surface de la latérite qu'elles dégradent à un rythme accéléré. Durant l'hiver ces rivières sont très rarement asséchées.

Mahajamba draine les 5/6<sup>ème</sup> de la région. Il la traverse du sud au nord avec une inflexion SE-NW dans la moitié nord. Son cours suit un tracé sinueux. Il est barré de rapides ou bien

s'étale dans des plaines alluviales inondées plusieurs mois pendant l'année. Son débit solide est considérable et en rend la navigation impossible. Les alluvions récentes sont perpétuellement remises en mouvement (PIERRE, 1995)

### I.1.2.3 Climat

Madagascar est soumis à un climat tropical. La région fait partie du versant Ouest de l'Ile caractérisé par la faiblesse de l'humidité opposée à une plus grande chaleur ; mais du fait de sa localisation sur les hauts plateaux malagasy, son climat est alors fortement corrigé par l'altitude. Le régime climatique qui régit Andriamena est donc de type tropical sec de haute altitude.

2007		Jan.	Fev	Mar.	Avr.	Mai.	Jui.	Juil.	Aou.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Mahajanga	Pluie	33.6	495.4	292.9	6.5	0	0	0	0	6.7	27.9	157.4	245.1
	Nombre de jours	23	23	7	3	0	0	0	0	2	2	6	14
	T° max	31	30.2	32.1	33.5	33.3	31.2	31.1	31.9	32.9	33.6	-	-
	T° min	24.7	24.8	24.5	23.5	22.5	19.3	19.2	19.2	21	22.2	-	-
Maevatanana	Pluie	379.6	187.5	75.5	51.2	3.2	0.0	0	0	47.9	0	-	436
	Nombre de jours	8	9	10	6	2	0	-	-	-	3	0	6
	T° max	-	31.9	33.5	34.6	34.5	32.2	32.4	-	-	36.2	-	34.8
	T° min	-	23.8	24.2	23.8	23.1	19	18.3	-	-	23.4	-	24.4

**Tableau 1: Température et pluviométrie de l'année 2007 dans les environs du district de Tsaratanana**

Pluviométrie (en mm). Température max, température min (en °C)  
(D'après La Direction Générale de la Météorologie d'Antananarivo (2008))

Les principales saisons de l'année sont :

- Saison chaude et pluvieuse, du mois de décembre à mai, durant laquelle la hauteur de pluie est la plus grande. C'est également la période cyclonique à Madagascar.
- Saison fraîche et sèche entre le mois de juin à septembre pendant laquelle la température la plus basse est de 18°C. (PIERRE, 1995).

Intersaison très chaude et sèche avec une température atteignant 33°C aux mois d'octobre et novembre. La température moyenne annuelle observée dans toute la région est environ de 25,5°C (RAFEHIZATO, 2006) (Voir tableau 1)

### **I.1.3 Contexte géologique de la zone d'étude**

#### **I.1.3.1 Généralités sur la géologie de Madagascar**

Le Socle cristallin précambrien occupe les deux tiers (2/3) orientaux de Madagascar, alors que les formations sédimentaires de l'époque Phanérozoïque affleurent sur son tiers restant notamment de la partie Ouest et Sud de l'île.

Les formations sédimentaires sont constituées essentiellement de sédiments du Paléozoïque Supérieur (Carbonifère-Permien) au Crétacé avec un peu d'Éocène à l'Actuel. De l'autre côté, le socle cristallin précambrien représente l'extrémité orientale d'une chaîne orogénique panafricaine. Cette chaîne orogénique a été édifiée entre 800 et 500 Ma, le long de la marge orientale du Continent Africain : la Chaîne Mozambicaine (Martelat, 1998).

La plus grande partie de Madagascar a vu son accréation se réaliser au travers de plusieurs phases orogéniques échelonnées sur plus de 3 milliards d'années. Le socle cristallin précambrien est constitué par cinq domaines tectono-métamorphiques : Antongil et Masora, Antananarivo, le bloc Ikalamavony – Taolagnaro – Ampanihy, Vohibory, et Bemarivo (figure 2). Ces composants du socle cristallin ont été pris et repris par les différents événements orogéniques et tectono-métamorphiques qui se sont succédés et qui les ont déformés et redéformés au cours des temps géologiques (Collins et Windley, 2002 ; Martelat, 1998). La nappe de Tsaratanana, antérieurement appréciée comme constituant à part entière du socle cristallin de Madagascar (Collins et al, 2005), n'est plus considérée comme telle du fait de son caractère allochtone.

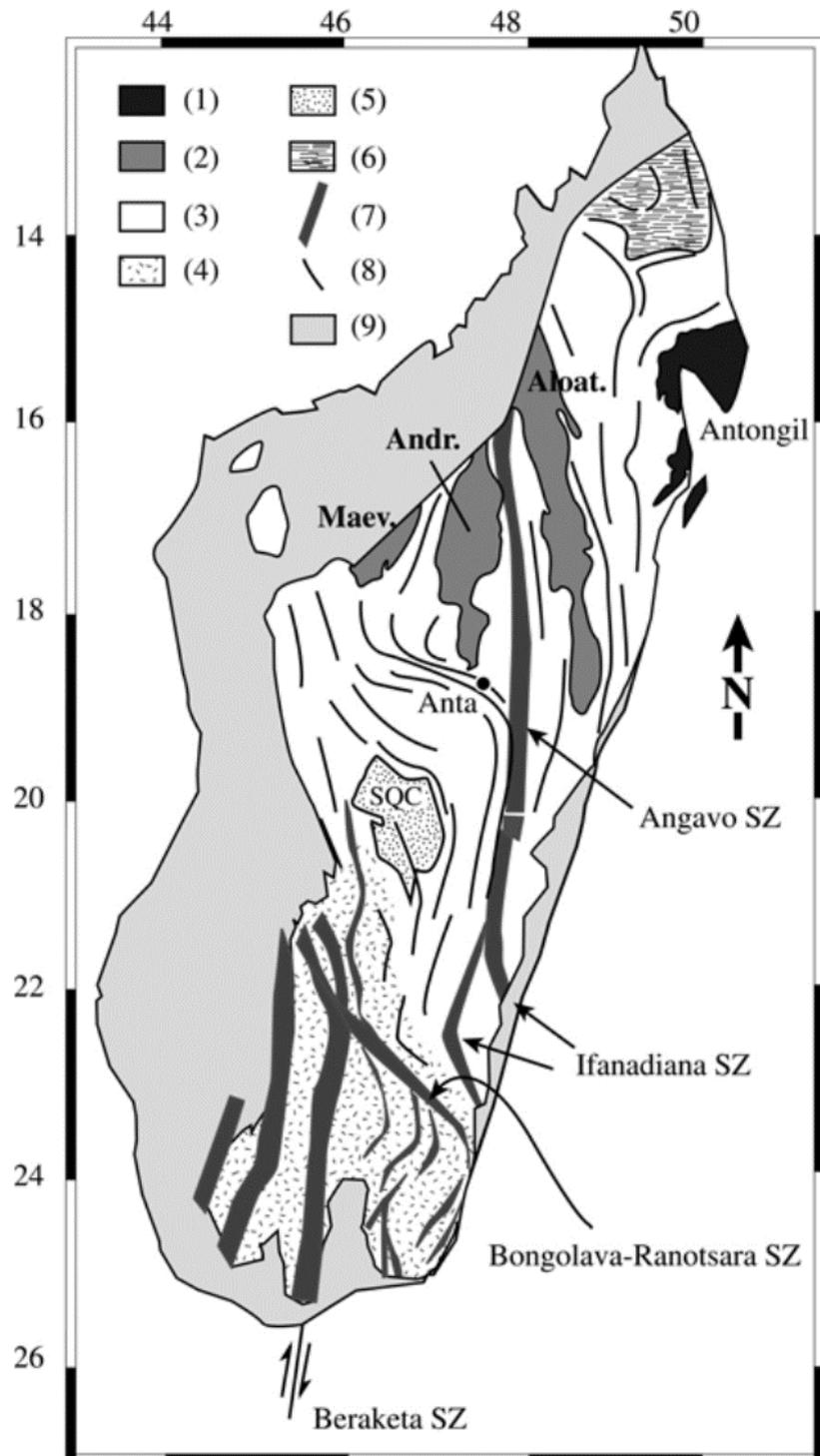


Figure 2: Géologie générale de Madagascar (source : Gonçalves, 2002)

(1) Craton Archéen de l'Antongil; (2) Unités basiques de Beforona incluant Maevatanana (Maev.), Andriamena (Andr.) et Aloatra-Beforona (Aloat.); (3) socle granito-gneissique Archéen-Néoprotérozoïque; (4) socle granito-gneissique Néoprotérozoïque; (5) Série Schisto-Quartzo-Calcaire (SQC); (6) Unités de Bemarivo; (7) traces de foliations majeures; (8) zones de cisaillement fini-Néoprotérozoïques - Cambriennes; (9) sédiments phanérozoïques.

Elle est formée d'un socle migmatitique plus ou moins rubané, avec des alternances de composantes pétrographiques de méta - ultrabasites et de metabasites de nature supracrustale rendant compte d'un rifting avorté (Martel-Jantin et al, 1988) encore immature (Rakotomanana, 1996). La nappe de Tsaratanana, elle – même, constituée de trois ceintures magmatiques (ceinture de Maevatanana, ceinture d'Andriamena et ceinture de Befandriana-Alaotra-Beforona), serait charriée sur le bloc d'Antananarivo. Elle est intrudée par des unités mafiques-ultramafiques d'âge 790/810 Ma (Guérot et al. 1990).

### **I.1.3.2 Approche géologique d'Andriamena**

En première vue, cette région est caractérisée par des produits des recouvrements latéritiques dont l'épaisseur atteint plusieurs mètres. Le paysage est constitué par les lavaka : ce sont des sortes d'entonnoirs d'érosion à parois subverticales qui entaillent les flancs des collines. Leurs formes sont très variées, et leurs dimensions passent de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, avec des profondeurs atteignant 10 à 20m. Ces lavaka semblent résulter du glissement de loupes d'argiles latéritiques sur leur soubassement rendu glissant par la nappe aquifère. Ils mettent à nu des affleurements qui, sans leur existence auraient été cachés par le recouvrement (RASOLOMANANA et al, 2010)

Au point de vue géologique, la région d'Andriamena est sur le socle cristallin précambrien malgache et elle appartient à la ceinture d'Andriamena de la Nappe de Tsaratanana qui aurait été charriée sur les formations gneissico-migmatitiques du domaine tectono-métamorphique d'Antananarivo, charriage qui se serait faite suivant une vergence Est (Key, 2008). L'unité d'Andriamena (UA) se serait mise en place à la faveur d'un système de rift dans un environnement de marge immature (Rakotomanana, 1996) de type andin (Gonçalvès, 2002).

La région d'Andriamena (figure 1) est formée par deux entités géologiques qui sont :

- l'UA, d'âge Archéen, avec des gneiss mafiques encaissant des corps lenticulaires ultramafiques;
- des intrusions circonscrites de nature granitique et granodioritique dont le massif de Vohombohitra datée du 595 Ma (Roïg et al, 2008) ainsi que son cortège pegmatitique associé.

À l'Est du fleuve Betsiboka, l'UA est constituée (Gonçalvès, 2002) par les formations de la série charnockitique composite à texture magmatique généralement bien préservée malgré une

polygonation poussée des minéraux. Cette série charnockitique composite est constituée (i) d'une alternance de niveaux acides et de niveaux basiques et (ii) de petits corps noirs localisés, bien lités et plissés de métagabbro, d'enderbite et de charnockite. Actuellement, on comprend l'unité d'Andriamena comme étant une entité géologique qui dérive de l'orthogneissification d'un complexe rubané stratiforme daté du 2900Ma avec notamment des strates d'ultrabasites à rubanement de chromitite sub-massive à massive (RATEFIARIMINO et al, 2008).

Les corps mafiques - ultramafiques de la région d'Andriamena diffèrent fondamentalement des intrusions mafiques - ultramafiques de Madagascar par le fait qu'elles ne développent pas trop les phases mafiques qui sont estimées à moins de 20 % en volume. Ils sont distribués suivant trois faisceaux sub-parallèles de direction générale nord-sud (Rakotomanana, 1996) : le faisceau occidental à l'ouest du fleuve Betsiboka, le faisceau central et le faisceau oriental à l'est du fleuve Betsiboka ; ces deux derniers faisceaux étant concernés par la présente étude.

L'UA a été structurée par trois événements tectono-métamorphiques successifs (i) au 2450 - 2500 Ma, un métamorphisme à ultra haute température (UHT) à saphirine (1050C / 11,5 kbar) (Roïg et al, 2008 ), (ii) un métamorphisme granulitique au 800 Ma à 900C / 7 Kbar à 600-760C/ 6-8 Kbar (Martel et al, 1998) et (iii) au 530 - 500 Ma, un événement tectono-métamorphique à 550-600C / 4,5 à 5,5 Kbar (Roïg et al, 2008) accompagné d'un magmatisme alcalin responsable de la mise en place du Massif de Vohombohitra.

Sur le plan des déformations, deux phases D1 et D2 ont été décrites par les auteurs antérieurs (Martel et al, 1998): une déformation D1 due à un raccourcissement vertical engendrant des plis isoclinaux d'axe subhorizontal. À D1 est associée une schistosité S1. Une deuxième déformation D2 qui résulte d'un raccourcissement horizontal E -W ainsi que de la verticalisation de la foliation générant le replissement des plis associés à D1, matérialisés par des plis asymétriques et des plis déracinés au niveau des métagabbros et les charnockites, d'axe de direction N - S et d'une foliation pénétrative S2 de direction générale N - S.

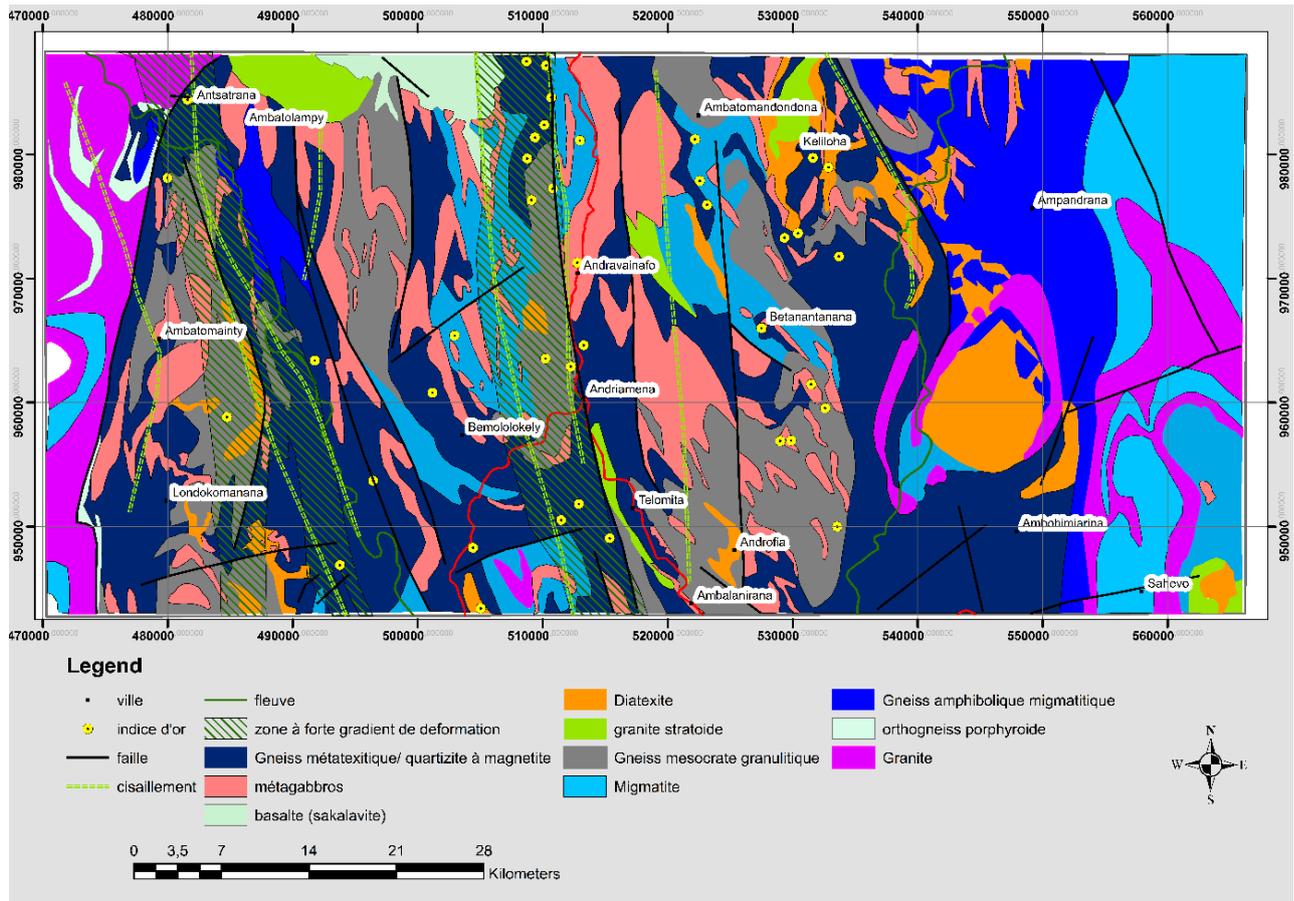


Figure 3: Carte géologique de la zone d'étude (source : extrait du feuille OPQ43-PGRM)

Une dernière déformation D3, mise en évidence ultérieurement à D1 et D2 (RATEFIARIMINO et al, 2008), est due à l'intensification de la force compressive E - W de la phase de déformation D2. D3 se manifeste par une foliation pénétrative S3 qui a transposé les foliations antérieures ainsi que des cisaillements senestres de direction généralement NNW – SSE à N - S.

Les placers alluvionnaires, avec des concentrations intéressantes en or, sont localisés sur les versants et aux pieds des massifs de gneiss et de migmatites à amphiboles, d'amphibolites et d'amphibolo-pyroxénites situés principalement sur la partie Est de la région. Ils longent le cours d'eau d'Androfia qui draine les alluvions. (Roïg et al, 2008)

## I.2 GÉNÉRALITÉS SUR LES GISEMENTS DES MINÉRAI D'OR

### I.2.1 Définition

Un gisement minier est une concentration naturelle d'un ou plusieurs minéraux dans la roche hôte. La forme varie en fonction de la nature complexe du dépôt, telle que les couches,

la dissémination, les veines, pliées et déformées. Il peut être exposé à la surface ou caché sous des collines stériles, du sol agricole, du sable, de la rivière et de la forêt.

Un dépôt minéral peut être qualifié d'économique ou non économique en fonction de son utilisation industrielle. Par exemple, les minéraux de quartz sont économique en tant que sable de silice utilisé dans l'industrie du verre ou de l'optique ; le même minéral n'est pas économique lorsqu'il accueille l'or comme veine de quartz aurifère, ou se place comme constituant des roches qui hébergent le cuivre, le zinc et le minerai de fer. Il est ensuite éliminé sous forme de gangue, de résidus ou de déchets (GANDHI, 2016).

### **I.2.2 Les différents types de gisement d'or à Madagascar**

Il existe deux types des gisements aurifère connus à Madagascar : les gisements primaires et les gisements secondaires.

#### **I.2.2.1 Les gisements primaires**

Les gisements primaires, mis à part les filons barytiques aurifères de l'Andavakoera, à la limite socle sédimentaire de l'extrême Nord-Ouest, se trouvent tous dans les terrains métamorphiques précambriens, sous forme de veines ou filon quartzeux discontinus, ou en minéralisation disséminée dans divers faciès de schistes cristallins. On distingue trois grandes catégories :

- Les gisements appartenant au domaine Archéen ;
- Les gisements appartenant au domaine Protérozoïque
- Les gisements liés à la tectonique permo-triasique

##### **I.2.2.1.1 Gisements primaires appartenant au domaine Archéen**

Ces sont les plus nombreux. Ils se présentent le plus souvent sous forme de veines interstratifiées qui peuvent être associées :

- À des séries de roches amphibolique basique comme les cas de Maevatanana ; Andriamena, Alaotra, Ampasary.
- À quartzites à magnétite au Maevatanana, à la falaise orientale du Sud d'Antananarivo et du Sud-Est, plus accessoirement Andriamena et Beforona Alaotra ;
- Aux séries silico-alumineuses du type Ambatolampy-Andriba (quartzite, gneiss, migmatites, micashistes alumineux et souvent graphiteux) dans la région d'Ambatolampy et d'Andriba, Ouest Antananarivo, série de Sahantana et de

Vavatenina, plus accessoirement série de la Maha et Vohilava-Ampasary et Sud-Est :

- À ces trois types se surimpose un type lié aux intrusions granitoïdes tardives qui affectent localement les faciès énumérés ci-dessus, par remobilisation du stock aurifère, sous forme de filons péribatholiques, de stockwerks et de minéralisations diffuse dans les tactites.

L'interférence des phénomènes intrusifs avec les anciennes séries porteuses constitue le métallotecte le plus favorable.

#### **I.2.2.1.2 Gisements primaires appartenant au domaine Protérozoïque**

Ils sont associés aux faciès à micashiste ou à quartzites de la série schisto-quartzo-calcaire, transformés soit par un métamorphisme régional, soit par un métamorphisme de contact intrusif. Ils apparaissent le plus souvent sous forme de disséminations de sulfures aurifères.

Les deux cas-types les mieux connus sont :

- La région de Betsiriry (Est de Miandrivazo) où les indices aurifères se regroupent dans la zone de passage entre les gneiss migmatitiques et la série épimétamorphique schisto-quartzo-calcaire (front de migmatites) ;
- La région d'Itea où les indices s'alignent dans les formations plus ou moins silicifiées (tactites) bordant le massif granitique intrusif d'Itea.

#### **I.2.2.1.3 Gisements primaires liés à la tectonique permo-triasique**

Ce sont des filons vrais, constitués par des remplissages quartzo-barytiques de fractures, avec or natif et sulfures associés. Ce type ne se rencontre que sur la bordure socle-sédimentaire de l'extrémité Nord de Madagascar, sur une centaine de kilomètres entre la vallée du Sambirano et la côte Est.

#### **I.2.2.2 Gisements secondaires**

Ils résultent de l'altération météorique des gisements primaires et de la concentration de l'or par les eaux de surface, cette altération conduisant à la transformation en latérite des roches encaissantes. Une partie de l'or libéré migre vers le bas et peut éventuellement former des concentrations d'intérêt économique à la limite de la roche saine. On distingue :

- **Des gisements éluvionnaires** dans lesquels le matériel latéritique a été transporté le long des pentes, sur une faible distance. L'effet de gravité peut provoquer localement

des enrichissements en or, même si le gisement primaire originel a des teneurs très faibles.

- **Des gisements alluvionnaires** anciens où les alluvions aurifères plus ou moins consolidées, forment des terrasses surélevées le long des vallées et entaillées par les cours d'eau actuels ;
- Des gisements alluvionnaires actuels où les sables et graviers aurifères forment le lit actuel des cours d'eau.

Suivant les cas, l'or peut provenir, soit du démantèlement des terrasses anciennes, soit directement de l'érosion des gisements primaires ou éluvionnaires. À cause de leur facilité d'exploitation, ces gisements sont actuellement les plus activement exploités les orpailleurs.

### **I.2.3 Les minéralisations aurifères à Madagascar**

Les minéralisations aurifères à Madagascar se trouvent en général en contexte métamorphique d'inclusion diffuse et de veines quartzieuses. Les filons barytiques aurifères (gisements filoniens « vrais ») dans le nord de l'île à Andavakoera constituent la seule exception : quelques poches riches sont dispersées dans des filons qui s'étendent sur une grande distance (BESAIRIE, 1971)

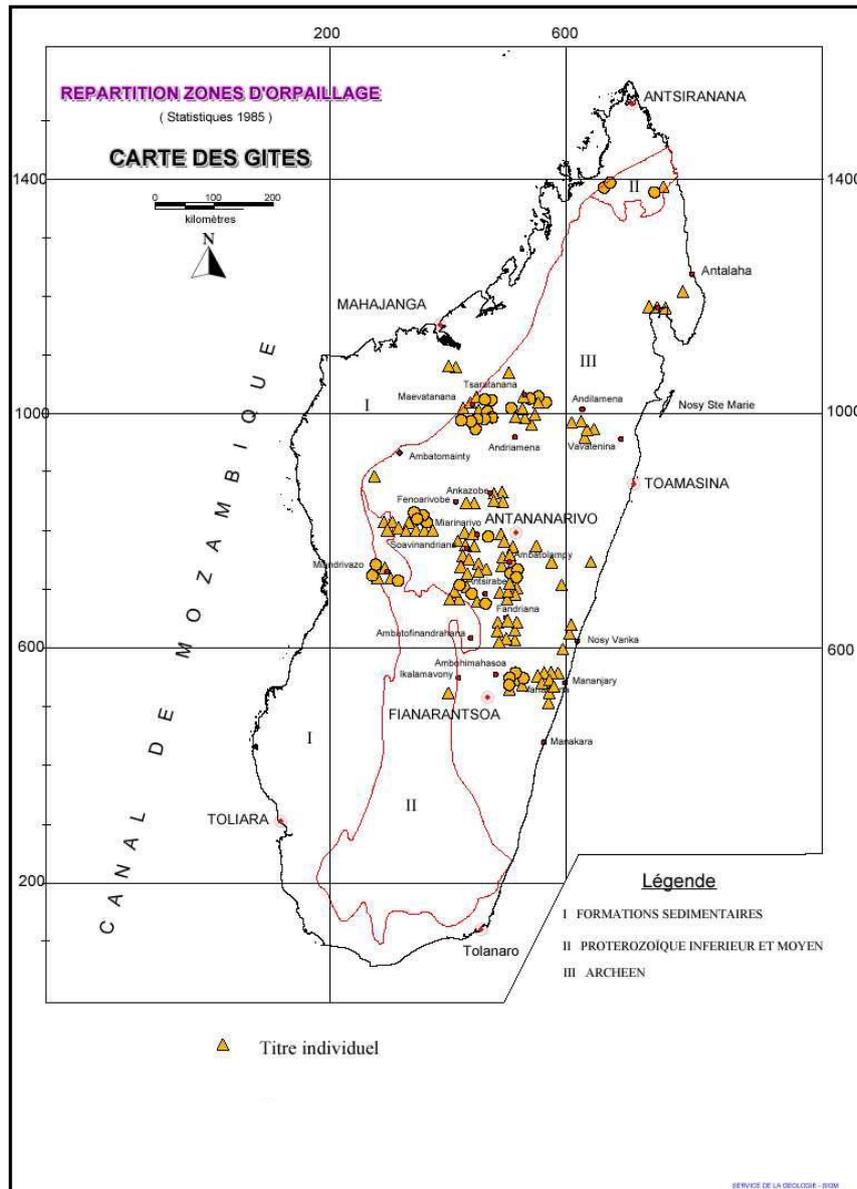


Figure 4: Répartition des zones d'orpailage connues à Madagascar (source : PGRM)

### I.2.3.1 Les principales régions aurifères de Madagascar

- Betsiaka (ou Andavakoera)

La région de Betsiaka dénommée aussi Andavakoera se trouve dans la zone de contact entre les schistes cristallins et les formations sédimentaires permotriasiques du Nord-Ouest de la grande île. Cette zone forme une dépression entre les massifs cristallins et la chaîne gréseuse de l'Andavakoera. La région renferme un champ de filons quartzo-barytiques encaissés dans les gneiss du socle et dans les grès de base du Permien, le long du contact socle – sédimentaire.

Production de 1906 à 1934 : 7 285,8 kg. (RAVELOJAONA, 2005)

Anciennes exploitations principales : Ranomafana et Bereziky (Gîtes primaires liés à la tectonique permo-triasique).

- Le Nord-Nord-Est (Vohémar-Antalaha)

Dans cette région, on observe des gisements alluvionnaires dérivant d'imprégnations diffuses dans le gneiss micaschisteux ou des micaschistes ; des gisements de type stockwerks dans un granite gneissique et un système de filons quartzeux aurifères encaissé dans des schistes.

- Nord-Est (Vavatenina)

Dans les zones aurifères de Vavatenina se distinguent par deux caractères généraux bien distincts qui sont :

- La prédominance des micaschistes à biotite constituant la matrice géologique régionale où sont intercalés en couches minces rares les amphibolites et les gneiss amphiboliques qui restent toujours subordonnés :
- Une imbibition très accentuée par le magma granitique sous-jacent. Cette imbibition se traduit par la présence de nombreux filonnets de pegmatites, très irréguliers et qui se ramifient dans la masse micashisteux et surtout par une injection lit par lit, extrêmement développé, parfois quartzique, mais le plus souvent feldspathique, qui aboutit à la transformation en gneiss francs de certains bancs particuliers, interstratifiées dans la masse.

- Tsaratanana

La région de tsaratanana, constituée surtout de schiste cristallins avec essentiellement des faciès micaschisteux, de nombreuses intrusions granitique et parfois gabbroïque, est largement aurifère. On y rencontre beaucoup de veines quartzieuses interstratifiées, dont quelques-unes avec des associations complexes (tourmaline, argent, plomb, bismuth, molybdène, cuivre) et de nombreux gîtes alluvionnaires le long des cours d'eau. Certains gisements sont riches en pépites. Les plus importants gisements alluvionnaires se trouvent à Masokoamena-Bekabija

- Maevatanana

Toute la région est constituée par des schistes cristallins à faciès micashisteux dominant. La migmatisation est parfois intense avec injection lit par lit et imprégnation transformant les micaschistes en gneiss. Des roches éruptives traversent les diorites quartzique, granite. Les

gisements originels de l'or seraient des bancs discontinus de quartzite à magnétite, des lentilles quartzieuses interstratifiées et des gneiss.

Production de 1901 à 1921 : 6 733 kg. (RAVELOJAONA, 2005)

- Le centre

Presque tous les gîtes connus sont encaissées dans la série gneissique silico-alumineuse archéenne d'Ambatolampy, sauf Itéa qui se situe dans la série schisto-quartzo-calcaire d'Ambatofinandrahana (protérozoïque moyen).

- Beforona

Dans cette région, la formation qu'on peut rencontrer c'est la formation métamorphique calco-Ferro-magnésienne de l'Alaotra d'âge Archéen avec des associations de roches basiques.

Production de 1901 à 1921 : 6 546 kg

- Vohilava-Ampasary

Dans cette terrain, constitue surtout des séries gneissique silico-alumineuses à lentilles ultrabasique des groupes archéens de l'Ampasary (formation Betampona) et de Vohilava (au contact du voisinage avec le granite de Befody et les orthogneiss dioritique de Masora, rapportés au soubassement Antongilien d'âge Catarchéen plus rarement à l'intérieur de ces derniers).

Production de 1901 à 1921 : 8 580 kg. (RAVELOJAONA, 2005)

- Andrarona

Un contact entre le granite Antongilien de Masoala et une série de schistes et quartzites se rencontre dans cette région. Les exploitations auront lieu aux alluvions anciennes.

Production de 1905 à 1920 : 276 kg.

- L'extrême Sud

L'exploitation de l'or s'y est limitée à la bordure occidentale de la pénéplaine Mahafaly où le métal précieux est très répandu mais en de faibles quantités. La vallée de Vohibory qui va su Vohibory à Andakato et les sables de la rivière Betany constituent les prospects aurifère de cette région. Il semble bien que l'or provienne du démantèlement des veines quartzieuses interstratifiées à l'instar de veines quartzieuses cuprifères du Vohibory sont également aurifères. (NRIANALY, 2012)

#### **I.2.4 L'or d'Andriamena**

Dans la région d'Andriamena, l'or se rencontre dans différentes formations.

Les alluvions récentes et les terrasses renferment des concentrations importantes mais irrégulières. L'or se trouve aussi au milieu de latérites, où il existe souvent une couche à galet alluvio-eluvionnaire fréquemment minéralisée.

Les filons hydrothermaux de quartz aurifère sont assez nombreux. Le plus intéressant est celui d'Ambohimpiaonana ce gisement est constitué de plusieurs filons interstratifiés de quartz aurifère à barytine avec minéraux accessoires : pyrite, chalcopryite, blende, bismuth, molybdénite. À Ambatomitsangana, à quelque kilomètres au sud de Tsaratanana, les orpailleurs ont exploité entièrement une veine lenticulaire de quartz aurifère avec pyrite, galène, tourmaline et barytine. À Ambolosikely, se trouve une veine de quartz avec des rognons de trémolite-actinote renferment chalcopryite, chalcosine, azurite, pyrite. À Andranganala, au sud-est de Betrandraka, a été signalé une veine quartzreuse aurifère de 25 à 50cm de puissance sur 400m de long avec tourmaline, rutile, molybdénite, pyrite, zircon. À Andravainafy, il existe aussi une veine de quartz aurifère à tourmaline, pyrite, chalcopryite, chalcosine, azurite, malachite, barytine. (PIERRE, G , 1995)

Aux épontes et surtout à la base de certains filons de quartz aurifère qui subsistent dans la latérite, il s'est produit parfois un enrichissement en or par lessivage.

Enfin, toutes les formations du socle renferment de l'or : amphibolite, quartzites, filons granitiques, .... Et leur désagrégation, leur lessivage qui ont donné en grande partie les concentrations dans les terrasses, couches à galets et aussi le sable noir. Ces gîtes primaires ne sont évidemment pas exploités mais parfois il existe entre la latérite et la roche saine une zone désagrégée très altérée.

En définitive, l'or a un double origine, hydrothermale pour les filons de quartz et en gîte d'imprégnation diffuse dans les formations du socle. Dans ce dernier cas, il semblerait qu'il ait un lien entre la migmatite et la granitisation des formations cristallophylliennes et la minéralisation aurifère ( RAMAROSON, 2016).

Dans cette région, l'emplacement des indices d'or connue se répartissent comme suit : 52.5% se trouvent dans le gneiss métatexitique à quartzite à magnétite, le 25% se trouvent dans le gneiss mésocrate granulitique, la formation métagabbros détient le 10% et 7.5%, 5% se trouvent respectivement dans la migmatite et de diatexite.

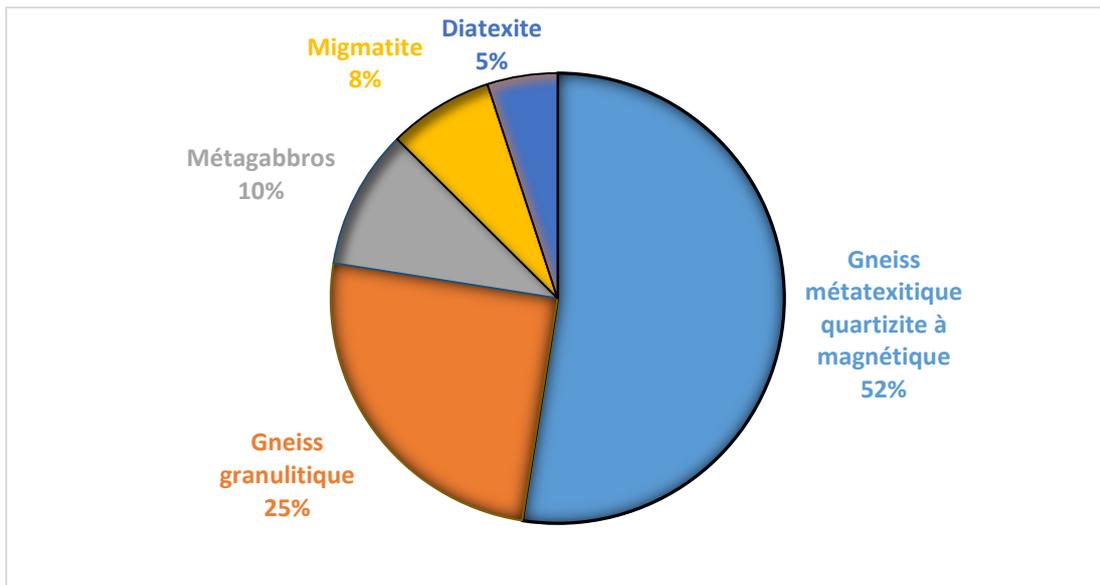


Figure 5: Les roches mères aurifères de la zone d'étude

Dans cette région, l'or se concentre dans la formation gneissique à quartzite à magnétite, gneiss granulitique, gabbroïque ; elle se concentre aussi dans la faille et dans la zone de forte altération de roche. Rappelons que l'or est diamagnétique c'est-à-dire, son intensité de magnétisation est nulle. Nous avons alors utilisé ici la méthode aéromagnétique de manière indirect pour chercher l'or. Pour y arrivé, on cherche les roches mères de l'or. Ces roches mères aurifères sont des roches qui possèdent des aimantations rémanentes fortes.

# CHAPITRE II : OUTILS DE TRAITEMENT DES DONNEES .

## II.1 LE CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

### II.1.1 Composante du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique observé sur terre est la résultante de deux champs magnétiques d'origines différentes : champ magnétique d'origine interne et le champ magnétique d'origine externe.

Le premier, qui représente plus de 97% du champ total observé (Le Mouél, 1976), est caractérisé principalement par une variation temporelle régulière et lente appelée variation séculaire. Elle se caractérise par une évolution lente et régulière mais elle peut aussi changer brusquement : on parle alors de saut de la variation séculaire ou secousse magnétique (V. Courtillot et al, 1978). La contribution du champ interne se traduit par la présence d'un champ quasi-statique d'origine profonde, appelé champ principal, lié aux courants électriques générés par le phénomène analogue à celui d'une dynamo dans le noyau terrestre fluide et d'un champ d'origine superficielle, appelé champ d'anomalie, dû à l'aimantation des roches du manteau supérieur et de la croûte terrestre.

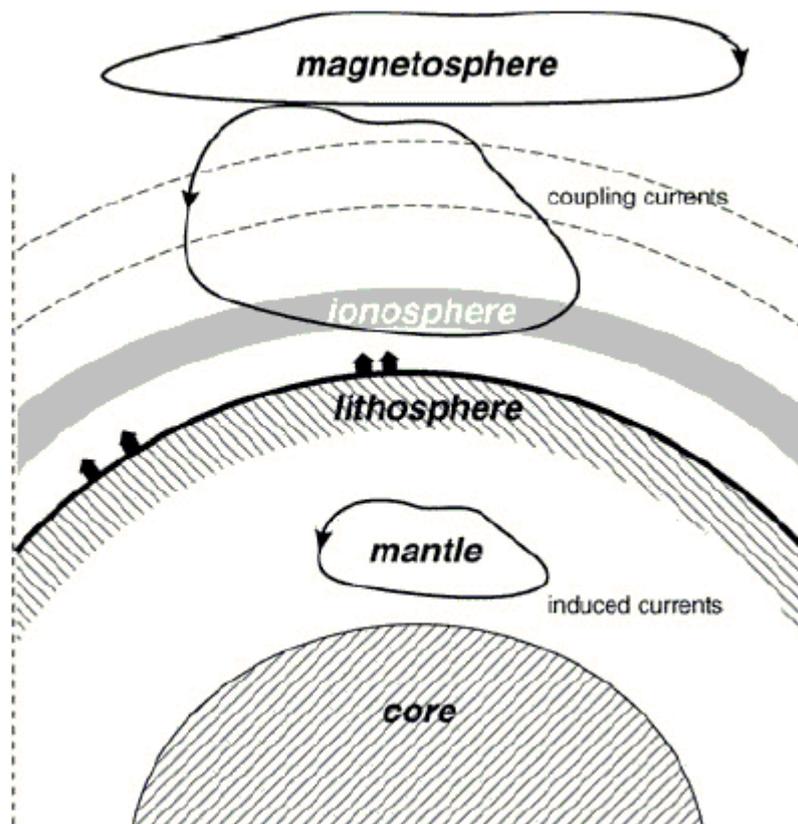


Figure 6: Schéma des différentes sources contribuant au champ géomagnétique  
(Source : ANDRIAMBAHOAKA, 2008)

La contribution du second champ, appelé champ transitoire, se traduit par des variations temporelles rapides, dues aux courants électriques circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère et leurs contre-réactions induites dans la lithosphère et le manteau conducteurs.

### II.1.2 Représentation analytique du champ géomagnétique

Par convention, le champ géomagnétique en un point O donné est représenté dans le repère géographique et caractérisé par ses composantes X (Nord), Y (Est), Z (verticale, comptée positivement vers le bas), H (horizontale) et les angles D (déclinaison magnétique, comptée positivement vers l'Est) et I (inclinaison magnétique, comptée positivement vers le bas).

L'intensité du champ total est notée F, D, I et F sont généralement obtenues à l'aide des mesures absolues directes. Les autres composantes sont déterminées en utilisant les relations ci-dessous:

$$H = F \cos I \quad (1) \qquad X = F \cos I \cos D \quad (2)$$

$$Y = F \cos I \sin D \quad (3) \qquad Z = F \sin I \quad (4)$$

Pour décrire le champ magnétique principal, une modélisation mathématique synthétique du champ, basée sur l'observation, a été élaborée par Gauss (1838) qui a utilisé le développement en harmoniques sphériques.

Dans un milieu dépourvu de source, on montre que le champ dérive d'un potentiel scalaire :

$$B = -\text{grad}U \quad (5)$$

Et que ce potentiel vérifie l'équation de Laplace

$$\nabla^2 U = \Delta U = 0 \quad (6)$$

Et par conséquent le potentiel est harmonique.

Dans le système des coordonnées sphériques, le potentiel s'exprime sous la forme (KONO, 2015):

$$U(r, \theta, \varphi, t) = \underbrace{a \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{a}\right)^n [g_n^m(t) \cos m \varphi + s_n^m(t) \sin m \varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{Champ magnétique d'origine externe}} \quad (7)$$

$$+ \underbrace{a \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t) \cos m \varphi + h_n^m(t) \sin m \varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{Champ magnétique d'origine interne}}$$

$(r, \theta, \varphi)$  sont les coordonnées sphériques.

$t$  : le temps

$a$  : le rayon moyen de la terre ( $a=6371.2\text{km}$ )

$n, m$  représentent respectivement le degré et l'ordre du développement.

$g_n^m, h_n^m$  : les coefficients de Gauss internes.

$q_n^m, s_n^m$  : les coefficients de Gauss externes.

L'expression du polynôme de Legendre est donnée par :

$$P_n^m(\cos\theta) = \frac{(-1)^m}{2^n n!} (1 - \cos^2\theta)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{n+m}}{d^{n+m}(\cos\theta)} (\cos^2\theta - 1)^n \quad (8)$$

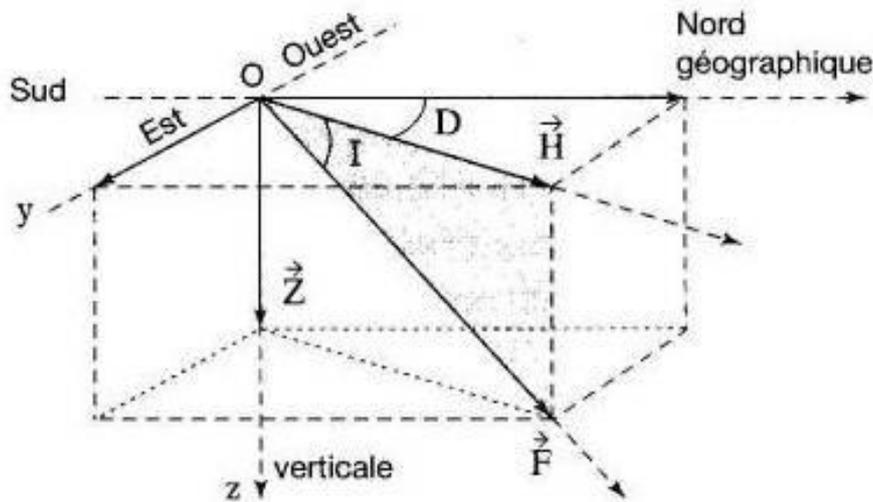


Figure 7: Les éléments du champ magnétique terrestre (source : google)

## II.2 PROSPECTION AÉROMAGNÉTIQUE

### II.2.1 Acquisition des données

Pour la prospection aéromagnétique, la Société Fugro a utilisé un avion de type Cessna 404, équipé de 3 magnétomètres à pompage optique de marque Scintrex CS-2, de précision 0.005nT, en configuration gradiométrique. Ce système permet de calculer le vecteur horizontal du gradient magnétique à partir de mesure des gradients magnétique longitudinal et transversal. Ces vecteurs permettent à son tour d'interpoler avec plus de précision les valeurs du champ magnétique entre les lignes de vol. (RALAIARISOA, 2006)

Un système de compensation automatique appelé AADC (Automatic Aeromagnetic Digital Compensator) permet d'extraire l'effet du champ magnétique de l'aéronef.

### II.2.2 Document de base

Les données de base de notre étude sont des données issues de campagnes aéromagnétique de Fugro. Ils s'agissent des données des champs magnétiques total corrigées mesuré par leur magnétomètre. Ces données sont représentées sous forme du tableau (tableau 2), d'extension « .gbd », que l'on peut ouvrir avec le logiciel Geosoft oasis montaj

(RALAIARISOA, 2006). Nous avons représenté ces données sous forme de carte afin de faciliter la lecture.

Les données des champs magnétiques total que nous utiliserons sont des données prétraitées. Les traitements restent à faire sont les traitements qui nous permet d'extraire l'anomalie magnétique. Le traitement et l'interprétation de ces anomalies avec les géologies régionales (figure 3) nous conduirons aux zones favorables en or.

### II.2.3 Présentation des données

Les données que nous avons utilisées sont les données de PGRM récoltées lors de campagne aéromagnétique de Fugro, dans les failles OPQ43. L'altitude moyenne de vol durant cette prospection est de 850m, la distance entre le travers est 500m et la distance entre les 2 lignes de contrôle est de 5km. La date de prospection sur la faille OP43 été la même, le 02 mai 2004, celle du Q43 été le 26 mai 2004. Après avoir fait toutes les corrections nécessaires sur ces données telles que la correction diurne et la réduction de données à la même époque de 22 Aout 2016 par rapport à l'observatoire magnétique d'Antananarivo, nous avons traité les données avec la logiciel Geosoft Oasis Montaj et ArcGis.

Durant cette étude, nous avons aussi utilisé les données sur l'emplacement des indices d'or de BD500 de FTM, et aussi des données géologiques (figure 3).

Voici quelques extraits de nos données :

DATE	DIURNAL (nT)	GPS_HEIGHT T (m)	IGRF_CORRECTED_MAGNETIC S (nT)	LEVELLED_MAGNETIC S (nT)	X LABORE (m)	Y LABODE (m)
02/05/2004	33536,931	900,5	256,666164	33738,555	498365,48	943568,29
02/05/2004	33536,931	900,4	257,151258	33739,063	498373,08	943568,47
02/05/2004	33536,931	900,29	257,607173	33739,542	498380,68	943568,64
02/05/2004	33536,931	900,19	258,033629	33739,991	498388,28	943568,82
02/05/2004	33536,931	900,08	258,429953	33740,41	498395,87	943569
02/05/2004	33536,931	899,99	258,796282	33740,799	498403,5	943569,1
02/05/2004	33536,931	899,89	259,133358	33741,159	498411,13	943569,21

Tableau 2: Extrait des données utilisées

## II.3 TRAITEMENT DES DONNÉES

### II.3.1 Réduction des mesures à la même époque

La durée des levées magnétique est parfois longue et dure plusieurs jours. Les valeurs de champ magnétique mesuré n'est valable qu'au moment de mesure, donc il faut faire appel aux valeurs moyennes, réduite à une date fixe, c'est la réduction.

Les hypothèses de réduction sont basées sur l'uniformité de la variation transitoire et l'identité de la variation séculaire.

Le champ transitoire est la superposition d'origine externe et du champ induit. La variation est uniforme sur une zone d'extension comparable au dimension caractéristiques du phénomène d'induction.(Mouël, 1976). Cette hypothèse est simplifiée comme suit :

$$\bar{B}(S,t) - \langle \bar{B}(S,t) \rangle = \bar{B}(O,t) - \langle \bar{B}(O,t) \rangle \quad (9)$$

$\bar{B}(X,t)$  et  $\langle \bar{B}(X,t) \rangle$  représentant respectivement le champ instantané et le champ moyen vu de la station de mesure ( $X=S$ ) ou de l'Observatoire ( $X=O$ ).

Les valeurs moyennes des stations de mesures à une date quelconque de l'année sont rapportées à la date de réduction en supposant que la variation séculaire reste identique à celle de l'Observatoire. Cette hypothèse se traduit par la relation vectorielle suivante :

$$\langle \bar{B}(S,t_0) \rangle - \langle \bar{B}(S,t) \rangle = \langle \bar{B}(O,t_0) \rangle - \langle \bar{B}(O,t) \rangle \quad (10)$$

$\langle \bar{B}(S,t_0) \rangle$  et  $\langle \bar{B}(S,t) \rangle$  représentent respectivement les champ moyens aux époques  $t_0$  et  $t$  à la station de mesure. (ANDRIAMBAHOAKA, 2009)

Les données que nous utilisons sont des données collectées dans différente jours. Les données PQ43 sont collectées le 27 mai 2004, tandis que O43 le 02 mai 2004.

L'opération de réduction des mesures a pour but d'éliminer les effets des variations temporelles du champ mesuré sur l'ensemble des stations. Les mesures deviennent alors comparables les unes aux autres. Les enregistrements de l'observatoire magnétique d'Antananarivo ont servi pour déterminer les variations journalières et annuelles du champ magnétique.

L'ensemble des valeurs a été réduit 22 mai 2016. La valeur moyenne de champ total observé à l'observatoire cette date est de 33374 nT. Lorsque les données sont réduites à la même époque, on peut calculer l'anomalie magnétique.

### II.3.2 Anomalies magnétiques

La partie supérieure de la croûte terrestre est caractérisée par son hétérogénéité, qui se traduit par des variations dans les propriétés physique des roches : principalement la densité, la susceptibilité magnétique,...( RATSIMBAZAFY, 1995).

En géophysique, on définit l'anomalie magnétique comme étant la différence entre la mesure de l'intensité du champ magnétique terrestre et l'intensité d'un modelé (IGRF). Il ne s'agit donc pas d'une différence vectorielle mais d'une différence scalaire (Mustapha, 2008)

Soit  $B_T$  le vecteur du champ magnétique en un point P et  $B_{nor}$  représente le vecteur champ normal ou régional. Après la suppression de champ d'origine externe (après correction diurne), l'anomalie A magnétique du champ est donnée par (Groune, 2009) :

$$A = |\vec{B}_T| - |\vec{B}_{nor}| \quad (11)$$

Si on désigne  $B_a$  le vecteur champ anomal dû à une source perturbante, alors on aura la relation suivante :

$$\vec{B}_a = \vec{B}_T - \vec{B}_{nor} \quad (12)$$

On remarque que l'anomalie du champ total  $B_a$  n'est pas égale à l'intensité du champ anomal :

$$|\vec{A}| \neq |\vec{B}_a|$$

Afin de pouvoir faire les approximations nécessaires pour obtenir  $|\vec{A}|$ , on prend en considération les hypothèses suivantes :

- l'intensité du champ anomal est petite devant celle du champ normal :
- le vecteur champ normal doit admettre une direction approximativement fixe dans le domaine d'étude :

$$|\vec{B}_{nor}| \gg |\vec{B}_a| \quad (\text{cette condition est généralement vérifiée pour les anomalies crustales})$$

$$A_b = |\vec{B}_T| - |\vec{B}_{nor}| \approx \vec{B}_a \cdot \vec{p} \quad (13)$$

Où  $\vec{p}$  est la direction principal de  $\vec{B}_{nor}$

$\vec{B}_a$  est un champ de gradient, cela signifie qu'il existe une fonction potentiel scalaire  $\Omega$  telle que :  $\vec{B}_a = -\text{grad}\Omega$  (17)

$$\text{Alors } A_b = -\frac{\partial\Omega}{\partial P} \quad \text{d'où } A_b = -\left(\alpha \frac{\partial\Omega}{\partial x} + \beta \frac{\partial\Omega}{\partial y} + \gamma \frac{\partial\Omega}{\partial z}\right) \quad (14)$$

### II.3.3 Le champ IGRF

Le champ magnétique de référence international (International Geomagnetic Reference Field) est une représentation mathématique du champ géomagnétique adoptée par la communauté scientifique internationale.

Comme notre zone d'étude est assez petite, nous avons utilisé la valeur moyenne de l'IGRF à la place du champ théorique (RASOLOMANANA et al, 2010). Les valeurs de champ IGRF sont téléchargeables dans plusieurs sites. Durant notre étude, nous avons téléchargé son valeur dans le site du NOAA <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf#igrfwmm>

L'anomalie magnétique est obtenue à partir de soustraction entre le champ total réduite à la même époque et la valeur moyenne du champ IGRF dans la zone d'étude qui est égale à 33717nT.

### II.3.4 Transformation des anomalies magnétiques

Les anomalies brutes sont générées par la superposition des effets causés par divers sources de différentes dimensions et situés à des profondeurs variables, par conséquent, il est difficile de distinguer, d'isoler d'analyser séparément ces effets (CHETIOUI, 2016)

À cause de l'inclinaison magnétique, le champ magnétique résiduel ne se place pas correctement à sa place. Pour replacer les anomalies magnétiques à l'aplomb de ses sources, il faut utiliser l'opérateur de réduction au pôle.

L'interprétation de champ magnétique résiduelle comporte deux étapes : l'étape qualitative et l'étape quantitative.

L'interprétation qualitative vise à améliorer le signal, c'est-à-dire l'opérateur employé rend les anomalies plus claires. Dans cette étape, l'opérateur de gradient sera utilisé. Dans l'interprétation quantitative, le but est de localiser le sommet, l'extension latérale et la profondeur des cibles. Dans cette étape, nous utilisons l'opérateur de signal analytique et la déconvolution d'Euler.

Les différentes cartes que l'on peut obtenir sont : la carte d'anomalie magnétique, la carte réduite au pôle, la carte du gradient vertical. Elles ont la propriété de focaliser les anomalies autour des corps perturbateurs et d'atténuer les effets régionaux du champ. La carte du signal analytique et la carte de la déconvolution d'Euler nous permettent de focaliser le sommet des sources des anomalies magnétiques existantes, leurs extensions horizontales et ses profondeurs.

La base des transformations repose sur le champ magnétique total corrigé, c'est-à-dire que la carte du champ d'anomalie magnétique réduite au pôle est calculée à partir du champ magnétique total, tandis que les autres cartes : gradients, signal analytique et la déconvolution d'Euler sont calculées à partir du champ résiduel réduit au pôle. (ANDRIAMANAOSOA, 2014)

### II.3.4.1 Organigramme de transformation de la carte d'anomalie

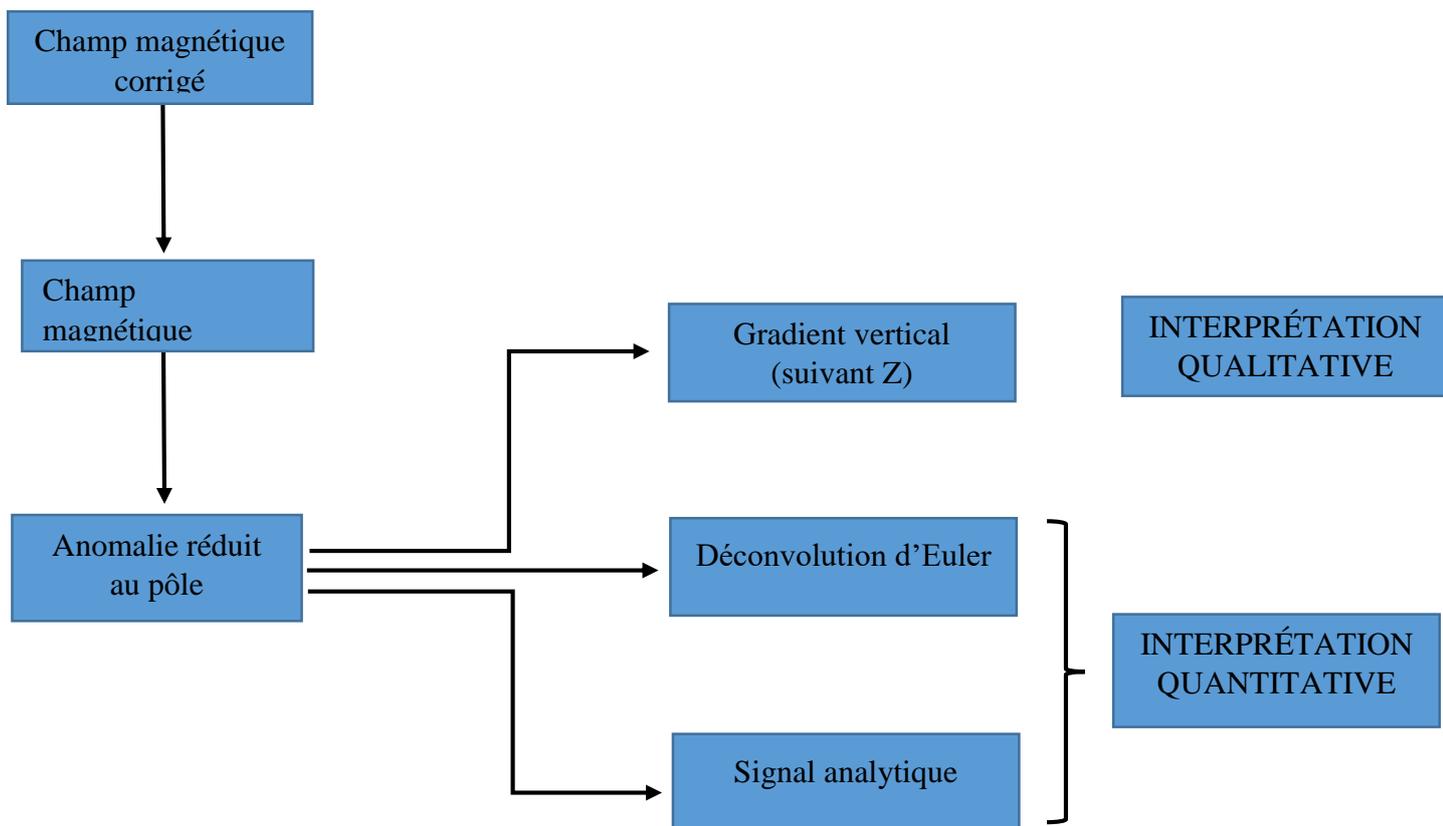


Figure 8: Organigramme de traitement des données

### II.3.4.2 Réduction au pôle

Contrairement au champ d'attraction gravitationnel, qui est vertical et toujours dirigé vers le bas, le vecteur champ aimantation et le vecteur champ inducteur sont généralement inclinés, causant une asymétrie dans l'allure des anomalies. Cette circonstance n'est pas observée dans la région du pôle magnétique où le champ magnétique est vertical et se comporte comme le champ gravimétrique. (Groune, 2009)

Pour repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources qui les causent, une transformation dite « réduction au pôle » a été introduit, qui consiste à calculer des pseudo-

anomalies qui seraient dans la région du pôle magnétique (vecteur champ aimantation et vecteur champ inducteur verticaux). La carte des pseudo-anomalies est dite carte réduite au pôle (Baranov et Naudy, 1964). La réduction au pôle est une opération qui consiste à transformer en un lieu donné, toutes les anomalies observées en celles observées si le champ est vertical dans la zone d'étude, cela simplifie la modélisation. La transformée de Fourier de la formule de la réduction au pôle est donnée par la relation

$$CAM_{rp} = \frac{A(u, v)}{[\sin(I) + i \cos(D + \theta)]^2} \quad (15)$$

$A(u, v)$  : intensité de l'anomalie dans les fréquence  $(u, v)$

$I$  : inclinaison magnétique

$D$  : déclinaison magnétique

$\theta$  : phase  $\left( \theta = \tan^{-1} \left( \frac{v}{u} \right) \right)$

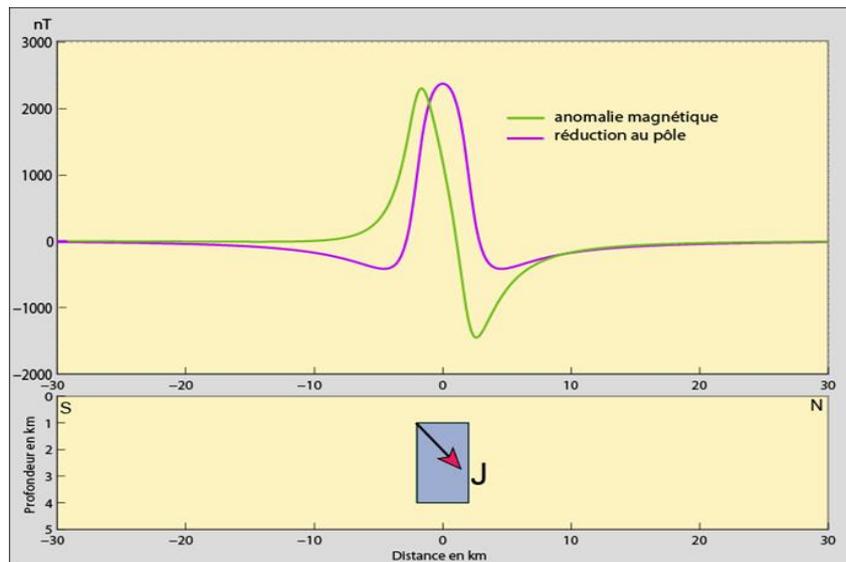


Figure 9: Illustration de réduction au pôle (source : M. Munsch, 2014)

### II.3.4.3 Les gradients

Les filtres des dérivations amplifient l'effet des sources superficielles en atténuant l'effet des celles profondes, focalisent, individualisent les anomalies et permettent de cerner davantage des limites géométrique du corps.

On définit l'opérateur de dérivation oblique  $OD_n$  dans une direction quelconque sous la forme :

$$OD_n = i(\alpha k_x + \beta k_y + \gamma |k|) \quad (16)$$

$$\vec{n} = \alpha \vec{x} + \beta \vec{y} + \gamma \vec{z} \quad (17)$$

Avec :

$\vec{x}$  est le vecteur unitaire dirigé vers le Nord,  $\vec{y}$  vers l'Est et  $\vec{z}$  vers le bas.

On pose :

$$\rho = \frac{\sqrt{k_x^2 + k_y^2}}{2\pi} = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (18)$$

Alors,

$$OD_n = 2\pi(i(\alpha u + \beta v) + \gamma \rho) \quad (19)$$

Par combinaison linéaire avec les dérivées horizontales  $OD_x$  et  $OD_y$  et la dérivée verticale  $OD_z$

$$\text{on trouve : } OD_n = OD_x + OD_y + OD_z \quad (20)$$

La dérivée horizontal-X : permet la mise en évidence des contacts lithologiques de direction Nord-Sud :

$$OD_x = i\alpha k_x \quad (21)$$

La dérivée horizontal-Y : permet la mise en évidence des contacts lithologiques de direction

$$\text{Est-Ouest : } OD_y = i\beta k_y \quad (22)$$

La dérivée vertical-Z : ce filtre est utilisé pour amplifier les courtes longueurs d'onde et individualise les corps :

$$OD_z = i\gamma |k| \quad (23)$$

#### II.3.4.4 Le signal analytique

La méthode du signal analytique utilise l'amplitude du signal analytique calculée à partir des profils magnétiques pour déterminer les profondeurs et les coordonnées des sources magnétiques. Le signal analytique est considéré comme étant « un champ complexe dérivant d'un potentiel complexe ». Les parties réelle et imaginaire de cette fonction sont respectivement la dérivée horizontale et la dérivée verticale de l'anomalie (Naghbian, 1972 et 1984). Contrairement aux autres techniques d'interprétation, cette méthode n'exige pas pour autant la

connaissance des paramètres de la source et ceux du champ magnétique ambiant. Elle constitue donc un outil efficace pour l'interprétation préliminaire des données aéromagnétiques.

En 1972, Nabighian a démontré que le signal analytique admet un pôle positif au-dessus d'une source linéaire mince. L'amplitude du signal analytique est alors une fonction symétrique, dont le maximum se situe à l'aplomb de la source. La demi-largeur du maximum a été utilisée pour estimer la profondeur de la source. En 1984, le même auteur a établi la relation entre la dérivée horizontale et la dérivée verticale pour le cas à 3D en utilisant la propriété fondamentale de la transformée de Hilbert. Plus tard, en 1992 Roest et al. ont montré qu'il est possible d'appliquer cette méthode dans le cas des structures à 3D et ont défini l'amplitude du signal analytique comme étant « la racine carrée de la somme des carrés des deux dérivées horizontale et verticale » d'une anomalie magnétique à 3D. Ils ont montré que les maxima de l'amplitude du signal analytique, comme dans le cas à 2D, se localisent au-dessus des contacts présentant un contraste d'aimantation. L'autre avantage que présente l'interprétation par le signal analytique est que l'allure de la courbe de l'amplitude s'avère indépendante de la direction du vecteur aimantation et celle du vecteur champ inducteur. Elle est également indépendante du pendage des contacts à contraste magnétique. Par conséquent, les profondeurs des sources peuvent être estimées sans forcément connaître les propriétés magnétiques et géométriques des sources (Roest et al., 1992).

Son expression est donné par :

$$\vec{S}_A(x, y) = \frac{\partial M}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial M}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial M}{\partial z} \vec{k} \quad (24)$$

Où  $\vec{i}$ ,  $\vec{j}$ ,  $\vec{k}$  : sont les vecteurs unitaires suivant respectivement les directions x, y, z et M est l'intensité de l'anomalie magnétique.

L'amplitude du signal analytique est définie par l'expression suivante

$$|\vec{S}_A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (25)$$

Avec :

M : valeur du champ dans la grille

$\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)$  : première dérivée horizontale avec azimuth égal à 0°

$\left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)$  : première dérivée horizontale avec azimuth égal à 90°       $\left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)$  : première dérivée vertical

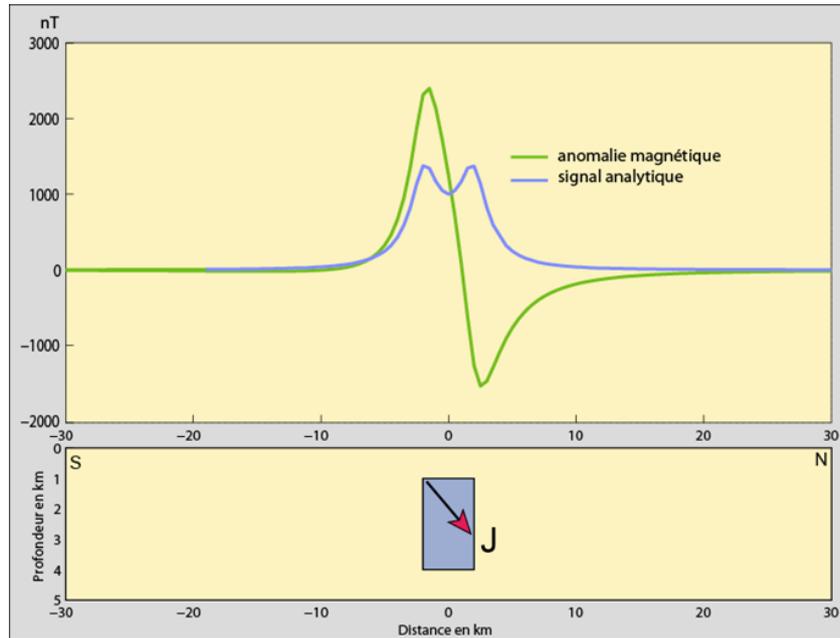


Figure 10: Illustration de signal analytique (source : M. Munsch, 2014)

### II.3.4.5 La déconvolution d'Euler

En 1965, Hood était le premier à appliquer l'équation d'homogénéité d'Euler dans le cas des données magnétiques. Plus tard, Thomson (1982) a introduit l'indice structural (l'opposé du degré) comme paramètre pour caractériser les sources et a développé une technique automatisée pour l'estimation des profondeurs des sources et leurs localisations à partir des profils magnétiques. Barongo (1984) utilisa cette même technique pour identifier le type de source. Plus tard, l'application de la déconvolution d'Euler a été étendue à des sources à 3D par Reid et al, (1990) qui ont introduit le concept de l'indice structural nul et qui, dans leurs conclusions ont préconisé l'application de cette technique pour l'interprétation rapide de grands volumes des données magnétiques.

La déconvolution Eulerienne permet donc de localiser les positions et d'estimer les profondeurs des sources responsables des anomalies observées. Elle est donnée par la relation d'homogénéité d'Euler, selon Thomson (1982):

$$(x-x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = -N \quad (26)$$

Où T représente l'intensité du champ d'anomalie magnétique et N l'indice structurale de la source.

Le choix de l'indice structural semble très important, cet indice structural peut prendre des valeurs qui varient de 0 et 3 et correspondent à des nombres entiers pour certaines structures simples. Ainsi, pour  $N=1$ , il correspond à des filons minces, dykes et des failles à faible rejet vertical et pour  $N=0$ , il correspond à des failles à grand rejet et  $N = 0.5$  pour les cas intermédiaires.

### II.3.5 Méthode de cartographie de données

Pour visualiser les données, il faut les cartographier. Après chaque application d'opérateur, le logiciel représente toujours les résultats sous forme de carte. Le traitement des données est basé sur la méthode d'interpolation spatiale.

Il existe plusieurs méthodes d'interpolation spatiale : la méthode bidirectionnelle, la méthode de triangulation, la méthode « minimum curvature » et la méthode de Krigeage.

La méthode bidirectionnelle consiste à interpoler les données obtenues à partir des profils parallèles. La méthode « tinning » ou triangulation repose sur la division du champ en triangle disjoints, dont les sommets sont les points de mesure, puis à interpoler à l'intérieur de chaque triangle. La méthode de « minimum curvature », est utilisée dans le cas de données collectées sur une maille régulière (rectangulaire ou carrée). Enfin la méthode géostatistique ou méthode de Krigeage est une méthode standard qui est adaptée à toute sorte des données récoltées sur une maille régulière ou sur maille irrégulière. Pendant nos études, nous avons utilisé cette méthode.

La méthode statistique par Krigeage détermine une valeur à chaque nœud de grille basé sur les données brutes. Il calcule un variogramme des données, qui montrent la corrélation des données en fonction de la distance, et utilise un modèle d'estimation pour les valeurs de données aux nœuds de la grille. (Wilfried, 2006)

# CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Les résultats obtenues après nos différents études sont présentées par les figures 11,12,13,14,15,16,17,18, et 19. Elles montrent les distributions spatiales des anomalies, et leurs transformations, et aussi les emplacements des indices d'or dans la région.

L'anomalie magnétique est présentée dans la figure 11, l'anomalie réduite au pôle dans la figure 12, l'anomalie réduite au pôle superposée à la géologie dans la figure 13. La figure 14 et la figure 15 représentent respectivement la carte de gradient vertical et son superposition avec la géologie. Ces cartes ont été obtenues à partir de l'application de l'opérateur de dérivation à l'anomalie magnétique réduite au pôle. La figure 16 nous montre la carte de signal analytique. Cette carte est superposée à la géologie dans la figure 17 et est obtenue à partir de la carte d'anomalie réduite au pôle par l'application de l'opérateur de signal analytique. Dans la figure 18, nous évoquons la carte de déconvolution d'Euler qui est obtenue à partir de la carte d'anomalie réduite au pôle. Finalement, la figure 19 nous indique la carte de synthèse de zone favorable à la présence de l'or.

### III.1 Carte d'anomalies magnétiques

La carte des anomalies magnétiques de la zone d'étude présente de nombreuses anomalies : linéaires (au Nord et au centre), plus ou moins circulaires ou à la limite elliptique à l'Ouest, au Sud et à l'Est.

Ces anomalies magnétiques se traduisent par une variation de de 157nT à 928 nT, le plus faibles sont des anomalies négatifs, colorées en bleu foncé et les plus fortes en violet sur la figure 11. On peut classer la zone en 3 classes : les zones de faible anomalie, les zones de moyenne anomalie, et les zones de forte anomalie.

Les anomalies forte, des valeurs comprises entre 340nT à 928nT, colorée en rouge et violet sur la figure sont situées dans le centre de zone d'étude au nord et au sud d'Andravainaho. Ses formes sont plus ou moins elliptiques. Ces anomalies sont associées aux métagabbros et au diatexite. Nous avons observé aussi une forte anomalie au nord de Keliloha, à l'Est de zone, de Sahevo et prolonge jusqu'au nord. Au sud-Est d'Ambatolampy, au sud d'Ambatomainty les anomalies sont également fortes.

Les anomalies moyennes d'intensité 10nT à 340nT sont trouvées dans l'axe Ampandranana-Ambohimirina, à Telomita, et l'ouest de Telomita. Ces anomalies sont colorées en bleu claire, vert et jaune sur la figure. Elles sont également observées dans le nord-ouest est de la zone d'étude, ses formes générales sont filoniennes. Par rapport à la géologie, les anomalies moyennes sont associées principalement au gneiss amphybolitique migmatitique, gneiss à quartzite à magnétite et aussi de granite.

Les anomalies magnétiques faibles, de valeur négatives comprises entre  $-157\text{nT}$  à  $1\text{nT}$ , correspondent essentiellement au gneiss mésocrate granulitique et de quartzite à magnétite.

Elles se situent à Ambatomandondona, à l'Est de Betanatanana, à l'ouest d'Andravainafa et aussi dans le sud-est de Telomita. Elles sont colorées en bleu foncées dans la carte (figure 11).

Les anomalies magnétiques présentées sur la figure 11 présentent une sorte d'illusion. À cause d'inclinaison et la déclinaison magnétique, les anomalies ne posent pas à l'aplomb de ces sources. Pour bien traiter et bien interpréter ces anomalies, il est nécessaire de faire une rectification.

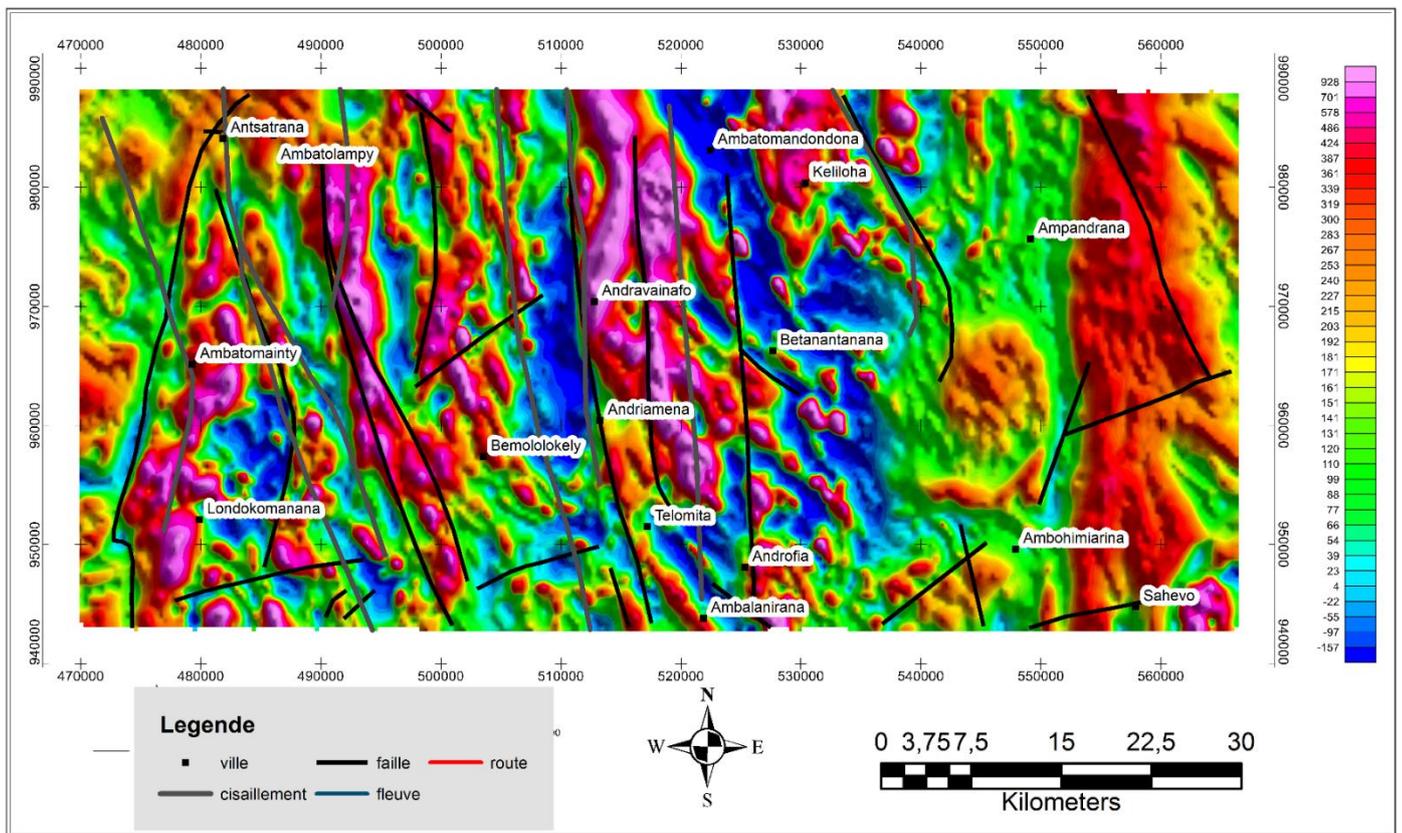


Figure 5: Carte d'anomalies magnétiques résiduelle

### III.2 Carte d'anomalies réduite au pôle

Pour mettre l'anomalie magnétique à l'aplomb de son source, on utilise l'opérateur de réduction au pôle. C'est un opérateur qui permet de corriger l'effet de l'inclinaison et la déclinaison magnétique. Pour son calcul, nous avons pris pour inclinaison  $I = -51^\circ$  et de déclinaison  $D = -13^\circ$ , ces valeurs correspondent au centre de la zone d'étude.

La carte de réduction au pôle se caractérise par le fait que les roches, sources des aimantations, se placent exactement à l'aplomb des bandes d'anomalies magnétiques observées. L'effet de cet opérateur est le petit déplacement des anomalies positives vers le Sud-

Est et la petite augmentation d'intensité d'anomalie. Ce déplacement est causé par le champ induit présent dans la roche. Les anomalies restent dans leur place sont d'anomalie dont l'aimantation est rémanente. Ces anomalies sont importantes car, la roche mère de l'or possède une aimantation est d'origine rémanente important, que nous pouvons facilement remarquer après l'application de cet opérateur.

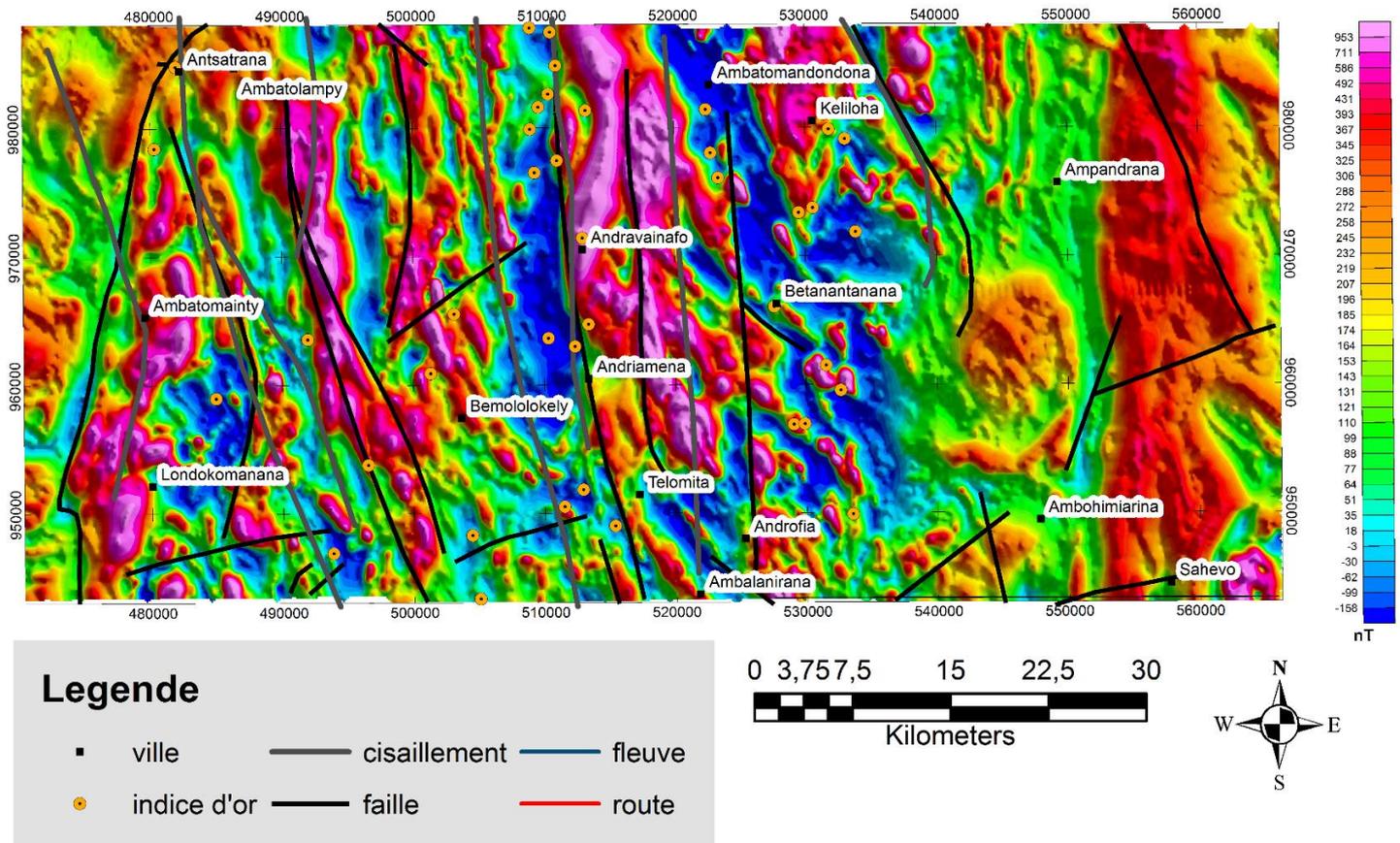


Figure 6: Carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle

La carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle obtenue est sensiblement semblable à la carte du champ d'anomalie magnétique mais les pôles d'anomalies sont déplacés légèrement vers le Sud et Sud-est avec des légères augmentations et diminutions de la valeur du champ magnétique elles varient de -158nT à 953nT. On observe toujours sur la carte les directions et les formes des anomalies présent sur la figure 11. Simplement, les contours du champ d'anomalie deviennent plus nets par rapport à la carte du champ d'anomalie magnétique.

L'interprétation de cette carte est presque la même qu'auparavant. On remarque que la réponse magnétique de roche dans la région est en corrélation de avec la géologie. On peut ranger les anomalies sur cette carte en 3 classes suivant les gammes de valeurs des anomalies. On peut

prendre en première classe les zones magnétiquement faibles de valeurs  $[-158\text{nT}, 1\text{nT}]$ , qui sont colorées en bleu foncé sur la carte, essentiellement associées au gneiss mésocrate granulitique. Ces anomalies sont orientées de NNW-SSW, et se présentent sous forme allongée de plusieurs dizaines de mètres.

La deuxième classe est constituée par les zones colorées en bleu clair, vert et jaune. Elles sont moyennement magnétiques avec des valeurs comprises entre  $2\text{nT}$  et  $550\text{nT}$  et sont associées principalement à la formation mafique, très sensible à l'altération gabbroïque et gneissique, aussi de diatexitique. Dans la partie Est de la zone, ces anomalies commencent leur apparitions dans la localité de Sahaevo au Sud et prolongent jusqu'au Nord. Dans la partie Sud, elles se présentent comme un filon lenticulaire de forme ovale. Elles peuvent être considérées comme une altération des roches mères fortement magnétiques en tenant compte la géologie de la zone d'étude. C'est pourquoi, on trouve les indices d'or se concentrant surtout dans ces zones, ainsi on peut y déterminer d'autres nouveaux gisements.

La troisième classe est caractérisée par la forte anomalie magnétique, de valeur comprises entre  $550\text{nT}$  à  $953\text{nT}$  et coloré en rouge en rose et en violet. Nous avons observé la présence de cinq zones à forte anomalie, à l'Ouest à Londokomanga de forme filonienne et de direction NNE-SSW, au centre à Bemololokely, de même forme que celle de Londokomanga et de direction NNW-SSE, à Andravainafa de forme filonienne et de direction NNE-SSE, mais plus importante que les autres anomalies, au Nord à Ambatomandondona de forme lenticulaire de taille assez moyen grande que les autres, à l'Est de forme allongées et de taille importante.

Les anomalies associées aux zones favorable à la minéralisation aurifère sont les anomalies dûes au champ rémanent dans la formation gneissique et gabbroïque (roche mère de l'or). Ces zones favorables seront situées dans les zones qui ne s'est déplacées pas après l'application de l'opérateur de réduction au pôle. La délimitation des zones susceptibles d'apporter l'or doit tenir compte les informations que nous vient d'évoquer.

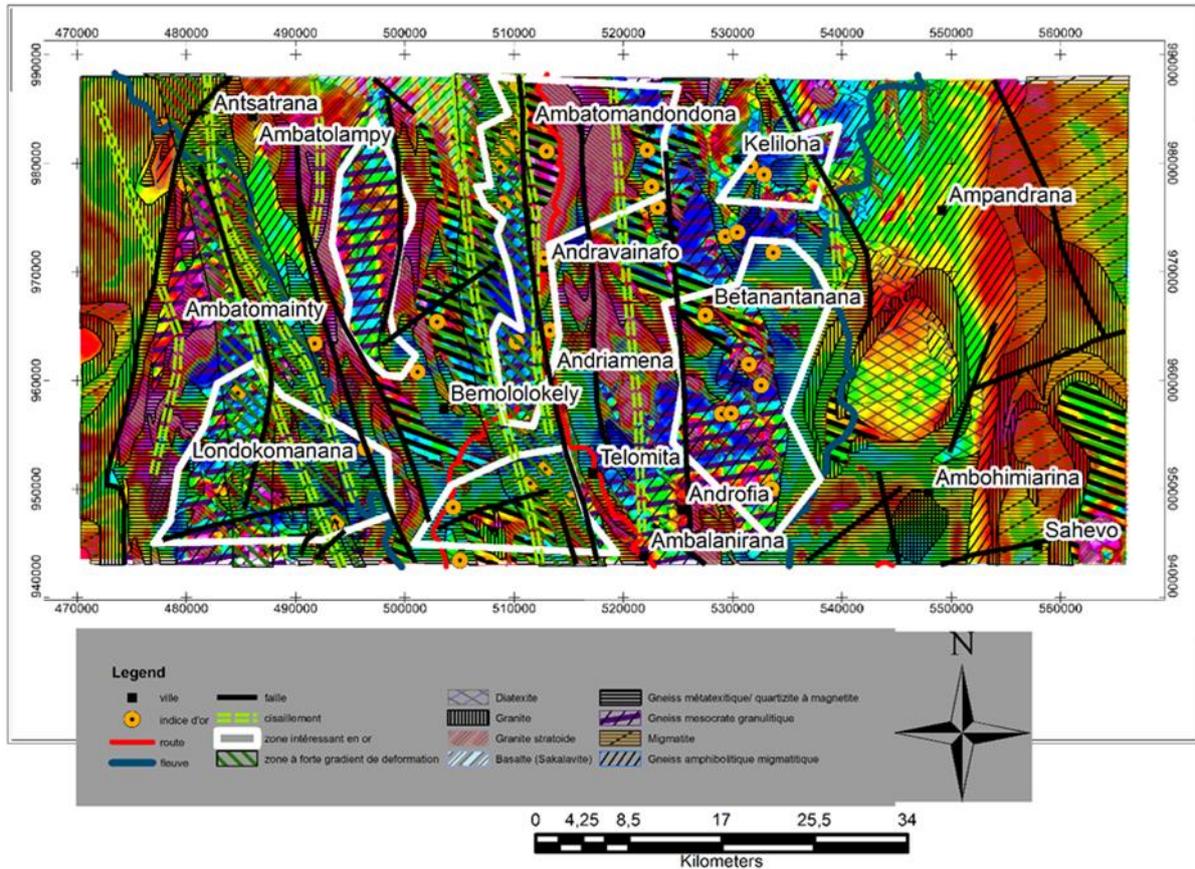


Figure 7: Carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle superposée à la carte géologique

### III.3 Carte de gradient vertical

Les anomalies présentées sur la carte d'anomalie réduite au pôle sont encore très généralisées, en « coalescence ». Il est donc nécessaire de leur faire subir une « décoalescence », une opération qui consiste à individualiser les anomalies. Nous avons utilisé l'opérateur gradient verticale pour cette opération. L'opérateur de gradient verticale joue un rôle de filtre passe haut. C'est-à-dire qu'il laisse passer les informations dont les longueurs d'ondes de son signal sont faibles. Cet opérateur peut alors jouer le rôle de décoalesceur. De ce fait, elle présente les avantages suivants :

- Elle augmente le pouvoir séparateur, c'est-à-dire permet de séparer des anomalies proches et coalescentes
- Elle favorise l'effet des sources peu profondes au détriment de celui des sources profondes et des effets régionaux, ce qui est très important sur la recherche de l'or

Dans la carte de gradient verticale (figure 14), on remarque alors une nette diminution de longueur d'onde par rapport à celle de l'anomalie réduite au pôle. Les formes des anomalies sont révélées, forme filonienne, de directions générales NNW-SSE.

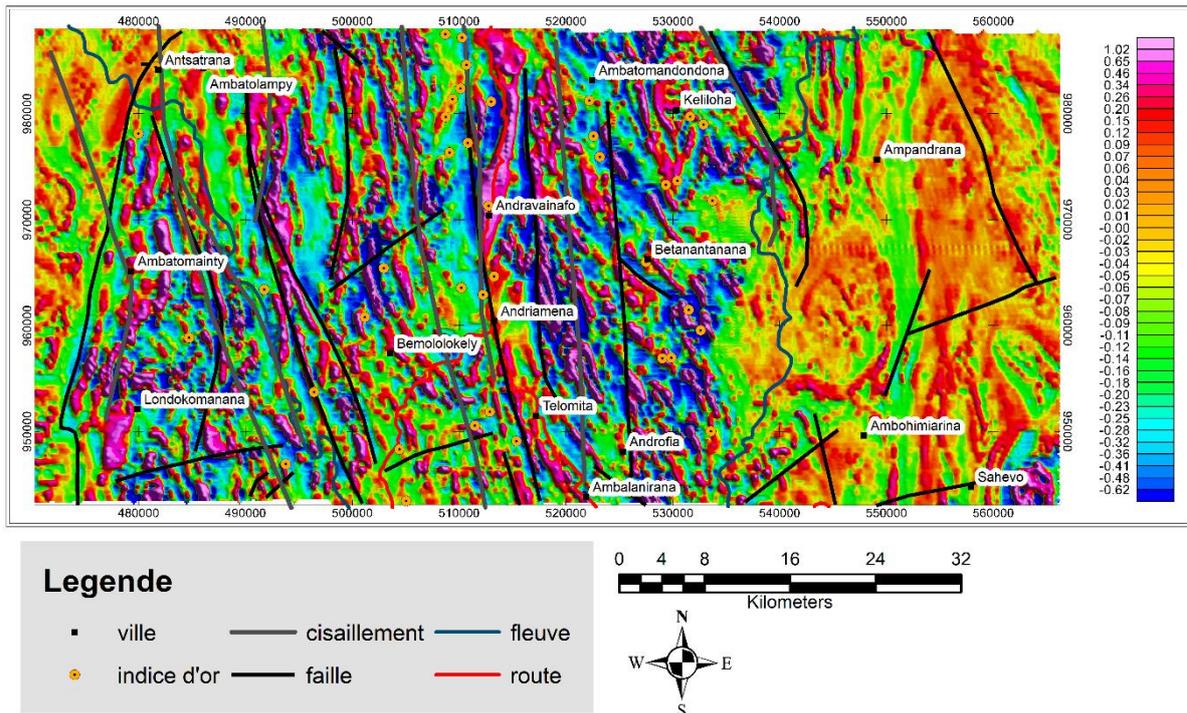


Figure 8: Carte de gradient vertical

Le gradient vertical fait clairement apparaître le contraste entre les zones fortement magnétique et les zones amagnétique. Les limites entre les différentes unités géologiques sont généralement bien perceptibles.

Les anomalies de fortes intensités se trouvent au centre de la zone d'étude, représentées en rose sur la carte, associées principalement au quartzite à magnétite et aux roches basiques. Ces sont des roches paramagnétiques de susceptibilité d'ordre  $600 \cdot 10^{-6}$  emu. Les zones en bleu, vert et jaune sont les zones à valeurs de gradient moyen. Elles sont associées au gneiss metatextique à quartzite à magnétite, au gneiss granulitique et aux zones d'altération. La totalité des gisements d'or connues dans la région se trouvent dans ces zones.

La figure 15 présente la superposition de carte de gradient verticale avec les données géologique. On constate que les anomalies ne sont pas en corrélation totale avec la géologie, c'est à peut-être à cause de bruit engendré par la source superficielle. On voit aussi l'alternance des anomalies positives et négatives dans les zones, en tenant compte de la carte du champ d'anomalie magnétique, la carte du gradient vertical ainsi obtenue affirme l'existence des formations hétérogènes superficielles selon les valeurs de l'anomalie magnétique observées dans cette figure14. En tenant compte la correspondance géologique, structural et profondeur des anomalies on peut améliorer délimitations des zones susceptible d'abriter de gisement

aurifère. En combinant cette carte alors avec la géologie, on peut en déduire d'autres nouveaux sites d'or qui peuvent être identifiés en suivant la direction des filons observés dans la carte de gradient verticale. En effet, la superposition de cette carte à la géologie nous montre les relations précises entre les roches et les anomalies ainsi obtenues.

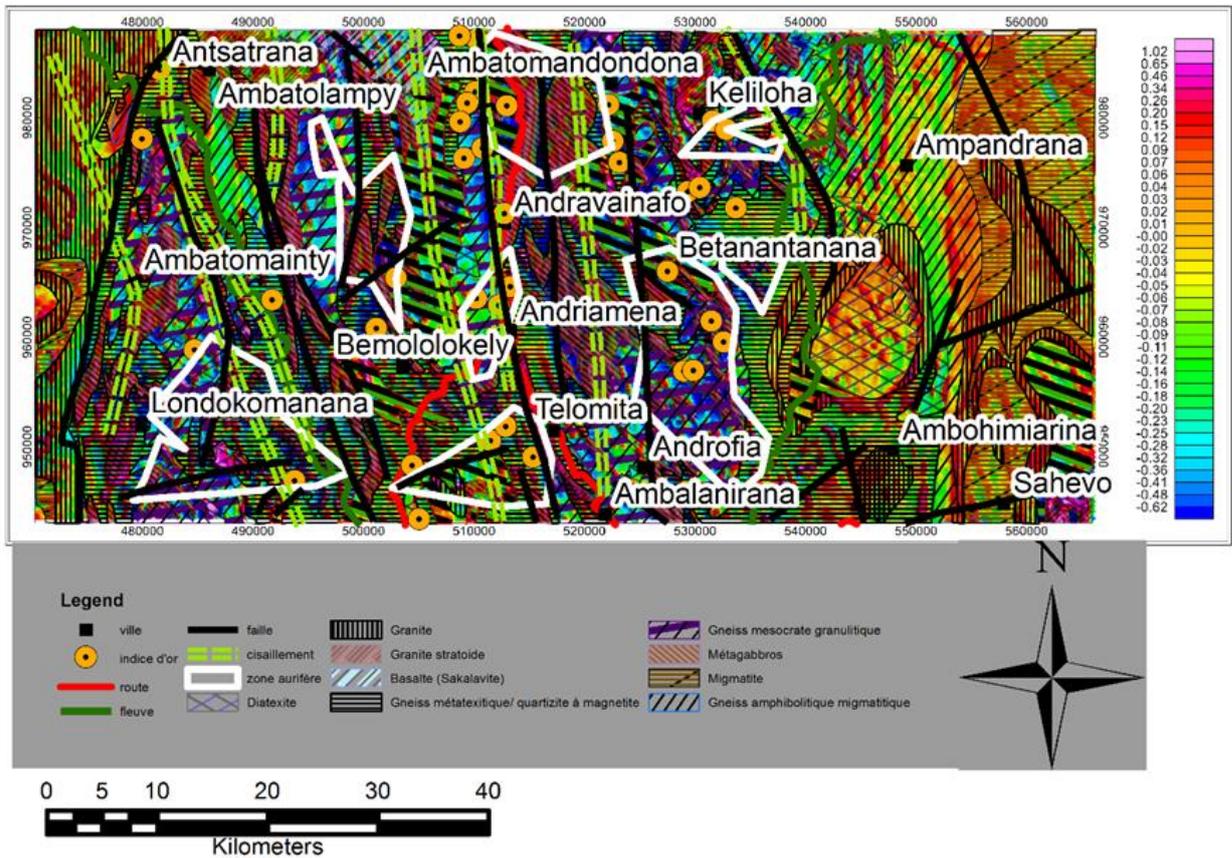


Figure 9: Carte de gradient vertical superposée à la carte géologique

### III.4 Carte de signal analytique

Le signal analytique est un opérateur très intéressant en termes d'interprétation de données magnétique, non seulement peu mettre en évidence les structures magnétiques, il permet aussi de localiser le sommet et l'extension des structures. Son autre avantage est l'indépendance avec la direction d'aimantation, il ne dépend qu'aux valeurs d'aimantation. Cette carte de signal analytique est obtenue à partir de la carte d'anomalies réduite au pôle par son gradient vertical et horizontal. Cet opérateur permet de délimiter les cibles en 3D (latéral et vertical).

Cette carte est caractérisée par deux zones bien distincts, la zone Est et la zone Ouest. La zone Est est caractérisée par un signal de faible amplitude, colorée en verte et bleue, et associée au gneiss migmatitique, diatexite, migmatite et granite.

La zone de forte amplitude de signal analytique sont au centre et Ouest de la zone. Les formes des anomalies sont bien visibles, filoniennes et ovale. D’après la carte de superposition avec la carte géologique de la zone d’étude (figure 17), on trouve que les zones qui ont les valeurs du

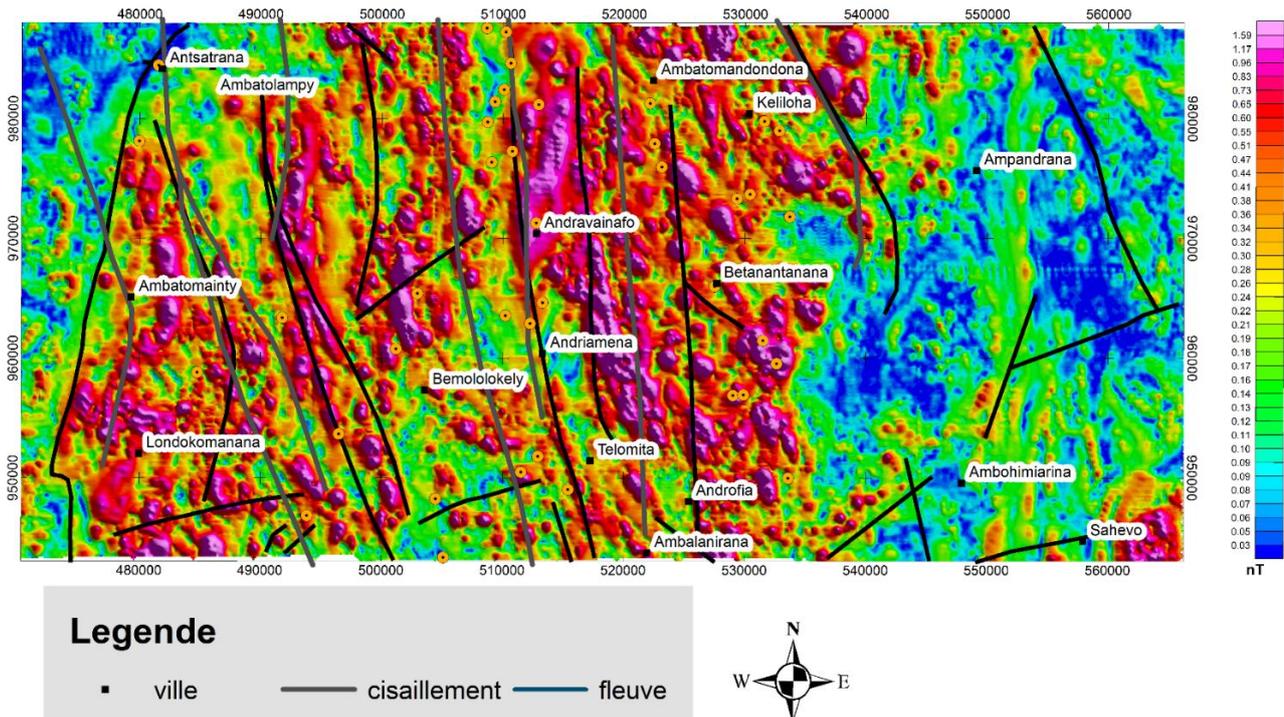


Figure 10: Carte de signal analytique

signal analytique plus élevé correspondent à la formation gneissique, quartzite et gabbroïque accessoirement de migmatite.

Cette carte nous montre les dimensions des anomalies magnétiques, limites des sources ainsi que leurs sommets. Donc, nous avons repéré facilement les extensions des zones favorables en or ainsi que leurs formes. Les anomalies se présentent généralement sous forme de filon de direction NNW- SSE.

On peut dire maintenant que le gisement d’or plonge dans la formation de gneiss, de quartzite et aussi de migmatite.

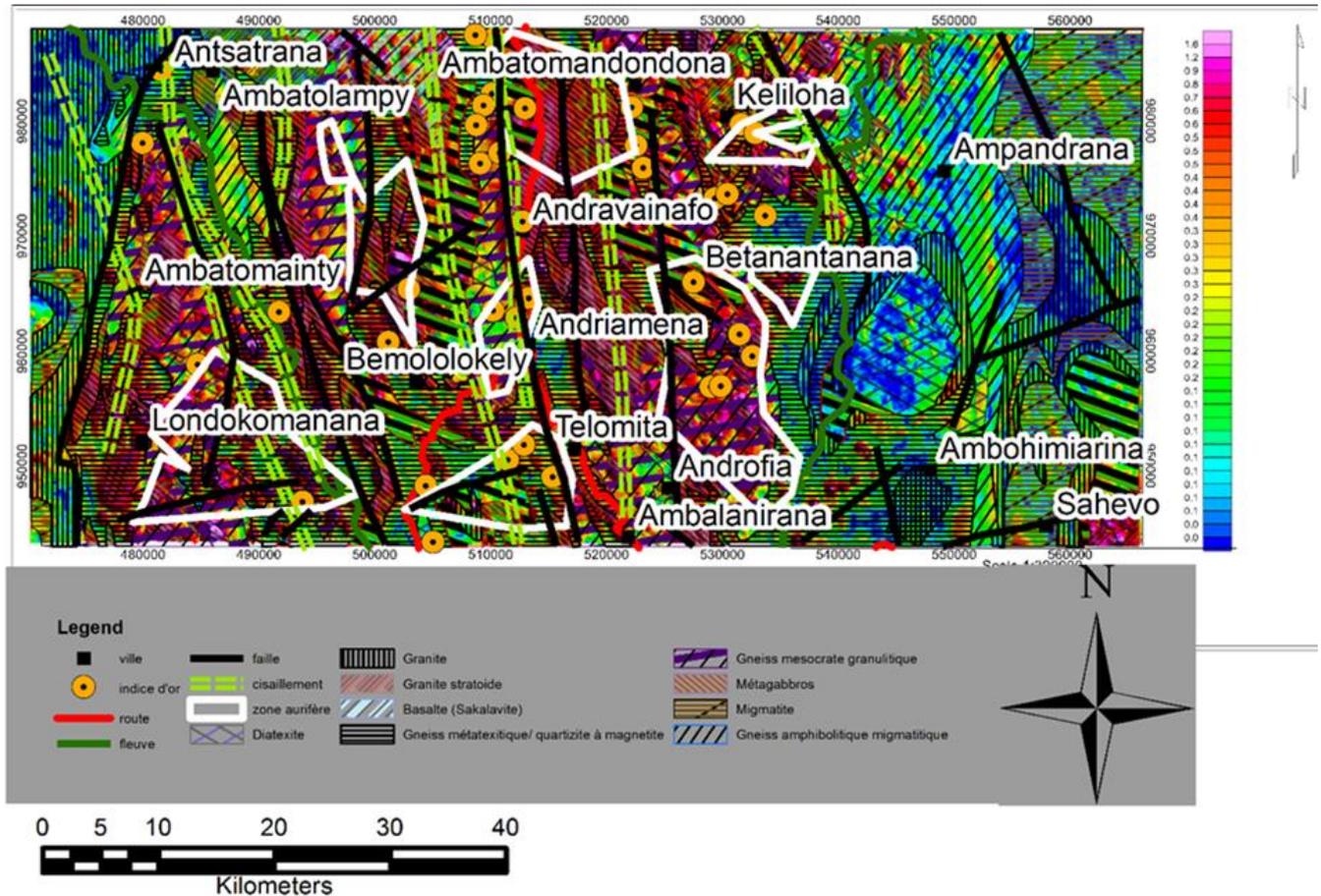


Figure 11: Carte de signal analytique superposée à la carte géologique

En tenant compte des informations fournies par les différentes cartes transformées que nous avons faites, nous connaissons les endroits susceptibles d'abriter des gisements d'or par la carte de réduction au pôle, nous savons aussi les formes des anomalies par l'application du gradient vertical et maintenant nous connaissons les limites latérales des anomalies significatives. On peut alors délimiter clairement les zones favorables aux minéralisations aurifères. Mais comme la profondeur de gisement d'or est plus ou moins limitée de quelque centaine de mètres à quelque kilomètre, il faut connaître et vérifier aussi la profondeur des zones favorables à l'or que nous avons tracé. Pour cette opération, nous utilisons la déconvolution d'Euler.

### III.5 Carte de Déconvolution d'Euler

La figure 19 présente la carte de déconvolution d'Euler superposée aux zones aurifères. Cette carte est obtenue à partir d'anomalies réduites au pôle. Elle permet de localiser les positions et la profondeur des sources responsables des anomalies observées.

Les paramètres utilisés pour le calcul de la solution d'Euler sont :

- une fenêtre de 300 m de taille;

- un indice structural spécifique pour la détection des filons (IS=1) ;
- une erreur par rapport à Z de la solution de 15%.

On voit sur cette carte que la profondeur varie 150m à 1500m.

Les anomalies d'origines profondes (supérieur à 800m) sont repérées à l'Ouest et Sud-Est de la zone. Elles sont généralement associées aux anomalies faibles et négatives. Les anomalies de source peu profonde (<800m) se trouvent au centre. Les zones intéressant en or se trouvent dans cette zone.

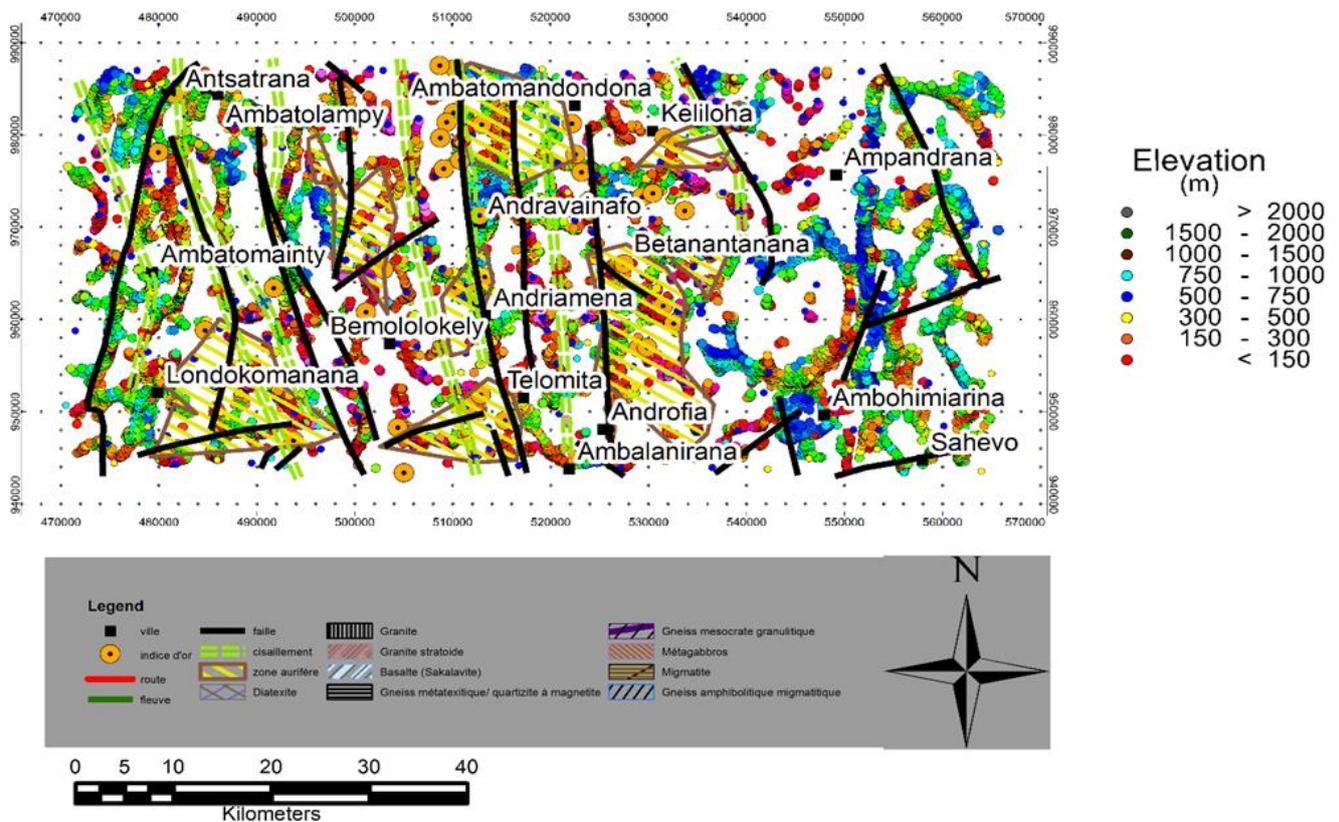


Figure 12: Carte de déconvolution d'Euler

La profondeur des sources des anomalies aurifères, hachurées jaunes sur la carte, varie de 300m à 750m. Cette profondeur correspond à la réalité car, les profondeurs des gîtes d'or ne dépassent pas souvent le 1000m

## DISCUSSIONS

Les données d'anomalie magnétiques de la région d'Andriamena sont présentées sous forme d'une carte qui montre que ce secteur est caractérisée par un relief magnétique très agité, représenté par une série d'anomalies complexe d'intensité varie de [-157nT, 928nT], orientées généralement en N-S (figure 11). Celles-ci sont principalement localisées à Andravainaho au centre et la partie Est de la zone. Leur amplitude est variable, elle peut atteindre 928nT.

Ces anomalies sont définies par quatre profils de directions NS. Par conséquent, nous avons la certitude qu'elles ne correspondent pas à des artefacts de mesures ou d'interpolation mais qu'elles sont bien liées à des structures magnétiques du sous-sol. D'après la géologie régionale, ces fortes intensités d'anomalie sont associées au Métagabbros et au diatexite. On observe aussi une gamme moyenne d'intensité d'anomalie dont les valeurs sont comprises entre 10nT à 339nT. Ces anomalies sont observées principalement à proximité des anomalies de forte intensité, ses directions sont proche de la direction des anomalies fortes. Ces zones d'anomalie moyenne sont donc associées aux phénomènes géologiques qui présentent sur le terrain, comme la forte altération des roches granitique de forte intensité. D'après la géologie régionale, les zones de moyennes anomalies correspondent aux formations, principalement de gneiss de divers types et aussi la formation granitique. Dans cette prospection, nous cherchons les roches mères, c'est-à-dire la formation encaissante de l'or, ces sont de gneiss metatexite, de gneiss granulitique et accessoirement les métagabbros et la migmatite. L'or se concentre aussi dans les failles, dans les zones de cisaillement à forte gradient de déformation.

La réduction au pôle des données magnétiques a permis d'obtenir une carte qui reflète le degré de concentration des minéraux magnétiques à l'échelle de la zone couverte par le levé (figure 13). Les déplacements provoqué par l'opérateur de réduction au pôle nous a permis de localiser la zone d'aimantation rémanente et la zone d'aimantation induite. Les zones non déplacées par l'opérateur et à la fois roches mères de l'or sont les zones pouvant abriter de gisement. Pour connaître ces zones, nous avons superposé cette carte avec la carte géologique (figure14). Ensuite, nous avons choisi quelque zone favorable préliminaire. La carte nous montre aussi la forme des anomalies, qui est, la plupart très allongée et se superposent à la formation gneissique, qui peuvent correspondre à des filons aurifères ou des lentilles comme c'est le cas de la plupart des gisements d'or d'Andriamena. (LABELLE). Cependant, les anomalies observées sur la carte d'anomalie réduite au pôle ne sont pas claire. Mais après l'application de filtre de gradient vertical, les anomalies allongées que nous avons vues précédemment sont devenues plus nette, ses orientations sont N-S. Nous sommes maintenant convaincus que ses anomalies ont des

formes allongées, ce qui correspondent au gisement de l'or primaire de type hydrothermaux d'Andriamena (PIERRE G. 1945).

Le résultat de l'application de l'opérateur de signal analytique nous nous renseigne sur la dimension latérale des anomalies observé et la quantité potentielle des sources perturbatrices. On constate que l'extension des sources de ses anomalies sont assez courtes (quelque mètre à quelque dizaine de mètre), c'est qui explique la présence de source filonienne dans cette région. Nous avons maintenant plusieurs informations, l'emplacement, la forme, l'extension sur la cible, on peut alors tracer la zone favorable en or de plus en plus précise. Le reste à faire est la vérification des profondeurs des sources d'anomalies que nous avons attribuées au gisement d'or, s'elles correspondent ou pas à la profondeur présumée de gisement d'or (inférieur à 1km). Pour cette opération nous avons appliqué l'opérateur de déconvolution d'Euler.

Compte tenu des informations géologiques disponibles sur les sources potentielles qui ont provoqué les anomalies magnétiques d'Andriamena, la technique de la déconvolution d'Euler a été appliquée aux données en considérant un modèle de filon. Ce modèle s'avère le plus réaliste pour représenter la modèle de minéralisation d'or d'Andriamena. En effet, cette minéralisation se présente sous forme de filons quartzeux étirés en direction N-S. Ainsi, les solutions d'Euler ont été calculées pour un indice structural ( $IS = 1$ ) qui est la valeur attribuée au modèle de filon dans le cas du magnétisme. Ce calcul a été effectué en utilisant une fenêtre de  $10*10m$  ou intervalles de la grille régulière calculée par interpolation des données magnétiques et une erreur relative maximale de 15%. Les profondeurs obtenues sont relativement élevés (100 à 1500m) mais ; elles demeurent globalement comparables à celles connues dans d'autre mine de d'or, car dans les zones favorables à la minéralisation aurifère que nous avons tracé, ces profondeurs varient de 300m à 750m. On constate par ailleurs, une bonne convergence des solutions calculées et leur coïncidence avec la majeure partie des zones sélectionnées. Ceci confirme que la valeur de l'indice structural a été bien choisie.

Après les applications des différents opérateurs de transformations (réduction au pôle, gradient verticale, signal analytique et déconvolution d'Euler) et analyse de contexte géologique régional, nous avons finalement délimité définitivement les zones favorables à la minéralisation aurifère dans la région. Nous avons localisé 8 zones qui pourrait abriter des gisement d'or: la zone A au Sud de Betanatana, la zone B à l'Est de Betanatana, la zone C à l'Est de Keliloha, la zone D au Nord de la zone d'étude, la zone E à l'Ouest d'Andravainafo, la zone F à Andriamena, la zone G à l'Ouest d'Androfia et la zone H à l'Est de Londokomanga (figure 19).

Dans les zones A, C, D, E, F et H l'or se concentre dans le gneiss des divers types, et dans le gabbro, l'intensité des anomalies est relativement forte, de l'ordre de 100nT à 550nT. Dans les zones B et G, l'or se concentre principalement dans la migmatite et quartzite à magnétite. Et leurs profondeurs peuvent varier de 300m à 750m.

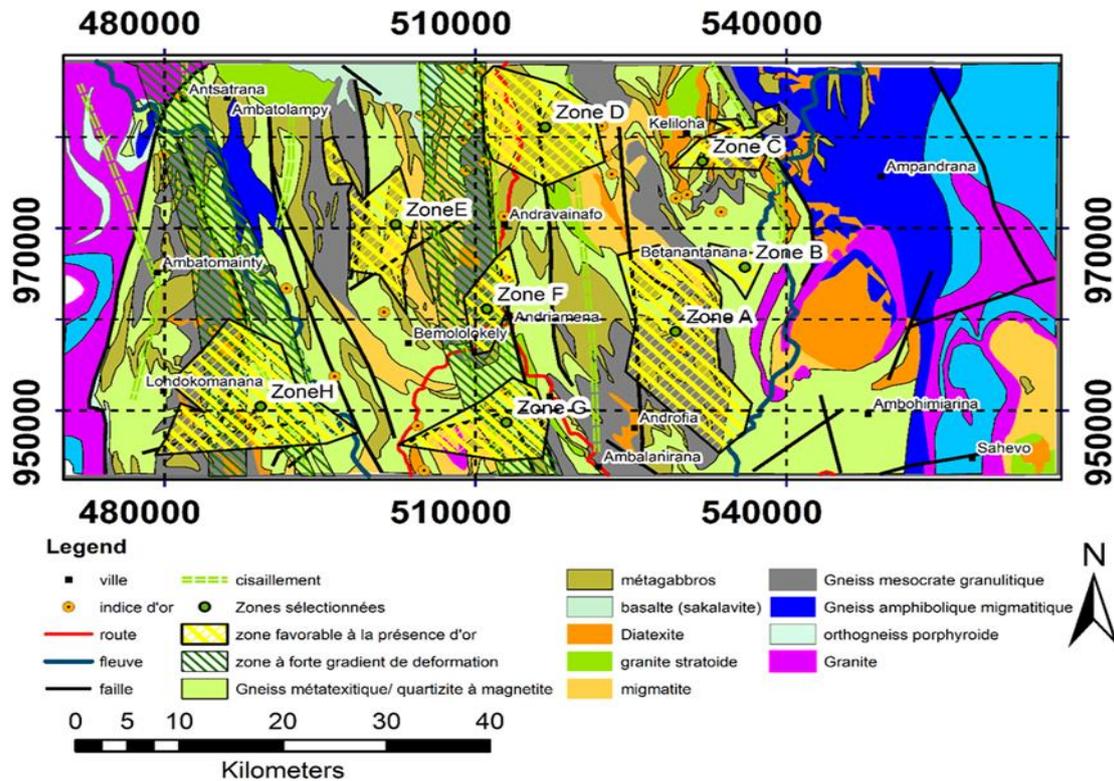


Figure 19: Carte synthétique des zones favorables à la présence d'or

## **CONCLUSION ET PERSPECTIVES**

Ce travail a été mené pour étudier le gisement d'or à Andriamena en utilisant la méthode magnétique aéroportée, dans les failles OPQ43, district de Tsaratanana, région Betsiboka. Chaque carte de transformation magnétique (carte d'anomalies magnétique réduite au pôle, carte de gradient vertical, carte de signal analytique et carte de déconvolution d'Éluer) apporte son apport pour bien préciser les zones d'anomalies attribuées aux zones favorables à la minéralisation aurifères.

Les objectifs fixés ont été atteints. Nous avons localisé 8 zones intéressantes en or, zone A, zone B, zone C, zone D, zone E, zone F, zone G et zone H. Ces zones sont obtenues à partir d'analyse des différentes magnétiques transformées et par l'analyse de données géologiques disponibles. L'or dans ces zones est encaissé par le gneiss, le quartzite à magnétite et la migmatite. Il se présente sous forme de filon, de direction NNW-SSE et sa profondeur varie de 300m à 750m. Les données traitées et les résultats sont dans la base de données (MAGEDAB).

Les résultats obtenus apportent une nouvelle information sur le gisement d'or à Andriamena, ainsi que sa potentialité sur son extension. L'obtention de ces résultats confirme que la méthode magnétique est incontournable sur l'étude de gisement de minerais comme l'or. On peut utiliser cette méthode de façon directe ou de façon indirecte.

Certes, la grosse résolution de prospection magnétique aéroportée nous limite à délimiter les zones avec une meilleure résolution. Dans la suite, ce serait judicieux de mener une étude complémentaire de géochimie avec prélèvements d'échantillons de roches et analyse chimique correspondante pour bien mettre en évidence des anomalies géochimiques à corrélérer avec les résultats de la géophysique et proposer quelques sondages mécaniques pour évaluation des réserves disponibles.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET WEBOGRAPHIQUES

**ANDRIAMANAOSOA N. V. B.**, 2014. Étude d'un gisement de malachite par prospection magnétique a Antsalova, région Melaky, mémoire de diplôme d'étude approfondie, université d'Antananarivo

**ANDRIAMBAHOAKA Z.**, 2008. Modélisation régionale du champ magnétique terrestre et établissement de cartes magnétiques détaillées appliqués à Madagascar. Thèse, Université Louis Pasteur Strasbourg

**BARANOV V. et NAUDY H.** 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole

**BARONGO, J. O**, 1984. Euler's differential equation and identification of the magnetic point-pole and point-dipole source. Geophysics, 49. pp 1549-1553

**BESAIRIE H.**, 1949. Documentation sur l'or à Madagascar.

**BESAIRIE. H.**, 1971. Annales Géologiques de Madagascar

**BRGM**, 1985. Rapport partiel au niveau du Service Géologique

**C O L L I N S , A., WINDLEY, B.F.**, 2002. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and its place in final assembly of Gondwana, Journ.Geol. 110, pp. 325-339

**CHETIOUI MESSAOUD**, 2016. Traitement et interprétation de données aéromagnétiques par des méthodes inverses. Application à l'étude du terrane d'In Ouzzal

**GANDHI, S.M., SARKAR, B.C.**, 2016. Essentials of Mineral Exploration and Evaluation

**GONÇALVÈS, P.**, 2002. Pétrologie et Géochronologie des granulites de Ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (Centre-Nord Madagascar), Thèse, Université Blaise Pascal, p.319

**GROUNE,D.**, 2009. Analyse Magneto-Spectrométrie des Données Aérogéophysique du Grand Fossé Pharusien (Hoggar Occidental), Mémoire, Université M'hamed Bougara-Boumerdes, p 143

**HAGEN D., PRIESTER M.**, 2002. « Le placer d'or et de pierres gemmes » : Cahier didactique n°11 : Volet de normalisation de la petite exploitation minière dans le PRSM

**KEY R.M., PITFIELD P.E.J., SMITH R;A.,** 2008. Autochthonous Neoproterozoic rocks in the Central Antananarivo Domain (Zone B and D), Actes du symposium sur la géologie et la métallogénie de Madagascar

**KONO, MASARU,** 2015. Treatise on Geophysics : Volume 5 Geomagnetism, Elsevier Science, 540 p

**MARTEL - JANTIN, JOHAN, Z., B., AUGÉ, T., OHNENSTETTER, M.,** 1988. Convention platinoides et substances connexes. Mission platinoides Andriamena, Rapport technique de la mission 1987, BRGM Rapport 88 MDG 018

**MICHEL C.** 2002. Géophysique appliquée I Magnétisme, école polytechnique de Montréal, 98 p

**MUSTAPHA BOUIFLANE** 2008. cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du fossé rhénan, thèse, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Université Louis Pasteur, 209 p

**NABIGHIAN, M. N.,** 1972. the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section : Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, 37, 507-5071

**NABIGHIAN, M. N.,** 1984. toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalised Hilbert transforms : Fundamental relation, *geophysics* 49, 1805-1810.

**NRIANALY BIAIDEAS,** 2012. Apport des données aéromagnétique dans l'étude de potentialité des gisements d'or de Dabolava, centre ouest de Madagascar, mémoire, 85 p

**PIERRE GIRAUD,** 1995. Étude géologique de la feuille Andriamena, travaux du bureau géologique, n 68, 40 p.

**RAFEHIZATO H. M.,** 2006. Caractérisation pétrographique de l'unité d'Andriamena Région Betsiboka Centre Nord de Madagascar, mémoire, école supérieur polytechnique d'Antananarivo, 75 p

**RAJAOMAHEFASOA R.E** et al, 2008. Étude des gisements d'or par prospections électrique et électromagnétique dans la Commune de Brieville, Madagascar, Madageo, 5 p

**RAKOTOMANANA, D.,** 1996. Potentiel métallogénique des complexes mafiques – ultramafiques de Madagascar, Thèse, INPL/CRPG, p.243

**RALAIARISOA V. A.**, 2006. Acquisition et traitement des données de magnétométrie et de spectrométrie gamma aéroportées à Madagascar, mémoire, université d'Antananarivo, 105 p

**RAMAROSON IRIANTSOA TOJONIRINA**, 2016. Etude de prospect aurifère du périmètre minier de kraoma, zone Brieville par méthode géophysique, mémoire, université d'Antananarivo, 73 p

**RANDRIANARIVELO ARONIRINA F.**, 2014. Apport du magnétisme aéroporté dans l'étude des gisements d'or de la région de Dabolava, centre ouest de Madagascar, mémoire, université d'Antananarivo, 70 p

**RATEFIARIMINO A., OHNENESTETTER M., RAKOTOMANANA D., RASOLOMANANA E.**, 2008. La chromite d'Andriamena, Actes du symposium sur la géologie et la métallogénie de Madagascar

**RASOLOMANANA E., ANDRIAMIRADO L.C., RANDRIANJA R., RATEFIARIMINO A.** 2010. « Analyse et interprétation des données aéromagnétiques et spectrométriques de la région d'Andriamena », Madamines, Volume 1.

**RATSIMBAZAFY JEAN BRUNO A**, 1995. La géophysique appliquée à l'exploration des faibles et moyennes profondeurs à Madagascar. Travaux réalisée de 1947 à 1995. Exemple d'application, thèse doctorat d'État, Université d'Antananarivo, 492 p

**RAZAFINDRANAIVO L.M.**, 2016. Étude du champ géomagnétique : applications industrielles et protection des infrastructures, Thèse de doctorat, Université d'Antananarivo, 130 p

**ROEST, W. R., VERHOEF, J., AND PILKIGTON, M.**, 1992. Magnetic interpretation using the 3D signal analytic, *Geophysics*, 57, 116-125.

**ROÏG J.Y., DELOR C., LE GOFF E., BOSCH D., MARTELET G., TOURLIÈRE B., CHEVREL S., MONIÉ P., RANDRIANANDRAISANA A., RALAIVAOHITADIANA V.**, 2008. Zone D-Sud. Actualisation de la cartographie géologique de la région d'Andriamena (Centre Nord Madagascar), Actes du symposium sur la géologie et la métallogénie de Madagascar

**THOMPSON D. T.**, 1982. EUDPH , a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37

[www.memoireonline.com/.../Methodes-geostatistique-pour-linterpolation](http://www.memoireonline.com/.../Methodes-geostatistique-pour-linterpolation), W.DESPAGNE,  
Méthodes géostatistique pour l'interpolation et la modélisation en 2D/3D des données spatiales.  
12 juillet 2017

## ANNEXES

## ANNEXE 1 : LES MINÉRAUX D'OR

Minéral	Composition	Teneur en or (%)	Densité	Dureté
Or natif	Au	>75	16-19	2.5-3
Electrum	Au Ag	45-75	13-16	2-2.5
Calaverite	Au Te	40	9.2	2.5-3
Krennerite	Au <sub>4</sub> Ag Te <sub>10</sub>	31-44	8.6	2.5
Sylvanite	Au Ag Te <sub>4</sub>	24-30	8.2	1.5-2
Petzite	Ag <sub>3</sub> Au Te <sub>2</sub>	19-25	9.1	2.5
Hessite	Ag <sub>2</sub> Te	<5	8.4	2.5-3

## ANNEXE 2 : LES ALLIAGES DE L'OR

titre (carat)	couleur	Or[%]	Cuivre [%]	Argent [%]	Zinc [%]
10	jaune	41.7	48.3	5.5	9
10	jaune	41.7	48	6.6	3.7
10	jaune	41.7	40.8	11.7	5.8
10	Vert	41.7	9.1	48.9	0.3
14	jaune	58.3	31.3	4	6.4
14	jaune	58.3	29.2	8.3	4.2
14	jaune	58.3	29.7	10	2
14	jaune	58.3	25	16.5	0.2
14	jaune	58.3	16.8	24.8	0.1
14	Vert	58.3	6.5	35	0.2
18	jaune	75	10	15	
24	jaune	100			

**Nom et prénom de l'étudiant :** ANDRIATSILAVINA Julios    **Domaine :** sciences et technologies  
**Nom de l'encadreur :** RAZAFINDRANAIVO L. M.    **Mention :** physique et application  
**Parcours :** Physique du globe

## **ÉTUDE PAR MAGNÉTISME AÉROPORTÉ DU GISEMENT D'OR D'ANDRIAMENA, RÉGION BETSIBOKA**

### **RÉSUMÉ**

Les levés aéromagnétiques étaient faits dans le centre Nord de Madagascar par Fugro Ltd en 2005. Durant ces levés, le magnétomètre de type Scintrex CS-2 a été utilisé et le traitement était fait avec le logiciel Geosoft Oasis Montaj et représenté cartographiquement avec le logiciel ArcGIS.

L'étude est menée à Andriamena et ses environs, district de Tsaratanana, région Betsiboka, au point de vue géologique, la formation gneissique et gabbroïque sont prépondérantes. Nos résultats mettent en évidence l'existence de 8 zones (zone A à zone H) potentiellement aurifères dans la formation gneissique, migmatitique, quartzite à magnétite et de gabbros: Betanatana, Androfia, Londokomagna, Keliloha, Ambatomandondona, Andriamena, et au nord de Bemololokely. Les cibles se présentent comme des filons de direction généralement NNW-SSE.

Il serait intéressant d'effectuer des travaux détaillés, comme levé magnétique au sol détaillés, étude géochimique beaucoup approfondies dans les zones sélectionnées par cette étude.

**Mots clés :** gisement aurifère, Andriamena, magnétisme aéroporté.

### **ABSTRACT**

Aeromagnetic surveys were carried out in the center-North of Madagascar in 2005 by Fugro Ltd. The instrument Scintrex CS-2 magnetometer are used in the surveys. The software Oasis Montaj of Geosoft and the spatial analysis with ArcGIS software were used for processing the data collected.

The study is conducted in Andriamena and its surroundings, district of Tsaratanana, region of Betsiboka. In geological point of view, gneissic and gabbroic formations are predominant. Our results shows the existence of 8 areas potentially auriferous (area A to area H) in the gneissic, migmatitic, magnetite quartzite, and gabbros formations: Betanatana, Androfia, Londokomagna, Keliloha, Ambatomandondona, Andriamena, and north of Bemololokely. The targets is like a vein, direction NNW-SSE.

It would be interesting to carry out detailed work, such as detailed ground magnetic survey, geochemical survey in the areas selected in this work.

**Key words:** gold deposit, Andriamena, airborne magnetism.