



UNIVERSITE D'ANTANANARIVO

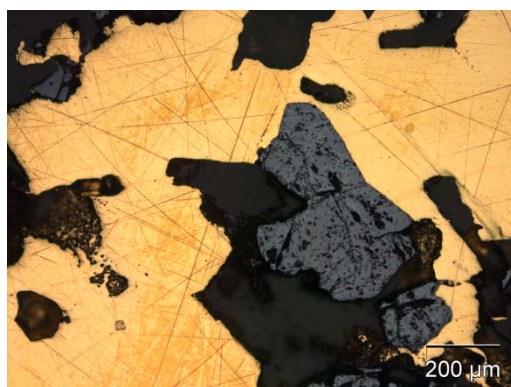
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES

MENTION SCIENCES DE LA TERRE ET
ENVIRONNEMENT



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE
Pour l'obtention du Diplôme MASTER 2
Parcours: RESSOURCES MINERALES ET ENVIRONNEMENT

ETUDE METALLOGENIQUE DU GISEMENT D'OR
PRIMAIRE D'ALAKAMISY : MINERALISATION
AURIFERE DU GROUPE D'AMBATOLAMPY.



Présenté par :
RASAONA Imboarina Tsimanosika

Soutenu publiquement le 04 Mars 2016 devant le Jury composé de :

Président: ANDRIAMAMONJY Solofomampiely Alfred, Maître de conférences

Rapporteur: RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur Titulaire

Examineurs: RAKOTOMANANA Dominique, Ingénieur Docteur Géologue

MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Maître de conférences



REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à rendre hommage à la mémoire de mon père.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude à toutes les personnes, les institutions et organismes, sans qui la réalisation de ce présent mémoire n'a pas pu être possible ;

Aux membres du jury:

Docteur ANDRIAMAMONJY Solofomampily Alfred, Maître de conférences dans la mention Sciences de la Terre et environnement, qui m'honore en acceptant de présider la soutenance de ce mémoire.

Professeur RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel Enseignant Chercheur dans la mention Sciences de la Terre et environnement, qui m'a fait l'honneur d'être Rapporteur et Encadreur tout au long de la préparation de ce mémoire.

Docteur RAKOTOMANANA Dominique, Enseignant vacataire à l'Ecole Supérieur Polytechnique d'Antananarivo, qui a bien voulu accepter de faire la lecture de cet ouvrage et d'être parmi les membres du jury.

Docteur MADISON RAZANATSEHENO Marie Olga, Maître de conférences dans la mention Sciences de la Terre et environnement qui a accepté d'être parmi les Examineurs de ce mémoire.

Docteur Wilfried BAUER Enseignant Chercheur au Département de la Géologie appliquée du German University of Technology à Oman qui a bien voulu assurer l'encadrement de ce travail malgré ses multiples occupations. Ses conseils et directives resteront inoubliables.

Mr RAHERIMANDIMBY Rija Tantely, Gérant de la Société Tanety Lava S.A.R.L qui m'a donné accès à leurs bases de données.

Mr RALANTOARISON Louis Theogène, Chef du projet d'Ambatolampy Gold Deposit et tous les personnels de ce projet, sans leur travail, les données n'ont pas existées.

Ma famille qui m'a apporté leur soutien pour la réalisation de ce mémoire.

❖ Mes deux enfants et leur papa qui m'ont toujours soutenu dans chacune des épreuves que j'ai eu à affronter.

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES.....	i
LISTE DES TABLEAUX.....	iii
LISTE DES ABREVIATIONS	iv
INTRODUCTION	
Chapitre I: GENERALITE SUR L'OR	
I-1. CARACTERISTIQUE DE L'OR	3
I-2. METALLOGENIE DE L'OR.....	5
I-3. TYPES DE GISEMENTS D'OR.....	6
I-4. AGE DE GISEMENTS PRIMAIRES D'OR A MADAGASCAR.....	9
Chapitre II: CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE	
II-1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	11
II-2. CONTEXTE GEOLOGIQUE	13
Chapitre III : METHODOLOGIE	
III-1 Compilation bibliographique:.....	26
III-2 Travaux de terrain:	26
III-3 Travaux de laboratoire:	29
Chapitre IV : CARTOGRAPHIE	
IV-1 Levés géologiques	33
IV-2 Interprétation des levés géologiques.....	35
IV-3 Levés Aéromagnétiques et radiométriques:.....	37
IV-4 Interprétation des levés Aéromagnétiques et radiométriques:	43
IV-5 Résultat de la cartographie :.....	46
Chapitre V : PETROGRAPHIE ET MINERALISATION	
V-1. Lithologie	50

V-2 Les roches stériles.....	51
V-3- Les roches minéralisées	56
V-4- Les minéraux métalliques:	60
V- 5- Caractéristique de l’or du gisement d’Alakamisy:	64
Chapitre VI : GEOCHIMIE	
VI-1.Echantillons de sol:	66
VI-2-Echantillons de carotte:	67
DISCUSSION ET CONCLUSION	
DISCUSSION	71
CONCLUSION	73
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	74
REFERENCES WEBOGRAPHIQUES	78
ANNEXES	vii

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Les différentes couleurs des alliages Ag-Au-Cu-----	3
Figure 2: Illustration schématique des divers types de gisements primaire-----	6
Figure 3: Schéma illustratif de la formation de gisement secondaire (éluvial et alluvial) -----	8
Figure 4 : Délimitation de la zone d'étude -----	11
Figure 5: Carte géologique du Précambrien de Madagascar -----	20
Figure 6: Carte géologique de la région d'étude -----	24
Figure 7: Zone couverte par le levé aéromagnétique-----	25
Figure 8: Carte de localisation des trous de forages-----	27
Figure 9: Organigramme de la procédure de la préparation des échantillons -----	30
Figure 10: Organigramme de la procédure d'analyse par A.R -----	31
Figure 11: Organigramme de la procédure d'analyse par F.A.A-----	32
Figure 12a: Photo montrant la foliation et un pli isoclinal-----	33
Figure 12b: Photo d'affleurement de quartzite montrant la linéation étiré horizontalement de direction E-W et la défragmentation de quartzite de direction perpendiculaire à la linéation-----	33
Figure 13: Résultat du levé géologique de la zone d'étude -----	34
Figure 14: Structure typique de « foreland thrust belts »-----	36
Figure 15: Carte radiométrique de Potassium-----	38
Figure 16: Carte radiométrique de Thorium-----	39
Figure 17: Carte radiométrique d'Uranium-----	40
Figure 18: Carte radiométrique ternaire-----	41
Figure 19a: Carte du champ magnétique réduit au pôle-----	42
Figure 19b: Carte du champ magnétique réduit au pôle avec des failles en noir, quartzite à magnétite en rouge, trace probable des dykes en vert-----	43
Figure 20: Carte structurale du secteur d'étude -----	45
Figure 21: Carte géologique de la zone d'étude basée sur la carte géologique 1/100.000 --	46
Figure 22a: Coupe schématique du trou AKDH-13-----	47
Figure 22b: Coupe schématique du trou AKDH-25-----	48-49

Figure 23: Photo des gneiss surmicacé avec des micropli de veinule de quartz-----	51
Figure 24: Photomicrographie en lumière polarisée des roches stériles-----	52
Figure 25: Diagramme de discrimination de basalte basé sur la variation de Ti et Zr -----	55
Figure 26: Photo d'une couche mince de quartzite à magnétite intercalée dans l'amphibolite --	56
Figure 27: Microphotographies des échantillons des roches aurifères -----	57
Figure 28: Microphotographie sous lumière réfléchie des minéraux métalliques-----	62
Figure 29: Quartz recristallisé et remobilisé dans le gneiss -----	63
Figure 30: Biotite recristallisé -----	63
Figure 31: Remplissage de fracture par les biotites-----	63
Figure 32: Veinule des minéraux sulfurés -----	63
Figure 33: Photo montrant la taille, couleur et la forme des grains d'or d'Alakamisy -----	64
Figure 34: Photo des spectres montrant le résultat par analyse dispersive en énergie-----	65

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1a. Principaux minéraux d'or et leurs caractéristiques -----	4
Tableau 1b. Pourcentage en or et valeur en carats -----	5
Tableau 2: Chronogramme des unités cartographiques et des principaux évènements de formation de croûte et tectono-métamorphiques de Madagascar -----	14
Tableau 3: Caractéristique du vol aéromagnétique et radiométrique -----	26
Tableau 4 : Résumé de la caractéristique des trous de forage -----	28
Tableau 5 : Résultats d'analyse des éléments en traces des amphibolites-----	54
Tableau 6 : Tableau montrant la lithologie et leur teneur en or -----	59
Tableau 7 : Statistique de résultat d'analyse par AR de 760 échantillons de sol-----	66
Tableau 8: Coefficient de corrélation entre Au et multiéléments-----	67
Tableau 9: a)Statistique de résultat d'analyse par FAA des roches altérées-----	68
b)Coefficient de corrélation d'Au avec Cu, Fe, Mn, Mo, Pb et Zn-----	68
Tableau 10: a)Statistique de résultat d'analyse par FAA des roches saines-----	69
b)Coefficient de corrélation d'Au avec Cu, Fe, Mn, Mo, Pb et Zn-----	69

LISTE DES ABREVIATIONS

ADE : Analyse Dispersive en Energie
 AR: Aqua Regia
 BGS: British Geological Survey
 FAAS: Flame Atomic Absorption Spectroscopy
 MEB : Microscope Electronique à Balayage
 ICP: Inductively Coupled Plasma
 ICP-OES: Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry
 MIBC: Méthylisobutylcétone (C₆H₁₂O)
 QA/QC: Quality Assurance/ Quality Control
 OEA : Orogénèse Est Africaine
 PGRM : Projet de Gouvernances des Ressources Minérales
 RIP : Route Inter – Provinciale
 RN: Route National
 XRF: X Ray Fluorescence
 Bt : Biotite
 Hb: Hornblende
 Pl: Plagioclase
 Qtz: Quartz
 Px : Pyroxène
 Apy : Arsenopyrite
 Cpy : Chalcopyrite
 Py : Pyrite
 Mgt : Magnétite
 Tmgt : Titanomagnétite
 Hmt : Hématite
 Il : Ilménite
 LDD : Limite de détection
 Dgt : Digenite
 Brt : Bornite

INTRODUCTION

L'or a toujours été un métal de grande valeur, conférant une richesse à une personne ou à un pays le possédant. Il a été découvert à Madagascar en 1845 par Jean Laborde dans le domaine d'Antananarivo (Rambeloson et al. 1999). Mais depuis, aucune exploitation de façon industrielle n'a été identifiée.

Malgré ce fait, l'augmentation du prix d'or sur le marché internationale et la diminution de la réserve mondiale encouragent les sociétés d'exploration aurifère à investir sur la recherche de nouveaux gisements.

Le présent mémoire dont le thème s'intitule : « **Etude métallogénique du gisement d'or d'Alakamisy : minéralisation aurifère du groupe d'Ambatolampy** » qui a pour but de trouver les facteurs contrôlant la minéralisation et d'apporter des idées sur le modèle du gisement. Ce travail est en collaboration avec la société d'exploration Tanety Lava S.A.R.L, une société affiliée à Aziana Limited.

I. Choix du secteur

Le gisement d'Alakamisy a été choisi pour les raisons suivantes :

- Il est proche de la capitale, accessible toute l'année et facile à ravitailler (condition idéal pour l'exploitation).
- Il se situe dans le groupe d'Ambatolampy qui est caractérisé par une minéralisation aurifère et graphiteuse (Hottin, 1965).
- Il a déjà été exploité mais abandonné par manque de données (Aziana, 2007).

II. Plan du mémoire

Ce travail se divise en cinq parties : la première partie est la généralité sur l'or, la deuxième partie présente le contexte générale de la zone d'étude, la troisième partie sera consacrée à la méthodologie du travail, la quatrième partie porte la cartographie, la cinquième partie expose la pétrographie et la minéralisation et pour terminer ce manuscrit nous apporterons la discussion et la conclusion.

III. Travaux antérieurs

Alakamisy est l'un des gisements aurifères de la série d'Ambatolampy (Hottin, 1965). Il est un gisement primaire exploité dans une couverture latéritique et gneiss latéritisés à

faible pendage Ouest avec des épandages de bloc de quartzites à magnétites très réduits. La couche minéralisée semble être «un micaschiste latéritisé de 0,5m de puissance » de teneur 1,5g/t pour la couche en exploitation en 1951 (J.Guiges, 1952). L'exploitation s'est fait par puits sans ordre avec une profondeur allant jusqu'au 12m (Hottin 1965). Ce gisement n'a fait l'objet d'étude ou d'exploration qu'en 2003. C'était la société Harmony Gold qui avait conduit l'exploration. Le travail avait été abandonné rapidement après avoir fait et étudié un tranché sur la zone en activité. Le but était de trouver la masse minéralisée près de la surface. Aucune description des 500 échantillons collectés n'a été établie. Les échantillons ont été analysés par FAA Au seulement (gold only). La société reporte un résultat avec des teneurs faible en or de l'ordre de 0,02 ppm à 800 ppb sans mentionnée la nature de la couche minéralisée. En 2007 la société Tanety Lava avait conduit l'exploration de ce gisement et l'activité a été suspendue en 2008 pour des raisons financière et elle a repris la recherche depuis 2012. Le gisement est toujours exploité par des orpailleurs jusqu'à présent.

Chapitre I : GENERALITE SUR L'OR

I-1. CARACTERISTIQUE DE L'OR

I-1-1. Propriétés physiques de l'or:

L'or est un métal inaltérable de couleur jaune brillant quand il est pur, mais la couleur est variable selon les teneurs des alliages avec d'autre métal. Le diagramme triangulaire suivant montre la variation de couleur de l'or suivant la teneur en Cuivre (Cu), Argent (Ag) et Or (Au) en alliage:

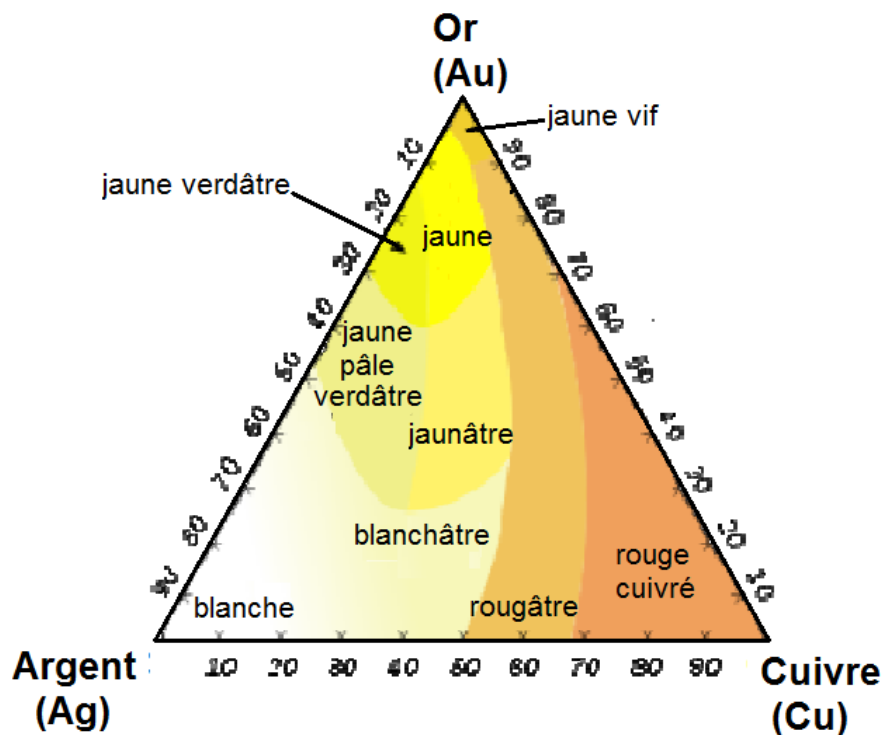


Figure 1 Les différentes couleurs des alliages Ag-Au-Cu (Lippincot & company. 1880)

L'or natif se cristallise dans le système cubique à face centrée mais se présente sous différentes formes:

- cristaux isolés rares : cubiques, dodécaèdres, cubo - octaédriques et octaédriques ;
- le plus souvent sous forme de lamelles ou de paillettes millimétriques, de pépites centimétriques. Parfois, sous forme de grains polycristallins microscopiques à millimétriques. Les formes dendritiques, filaires et en feuillets sont dues à des macles suivant (111).

L'or a un très fort pouvoir réflecteur (73 à 85%) d'où un vif éclat métallique qui ne ternit pas. Sa densité est de 19,3, une dureté de 2,5 à 3, sa température de fusion est de 1064 °C, il s'évapore à une température extrême de 2960°C. C'est un bon conducteur de la chaleur et de l'électricité.

L'or est le plus ductile, le plus malléable de tous les métaux, non clivable et de cassure dentelée. Son alliage avec le plomb et l'arsenic diminue sa malléabilité et sa ductilité. Seul l'argent et le cuivre peuvent être alliés à l'or sans diminuer ni sa malléabilité ni sa ductilité.

I-1-2. Propriétés chimiques de l'or:

L'atome d'or a comme symbole chimique « Au », de numéro atomique 79. L'or est un élément sidérophile à cause de sa forte tendance aux liaisons métalliques. Il est parfois associé aux éléments comme le cuivre, le cobalt, l'argent, le chrome, l'étain, l'uranium, le molybdène, le tellure, le mercure et plus rarement au bismuth, au fer, au palladium, au rhodium et au platine.

L'alliage naturel de l'or avec l'argent est l'électrum dont la teneur en argent est supérieure à 20%. L'or a une affinité pour les éléments suivants: arsenic, fer, calcium, bismuth, silicium et baryum avec lesquels il s'associe dans les minéraux: arsénopyrite et pyrite (Tableau 1a).

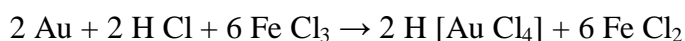
Tableau 1a. Principaux minéraux d'or et leurs caractéristiques (donné SIGM 2005, Ramianandroa 2010).

Minéral	Formule	Système cristallin	Teneur en or (%)	Dureté	Densité	Couleur
Or natif	Au	Cubique	100	2,5 - 3	19,3	Jaune d'or
Electrum	(Au, Ag)	Cubique	55 - 80	2,5 - 4	13 - 16	Jaune pâle
Maldonite	Au ₂ , Bi	Cubique	65	1,5 - 2	15,5	Blanc argent
Fischesserite	Ag ₃ AuSe ₂	Cubique	18 - 25	2,5 - 3	8	Gris noir
Petzite	Ag ₃ AuTe ₂	Cubique	19 - 25	2,5	9,1	Gris noir
Calavérite	AuTe ₂	Triclinique	39,5	2,5 - 4	9 - 9,5	Jaune bronze
Krennerite	(Au, Ag)Te ₂	Orthorhombique	31 - 44	2,5	8,35	Blanc jaunâtre
Sylvanite	(Au, Ag ₂)Te ₄	Monoclinique	24 - 30	1,5 - 2,5	7,9 - 8,3	Gris acier

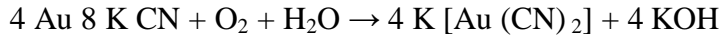
Les tellures auro-argentifères plus ou moins complexes sont les seuls minéraux d'or. Les minéraux d'or et l'or se trouvent dans des gangues de quartz ou avec des sulfures métalliques: mispickel, pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotite.

L'or est presque totalement insensible à l'oxydation et inattaquable par la plupart des acides sauf le cyanure, le mercure, le brome et le mélange d'acides appelé eau régale (4HCl+HNO₃) suivant les réactions :

- les mélanges de chlorures, de bromures et de certains iodures



- certains mélanges oxydants, dans les cyanures alcalins



- l'eau régale



A chaud, l'or se combine au phosphore, à l'arsenic, à l'antimoine, mais pas au soufre. Il a une grande stabilité et résiste bien à la corrosion.

L'unité de masse est « **l'once** » qui vaut 31,1035g. En joaillerie, la proportion d'or dans un alliage ou la qualité de l'alliage est exprimée en « **carat** ».

Les **carats** correspondent au pourcentage massique d'or compris dans le métal. Le carat sert donc à mesurer la pureté de l'or (Tableau 1b).

Tableau 1b. Pourcentage en or et valeur en carats (histoire de la monnaie royale canadienne).

Carats	24	22	20	18	16	14	12	10	8	6	4	2	0
% or	100	91,67	83,34	75,01	66,68	58,35	50,02	41,69	33,36	25,03	16,7	8,37	0

I-2. METALLOGENIE DE L'OR

La métallogénie est une science des gisements (ou gîtes) métallifères et de leur genèse. Le terme a été créé, au début du XX^e siècle, par le géologue français Louis de Launay (1860-1938).

Le plus souvent, les gisements d'or sont de nature hydrothermale. La métallogénie des minéralisations hydrothermales impose des questions : quelle est la roche source du métal ? Comment a-t-il été extrait de la roche source par la solution hydrothermale ? Comment a-t-il été transporté en solution et précipité ?

L'or peut se trouver dans trois types d'hydrothermalisme selon la température de formation: hypothermal, mésothermal et épithermal. Il semble alors que l'or soit en rapport avec l'émanation des granitoïdes. Cette émanation est à l'origine des filons hydrothermaux. Ces derniers sont souvent matérialisés par des filons de quartz injectés le long des fractures et failles des roches encaissantes. Ces solutions peuvent avoir différentes origines, telles que:

- ascension de magma profond pour former les roches ignées,
- métamorphisme des roches encaissantes et remontée de magma.

Dans le premier cas, l'or est associé au magmatisme des domaines profonds. En raison de son caractère sidérophile, l'or a une affinité avec les roches basiques et ultrabasiques où il se trouve régulièrement à faible teneur. Dans le deuxième cas, l'existence d'un évènement de

granitisation en relation à un métamorphisme a permis la mobilisation de l'or avec la silice par l'intermédiaire d'une circulation de fluide.

Les connaissances sur la métallogénie de l'or n'ont cessé d'évoluer et de s'améliorer au fur et à mesure de l'acquisition de nouvelles données. Cela se traduit par une complexité accrue dans la classification des types de gisements aurifères.

I-3. TYPES DE GISEMENTS D'OR

Pour mieux comprendre les différents modèles de formation de gisement de l'or, ils sont classés d'une manière générale en deux types: gisements primaires et gisements secondaires

I-3-1. Les gisements primaires

Les gisements primaires sont les structures d'accumulation de l'or des formations géologiques. Ils sont distingués en gisement magmatique et gisement métamorphique:

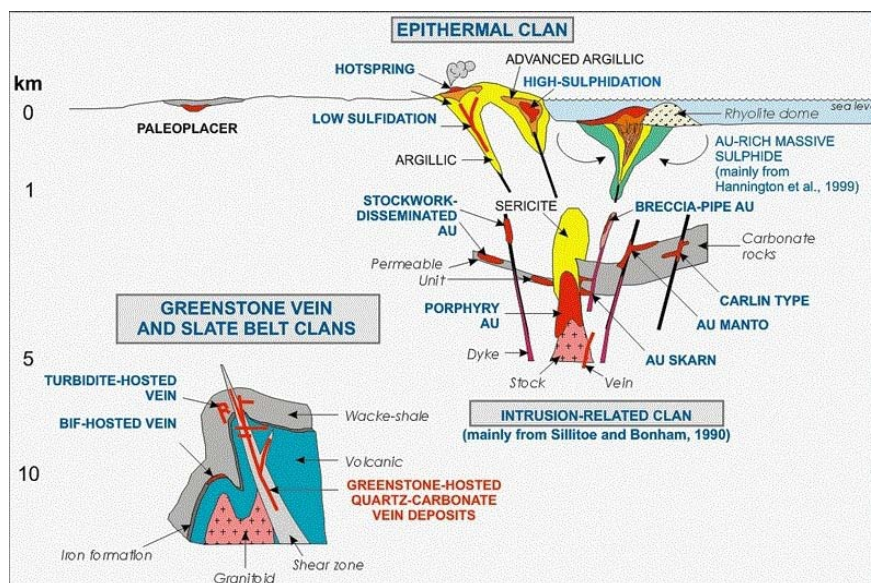


Figure 2 Illustration schématique des divers types de gisements primaire (Dube et al. 2001)

➤ Les gîtes primaires magmatiques

Les gisements primaires magmatiques aurifères sont dus :

- à la présence de sources magmatiques contenant de l'or : des roches basiques – ultra basiques;
- à un évènement de granitisation dans le voisinage pour collecter et remobiliser l'or ;
- à l'occurrence d'un piège pour l'or enrichi dans un fluide en circulation.

Les bons pièges seraient les filons siliceux qui donneraient les filons de quartz ou le quartzolite aurifère.

L'or magmatique est associé soit aux sulfures des métaux de base, soit aux minéraux des éléments sidérophiles tels que les platinoïdes. Les gisements hydrothermaux et les gîtes pegmatitiques de l'or sont aussi classés parmi les gisements magmatiques. Ils sont toujours associés à une granitisation.

Les dépôts de skarn, résultants de l'intrusion granitique en contact avec des roches calciques et carbonatées, font partie des gisements reliés aux roches intrusives. Mais généralement, ces dépôts résultent du métasomatisme entre l'intrusion siliceuse et les roches carbonatées encaissantes. La majorité des dépôts de skarn travaillés essentiellement pour l'or contient beaucoup de pyrite et/ou arsénopyrite qui sont des minéraux sulfurés (Figure 2).

➤ **Les gîtes primaires métamorphiques**

L'or se trouve disséminé dans divers faciès des roches métamorphiques (gneiss, migmatite, amphibolite, quartzite à magnétite, micaschiste...). Ainsi, l'or est considéré comme un constituant minéral originel de ces différentes roches.

Les gisements métamorphiques sont aussi des héritages de gisements sédimentaires métamorphisés. L'or est contenu soit dans les veines ou filons quartzeux discontinus qui sont tous les résultats de déshydratation des roches hôtes hautement métamorphisées. L'or est ainsi transporté à travers les failles et cassures. Ainsi, les systèmes de veines sont les résultats de précipitation des minéraux à partir d'éléments transportés par des fluides hydrothermaux (Figure 2).

I-3-2. Les gisements secondaires

Le gisement secondaire est l'accumulation par suite de transport des produits de démantèlement d'un gisement primaire. Ce sont les dépôts éluviaux et alluviaux.

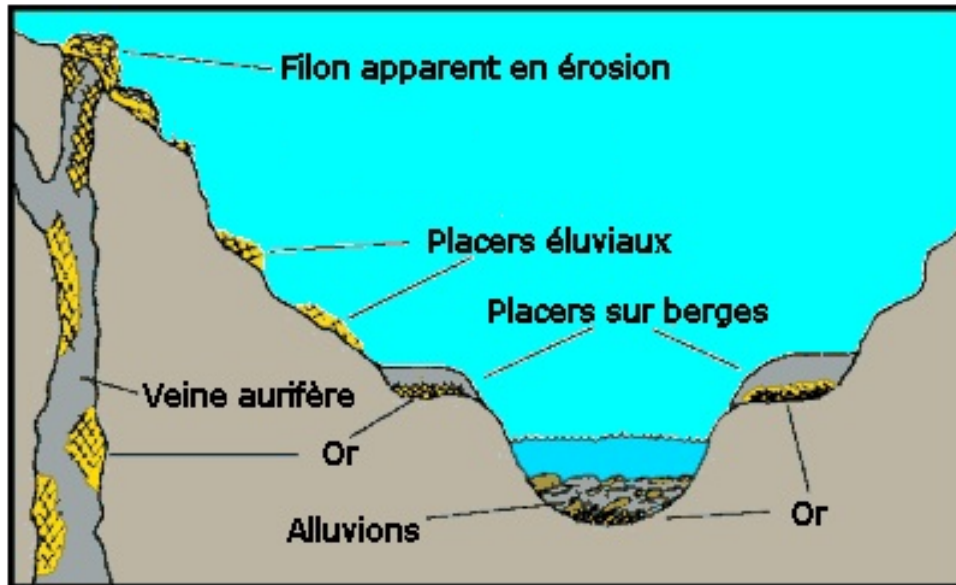


Figure 3 Schéma illustratif de la formation de gisement secondaire (éluvial et alluvial). Il s'agit d'un démantèlement d'un filon aurifère qui est ensuite érodé. L'érosion transporte l'or et parfois les déposant sur les flancs de collines en formant le gisement éluvial mais parfois les transportant jusqu'à la vallée ou, jusqu'à la rivière et formant le gisement alluvial.

➤ Les gisements éluviaux

Les gîtes éluvionnaires résultent d'une accumulation des produits de dégradation des gisements primaires. Dans le cas du saprolite, le principal agent responsable de sa formation est l'altération. Ce processus implique d'importantes réactions chimiques complexes. En effet, les gîtes primaires sont soumis à deux choses : premièrement, les gangues minérales qui s'altèrent et sont lessivées par l'eau météorique, laissant ainsi l'or relativement inerte à faible distance et deuxièmement, l'or qui peut rester sur place dans les zones oxydées sans déplacement et lessivage.

Dans ce gîte éluvionnaire, la limite des roches mères présente la plus forte teneur, plus précisément au niveau de la base de profil d'altération latéritique. Les gîtes éluvionnaires est intéressante parce que c'est facile à exploiter (Figure 3).

➤ Les gisements alluviaux

Le principal agent érosif responsable de la formation de ces gisements est l'eau.

Comme l'or et tous les minéraux lourds (magnétite, ilménite, zircon) ont une densité spécifique élevée, ils sont transportés et déposés le long de la base des rivières.

Trois types de sites alluviaux peuvent être distingués :

- les alluvions des lits vifs, autrement appelés «stream-sediment» qui est difficilement maîtrisable à cause de la condition de transport.
- les sites alluvionnaires anciens tels que les méandres et les flats qui ne sont que des dépôts anciens riches en matériaux lourds et très partiellement alimentés par les eaux actuelles
- les terrasses alluvionnaires qui sont complètement hors d'atteinte des eaux.

En général, les gisements les plus économiques et les plus recherchés sont surtout les gisements supergènes. Ils peuvent se former suivant les modes d'accumulation et de concentration de l'or dans des dépôts cités ci-dessus, soit primaire, soit secondaire. Les gisements supergènes sont intéressants pour sa grandeur, sa puissance et sa facilité d'exploitation (Figure 3).

I-4. AGE DE GISEMENTS PRIMAIRES D'OR A MADAGASCAR

La plupart des gisements primaires se situent dans les terrains métamorphiques d'âge précambrien. Généralement, les minéralisations apparaissent sous formes de veines ou filons quartzeux discontinus ou en minéralisation disséminée dans divers faciès de schistes cristallins. Seuls les filons barytiques aurifères de l'Andavakoera constituent une exception. D'après les travaux de synthèse effectués par le BRGM en 1985 à Madagascar, trois types de gisements primaires ont été mis en évidence selon l'âge des formations encaissantes : les gisements appartenant au domaine Archéen, les gisements primaires du protérozoïque et les gisements liés à la tectonique permotriasique.

La classification ici reportée est basée à cette classification du BRGM modifiée par les nouvelles données géochronologiques de Tucker et al. 2014.

I-4.1 Gisements du domaine Archéen

Les gisements appartenant au domaine Archéen sont les plus nombreux à Madagascar. La minéralisation se trouve dans un système de veines interstratifiées, concordantes dans des formations métamorphiques. Ces veines sont associées à :

- des séries de roches amphiboliques basiques, cas d'Andriamena, Maevatanana, Alaotra et Ampasary (Mananjary),
- des quartzites à magnétite comme à Andriamena, Maevatanana et Alaotra ,
- des séries silico-alumineuses constituées par de quartzites, gneiss, migmatites, micaschistes alumineux et souvent graphiteux. Tel est le cas de Vohilava-Ampasary,

- des filons péribatholitiques, des stockwerks et une dissémination étendue dans les roches métamorphiques grâce aux intrusions granitoïdes tardives affectant localement les faciès cités précédemment.

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

I-4.2 Gisements du Protérozoïque

Ils sont souvent associés aux faciès à micaschistes ou à quartzite de la série SQC « Schisto-Quartzo-Calcaire » (actuellement appelée groupe d'Itremo), 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 telles que la pyrite, l'arsénopyrite, pyrrhotite...

Les deux cas les mieux connus sont :

- la région de Betsiriry, à l'Est de Miandrivazo, où les indices aurifères se trouvent dans la zone de passage entre les gneiss migmatitiques et la série épimétamorphique « Schisto-Quartzo-Dolomitique » (Moine 1971),
- la région d'Itea, au Sud-Ouest d'Ambositra, où les indices d'or sont localisés dans les formations métamorphiques de contact. Ils s'alignent dans les formations plus ou moins silicifiées bordant le massif granitique intrusif d'Itea.

D'autres gisements du proterozoïque sont aussi comme le gisement d'Archéen, dont la minéralisation se trouve dans un système de veines interstratifiées, concordantes dans des formations métamorphiques associés:

- à la série silico-alumineuses constituées par de quartzites, gneiss, migmatites, micaschistes alumineux et souvent graphiteux. Tel est le cas d'Ambatolampy-Andriba et dans la région Ouest d'Antananarivo, série de Sahantana et de Vavatenina, et la série de Maha.
- à des roches supracrustales métamorphisées du bloc d'Ikalavavony, constituées par des amphibolites, gneiss quartzofeldspathiques et des roches métasédimentaires, cas de Dabolava.

I-4.3 Gisements liés à la tectonique Permotriassique

Les gisements se présentent sous forme de filons hydrothermaux à remplissage quartzobarytiques de fractures, avec or natif et sulfures associés. Ce type de gisement ne se rencontre que sur la bordure socle-sédimentaire de l'extrémité Nord de Madagascar, à Andavakoera.

Chapitre II : CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

II-1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

Notre zone d'étude se trouve sur les hauts plateaux malgaches, environ 70Km au Sud de la Capitale, et à 7 Km à l'Est de la ville d'Ambatolampy (Figure 4). Elle appartient à la commune rurale de Belambo et Morarano, sous-préfecture d'Ambatolampy, dans la région de Vakinankaratra, et de la province d'Antananarivo.

Elle est délimitée par les coordonnées Laborde suivantes :

X1 = 509 375 m

Y1 = 745 625 m

X2 = 512 500 m

Y2 = 742 500 m

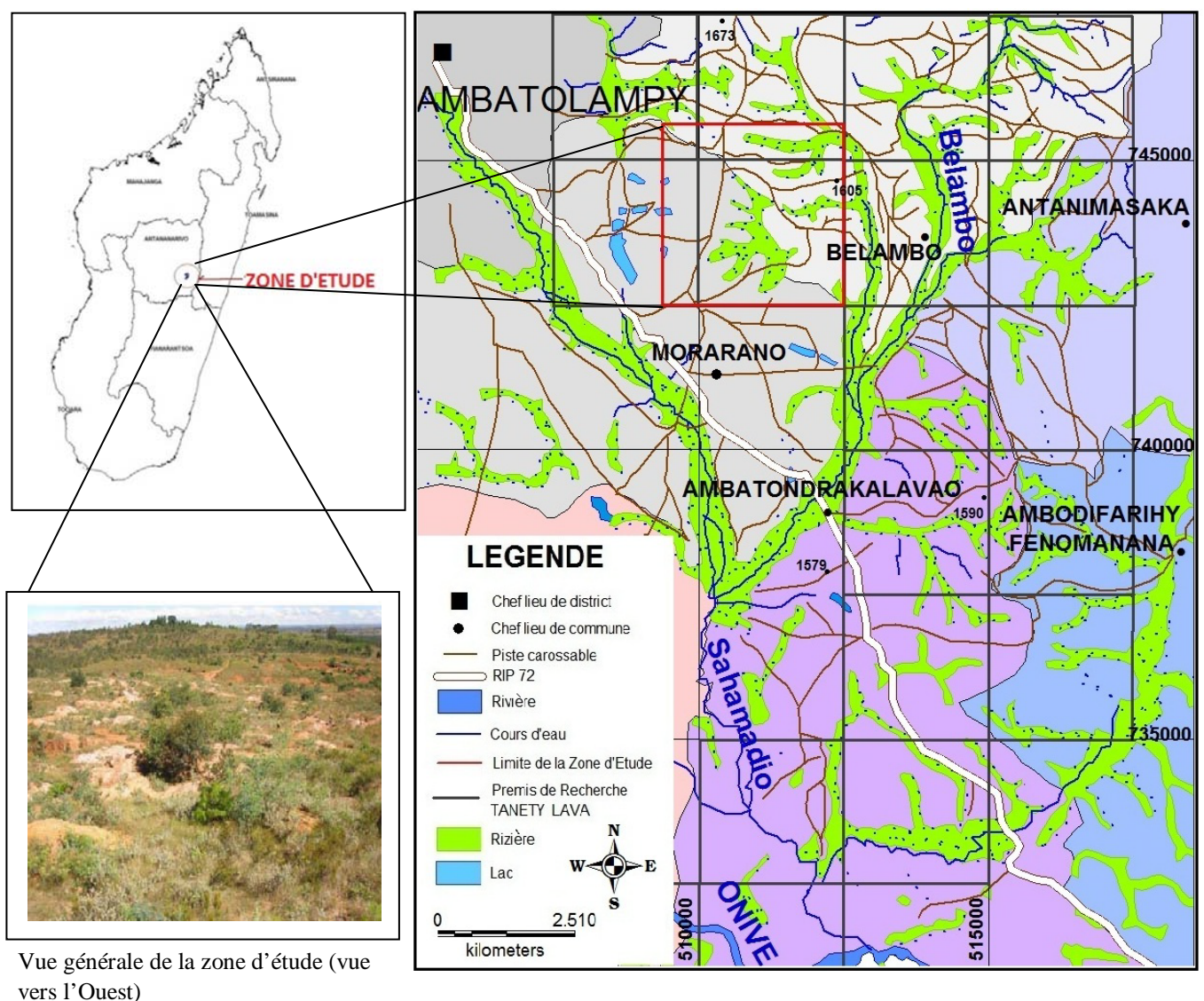


Figure 4 Délimitation de la zone d'étude

II-1-1. Accessibilité

Elle est accessible par voiture en suivant la RIP 72, en partant de la RN7 à Ambatolampy. Plusieurs routes traversent le terrain. D'ailleurs, la société Tanety Lava avait aménagé certaines routes carrossables pour faciliter leurs travaux (Figure 4).

II-1-2. Géomorphologie

Cette zone se trouve en contrebas du massif volcanique d'Ankaratra. Elle est caractérisée par des reliefs plats, avec une altitude moyenne de l'ordre de 1550 m. Les vallées sont généralement aménagées en zone rizicoles.

L'altération et/ou la latérisation est profonde (plus de 30 mètres), et on n'observe pas de lavakisation. Les roches leucocrates et à structure grenue massive résistent à l'altération.

II-1-3. Hydrographie et végétation

La zone d'étude est drainée par plusieurs cours d'eaux, généralement de forme dendritique, ils se déversent dans la rivière de Belambo, et cette dernière se jette dans la rivière de Sahamadio. Et la rivière de Sahamadio est tributaire de la rivière Onive du versant oriental.

La végétation actuelle est dominée par des prairies. Mais on y trouve souvent quelques *eucalyptus*, *pin* et *mimosas* reboisés (Figure.4).

II-1-4. Climat

Le climat est de type tropical d'altitude, caractérisée par deux saisons distinctes :

- la saison chaude et humide, entre les mois de Novembre et Mars, marquée par une forte précipitation et la hausse de la température surtout l'après-midi (26 à 15°C). On note que cette période est caractérisée par des pluies cycloniques,
- la saison sèche et fraîche, entre les mois de Mai et Août, caractérisée par une baisse importante de la température toute la journée (13 à 0°C), avec la présence des averses matinales.

II-2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le tiers des continents actuels représente approximativement le super continent Gondwana, et contient environ 60% des ressources minérales mondiales (<http://Gondwana.brgm.fr/>). L'histoire géologique de Madagascar est associée à celle de ce supercontinent où Madagascar occupe une position centrale entre Est et Ouest Gondwana (Reeves et al. 2002). Le supercontinent Gondwana est constitué par l'ensemble des terrains précambriens de l'Afrique, de l'Antarctique, de l'Amérique du Sud, du Sud de l'Europe, de l'Asie Sud-est et de l'Australie.

L'Orogénèse Est Africaine (OEA), entre 750 et 620 Ma, a entraîné une collision continentale entre les blocs du Gondwana Est et Ouest faisant suite à la fermeture de l'Océan Mozambicain en donnant naissance à ce supercontinent (Meert et Van Der Voo 1996).

Des différents concepts ont été proposés par différents auteurs sur ce modèle de collision dont Stern et al (1994,2007), Meert et al. (1996,2008), Shackleton (1996), Muhongo et al (2003), Collins et al (2005, 2007).

Quoi qu'il en soit, dans les différents modèles proposés, Madagascar occupe une position clé, au cœur du Gondwana, sur la bordure Est de la chaîne Mozambicaine (Goncalves 2003). Cette Orogenèse panafricaine (OEA) a profondément affecté le socle cristallin malgache et est responsable de la mise en place de diverses structures de minéralisation. Elle a aussi guidé l'évolution tectonique de l'île.

II-2-1. Le précambrien malgache

En général, Madagascar est formée par le socle cristallin du précambrien qui affleure sur les deux-tiers orientaux de l'île et est bordée à l'Ouest par des formations sédimentaires du phanérozoïque intercalées par des roches volcaniques du crétacé (Besairie 1964, Hottin 1976).

L'interprétation du socle cristallin Malgache ne cesse d'évoluer depuis Besairie jusqu'à présent.

En 1948, d'après Besairie, le socle cristallin malgache était formé d'une succession de dépôts sédimentaires affectés par une orogénèse vers 2,66 Ga appelée évènement orogénique majeur Shamwaienne. Il comprend trois grands systèmes : la série Infragraphite, la plus ancienne, le système du Graphite et enfin le système du Vohibory, le plus récent.

Tableau 2: Chronogramme des unités cartographiques et des principaux événements de formation de croûte et tectono-métamorphiques de Madagascar. (SMIWH: South Madagascar–India–Wanni–Highland Province) (Tucker et al. 2012, 2014).

Domaine	Vohibory	Anosyen	- Androyen	Ikalamavony	Antananarivo	Antongil	- Masora	Bemarivo
Sous-domaine		Anosyen	Androyen		Itremo	Masora	Antongil	
Limites	Ampanihy	Ampanihy	Beraketa	"Structure en fleu"/ Ranotsara	Angavo - Ifanadiana	Angavo - Ifanadiana - Maroala	Nappe d'Andaparaty/ Sandrakota	Sandrakota / Antsaba
540 - 510 Ma Magmatisme/ métamorphisme	<i>formation de la structure en fleur, nappes à vergence Est, inversion tectonique de bassin et zones à forte contrainte</i>							<i>accrétion de Bemarivo</i>
560 - 530 métamorphisme		Suite d'Ambalavao	Suite d'Ambalavao	Suite d'Ambalavao	Suite d'Ambalavao - Kiangara	Suite d'Ambalavao - Kiangara - Maevarano	Suite d'Ambalavao - Kiangara - Maevarano	Suite de Maevarano
620 - 600 métamorphisme		x	x	x	x	x	x	x
670 - 640 Ma formation de croûte juvénile	Suite de Marosavao							
0.8 - 0.65 Ga sédimentation	Groupes de Linta/ Mahafaly/ Gogogogo	Groupe d'Ihohy	Groupe d'Ihohy	Groupe de Molo	Groupe de Molo	Groupes d' Ambatolampy/ Manampotsy	Groupes d' Ambatolampy/ Manampotsy	Groupes de Daraina/ Milanoa
0.8 - 0.7 Ga magmatisme		?	Suite de Dabolava	Suite d'Itsindro-Imorona	Suite d'Itsindro- Imorona	Suite d'Itsindro- Imorona	Suite d'Itsindro- Imorona	Suite de Manambato/ Antsirabe Nord
1.0 - 0.9 Ga magmatisme		Suite d' Ankiliabo	Suite de Dabolava	Suite de Dabolava				
1.8 - 1.1 Ga sédimentation		Groupe d' Imaloto/ Mangoky	Groupe de Tranomaro	Groupe d'Ikalamavony	Groupe d'Itremo	Groupe de Maha	Groupe d' Andrarona	Groupes de Sambirano/ Betsiaka
2.2 - 1.9 Ga formation de croûte/ magmatisme		unités de socle sans nom	Groupe de Taolagnaro				Suite d' Ankavanana	déduit de zircons détritiques
2.52 - 2.48 Ga Magmatisme/ métamorphisme					Suites de Betsiboka/ complexe de Tsaratanàna	Granitoïde sans nom	Suites de Masuala/ Beheloka/ Ranomena	
2.8 - 2.5 Ga formation de croûte					Groupes de Sofia/ Vondrozo	Groupe de Vohilava - Nosivolo	Groupe d' Ambodiriana/ Mananara	
3.3 - 3.1 Ga formation de croûte/ sédimentation		Zircon hérités et âges modèles Nd	Zircon hérités et âges modèles Nd			Suite de Nosy Boraha	Suite de Nosy Boraha/ groupe de Fenoarivo	
	arc océanique	SMIWH		Greater Dharwar				arc magmatique

Puis, en 1972, Hottin a présenté une carte de synthèse qui présente un découpage chronologique et lithologique assez détaillé. Cette carte a souvent été reprise dans les bases des travaux récents, pour réaliser les nouveaux découpages tectono - métamorphiques comme par exemple celui du Collins et Windley (2002). Dans ce découpage tectono - métamorphique, le socle est subdivisé en neuf blocs tectoniques constitués de cinq blocs stables (Antongil, Masora, Antananarivo, Bemarivo, Ikalamavony), de trois nappes de charriage (Tsaratanana, Itremo, Vohibory) et une suture (Suture de Betsimisaraka).

En 2012, PGRM a adopté une nouvelle subdivision dont six domaines géodynamiques ont été reconnues: le domaine de Bemarivo, le domaine d'Antongil – Masora, le domaine d'Antananarivo (à la différence de la subdivision de Collins et al. (2003), ce domaine regroupe le Domaine d'Antananarivo (autochtone), la Nappe de Tsaratanana (al-lochtone) et la Suture de Betsimisaraka), le domaine d'Ikalamavony (à la différence de la subdivision de Collins et al. (2003), il englobe les Unités d'Ikalamavony et d'Itremo), le domaine Anosyen - Androyen et le domaine de Vohibory. Chaque domaine est défini par des suites métaplutoniques et des groupes métasédimentaires distincts, ou par une histoire singulière de reprise tectono-métamorphique à l'Archéen ou au Paléoprotérozoïque (Tableau 2). Cette nouvelle subdivision a été publiée par Tucker et al 2014.

➤ **Domaine d'Antongil-Masora**

Il est constitué par deux sous domaine le sous domaine d'Antongil et le sous domaine de Masora. La caractéristique commun de ce sous domaine est la présence d'orthogneiss et des roches para dérivées d'âge Paleo et Mésoarchéen (Besairie 1968,1969a). Leur différence est la présence des roches plutoniques basiques d'âge Paléprotérozoïque dans le sous domaine d'Antongil et la présence d'importante séquence des roches metaclastique d'âge Paléo à Mésoarchéen dans le sous domaine de Masora ainsi que l'existence d'une métamorphisme intense associée à une déformation polyphasées vers la fin du Néoprotérozoïque (BGS-USGS-GLW.2008 ; Tucker et al.2012) .

Ce bloc n'a pas été affecté par l'orogénèse Panafricaine. Cette unité se présente comme une équivalente du craton de Dharwar occidentale en Inde (Tucker et al.2012). De plus il est considéré comme rattaché au Gondwana oriental (Tucker et al. 1999a et 2014, Kröner et al. 2000, Collins and Windley 2002).

➤ **Domaine d'Antananarivo**

Il est composé de gneiss, de migmatites et migmatites granitoïdes de 2500 Ma où sont intercalés des orthogneiss à 800 Ma (granites, gabbros). Cet ensemble a été repris par l'Orogenèse Panafricaine à laquelle sont associés les granites stratoïdes alcalins à 630 Ma et un granite batholitique de faible extension à 550 Ma (BGS 2008).

La partie Nord – Centrale de ce domaine a été affectée par l'OEA qui est caractérisée par quatre étapes de déformations :

- D1 : emplacement de granites stratoïdes (630 Ma)
- D2 : la virgation d'Antananarivo
- D3: Le cisaillement d'Angavo
- D4 : Intrusion de granites porphyroïdes (532 Ma)

Les granites stratoïdes sont à grains fins et s'intercalent entre les gneiss et migmatites suivant la foliation. Il y a deux types de granite : (1) une suite très riche en alcalin de quartz syénitique et de granite hypersolvus différenciée d'un magma mafique et (2) une suite modérément alcalin de granite subsolvus provenant de fusion partielle à haute température de roches d'origine granodioritique. Leur mise en place aux niveaux de la croûte moyenne (4-5 KBs) indique qu'ils se sont probablement formés dans un environnement post extension et collision entre 627 Ma et 633 Ma (Paquette et Nédélec 1998).

Les étapes D2 et D3 représentant des événements majeurs d'inflexion et de cisaillement sont probablement reliées (indicateur tectonique). La virgation d'Antananarivo se manifeste par une inflexion vers l'Ouest des lignes structurales qui sont Nord-Sud et par le granite d'Ambatomiranty daté de 560 Ma (Rambeloson et al. 2003). A l'Est de la zone de virgation, le long de la limite orientale du domaine d'Antananarivo se trouve le cisaillement d'Angavo, une zone de structure verticale. C'est une zone de décrochement ductile majeur « ductile strike-slip shear (D3) » formée en condition granulitique de basse pression (3-3.5 Kb; 790°C) et caractérisée par un déplacement dextre et oblique associé un chevauchement Est Ouest. On y trouve une évolution polyphasée matérialisée par trois activités magmatiques à ~ 2,500 Ma, 730-825 Ma et 550 Ma. L'évènement d'âge Archéen ~ 2,500 Ma n'est pas bien défini. L'évènement d'un Arc magmatique continental supporte l'idée d'une subduction sous le domaine d'Antananarivo pendant l'effondrement de Rodinia et avant l'amalgamation du Gondwana. Les données structurales et géochronologiques indiquent que le cisaillement d'Angavo continue jusqu'au Sud de l'Inde (cisaillement d'Achankovil) mais son extension

vers Afrique (Somalie-Kenya-Tanzanie) n'est pas claire. L'évènement tardi - métamorphique 550 Ma correspond au période de déformation du cisaillement d'Angavo (Raharimahefa et al. 2010 et 2013).

Le granite porphyroïde de Carion (D4) est métaalumineux, transalcalins et ferropotassiques d'origine magmatique hybride. Il s'est formé dans des conditions de cristallisation autour de 750°C sous une pression de 3-4Kb. L'emplacement du granite porphyroïde de Carion est favorisé par le cisaillement d'Angavo. Il témoigne un magmatisme potassique tardi-panafricain au sein du socle précambrien malgache (Razanatseheno 2003).

La nappe de Tsaratanàna est composée de gneiss mafiques, de roches ultramafiques et de métapelites dont certaines ont subi un métamorphisme à ultra haute température. Des intrusions précoces ont été datées entre 2490 Ma et 2075 Ma et des intrusions mafiques-ultramafiques à 800Ma. L'ensemble a été plissé et entraîné par des charriages vers l'Est. Ces charriages seraient postérieurs à l'intrusion de granite de 637 Ma et sont responsables de l'allure uniforme de l'unité (BGS 2008).

➤ **Domaine d'Ikalamavony**

Ce domaine se localise au Sud-Ouest du bouclier malgache avec une orientation SSE-NNO. Il représente la zone de convergence et de magmatisme d'arc mésoprotérozoïque qui marque la soudure entre le Domaine d'Antananarivo et le Domaine Anosyen-Androyen (Tucker et al.2012). Il est formé par des roches métavolcaniques et métasédimentaires, de composition intermédiaire à basique et probablement d'affinité d'arc insulaire. Cet ensemble est stabilisé dans le faciès granulite. Les températures de formation des roches sont plutôt constantes à 750 à 800°C, tandis que la pression augmente de l'Est (4-5Kbar) vers l'Ouest (6-9 Kbar), (GAF-BGR.2008b; CGS.2009a et). Cette unité est recoupée par les intrusions calco-alcalines basiques, intermédiaires et acides de la Suite de Dabolava. Ces roches se sont mises en place entre 1035 Ma et 990 Ma et sont propres au Domaine d'Ikalamavony.

La nappe d'Itremo, anciennement considérée comme une composante à part entière du socle cristallin est actuellement considérée comme tout simplement appartenant au domaine d'Ikalamavony. C'est un vaste ensemble méta-sédimentaire (Série Schisto-Quartzo-Dolomitique) métamorphisé dans le faciès schiste vert à amphibolite supérieur. Cet ensemble est d'âge Protérozoïque Moyen. La sédimentation s'est produite entre 1855 Ma et 804 Ma (Cox et al. 1998). L'ensemble a été recoupé par deux événements magmatiques qui sont les

gabbros à 790-810 Ma et des granites et syénites à 539-550Ma (Handke 1999). La structuration générale est caractérisée par des plis verticaux Nord-Sud.

➤ **Domaine d'Anosyen-Androyen**

Ce domaine englobe le sous domaine Anosyen et Androyen. Il est constitué par des roches métamorphiques à lithologies variées, à facies granulite et d'âge Paléoproterozoïque. Ces roches sont principalement quartzo-feldspathiques, d'origine sédimentaires, magmatiques et métasomatiques. Le feldspath potassique domine les gneiss d'Ouest en Est. Cette évolution est accompagnée à l'Ouest par la diminution du nombre de lithologies basiques (serpentinites, metabasites, anorthosites). Vers l'Est, on observe cependant une dominance des niveaux de lithologies acides (granites, pélites, leptynites), et elle se fait de part et d'autre des zones de cisaillements majeures (Martelat.1998, Razakamanana.1999, Jöns.2006, PGRM.2008, Randrianasolo.2009).

Des plis droits isoclinaux dont dans la majorité des cas post-foliaux marquent le sous-domaine Anosyen. Cette deformation s'est déroulée à la fin du Néoproterozoïque et au début du Cambrien (GAF-BGR 2008c et d, Tucker et al.2012). Le sous-domaine Androyen a impliqué deux évènements quasi contemporains et continus : 1) la formation de la zone à fortes contraintes d'Ampanihy qui s'est déroulée entre 620 Ma and 600 Ma due à la collision avec le Domaine du Vohibory ; 2) l'amalgamation finale du Gondwana entre 570 Ma et 530 Ma (PGRM 2012) et a entraîné l'extrusion tectonique des groupes de Tranomaro et d'Imaloto et la formation de la zone à forte contrainte de Beraketa (Tucker et al 2012).

➤ **Domaine de Bemarivo**

Cette unité est interprétée comme étant une partie d'arc magmatique continental daté du Cryogénien résultant de la subduction de l'Océan Mozambique sous Madagascar lors de la fragmentation du Rodinia (Tucker et al. 1999, 2014, Kröner et al. 2000). Il est dérivé du craton « Greater Dharwar » (Inde + Madagascar) à la fin de l'Ediacarien au début du Cambrien et est charrié sur les domaines d'Antananarivo et d'Antongil-Masora (Tucker et al. 1999, 2014, Thomas et al.2009). Il est constitué par des roches métasédimentaire et métavolcanique. Sa partie Sud est dominée par des roches métasédimentaire de faciès schiste vert à amphibolite. Sa partie Nord comprend des massifs de granite en dôme et aussi de rhyolite de 715 Ma qui ont été déformés en des plis isoclinaux verticaux (Bousteyak, 1974).

La partie Sud a été déformée lors de charriages des roches du faciès amphibolites supérieurs à granulite. Au sein de cette formation des intrusions magmatiques de nature granitique et charnockitique d'âge 510 Ma – 520 Ma, ont été individualisées par, Buchwaldt et al. (2003), Collins (2006) et Jons et al. (2006), Thomas et al. (2009).

➤ **Domaine du Vohibory**

Ce domaine est situé à l'extrême Sud-Ouest du socle cristallin malgache. C'est un domaine véritablement exotique (PGRM.2012). Il est constitué par des formations très faiblement métamorphisées dans un faciès schiste vert. Ces formations consistent à des metabasaltes, de roches volcaniques acides à intermédiaires et d'une séquence de roches métasédimentaires chimiques et terrigènes d'origine océanique (Jöns et Schenk, 2008; GAF-BGR, 2008e).

Le domaine de Vohibory témoigne la fermeture d'un océan par extraction d'une croûte océanique, probablement de l'océan paléo-Mozambique daté de 670 Ma et 630 Ma.

Il a été accrété au domaine Androyen-Anosyen au cours d'un évènement orogénique qui a eu lieu entre 620 Ma and 600 Ma (GAF-BGR, 2008^e, Tucker et al. 2014).

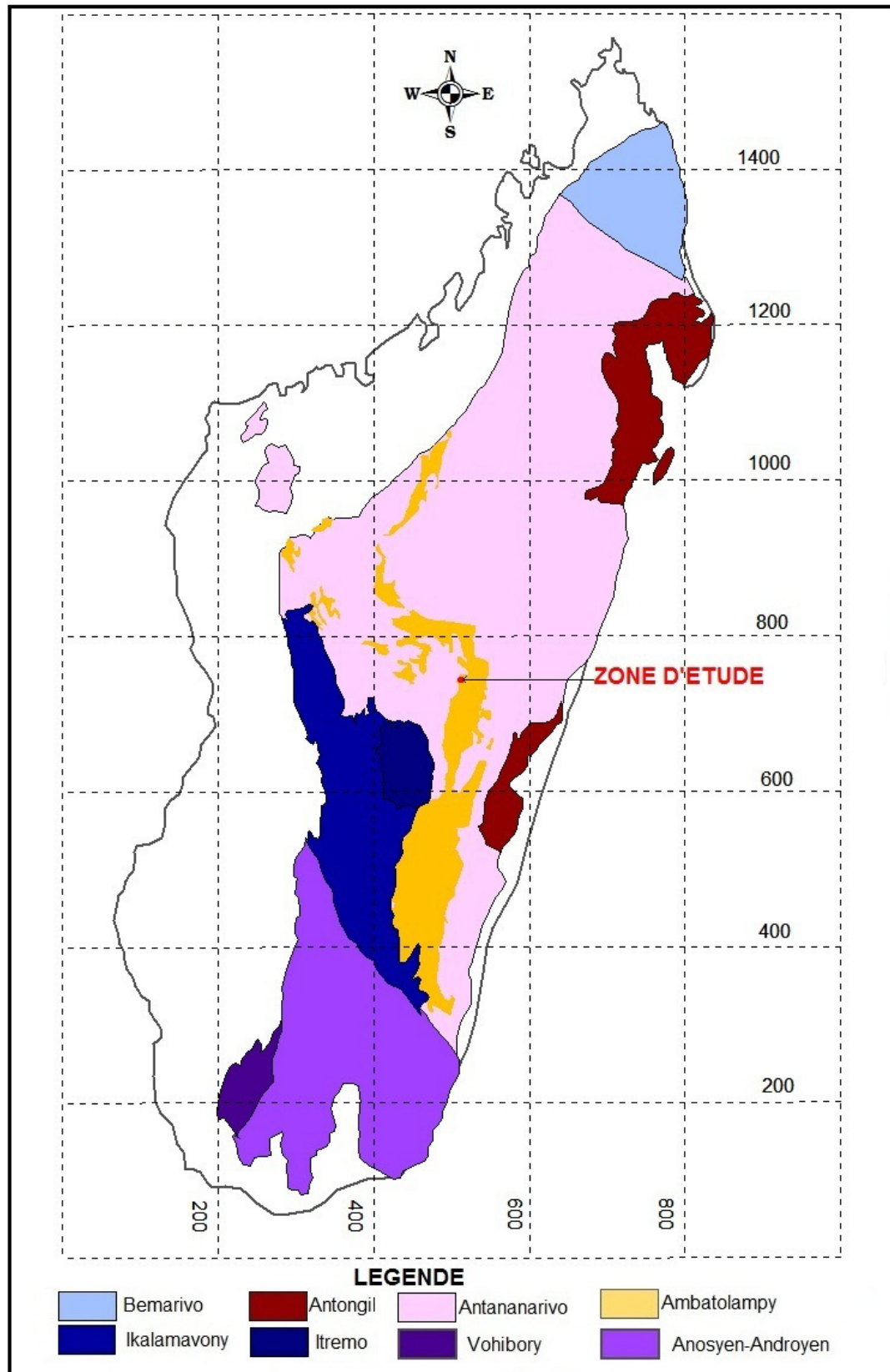


Figure 5 Carte géologique du Précambrien de Madagascar, compilation (Besairie 1964, Hottin 1976, Collins et al. 2003, BGS 2008, Raharimahefa et al. 2010, PGRM. 2012).

II-2-2. Géologie régionale de la zone d'étude

Le gisement d'Alakamisy se trouve dans le Domaine d'Antananarivo (Autochtone), plus précisément dans le groupe d'Ambatolampy (série d'Ambatolampy de Hottin 1976). Ce groupe recouvre en partie le domaine d'Antananarivo. Il est globalement orienté N-S sauf aux environs d'Antananarivo où il est orienté E-W, soulignant ainsi la virgation d'Antananarivo (Tucker et al 2012).

La zone d'étude se situe dans la moitié Sud de la feuille Ambatolampy P.48. Sur ce moitié Sud de la feuille d'Ambatolampy, la série d'Ambatolampy forme deux alignements principaux : l'un se trouve sur la bordure Sud de la feuille qui se prolonge sur la bordure Est de la feuille en direction du Nord jusqu'aux environs de la partie médiane où elle disparaît en biseaux dans les migmatites ; l'autre s'étend au SW de la feuille jusqu'aux environs de la ville d'Ambatolampy. Dans cette dernière se localise la zone d'étude (Figure 6). Il faut noter que le gisement d'Alakamisy (l'ancien gisement alluvial épuisé en 1965 et le gisement dans les latérites qui est déjà exploité depuis des années et toujours en exploitation) se trouve définitivement dans la limite de la zone d'étude.

➤ Lithologie

Le groupe d'Ambatolampy est formé par des roches métamorphiques qui sont principalement constituées par des micaschistes, des paragneiss, des quartzites et des pegmatites. Hottin (1964) a représenté le groupe d'Ambatolampy comme une succession qui recouvre tectoniquement la «Série migmatitique ».

Les micaschistes sont généralement à sillimanite, grenat, graphite et \pm du corindon. Les paragneiss sont riches en biotite et souvent contiennent de la sillimanite et du grenat. Les quartzites se présentent sous forme de couches parfois épaisses mais parfois très minces de taille centimétrique qui s'intercalent dans l'unité en suivant la foliation. Ils contiennent du grenat, sillimanite, tourmaline, graphite, magnétite et pyroxènes.

Il y a aussi des lentilles des roches mafiques à ultramafiques comme les pyroxénites, des amphibolites, des gneiss à pyroxène, des schistes à graphite dans ce groupe. Des couches minces de roches metacarbonatées et calcosilicatées sont intercalées avec des micaschistes et sont généralement associées avec des zones graphitiques et skarns (BGS 2008). Les disthènes sont très rares, Boulanger (1952) seul reporte leurs présences dans le Mont Vatomitsangana près d'Ambinanindrano (Miarinavaratra).

La succession stratigraphique de ce groupe se divise en trois niveaux: niveau calcique de base, niveaux moyens silico - alumineux à graphite et niveau supérieur quartzique (Hottin 1965).

Ce groupe est métamorphisé au faciès amphibolites (sillimanite-grenat) et contient des intrusions de granodiorites et de monzogranites.

➤ **Structure**

Le groupe d'Ambatolampy est en général en position synclinale au-dessus d'une série migmatitique. On peut distinguer trois zones tectoniques : une zone centre - Ouest à plis serrés d'orientation diverses sans déversement accusé, une zone orientale de direction méridienne avec des plis serrés isoclinaux à déversement Est, une zone Nord également isoclinal mais de direction Est – Ouest et déversement Sud généralisé (Hottin 1965).

La tectonique se traduit par le pendage faible ($<45^{\circ}$) de la formation d'Ambatolampy et par la tendance de ces roches à former une région plus élevée en formant des collines. Le groupe d'Ambatolampy est principalement juxtaposé au groupe de Vondrozo et les orthogneisses du complexe de Mangoro (BGS 2008).

Ce groupe est interprété comme un bassin intracratonique issu d'une distension intracontinental sub-contemporaine du magmatisme Imorona Itsindro (840-760M) (Tucker et al. 2012).

➤ **Géochronologie**

L'âge maximum du dépôt du groupe d'Ambatolampy déterminé à partir des études de zircons détritiques (U-Pb) est ≤ 1056 Ma (BGS 2008). Cet âge est cependant controversé à celui du travail récent. Archibald et al. (2015) ont rapporté que l'âge de sédimentation maximum de ce groupe est de 1836 ± 25 Ma et ils suggèrent que la partie centrale de Madagascar contenait un bassin sédimentaire siliciclastique au Mésoprotérozoïque (probablement Tonien), où le groupe d'Ambatolampy, le groupe de l'Itremo et le groupe de Maha (et probablement une partie du groupe d'Iakora) ont été déposés.

➤ **Minéralisation en Or du groupe d'Ambatolampy**

Les gisements secondaires (les terrasses alluviales et éluvions) sont rares dans ce groupe. Ils sont souvent en aval du gisement primaire. Dans la feuille P48, il y a les terrasses alluviales d'Ankadivory, d'AtsimonAntseva, et du Vatovandana. Des importants placers

accompagnent les gisements primaires d'Andravoravo et d'Ambohipotsyen aval. Tous ont été exploités au maximum et doivent être considérés comme totalement épuisés (Hottin 1965).

Les gisements d'or dans les roches métasédimentaires du groupe d'Ambatolampy sont liés à la structure, au chevauchement et/ou au magmatisme felsique. Les contrôles structuraux locaux, les géométries des gisements sont comparables à ceux de la ceinture de roches vertes. La minéralisation aurifère se trouve dans les gneiss graphitiques et pélitiques. Il y en a aussi dans les quartzites, micaschiste, alluvions et éluvions. Les gisements primaires mésothermaux à veines de quartz sont principalement trouvés dans les formations de schistes pélitiques et de gneiss où ils sont faiblement affectés par la migmatitisation. Ceci explique la suggestion des anciens chercheurs qu'à l'échelle régionale, l'or semble être disséminé postérieur à la migmatitisation. Ces gisements ont de similitude à ceux du type Au-Homestak et du modèle de minéralisation à veine de quartz aurifère mésothermaux (Peters et al 2003). Les intrusions de leucogranite et des feuilles concordantes de ceinture d'orthogneiss granitiques sont commun dans cette zone mais leur rapport avec la minéralisation d'or n'est pas connu s'il y a. Des veines de quartz aurifères se trouvent souvent au niveau des zones d'altération, en particulier la concentration maximum réside à la base de la zone d'altération à structure conservée, non loin de la roche intacte. Les directions tectoniques régionales sont essentiellement NS et E-W et quelques gisements d'or semblent être contrôlés par des failles (BGS 2008).

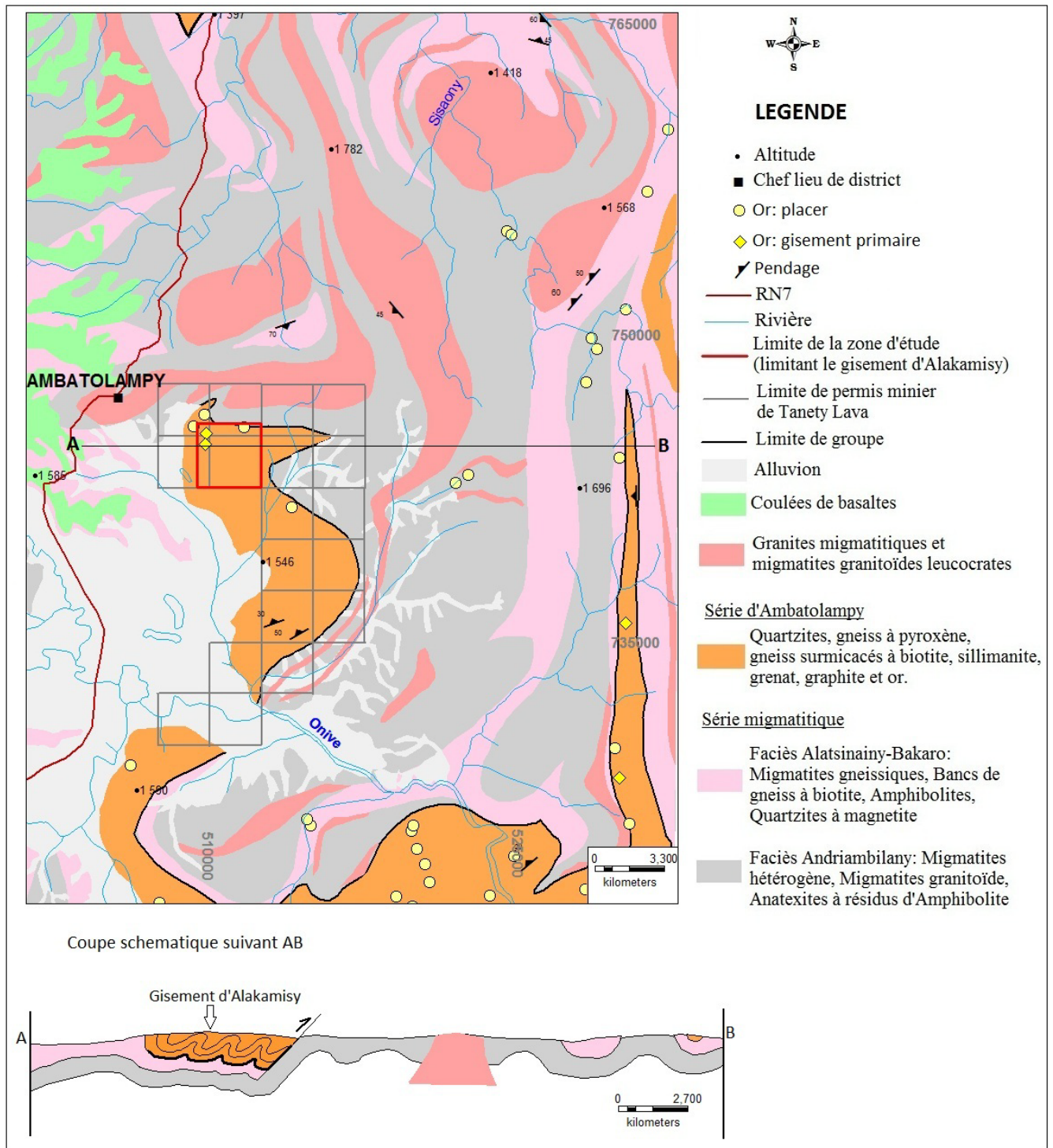


Figure 6 Carte géologique de la région d'étude modifiée à partir de la carte géologique P48 : échelle 1/100.000

Hottin 1965.

Chapitre III : METHODOLOGIE

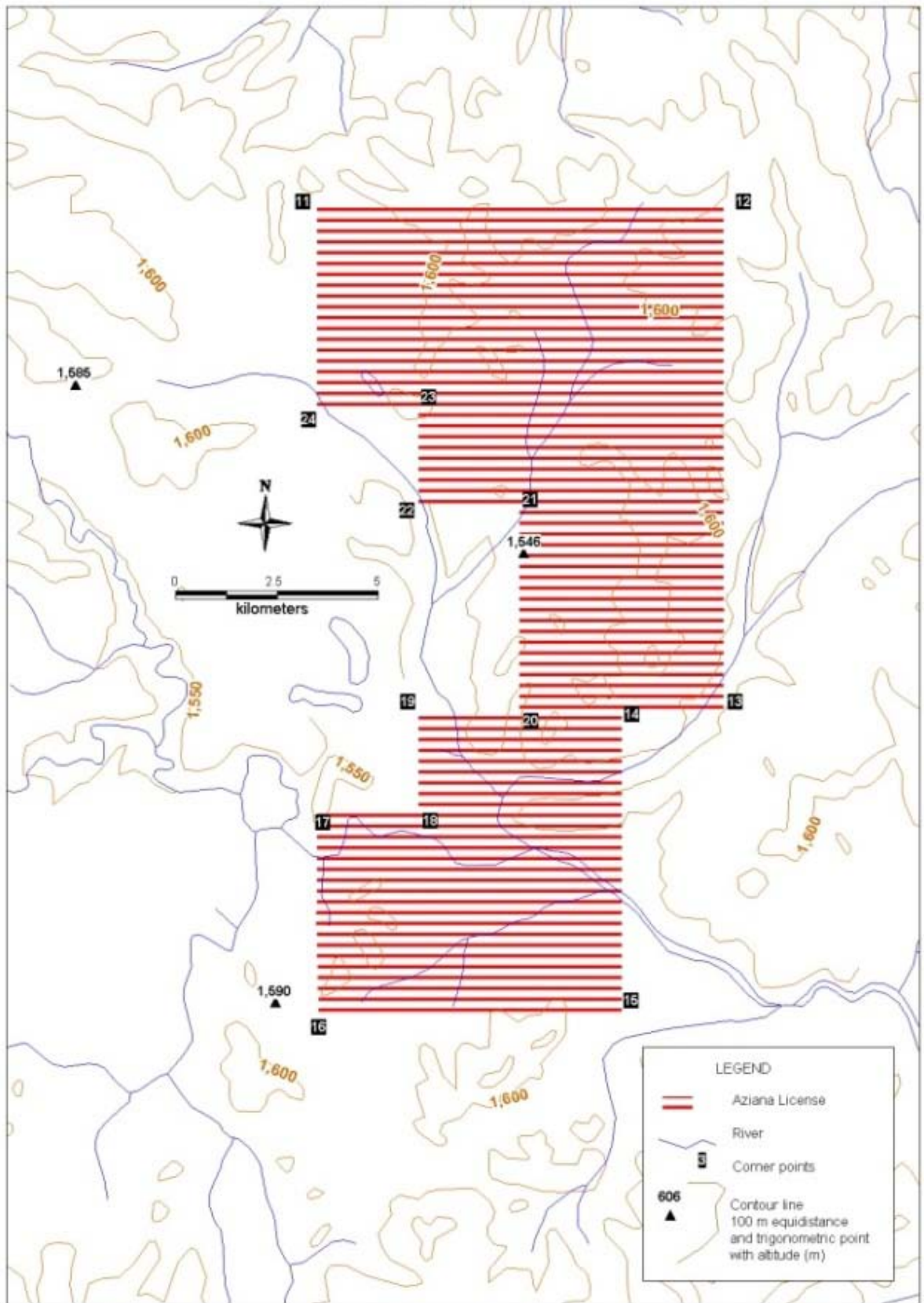


Figure 7 Zone couverte par le levé aéromagnétique et radiométriques

Trois étapes ont été adoptées :

III-1 Compilation bibliographique:

Il s'agit de : (1) compiler toutes les données bibliographiques des travaux antérieurs et consulter des sites internet concernant la géologie et la métallogénie de la zone d'étude, (2) collecter des supports : cartes topographiques et géologiques à l'échelle 1/100.000^e de la feuille Ambatolampy P48. Elles ont permis de donner des informations pour la réalisation des études sur terrain.

III-2 Travaux de terrain:

Les travaux de terrain consistent à faire:

➤ des levés géologiques de la zone d'étude : il s'agit de suivre les affleurements et prendre des mesures structurales.

➤ des levés aéromagnétique et radiométrique de la permis minières de la société Tanety Lava S.A.R.L: pour mieux comprendre la structure du gisement, des levés aéromagnétique et radiométrique ont été effectués en 2012 recouvrant tous les permis de recherche de la société Tanety Lava à Alakamisy (Figure 7). La société AEROQUEST (AUST) PTY LTD a été responsable de ces levés.

La direction du vol est W-E avec des lignes de vol espacées de 100m et une altitude barométrique moyenne de vol de 60 m. L'avion était équipé d'un magnétomètre géométrique RS-500 à précession de protons donnant une mesure du champ magnétique total. Le détail du levé est donné par le tableau 3.

Tableau 3: Caractéristique du vol aéromagnétique et radiométrique

Nom du projet	ALAKAMISY					
Type d'avion	PAC 750XL single-engine turbine					
Paramètres	Magnétique			Radiométrique (33.6 litres)		
Sample Rate	10Hz			1Hz		
Nom de la zone du levé	Espacement des lignes de vol	Direction des lignes de vol (degré)	Espacement des lignes de contrôles	Direction des lignes de contrôles	Altitude des vols	Lignes (Km)
Alakamisy (Q3255a2)	100m	090-270	1,000m	000-180	60m	1,704

➤ Creuser des puits : 138 puits sur la zone d'étude. Ces puits ont été creusés suivant des mailles 200 X 200m, avec une longueur de 1,2m et de largeur 0,8m, leur profondeur varie de 1 à 9m. Chaque trou a été numéroté. L'échantillonnage a été systématique, s'est fait tous les mètres en creusant verticalement un canal de 10X10 cm sur le mur Nord du puits. 760 échantillons ont été collectée, et chaque échantillon ont été également numéroté dont chaque numéro correspond à des informations détaillées de l'échantillon.

➤ des forages: 26 trous ont été forés sur ce terrain dont trois différents types de machine ont été utilisés : LF70, GT80 et Mac 503. Ce sont des machines à couronne diamantée avec des tubages HQ qui donne des carottes 7,6cm de diamètres.



Figure 8 Carte de localisation des trous de forages.

Les trous de forage sont tous localisés dans la zone à très forte magnétisme du groupe d'Ambatolampy (Figure 8). Le choix de localisation des trous ont été déterminé à partir de résultat d'analyse des échantillons obtenus par des puits et tranchés.

La plupart des trous ont été forés avec une inclinaison entre 45° et 60° avec des azimuts variables, sauf les trous AKDH-13 et AKDH 25 (Tableau 4).

Tableau 4 : Résumé de la caractéristique des trous de forage.

Nom du trou	X	Y	Z	Inclinaison	Longueur de carotte (m)
AKDH-01	510589	743690	1595	-60° N	130.50
AKDH-02	510592	743684	1595	-50° SSE	76.50
AKDH-03	510591	743687	1595	-45° E	98.35
AKDH-04	510557	743732	1587	-45° E	76.95
AKDH-05	510468	745289	1618	-45° S	100.55
AKDH-06	510484	745021	1627	-45° N	89.00
AKDH-07	510428	743991	1614	-50° N	72.2
AKDH-08	510378	743999	1621	-50° E	98.1
AKDH-09	510434	744068	1614	-50° SE	84.6
AKDH-10	510378	743999	1621	-70° E	83.8
AKDH-11	510404	743945	1616	-45° E	73.6
AKDH-12	510356	743800	1622	-60° ENE	81
AKDH-13	510300	743995	1615	-90°	190.35
AKDH-14	510381	744135	1626	-60° E	106.6
AKDH-15	510445	744285	1627	-60° E	70.05
AKDH-16	510425	743663	1610	-50° NNE	85.10
AKDH-17	510554	744397	1619	-60° S	80.14
AKDH-18	510614	743605	1607	-50° NNE	74.1
AKDH-19	510458	743792	1607	-50° SE	101.1
AKDH-20	510421	744189	1626	-60° SSE	80.4
AKDH-21	510404	743876	1616	-50° E	185.1
AKDH-22	510418	744078	1622	-50° NE	84.6
AKDH-23	510110	744688	1611	-60° NE	221.35
AKDH-24	510457	744669	1629	-65° E	98.35
AKDH-25	510128	743994	1581	-90°	236.95
AKDH-26	510205	745047	1620	-50° E	221.4

➤ des logs des carottes: Il s'agit de faire des descriptions macroscopiques de chaque lithologie suivant la profondeur, faire des mesures structurales et le calcul RQD. Les carottes ont été photographiées avant l'échantillonnage pour références et documentations. Généralement, l'échantillonnage a été toujours systématique, s'est fait tous les mètres et a porté sur la moitié de la carotte. Le but était de vérifier la minéralisation à l'échelle verticale.

➤ des échantillonnages des grains d'or par battée: des échantillons de grains d'or ont été collectés à partir du fond de bâté et après la séparation magnétique des échantillons: (1) échantillon numéros 10125 de veine de pegmatite complètement altérée environ 3Kg, (2) échantillons numéros 10150 et 10145 de quartzite à magnétite complètement altérés environ 3Kg, et (3) un échantillon de pépite d'or collecté dans une veine de pegmatite à la base de la tranchée 2. Ces 3 échantillons ont été collectés à 4 m de profondeur.

III-3 Travaux de laboratoire:

La confection des lames minces polies à partir des échantillons des carottes saines a été élaborée au laboratoire de l'Université de l'Aachen en Allemagne. Ces lames sont destinées aux observations microscopiques qui ont été effectuées à l'Université d'Antananarivo et au laboratoire de géologie d'Ampanandrianomby.

Des grains d'or ont été envoyés en Angleterre. Ces grains font l'objet d'observation au microscope électronique à balayage (MEB) et l'objet d'analyse dispersive en énergie (ADE) (*Scanning Electron Microscope Images and Energy Dispersive X-Ray Spectrometry*) afin de connaître leur forme et leur composition chimique. Il faut noter que le résultat par ADE est semi-quantitatif.

Les échantillons de carotte et sol (échantillon obtenue à partir des puits) ont été envoyés au laboratoire de Genalysis en Australie. Mais avant leurs envoies en Australie, ces échantillons ont été préparés à l'Intertek Madagascar à Ampanandrianomby. La procédure de la préparation des échantillons suivent l'organigramme ci-après :

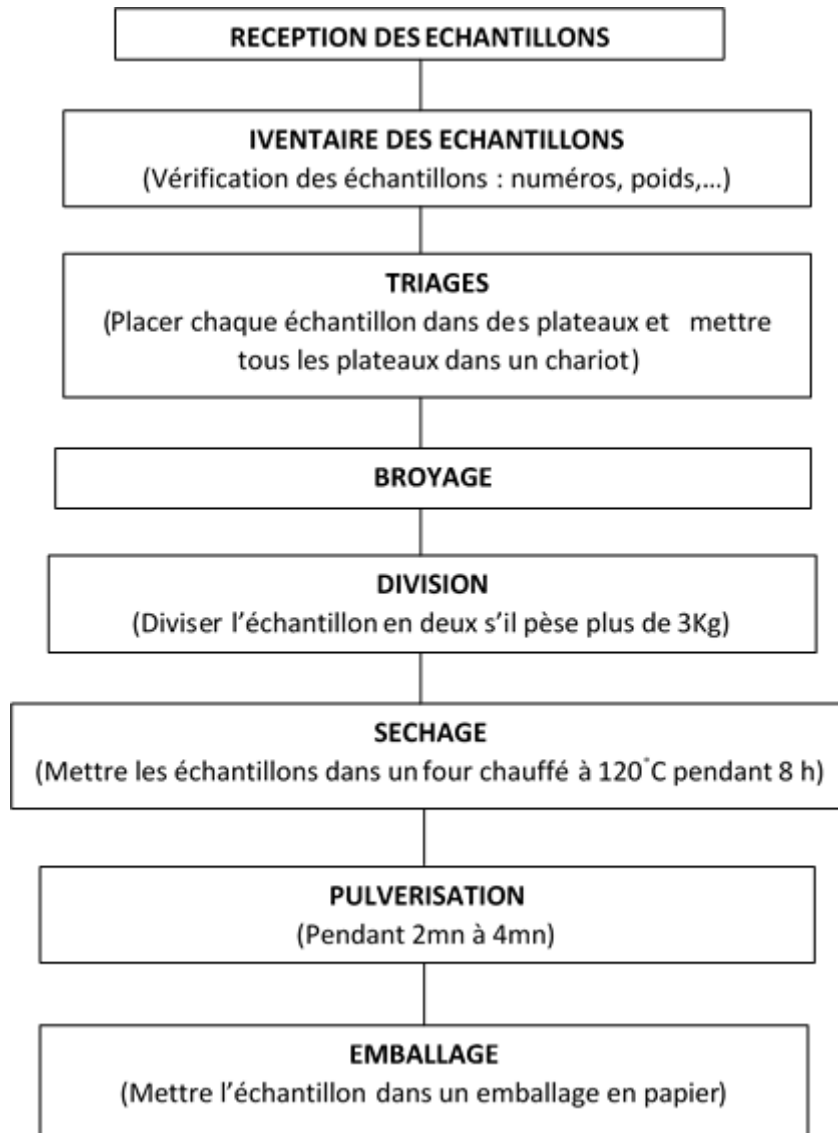


Figure 9 Organigramme de la procédure de la préparation des échantillons à l'Intertek Madagascar.

Les échantillons des puits ont été analysés par le package AR (Aqua Regia digest) au laboratoire Intertek Genalysis Australia pour Or et multiélément. AR ou digestion à l'eau régale est une méthode d'analyse utilisée en première phase d'exploration pour détecter l'anomalie géochimique. L'eau régale digest l'or et les éléments chalcophiles par contre, il ne digest que partiellement les éléments associés aux silices, c'est pour quoi cette méthode d'analyse par AR n'est pas recommandée pour les valorisations de ressources.

31 éléments chimiques (Au, Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sr, Te, Ti, Tl, V, W, Zn.) ont été analysés sur chaque échantillon. Le but était d'identifier les éléments chimiques indicateurs de l'or, de trouver les anomalies géochimiques et de définir la prochaine étape d'exploration.

L'organigramme suivant montre les étapes de l'analyse suivie par Genalysis en Australie.

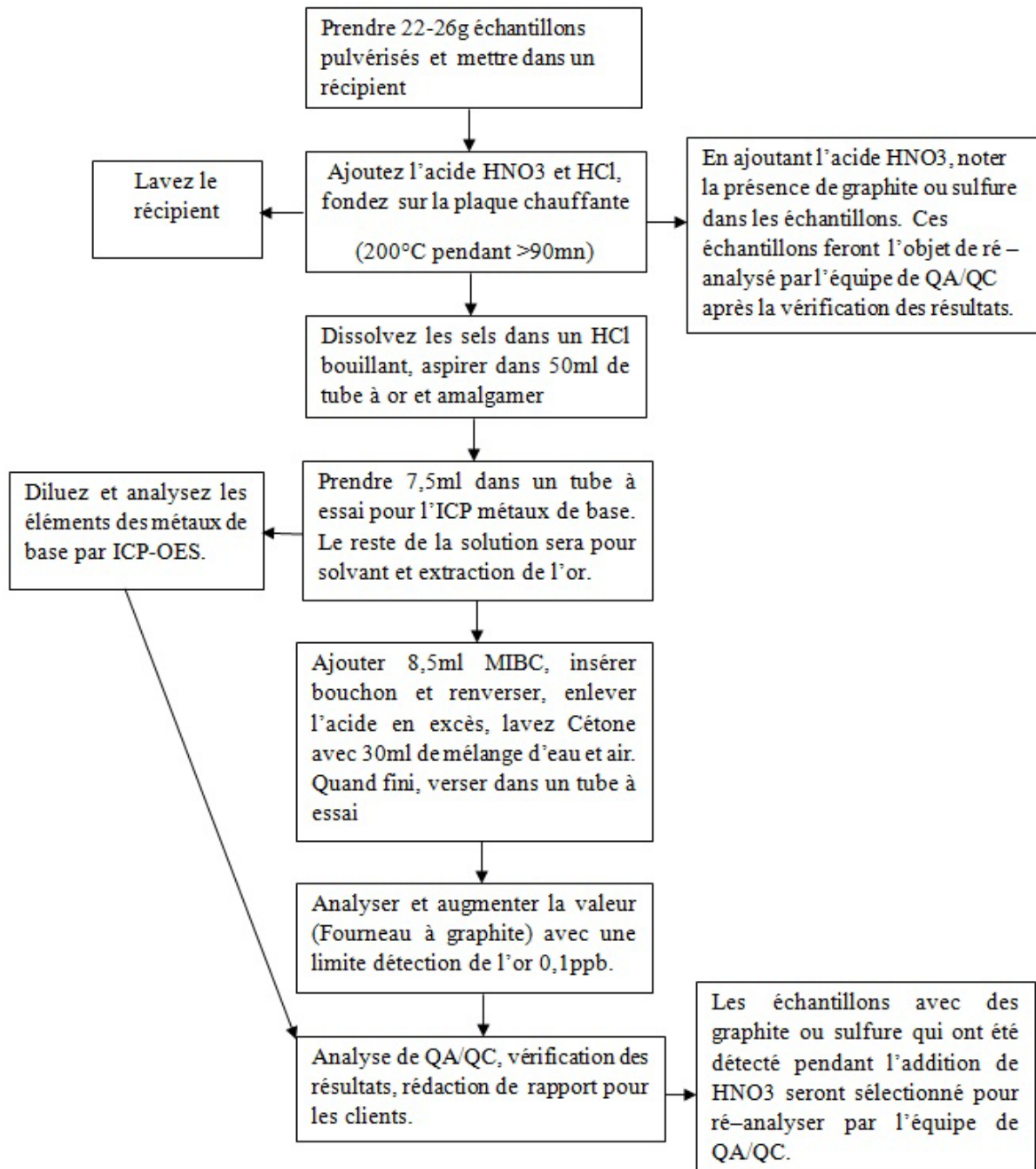


Figure 10 Organigramme de la procédure d'analyse par AR au laboratoire de Genalysis Australie.

L'analyse des échantillons de carottes a été faite par le package FAAS (Flame Atomic Absorption Spectroscopy) au laboratoire de Genalysis en Australie. Les procédures d'analyse se trouvent sur l'organigramme suivant :

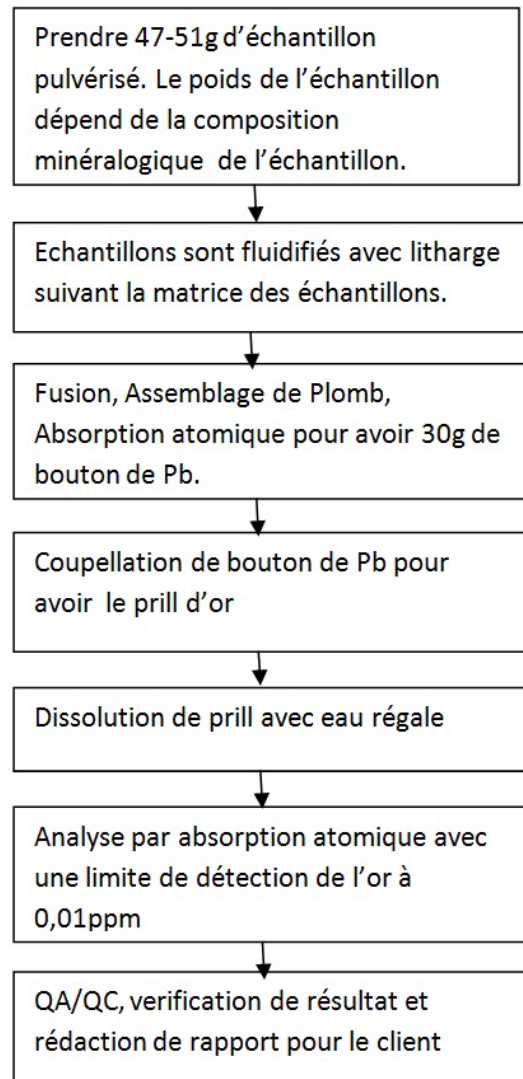


Figure 11 Organigramme de la procédure d'analyse par FAAS au laboratoire de Genalysis Australie.

Parmi les 26 trous, 6 trous (AKDH-10, 12, 16, 17,18 et 24) n'ont pas été analysés, 4 trous (AKDH-14, 22, 23 et 26) ont été analysés complètement et une partie de roche saine seulement a été analysée avec l'AKDH-13 tandis que pour les 15 trous restants, seul les latérites et les saprolites ont été analysés. Au total 1517 échantillons ont été analysés par FAA. Les éléments analysés sont au total 9 qui sont: Au, Ag, Bi, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Zn, mais l'or seulement a été analysé pour l'AKDH-22. L'analyse statistique des données a été faite par Excel qui est nécessaire pour l'interprétation des résultats.

La qualité d'assurance et le contrôle de qualité (QA/QC) a été faite par des géostandards internationaux suivant la procédure de la société Aziana limited. Ceci est indispensable pour assurer la fiabilité et la qualité de ces résultats d'analyse.

Chapitre IV : CARTOGRAPHIE

Après le travail d'Hottin en 1965, aucune nouvelle donnée cartographique n'a été reportée sur la zone d'étude. Elle n'a pas figuré dans la liste de mise à jour des cartes géologiques de Madagascar dirigée par le PGRM en 2008.

La société Tanety Lava a essayé de cartographier leur permis. Des levés géologiques et des levés aéromagnétiques ont été faits pour élaborer la cartographie :

IV-1 Levés géologiques

Les affleurements sont très rares dans la zone d'étude. Les forages montrent que les latérites ont une puissance qui varie entre 25 à 50 m. La cartographie est donc basée sur les puits, les tranchées et quelques affleurements.

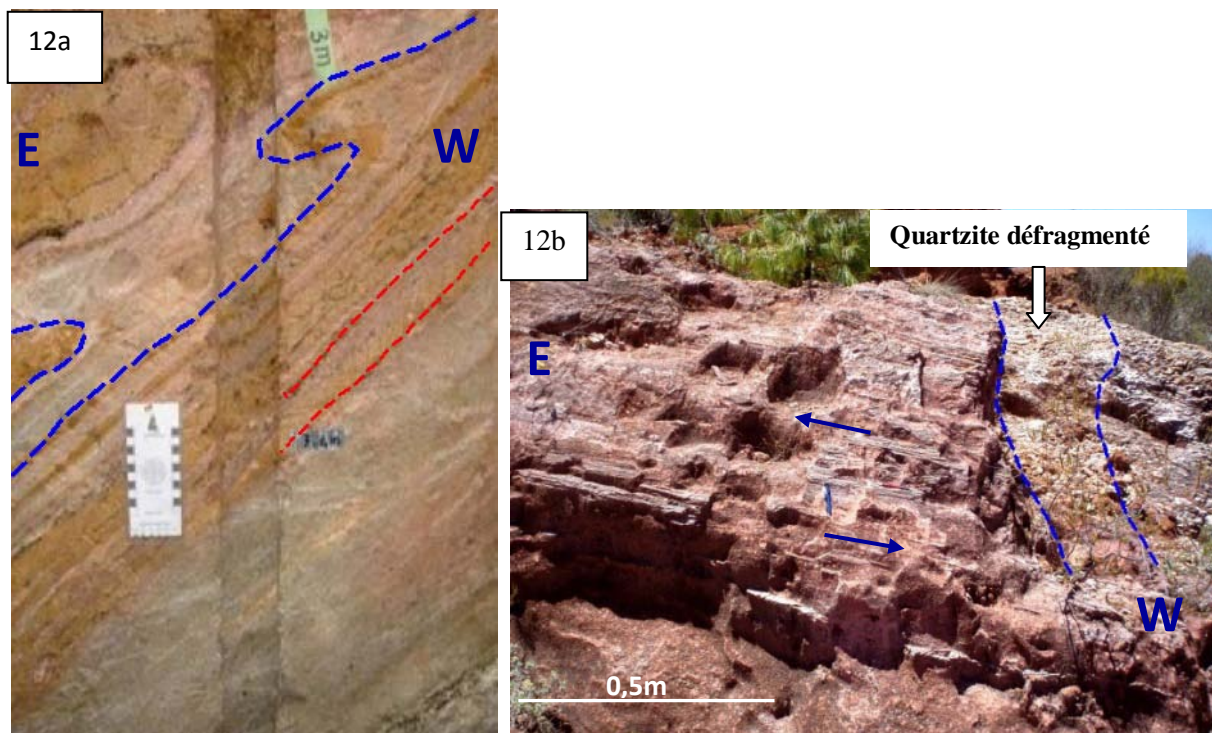


Figure 12 : a) photo montrant la foliation et un pli isoclinal, b) photo d'affleurement de quartzite montrant la linéation étiré horizontalement de direction E-W et la défragmentation de quartzite de direction perpendiculaire à la linéation.

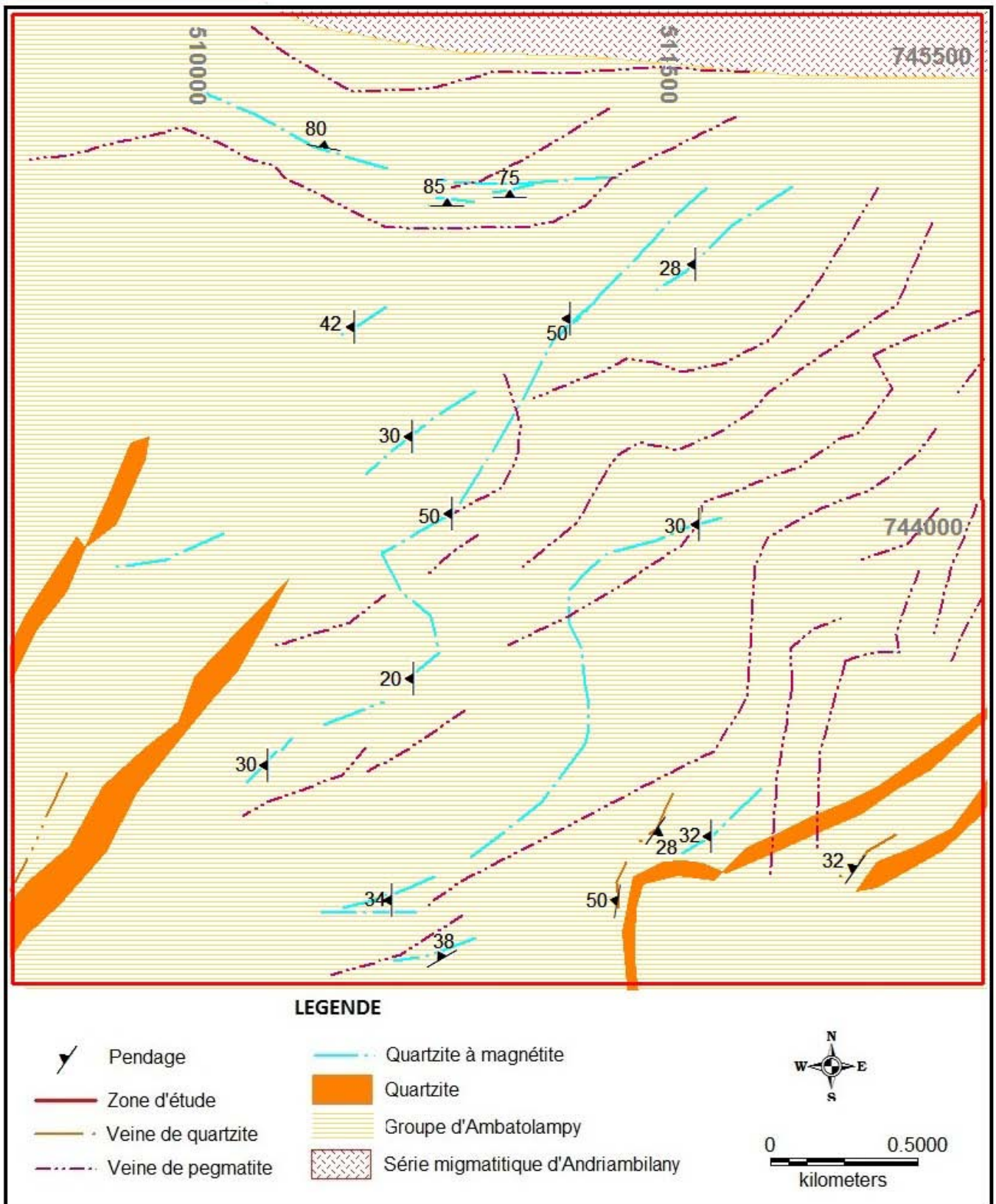


Figure 13 Résultat du levé géologique de la zone d'étude basé sur la carte géologique 1/100.000 (Hottin 1965).

Trois lithologies résistant à l'altération ont été identifiées : quartzite, quartzite à magnétite et pegmatites. Ces roches ont généralement de direction NS avec des pendages entre 15° à 45° vers l'W. Deux types de foliations ont été définis sur cette zone : la foliation F_1 qui a été obtenue dans les schistes très altérés par des variations de composition (couleur) et par des couches étroites discontinues de quartzite et quartzite à magnétite, la foliation F_2 qui a été déterminée dans les gneiss surmicacés altérés par ségrégation de band riche en lamelle de biotite (Figure 12a). F_1 et F_2 semblent parallèle dans ce gisement. Les couches de quartzite et quartzite à magnétite dans les micaschistes et gneiss très altérés sont très déformés suivant la direction de la foliation. Une autre déformation tardive a été observée comme un cisaillement sub – parallèle de direction E-W matérialisée par la linéation, l'étirement et l'extension minérale des quartzites, est suivie par une forte déformation ductile de direction orthogonale NS matérialisée par la fragmentation des roches affectant les quartzites, les micaschistes et les gneiss (Figure 12b).

On suggère que cette deuxième déformation contrôle la minéralisation. En tous cas c'est le guide de prospection des orpailleurs. Ils suivent la couche de quartzite ou quartzite à magnétites déformées et collectent l'or à la base de ces formations.

Des très serrés plis isoclinaux (Figure 12c) avec des axes de direction WNW- ESE et de pendage faible plongeant vers WNW de quartzite à magnétite, micaschiste saprolitique, ont été cartographié. Ils sont très fréquents dans le secteur. Leur existence est confirmée par le levé aéromagnétique mais leurs relation avec la minéralisation est incertaine. Le résultat de ce travail est présenté en Figure 13.

IV-2 Interprétation des levés géologiques

Les structures et les déformations qui ont été observées pendant les levés géologiques suggèrent que les roches métasédimentaires d'Alakamisy sont probablement une partie de « E-verging thrust belt ». Les décrochements sont reconnus par des structures formées par compression qui rendent la formation géologique courte et épaisse. La compression entraîne un dédoublement de l'épaisseur de couche et une fracture suivant la direction de mouvement. Les roches bien foliées suivent souvent une trajectoire en forme d'escalier, développant un plan parallèle au litage dans les zones faciles à glisser (exemple micaschiste). Avec les roches dures résistant à l'altération comme (quartzite et quartzite à magnétite), la compression entraîne une dénivellation à travers les foliations. Ces structures des roches causées par la

dénivellation dans les zones de faiblesse peuvent avoir une direction normale (frontal ramp), parallèle (lateral ramp) et oblique (oblique ramp) avec la direction de mouvement du décrochement (Figure 14). Ces structures servent comme circuit perméable drainant la circulation des fluides métamorphique ou hydrothermale pendant le phénomène de compression.

En avant et au-dessus de la dénivellation de direction oblique ou normale, les couches sont souvent dupliquées. Le chevauchement des couches dans une large, nappe horizontale, structure antiforme (décalage dans la dénivellation normale) entraînent une série de culmination ou dépression.

Un cisaillement secondaire, décrit comme clivage de crénulation extensionnel ou bande de cisaillement, souvent développé dans le même sens de mouvement mais avec un angle perpendiculaire à la foliation principale. Cette deuxième déformation a un effet sur l'extension de la zone de cisaillement. Il peut être apparu comme une déformation cassante et ductile, développé perpendiculaire à l'extension de la linéation.

La direction E-W de cisaillement (dénivellation latérale, bande de cisaillement) caractérisé par la foliation raide 60 à 80° a été trouvée dans la partie Nord du gisement. Les plis isoclinaux (Figure 12c) avec des axes de direction WNW- ESE et de pendage faible plongeant vers WNW résultant une petite variation de foliation à la surface est relativement peu importante.

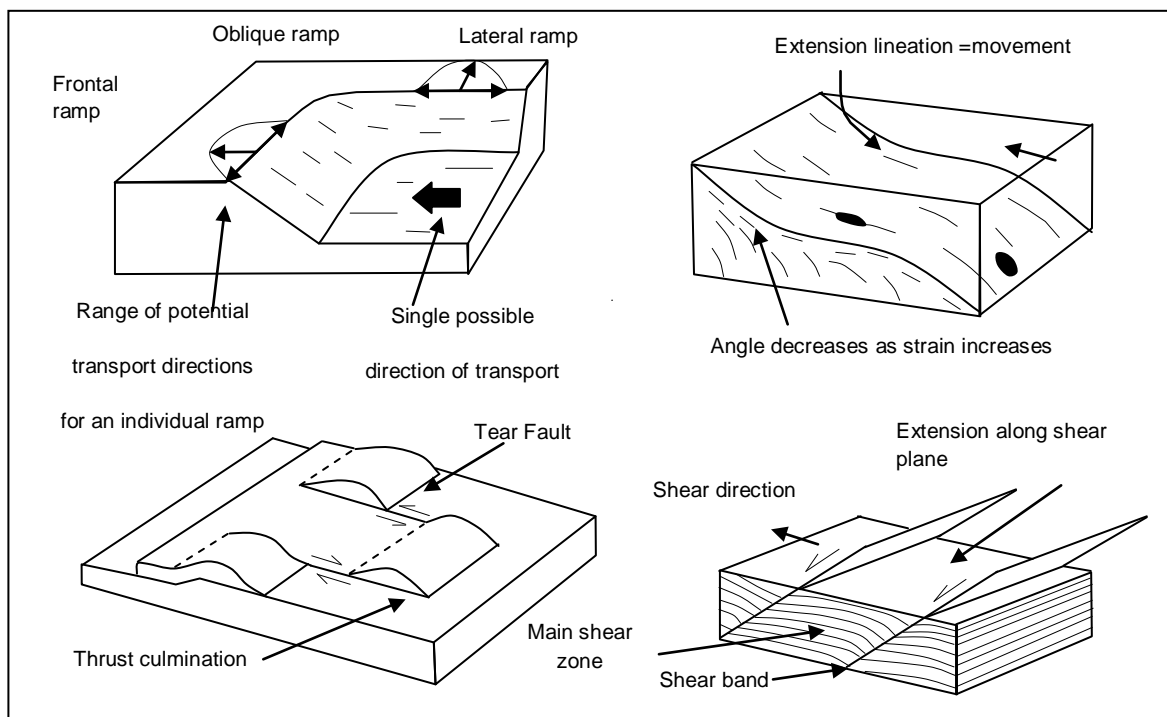


Figure 14 Structure typique de Ceinture de chevauchement avant pays (foreland thrust belts).

IV-3 Levés Aéromagnétiques et radiométriques:

Le levé aéromagnétique a été réalisé dans le but d'apporter des éléments géophysiques pouvant être utiles à l'interprétation cartographique de la géologie du secteur d'étude. Il s'agit d'une étude de variation locales ou anomalies du champ magnétique terrestre. Ces anomalies sont dues aux perturbations affectant le champ magnétiques terrestre lorsque celui-ci traverse les roches de la croûte supérieure. Ces anomalies magnétiques constituent donc une aide précieuse à la cartographie géologique pour le suivi de certaines lithologies et structures aux propriétés magnétiques remarquables.

Le levé radiométrique comme le levé aéromagnétique, le but est d'apporter des éléments géophysiques nécessaires à l'interprétation cartographique de la géologie du secteur d'étude.

La radiométrie spectrale mesure le rayonnement gamma naturel qui émane de la première cinquantaine de centimètres du sol. Il est restitué sous forme de teneurs en potassium (K), en uranium (U) et en thorium (Th) au sol. Cette mesure physique restitue donc une information d'ordre géochimique, dont on se sert essentiellement pour l'aide à la cartographie des lithologies du substratum, sauf dans le cas d'apports alluvionnaires ou éoliens massifs. Elle constitue également une information précieuse pour repérer des effets de modifications chimiques supergènes, telle que l'altération en climat tropical.

Les résultats disponibles sont sous forme de cartes radiométriques: Figure 15 : Potassium, Figure 16 : Thorium, Figure 17 : Uranium, Figure 18 : Carte radiométrique ternaire et Figure 19a : Carte du champ magnétique réduit au pôle.

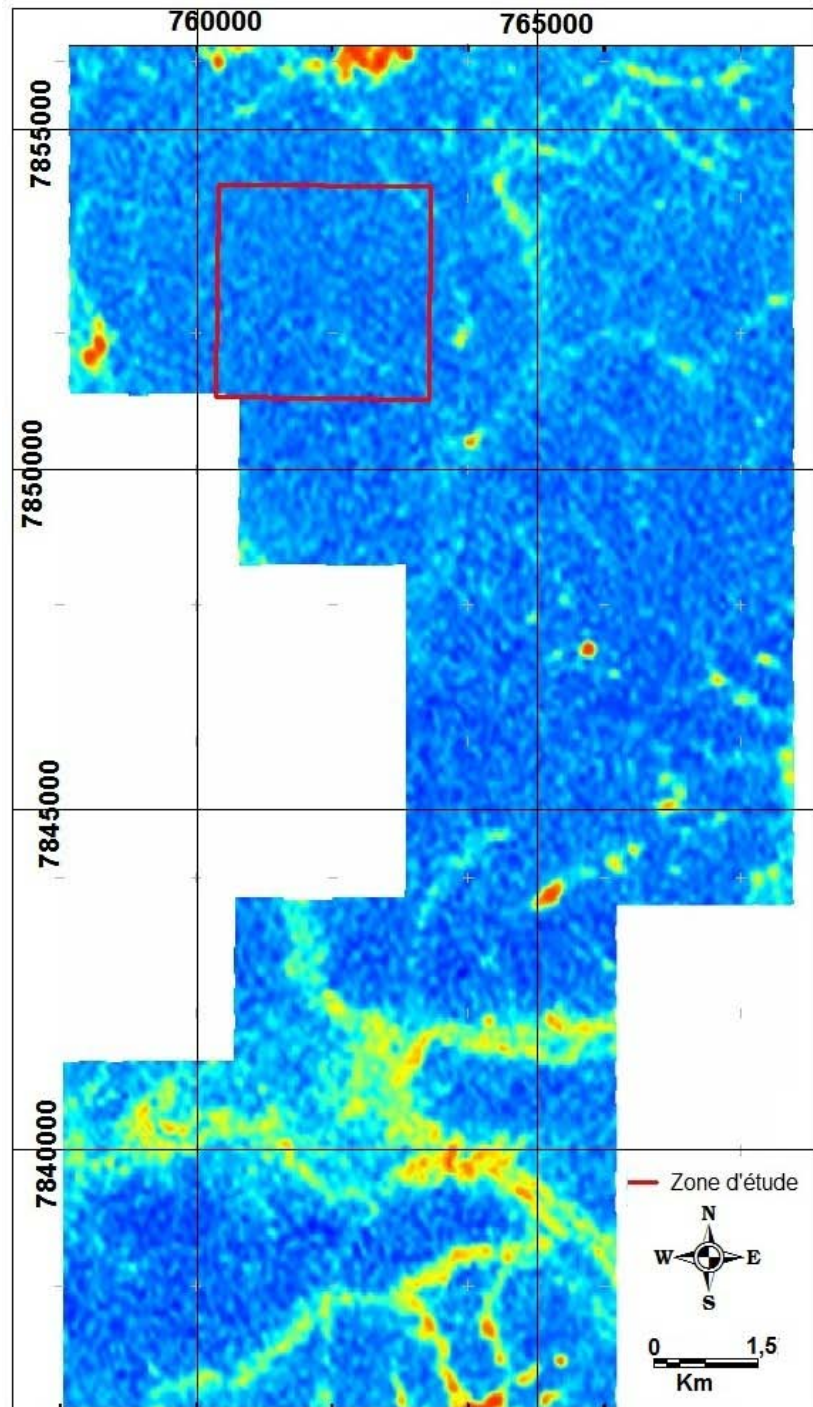


Figure 15 Carte radiométrique de Potassium

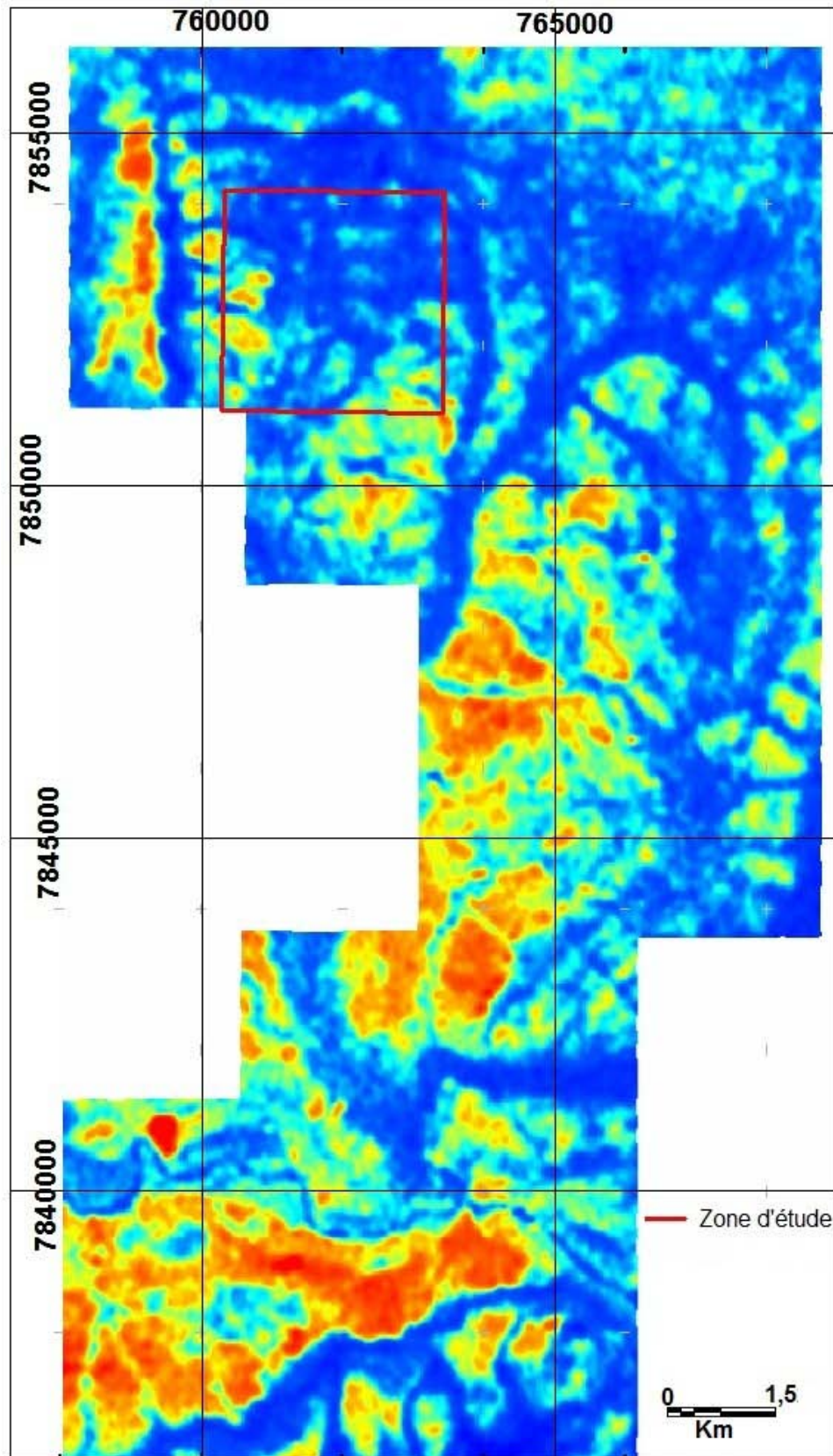


Figure 16 Carte radiométrique de Thorium

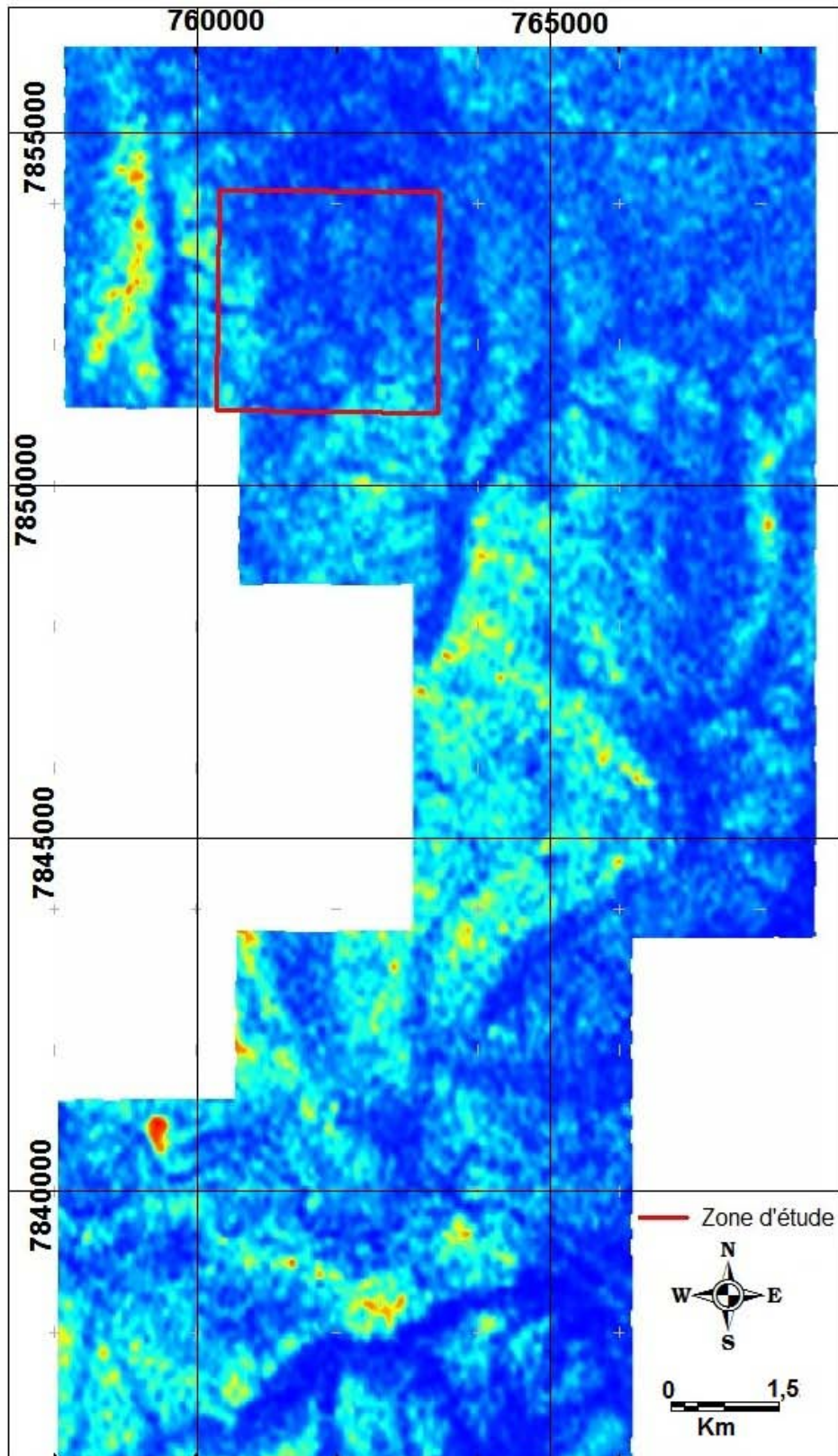


Figure 17 Carte radiométrique d'Uranium

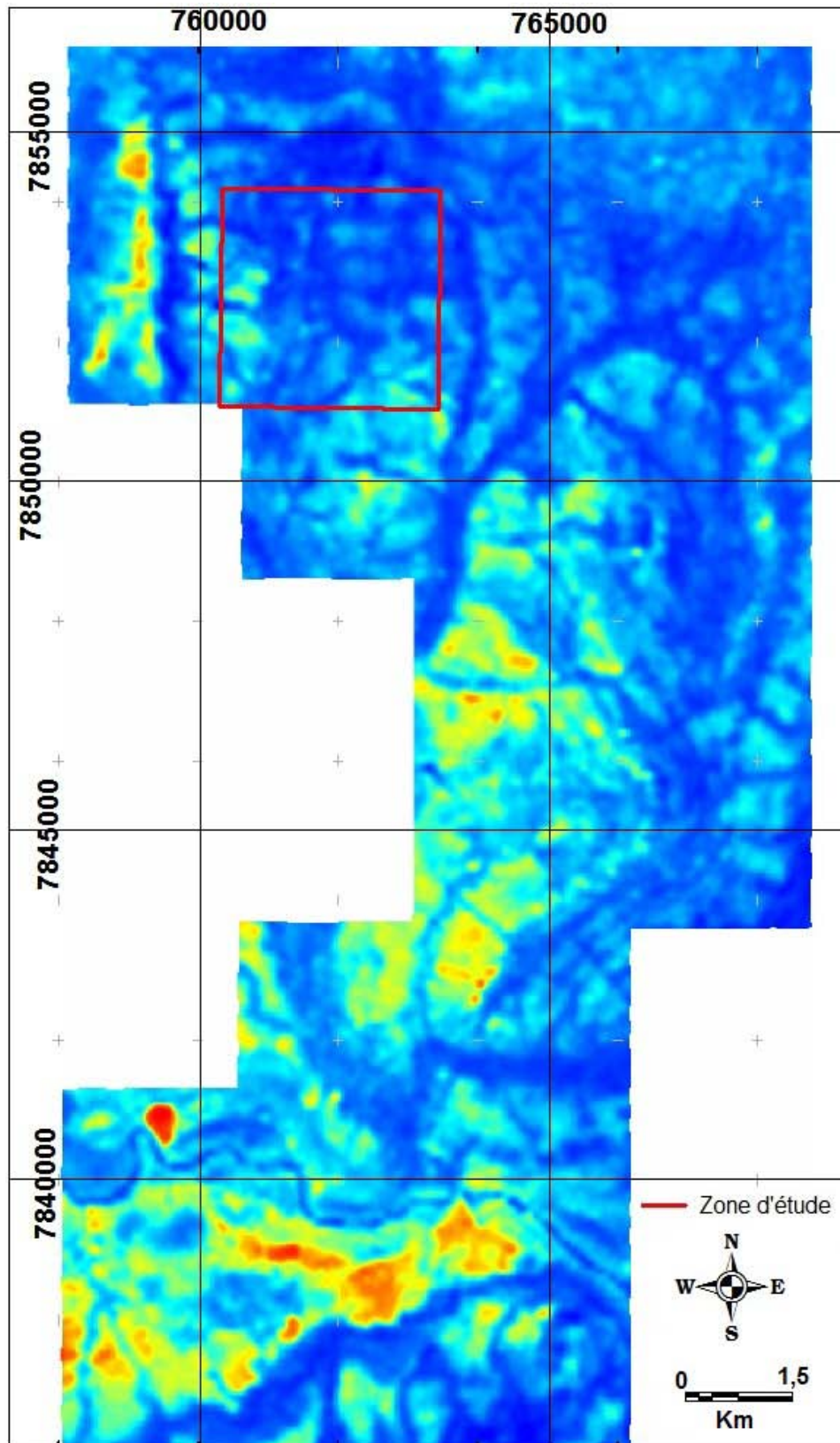


Figure 18 Carte radiométrique ternaire

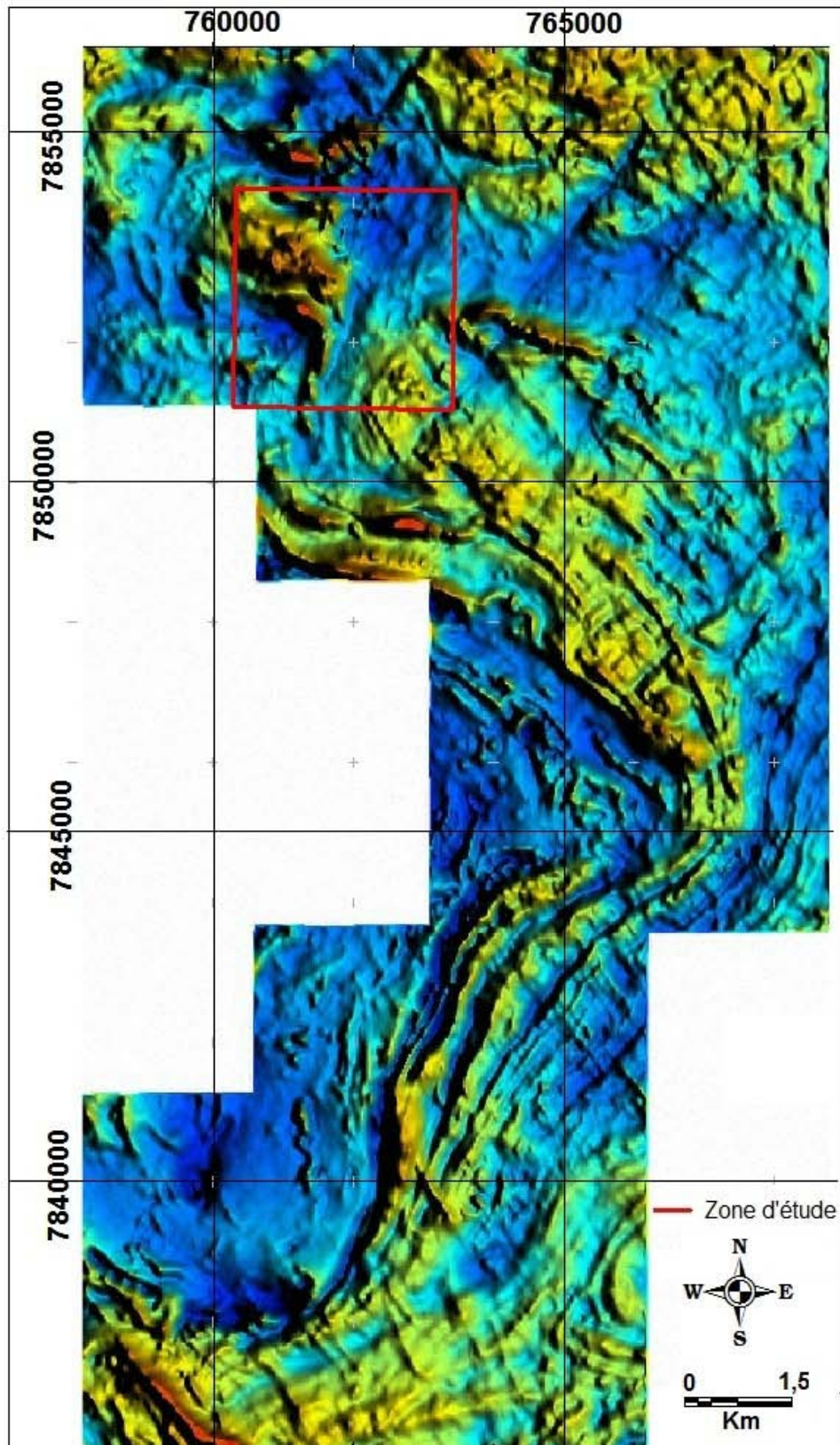


Figure 19a Carte du champ magnétique réduit au pôle

IV-4 Interprétation des levés Aéromagnétiques et radiométriques:

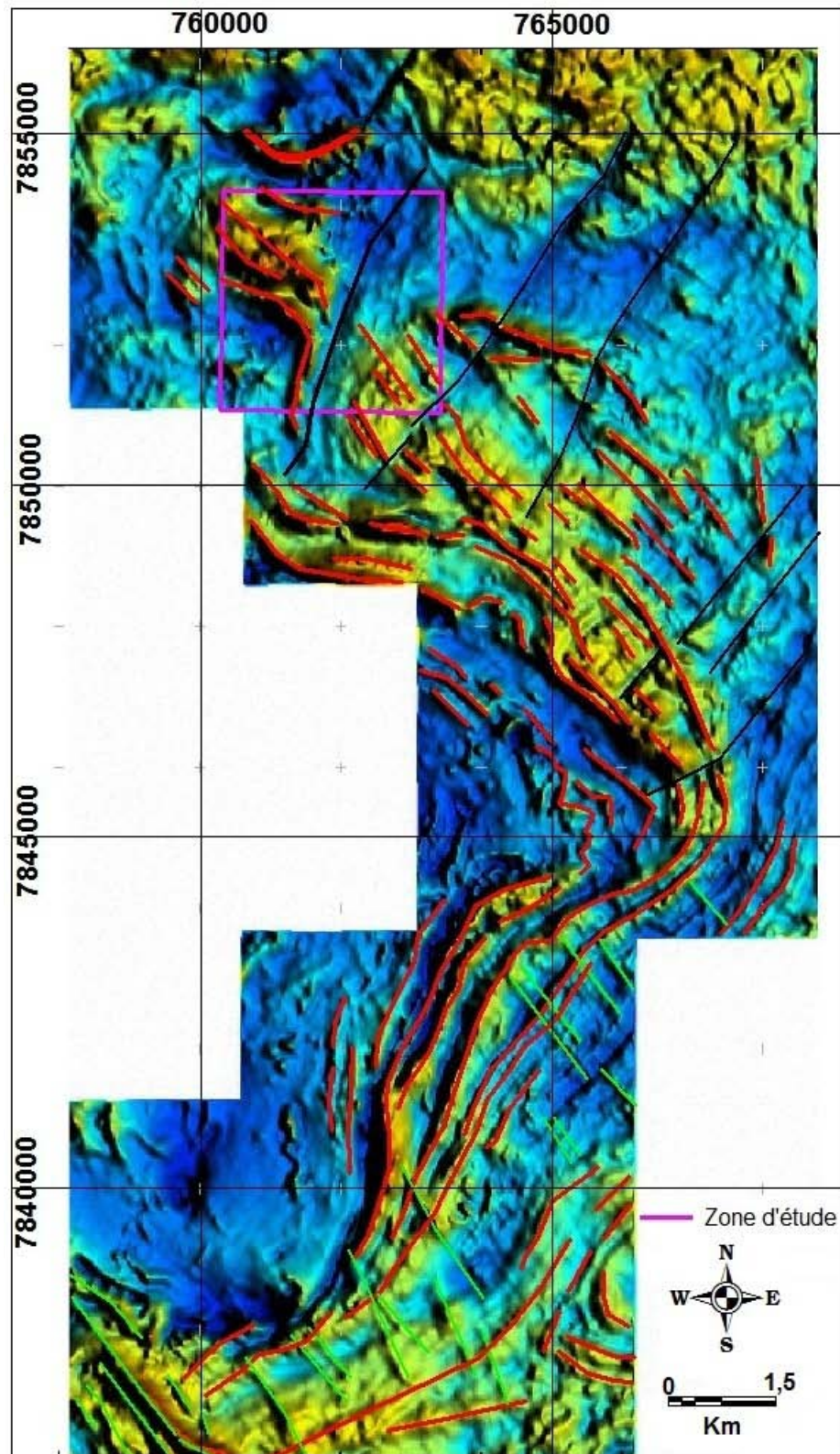


Figure 19 b Carte du champ magnétique réduit au pôle avec des failles en noir, quartzite à magnétite en rouge, trace probable des dykes en vert.

La carte du champ magnétique total réduit au pôle a montré des anomalies linéaires qui apparaissent dans le secteur (Figure 19b). Les anomalies magnétiques sont interprétées comme des quartzites à magnétites fortement magnétisés dans la série de micaschiste et gneiss.

Les failles sont identifiées à partir du déplacement des anomalies magnétiques ou de la diminution brusque de l'intensité magnétique. Ces linéaments ont une direction majeure ENE-WSW.

L'arrangement des anomalies montre de petits plis à l'intérieure de plus grands plis et des décalages le long de plis orientés NE-SW dans la partie nord du permis minier. Dans la partie Sud du permis, un ensemble d'anomalies de directions NW-SE coupe presque orthogonalement l'anomalie magnétique principale qui est interprétée comme l'orientation de la formation géologique.

Les anomalies retracées en lignes vertes sur la figure 19b semblent être des dykes fortement magnétiques, probablement liés au volcanisme d'Ankaratra. Le résultat de l'interprétation de la carte du champ magnétique réduit au pôle est présenté en figure 20.

Les images radiométriques ne sont pas très claires pour interpréter la lithologie. L'anomalie positive en U et Th dans la partie Sud de la carte (Figure 18) représente des alluvions récentes indiquant la présence de minéraux lourds près de la surface. Par contre, la partie Nord montre l'affleurement des roches mères sans couverture alluvionnaire. On peut dire que la couverture latéritique est très épaisse au Sud du secteur. En combinant l'anomalie radiométrique et magnétique, la partie Sud pourrait être favorable à l'exploitation de gisement aurifère secondaire.

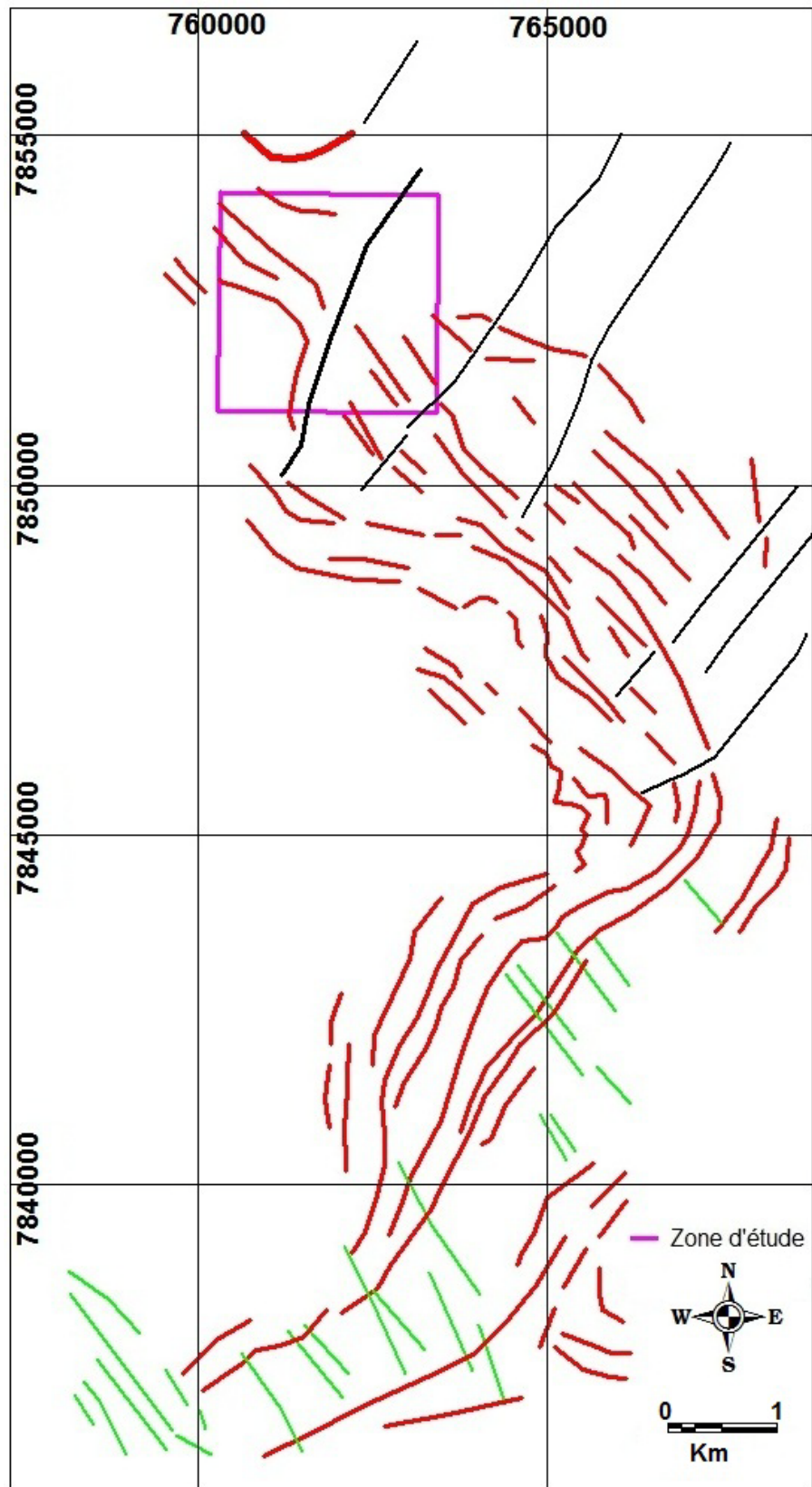


Figure 20 Carte structurale du secteur d'étude avec des failles en noir, quartzite à magnétite en rouge, trace probable des dykes en vert

IV-5 Résultat de la cartographie :

La compilation des données aéromagnétique, radiométrique et géologique permet de finaliser le travail cartographique. Une faille de direction ENE-WSW traversant la zone d'étude est ajoutée sur la carte du levé géologique. Ainsi on va présenter en Figure 21 le produit final de la cartographie.

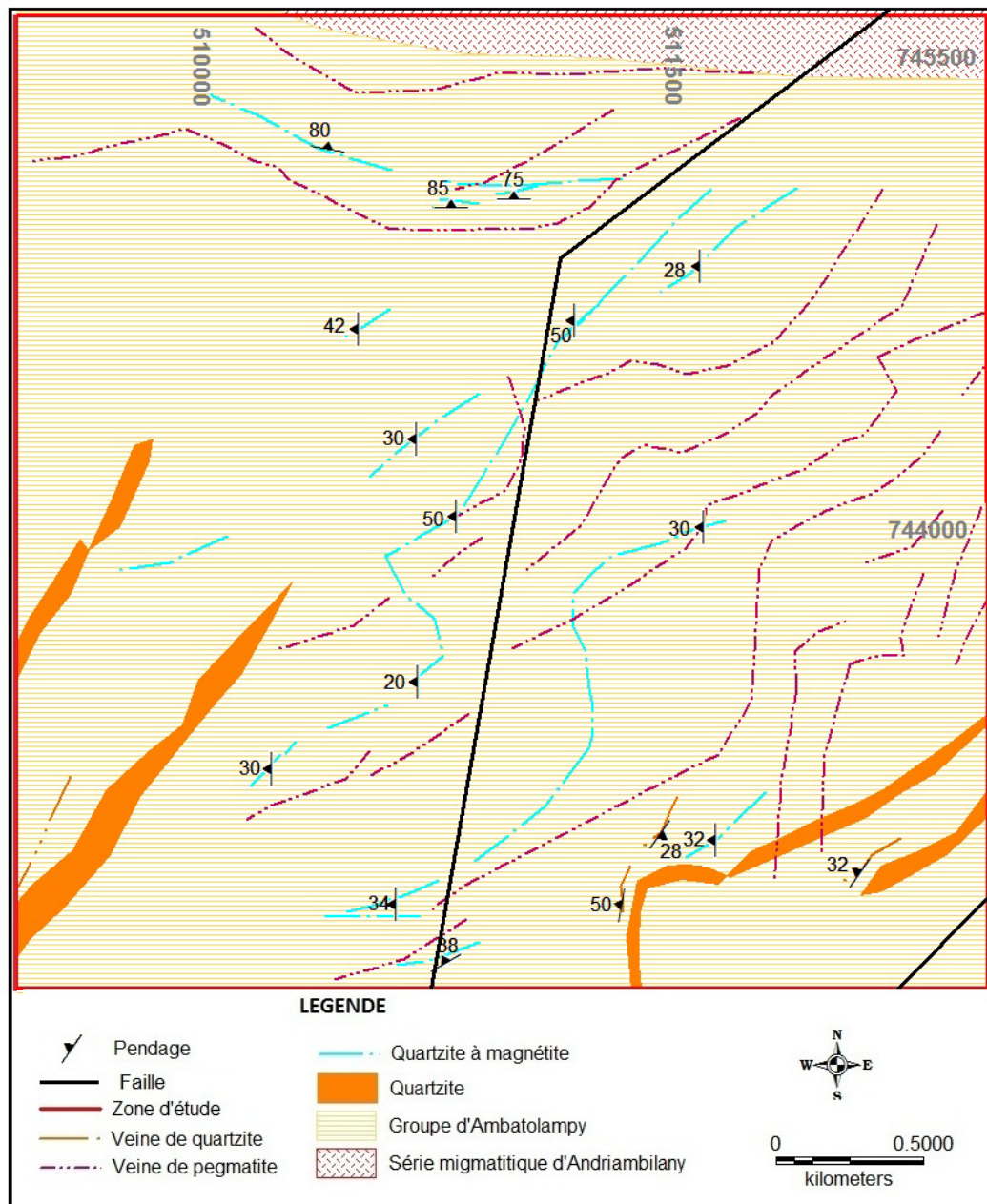


Figure 21. Carte géologique de la zone d'étude basée sur la carte géologique 1/100.000 (Hottin 1965).

Chapitre V : PETROGRAPHIE ET MINERALISATION

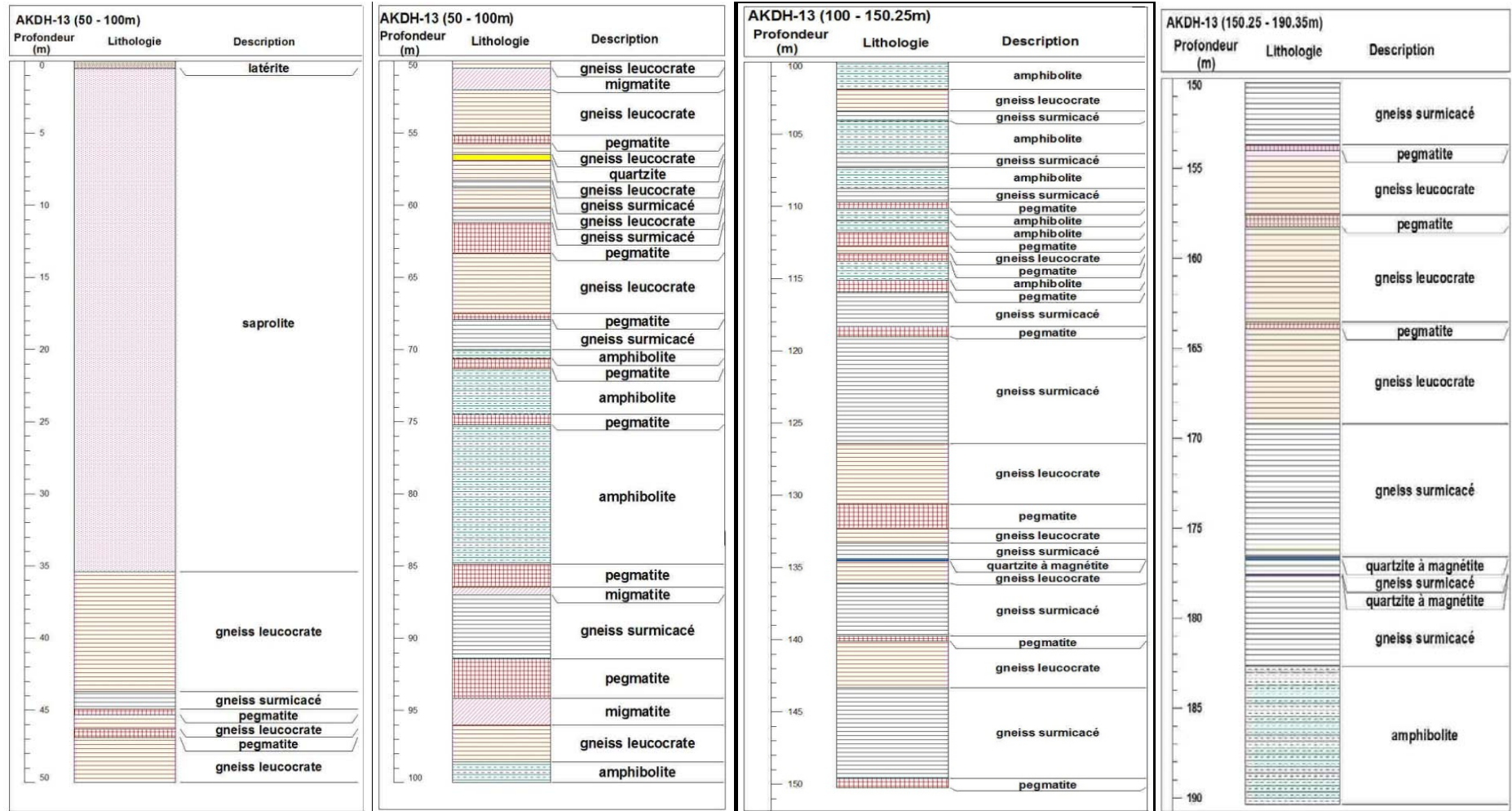


Figure 22a Log du trou AKDH-13, montrant la lithologie et stratigraphie du gisement

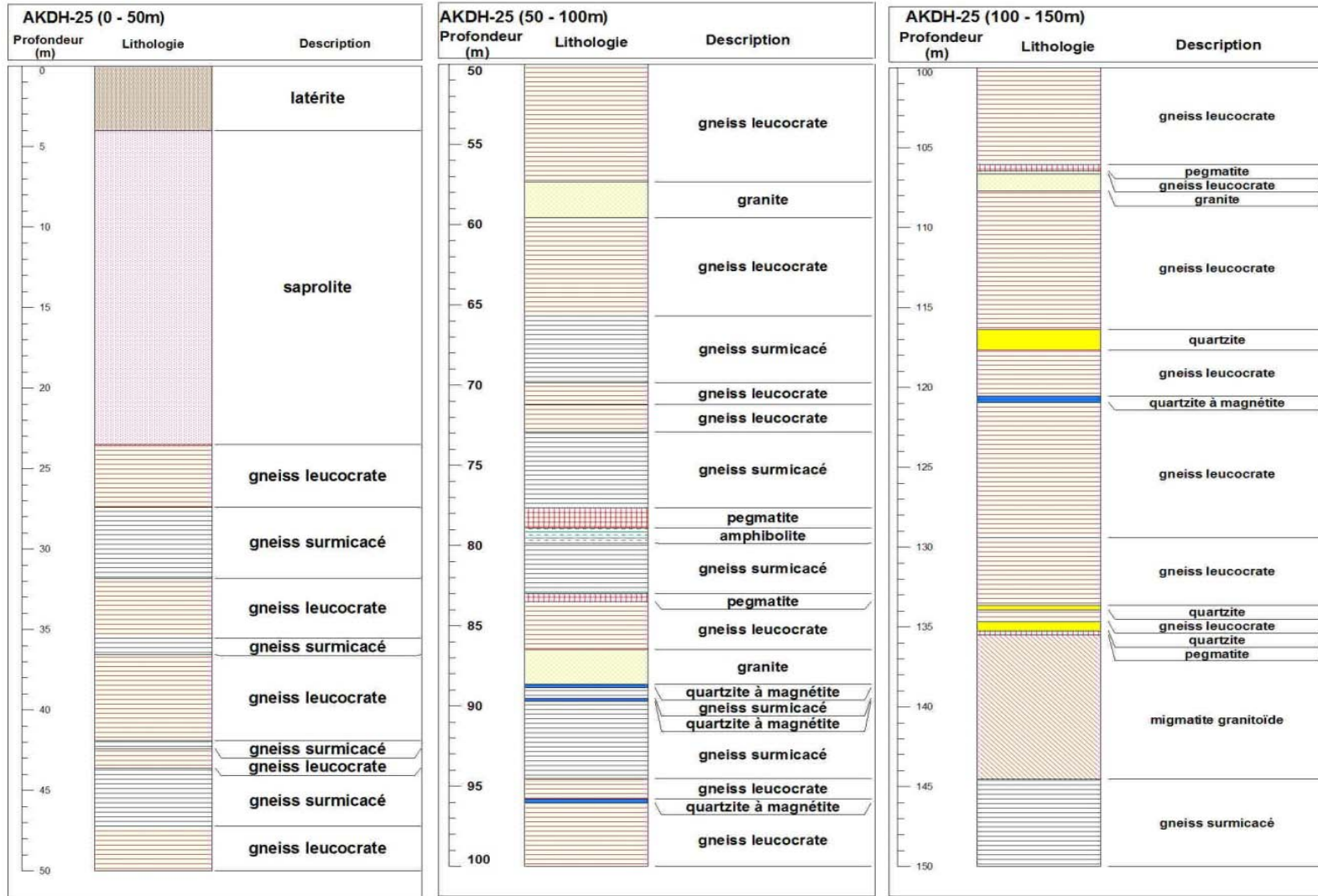


Figure 22b Log du trou AKDH-25, montrant la lithologie et stratigraphie du gisement

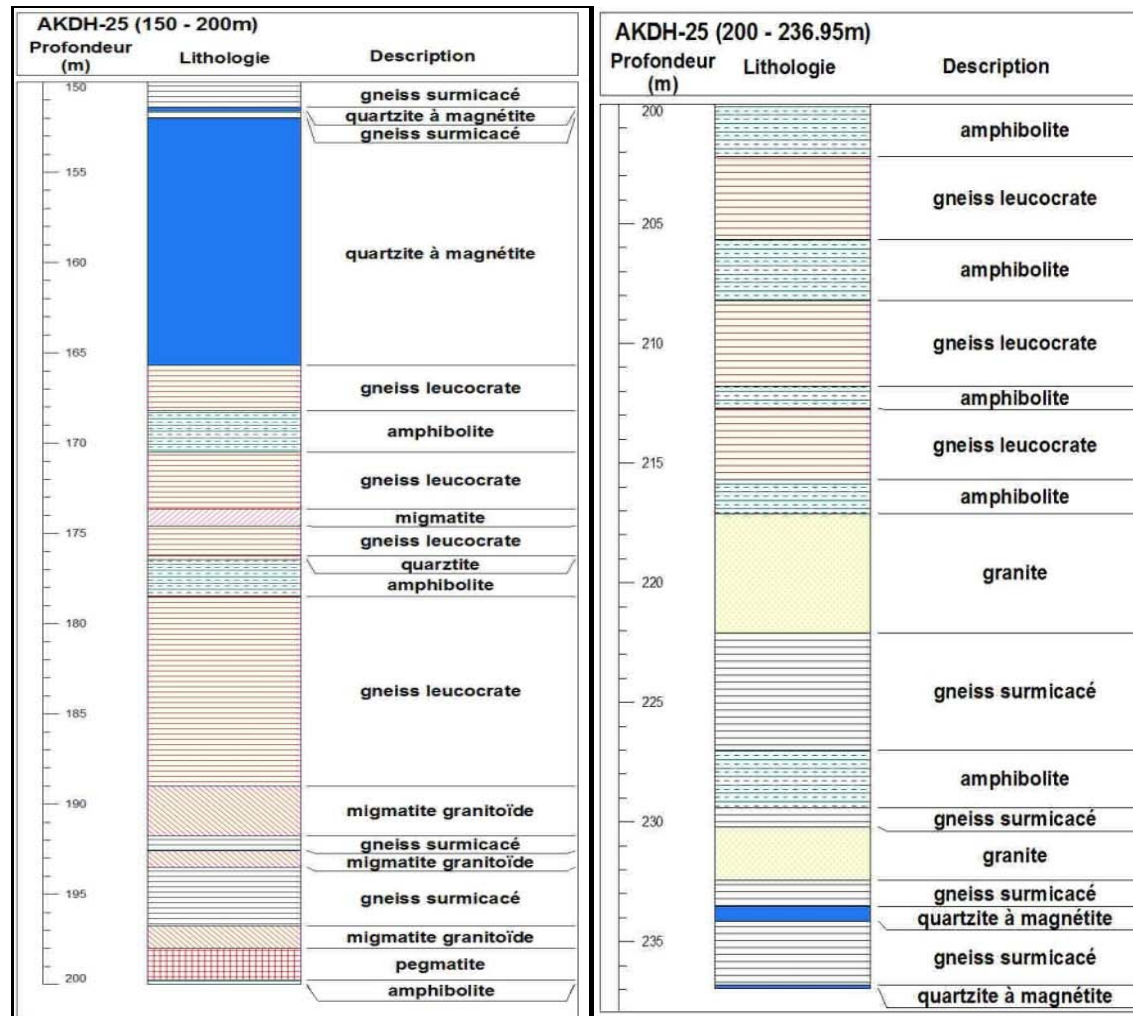


Figure 22b (suite)

V-1. Lithologie

Il est nécessaire de savoir les différentes lithologies et leurs successions pour avoir une idée globale sur la géologie avant d'entrer dans la pétrographie et minéralisation.

Notre étude est basée sur les observations et analyse des carottes, c'était le seul moyen d'avoir des roches saines sur cette zone.

L'observation des carottes nous permet de distinguer trois faciès : les roches altérées, les roches métamorphiques et les roches magmatiques.

Les roches altérées sont très épaisses allant jusqu'à 70m. On distingue deux types: (1) les latérites qui sont issues de l'altération complète des roches et ne conservent aucune structures ni minéraux de la roche mère, (2) les saprolites qui résultent de l'altération de la roche mère également, n'ayant pas subi de transport ni de déplacement et conservant les structures de la roche d'origine. Ils sont formés par des gneiss surmicacés qui sont essentiellement constitués de biotite souvent en lamelles millimétriques et un peu de quartz ou plagioclase. Ils sont toujours altérés avec des structures conservées, en formations épaisses de 10 à 15 mètres, rosâtres à rouges violacé, à texture schisteuse conservée, tendres, se désagrégeant facilement en paillettes de mica altérées et produits argileux d'altération et généralement surmontés d'un horizon argileux latéritique de couleur rouge violacé caractéristique.

Les roches magmatique et métamorphique seront traitées en détails dans les sous titres roches stériles et roches minéralisées.

Deux trous AKDH-13 et AKDH-25 ont été forés verticalement pour représenter la lithologie et la stratigraphie du gisement en coupe longitudinale (Figure 22a et b). Dans l'AKDH-13, les amphibolites et gneiss surmicacés (micaschiste) sont dominant de 50 à 190.35m, ils sont toujours accompagnés par des minéraux sulfurés comme la pyrite et chalcoppyrite et des oxydes de fer (magnétite) même si les quartzites à magnétite ne se présente que sous forme des couches très mince de puissance centimétrique. Les pegmatites sont très fréquentes dans ce trou. Ils s'intercalent avec les gneiss et les amphibolites. Ils ont d'épaisseur centimétrique jusqu'à 3m. Le quartzite ne se manifeste qu'au 55,5 à 57m entre les gneiss felsiques.

AKDH-25 montre une lithologie différente par rapport à AKDH-13. Il y a une dominance des roches felsiques à savoir les migmatites granitoïdes et gneiss leucocrates. Les quartzites à magnétites s'y présentent en puissance métriques. Pendant le log de carotte, on constate la

présence de magnétite près de la surface de 15 à 45m, après il ne se manifeste que dans les formations en intercalation avec les quartzites à magnétites.

Cette différence dans la succession des couches lithologiques entre AKDH-13 et AKDH-25 peut être due à la structure du terrain et ceci complique la modélisation de la forme du gisement. Mais ces deux forages confirment l'existence de magnétisme élevé pour ce secteur.

V-2 Les roches stériles

Dans le gisement d'Alakamisy, Il est difficile de distinguer la roche minéralisée de la roche stérile. Par contre on remarque que les couches qui contiennent des minéraux sulfurés et des oxydes de fer sont toujours minéralisées quel que soit la nature de la roche. Le problème ne se pose pas pour les granites, les pyroxénites, et quartzites dans la mesure où la minéralisation n'a jamais été observée dans ces lithologies. Par conséquent, les roches stériles sont donc des roches qui ne contiennent pas de sulfures et d'oxydes de fer.

La microscopie optique par transmission et réflexion est la méthode classique permettant le diagnostic optique des phases minérales, la caractérisation de leur mode de formation et l'étude texturale et structurale des successions minéralogiques.

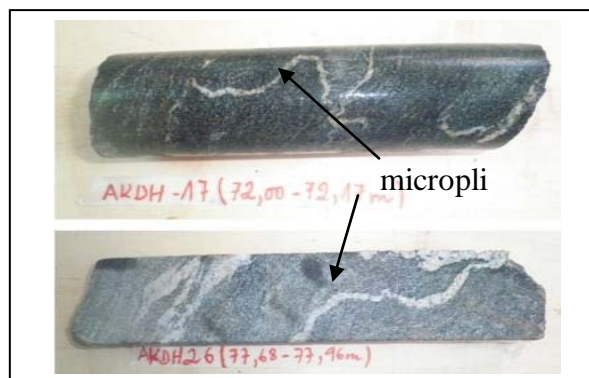


Figure 23 : Photo des gneiss plagioclasiq surmicacé avec des microplis des veinules de quartz,

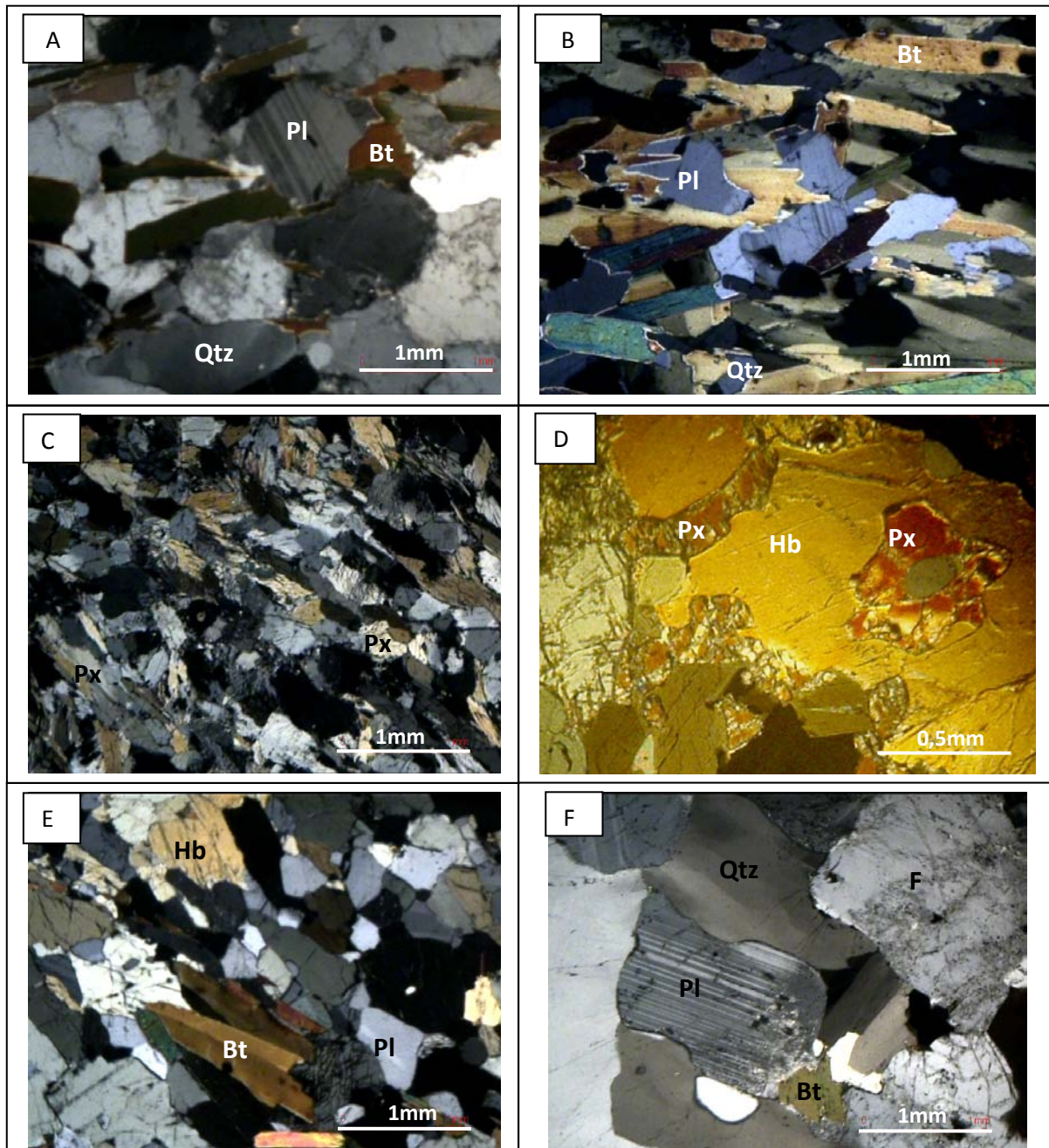


Figure 24 Photomicrographie en lumière polarisée des roches stériles.

A : *Gneiss leucocrate*, B : *Gneiss plagioclasic surmicacé*, C : *Pyroxénite*, D : *amphibolite à pyroxène*, E : *Amphibolite à biotite*, F : *Granite*.

➤ **Gneiss leucocrate:**

Ce sont des roches claires à grains fins. Leur foliation est marquée par l'alternance de lits clairs (quartz, plagioclase) et de lits sombres (biotite). Sous microscope, l'échantillon 15647 montre une structure hétérogranulaire (Figure 24A). Elle est formée par les minéraux suivants:

- plagioclases, 35 à 40%, de forme subautomorphe à xénomorphe. Ils montrent des macles polysynthétiques;
- quartz, 35 à 40%, à extinction roulante, de forme allongée suivant la foliation, même direction que la biotite;
- biotite, 20 à 25%, qui est sous forme lamellaire subautomorphe avec un pléochroïsme normal de brun clair à brun foncé.

➤ **Gneiss plagioclasique surmicacé:**

Ce sont des roches sombres à grains fins. Ils contiennent souvent des microplis des veinules de quartzites (Figure 23A).

L'observation microscopique de l'échantillon 15656 montre une structure granoblastique hétérogranulaire (Figure 24B). La composition minéralogique est la suivante:

- biotite, 60 à 65%, qui est sous forme lamellaire subautomorphe avec un pléochroïsme normal de brun clair à brun foncé, il forme le lit sombre de la foliation;
- plagioclases, 30 à 35%, il est distingué par son relief faible, la forme subautomorphe à xénomorphe et les macles polysynthétiques d'albite;
- quartz, 5 à 10%, à extinction roulante, sous forme de petits cristaux xénomorphes,
- hornblende verte < 5%, il forme le lit sombre de la foliation avec la biotite.

➤ **Biotitites:**

Ce sont des roches principalement composées de biotites et d'amphiboles (Figure 23B). Elles sont généralement à grains moyens très déformés. Ces roches sont très fragiles et il était impossible d'obtenir de lame mince. On les trouve en profondeur en alternance avec les amphibolites. Elles sont des puissances centimétriques.

➤ **Quartzites:**

Très résistant à l'altération, on les observe en surface qu'en profondeur. Toujours à grains grossiers, ils forment plusieurs niveaux de puissance métrique à décamétrique. Ils n'ont jamais été minéralisés.

➤ **Migmatites:**

On a deux types de roche migmatitique : (1) migmatite granitoïde qui sont des migmatites à aspect granitique surtout du point de vue de la composition minéralogiques, (2) migmatite, qui sont des roches entre roche métamorphique et roche magmatique. Ils ont une texture

massive et parfois une structure foliée (Figure 23C). L'aspect de cette texture est définie comme ceci : le leucosome (la partie claire qui correspond au mobilisat) est principalement composé par de quartz et de feldspaths et dans cette étude, il a fait l'objet de quelques analyses car il peut être un facteur de mobilisation de l'or; le mésosome (la partie sombre qui correspond à la fraction solide résiduelle de la fusion partielle) ; le paléosome (la partie plus sombre de la roche qui correspond au restite). Ce type de roche compose la majeure partie des roches saines de la région d'Alakamisy.

➤ Pegmatites:

Roche plutonique tardi-intrusive, à grain très grossier, généralement de taille centimétrique environ 2,5 centimètres; de texture pegmatitique. Ils se trouvent généralement sous forme de veines dans les carottes.

➤ Pyroxénites:

Ce sont des roches mélanocrates, en couche très mince, parfois en enclaves, toujours en intercalation avec les amphibolites, difficile à distinguer macroscopiquement à cause de leur ressemblance et du grain très fin. L'échantillon 15668 (Figure 25C) montre une structure équi-granulaire, principalement composé du pyroxène (99%) et contient quelques grains de muscovite comme minéraux accessoires.

➤ Amphibolites:

Tableau 5 : résultats d'analyse par AR des éléments en traces des amphibolites (*X représente le résultat inférieur à la limite de détection dont : Au=0.01, Ag=0.1, Bi=2, Cu=1, Mo=2, Nb=3, Pb=1, Te=2, Ti= 0.01, V=20, Y=5, Zn=1, Zr=5*).

Lithologie	N° de l'échantillon	Au ppm	Ag ppm	Bi ppm	Cu ppm	Mo ppm	Nb ppm	Pb ppm	Te ppm	Ti ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm
Amphibolite	15651	X	X	X	11	X	4	5	X	3400	167	9	68	47
	15657	X	X	X	24	X	X	1	X	4300	187	18	26	54
	15660	0.07	0.1	X	325	X	X	3	X	2100	107	X	33	14
	15662	X	X	X	31	X	11	1	X	3000	69	12	54	42
	15663	X	X	X	1	X	X	2	X	2700	217	7	28	14
	15667	X	X	X	1	X	6	1	X	2000	87	X	11	16
	15669	X	X	X	8	X	5	2	X	3400	158	10	39	52
	15673	X	X	X	17	X	X	2	X	4500	244	13	50	26
	15674	0.13	X	X	79	X	9	2	X	5000	153	22	74	61
	15678	0.09	X	X	135	X	X	5	X	2900	121	14	115	40

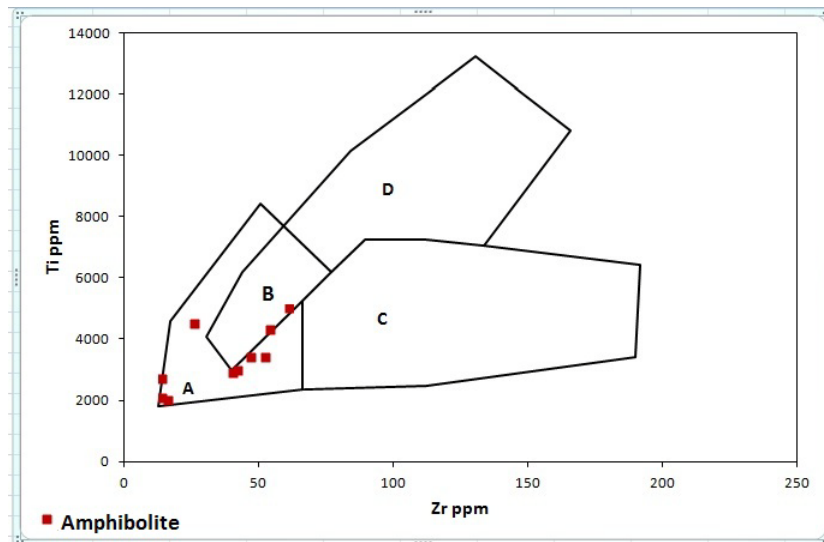


Figure 25 Diagramme de discrimination de basalte basé sur la variation de Ti et Zr (Pearce et Cann 1973). A=Island - arc tholeïtes, B=MORB, calco-alcalin basalte et Island - arc tholeïtes, C=calco – alcalin basalte, D=MORB.

C'est une roche mélanocrate à grains moyens hétérogranulaire. La composition minéralogique est : hornblende verte 80%, pyroxène 15%, 5% de quartz et calcite, les hornblendes vertes sont equigranulaires, sous forme de gros cristaux xénomorphes ; les pyroxènes sont xénomorphes. Elles sont parfois incluses dans de gros cristaux de hornblendes vertes. Cela indique la transformation des pyroxènes en hornblendes par une réaction rétrograde (Figure 24D) ; les quartzs sont en petits cristaux xénomorphes ; les calcites sont en petits cristaux xénomorphes, avec des irisations multicolores. Toujours en inclusion dans les hornblendes vertes.

Par ailleurs, un autre faciès mésocrate, échantillon 15657(Figure 24E), à grain fin est formé par les minéraux suivants :

- hornblende verte 75%, hétérogranulaire, subautomorphe à xénomorphe;
- biotite 15%, sous forme de lamelle, très pleochroïque de brun clair à brun foncé, subautomorphe ;
- plagioclase 10%, xénomorphe, est de petite taille par rapport aux autres minéraux, facile à reconnaître par son relief faible et le macle polysynthétique d'albite en lumière polarisée analysée.

Les amphibolites ont des minéraux accessoires à savoir l'apatite et épidote.

La projection géochimique (Tableau 5) dans le diagramme de Pearce et Cann 1973 montre que les amphibolites appartiennent au champ A (Figure 25). Il s'agit donc d'une roche orthodérivée dont le protholite est un basalte tholéitique d'un arc continentale.

➤ Granite :

Roche leucocrate, généralement de couleur rose à cause de l'abondance d'orthose, grain fin à grain moyen, texture massive. Parfois, il suit la foliation. L'assemblage minéralogique est:

- quartz 40%, hétérogranulaire, xénomorphe, extinction roulante et quelques grains polarisent dans le blanc du premier ordre ;
- plagioclase 20%, xénomorphe avec macles polysynthétiques d'albite.
- feldspath 30%, qui apparaît en cristaux subautomorphes à xénomorphes
- biotite 10%, toujours en lamelle subautomorphe, pleochroïque, à extinction droite.

V-3- Les roches minéralisées

Comme on l'avait mentionné, il est difficile de distinguer la roche minéralisée de la roche stérile. L'analyse des échantillons par FAA révèle la présence d'or dans les différentes lithologies (tableau 6). Cette analyse et l'étude microscopique mettent en évidence l'association de l'or avec les minéraux opaques (sulfures et oxyde de fer). Ainsi on distingue 3 couches minéralisées : gneiss plagioclasiqque à hornblende riche en sulfure et oxyde de fer, amphibolite riche en sulfure et oxyde de fer et le quartzite à magnétite. Il faut noter qu'on peut trouver l'or dans les autres faciès comme la pegmatite, le gneiss leucocrate, le gneiss.

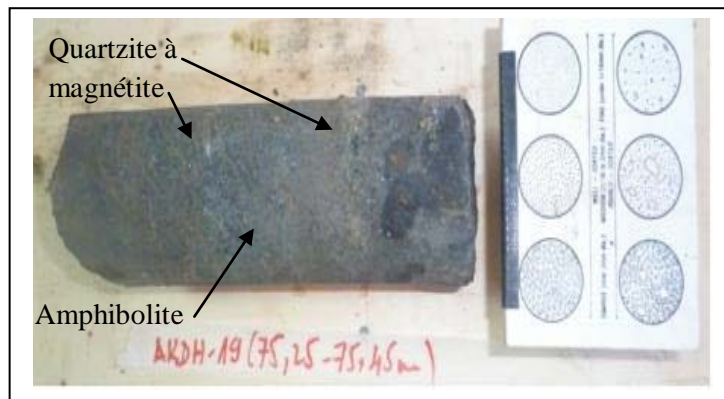


Figure 26 Photo d'une couche mince de quartzite à magnétite intercalée dans l'amphibolite.

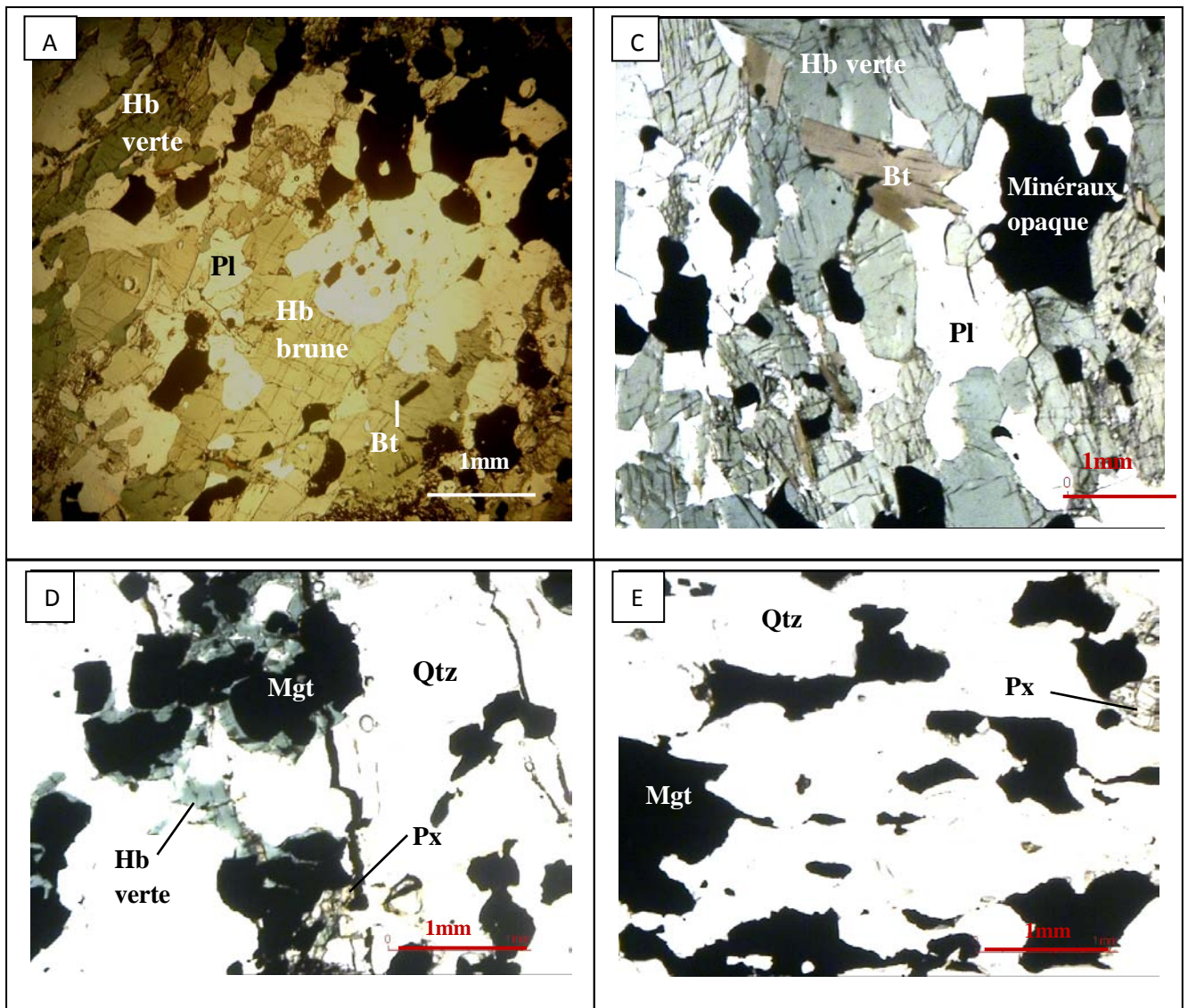


Figure 27 Microphotographies des échantillons des roches aurifères ;

A : Gneiss plagioclasiqye à hornblende en lumière naturelle, B : photo de grand cristal de pyrite avec des arsénopyrites en inclusion dans le gneiss plagioclasiqye à hornblende en lumière réfléchie, C : amphibolite riche en minéraux opaque en lumière naturelle, D : quartzite à magnétite en lumière naturelle, noter la fracture, la hornblende et/ou pyroxène accolés aux magnétites. E : quartzite à magnétite en lumière naturelle, noter le pyroxène accolé aux magnétites.

➤ Gneiss plagioclasiqye à hornblende:

C'est une roche mésocarte à grain fin. L'assemblage minéralogique est : Hornblende verte 25-35%, Hornblende brune 15-20%, Plagioclase 30-35%, quartz 5-10%, biotite et pyroxène 5-10%, minéraux opaque 5%

- les hornblendes vertes sont pléochroïques, la couleur varie du vert foncé très intense au vert jaunâtre, ils sont xénomorphes et l'angle de clivage est 120° dans les sections basales.

- les hornblendes brunes, figure 27A. Ils sont xénomorphes et l'angle de clivage est 120° dans les sections basales.

- quartz: sont en petits cristaux xénomorphe à extinction roulante à relief faible, teinte gris du première ordre.
- biotite sous forme de lamelle subautomorphe, très pléochroïque, à extinction droite.
- pyroxène : de couleur délavée, relief fort, avec une teinte orangée du premier ordre.
- plagioclase : incolore, à relief faible, macle polysynthétique.
- minéraux opaques : (1) pyrite, jaune pâle en lumière réfléchie et présente des stries (figure 27B), (2) arsénopyrite, jaune en lumière réfléchie,

➤ **Amphibolite:**

Ce sont des roches sombre, composées de :

- hornblende verte 55-60 %, pléochroïques dont la couleur varie du vert foncé très intense au vert jaunâtre, elles sont généralement sous forme de lamelle subautomorphe à xénomorphes mais parfois sous forme de gros cristaux automorphe surtout en sections basales montrant l'angle de clivage à 120°.
- plagioclase 20-25% incolore, subautomorphe à xénomorphe, à relief faible, macle polysynthétique, ils sont parfois affectés de microfractures.
- biotite 5-10% : sous forme de lamelle subautomorphe, très pléochroïque, à extinction droite
- minéraux opaque 5-10% : de couleur noir, xénomorphe et toujours en association avec les hornblendes et forme le lit clair de la foliation avec les hornblendes vertes et biotites (figure 27C).

➤ **Quartzite à magnétite:**

Ce sont des roches sombres, foliées, mésocrate, à structure microgrenue, les quartzites à magnétites sont en couche mince mais pouvant parfois atteindre 1m. Ils s'alternent toujours avec les gneiss surmicacés et les amphibolites (Figure 26). Ils étaient probablement à l'origine des grès ferrugineux ou des métagrès.

L'observation microscopique révèle qu'ils sont constituées par des quartz (50%), magnétites (45%), hornblende (< 5%), ±pyroxène.

Les quartzs forment le lit clair de la foliation, ils sont incolores, à relief faible, xénomorphe.

Les magnétites sont en petits cristaux noirs xénomorphes, généralement en accolées avec des hornblendes et/ou pyroxènes (Figure 27D et 27E). Cet assemblage minéralogique suggère qu'il y a une circulation de fluide probablement riche en hydrogène et engendrant la formation de magnétite comme la réaction suivante: $\text{Diopside}_1 + \text{H}_2 \rightarrow \text{Diopside}_2 + \text{amphibole} + \text{magnétite}$ (Doukhan et al. 1990).

Tableau 6 : résultats d'analyse des échantillons sélectionnés par lithologie.

N° du trou	De (m)	A (m)	Lithologie	Composition minéralogique à partir de l'étude microscopique	N° d'échantillon	Au (ppm)
AKDH-26	218.15	218.35	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende 40-45%, Plagioclase 30-35%, quartz 10-15%, biotite 5%, minéraux opaque 5-10%	15646	0.02
AKDH-26	211.1	211.4	Gneiss leucocrate	Plagioclases 35-40%, quartz 35-40%, biotite 20-25%, minéraux opaque 3-5%	15647	0.27
AKDH-26	205.45	205.7	Amphibolite	Hornblende verte 45-50%, Plagioclase 25-30%, quartz 5-10%, biotite 5-10%, minéraux opaque 5%	15648	0.76
AKDH-26	193.25	193.5	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende verte 25-35%, Hornblende brune 15-20%, Plagioclase 30-35%, quartz 5-10%, biotite 5-10%, minéraux opaque 5%	15649	0.03
AKDH-26	186.65	186.9	Amphibolite	Hornblende verte 55-60 %, plagioclase 20-25%, biotite 5-10%, minéraux opaque 5%	15651	X
AKDH-26	178.4	178.6	Amphibolite	Hornblende verte 75-80 %, quartz 2-5%, pyroxène 10-15%	15652	X
AKDH-26	172.2	172.45	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Plagioclase 30-35%, quartz 25-30%, hornblende verte 20-25%, biotite 5-10%, minéraux opaque 5-10% (Figure 18 A)	15653	X
AKDH-26	165.2	165.4	Leucosome du migmatite	Plagioclase 35-40%, quartz 40-45 %, feldspath 5% biotite 2-5%, microcline 1%.	15654	X
AKDH-26	154.4	154.6	Gneiss plagioclasiq surmicacé	Biotite 60-65%, plagioclases 30-35%, quartz 5-10%.	15656	X
AKDH-26	152	152.25	Amphibolite	Hornblende verte 75%, biotite 15%, plagioclase 10%.	15657	X
AKDH-26	144.5	144.55	Quartzite à magnétite	Pas de lame mince	15658	0.01
AKDH-26	144.55	144.9	Amphibolite	Hornblende 40-45%, Plagioclase 30-35%, quartz 15-20%, biotite 1-5%, minéraux opaque 1-3%	15659	X
AKDH-26	144.9	145	Amphibolite	Hornblende verte 75-80 %, quartz 2-5%, minéraux opaque 10-15%	15660	0.07
AKDH-26	141.9	142.1	Leucosome du migmatite	quartz 40%, plagioclase 30%, feldspath 20%, biotite 10%,	15661	0.01
AKDH-26	132	132.25	Amphibolite	Hornblende verte 75-80 %, minéraux opaque 15-20%, quartz et plagioclase 2-5%	15663	X
AKDH-26	127.8	128	Amphibolite	Hornblende verte 75-80 %, quartz et plagioclase 15-20%, minéraux opaque 2-5%	15664	X
AKDH-26	123	123.15	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende 40-45%, Plagioclase 35-40%, quartz 5-10%, minéraux opaque 10% - 15%	15665	0.01
AKDH-26	115.2	115	Quartzite à magnétite	quartz 55%, minéraux opaque 40%, pyroxène 5%	15666	
AKDH-26	110.65	111	Amphibolite	hornblende verte 80%, pyroxène 15%, 5% de quartz et calcite	15667	X
AKDH-26	109.5	109.6	Pyroxénite	pyroxène 100%	15668	X
AKDH-13	97.5	97.75	Amphibolite	Hornblende verte 50-55%, Hornblende brune 40-45%, Plagioclase 5 à 10%	15669	X
AKDH-13	88.3	88.5	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende 40-45%, Plagioclase 30-35%, quartz 10-15%, biotite 5%, minéraux opaque 5% à 10%	15670	0.01
AKDH-13	81	81.2	Quartzite à magnétite	quartz 55%, minéraux opaque 40%, hornblende verte 3%, pyroxène 2%	15671	X
AKDH-13	69.7	69.9	Amphibolite	Hornblende verte 55-60%, pyroxène 30-35%, Plagioclase 5 à 10%	15673	X
AKDH-13	153.55	153.75	Leucosome du migmatite	Quartz 70%, plagioclase 20%, biotite 5% et minéraux opaque 5%	15674	0.13
AKDH-13	162.5	162.8	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende 45%, Plagioclase 30%, quartz 10%, biotite 10%, minéraux opaque 5%	15675	0.01
AKDH-13	170	171.25	Gneiss plagioclasiq à hornblende	Hornblende 45%, Plagioclase 30%, quartz 10%, biotite 5%, minéraux opaque 10%	15676	0.03
AKDH-13	179.05	179.35	Amphibolite	Hornblende 50%, Plagioclase 20%, quartz <5%, biotite 5%, minéraux opaque 20%	15678	0.09

V-4- Les minéraux métalliques:

L'étude microscopique par lumière réfléchie permet de distinguer les minéraux métalliques qui sont toujours opaques en lumières naturelles et en lumières polarisées. Les minéraux métalliques associés à l'or sont: bornite, digenite, covellite, pyrite, arsénopyrite, chalcoppyrite, magnétite, titanomagnétite. La présence de leucoxène a aussi observée dans quelque lame mince.

➤ Pyrite:

C'est un minéral de formule chimique FeS_2 . Elle constitue la principale phase métallique observée. Elle est en faible proportion ($< 5\%$) dans les veines de quartzite à magnétite mais elle est surtout abondante (5 à 20%) dans les gneiss et les amphibolites. Elle se présente en cristaux jaune subautomorphes à xénomorphe. Par endroit dans les gneiss et les amphibolites, la pyrite baigne dans une matrice de magnétite et/ ou titanomagnétite mais elle l'est toujours dans les quartzites à magnétites (Figure 28A et 28B).

➤ Magnétite:

Les magnétites (Fe_3O_4) se trouvent dans les quartzites à magnétites, mais on peut les trouver aussi dans d'autre lithologie. Les magnétites se trouvent en deux différentes formes : « Skelton » (Figure 28C) et cubique sub-automorphe, de couleur gris clair par rapport au quartz et présente parfois des exsolutions lamellaires d'ilménite. Elle est souvent la matrice des autres minéraux métallifères comme dans la figure 28B, 28D, 28E et 28 H.

➤ Titanomagnétite:

Elle est gris foncée, plus foncée que la magnétite. Dans les quartzites à magnétite, elle forme souvent la matrice des tous les minéraux métalliques y compris l'or. On voit clairement les petits grains d'or, les pyrites et un grain de magnétite dans la figure 28E. Cet assemblage minéralogique présente une réaction de remplacement typique rétrograde d'un titanomagnétite en ilménite/hématite. L'hématite se trouve dans la matrice de titanomagnétite (Figure 28D). Les magnétites sont souvent accolées à l'or. Il paraît que ces deux métaux se forment en même temps. On voit clairement leur inter-croissance durant leur mise en place par la forme de leur limite (Figure 28F et G).

➤ **Chalcopyrite:**

De formule chimique CuFeS_2 , plus brillante et plus vif que la pyrite. La chalcopyrite présente fréquemment en association avec les bornites (Figure 28H et I).

➤ **Bornite**

Les bornites (Cu_5FeS_4) se trouvent dans toute lithologie, mais en quantité faible. Elles sont souvent de couleur brun rose (Figure 28H et I) mais par fois on les trouve en violet (Figure 28I) à cause de l'altération. Elles sont associées avec les chalcopyrites et les digénites.

➤ **Digénite**

C'est un minéral bleuâtre de formule chimique (Cu_5S_5). Elle s'associe avec des chalcopyrite, digénite et covellite. La covellite est rarement observée, et toujours en association très fine avec la digénite (Figure 29F).

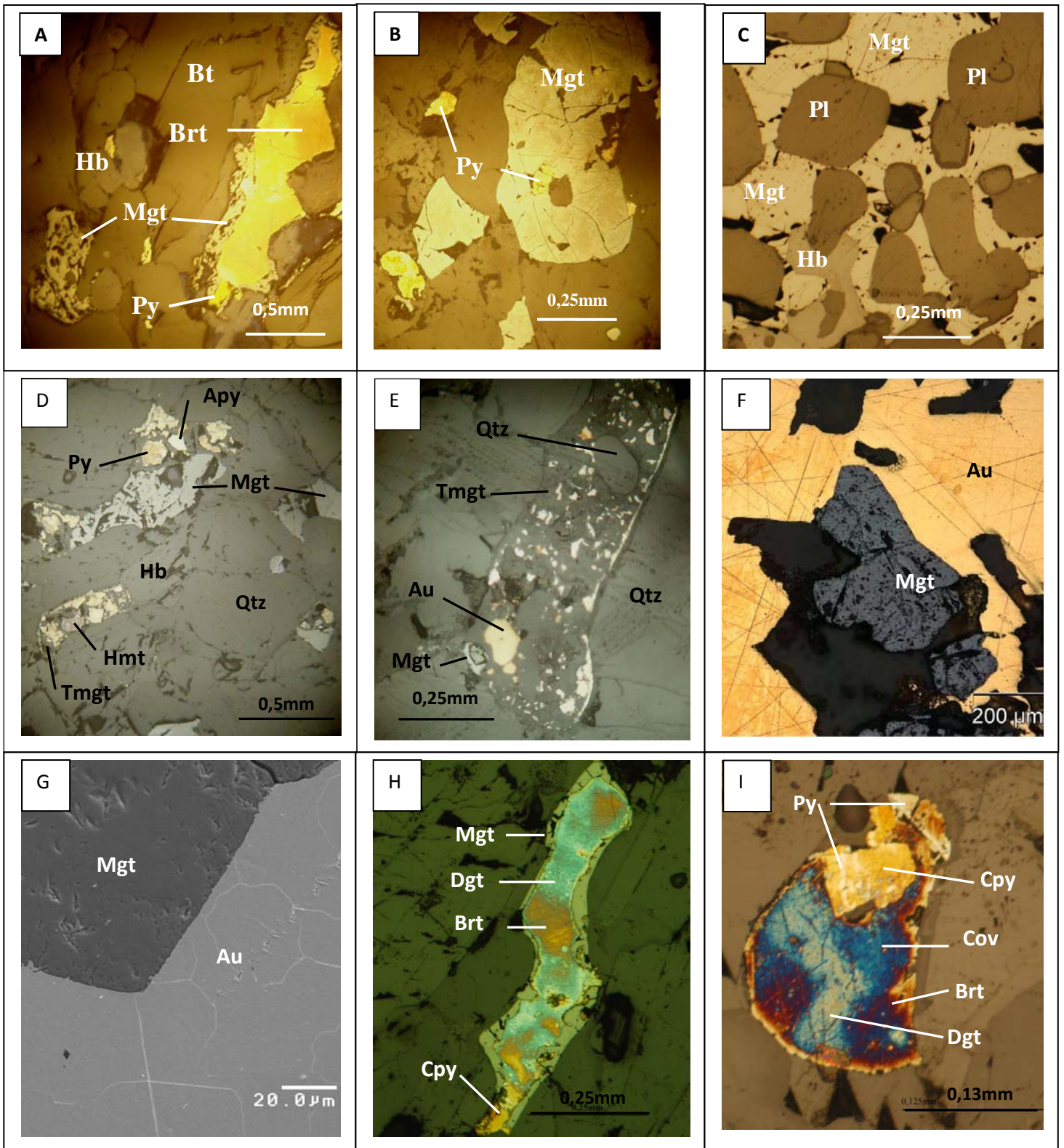


Figure 28 : Microphotographie des minéraux métalliques sous lumière réfléchie, A.: Large cristaux de pyrite dans une magnétite et un petit grain brun de bornite. B: grain de pyrite dans un large cristal xenomorphe de magnétite et parfois libre dans le gneiss, C: Magnétite de forme Skelton dans une amphibolite. D: des grains de magnétites et de titanomagnétite avec toutes ces inclusions, E: titanomagnétite en matrice avec des grains d'or, pyrite, magnétite en inclusion, F.: photo sous MEB montrant l'inter-croissance d'or et de la magnétite, noter la strie à la surface d'or due à la malléabilité, G: photo sous MEB montrant l'interdéveloppement intime de magnétite et or sur la bordure du cristal, H: association des digenités, des bornites et un petit minéral de chalcoppyrite en bas, les bordures sont des magnétite, I: photo montrant une association des pyrite, chalcoppyrite, covallite, bornite, et digenite.

➤ **Remarque:**

Durant l'observation des carottes, on a observé les faits suivants:

- remobilisation et recristallisation des quartzs dans les gneiss (Figure 29) ;
- remobilisation et recristallisation de biotites préexistantes dans les gneiss également (Figure 30) ;
- remplissage des fractures par les biotitites comme le montre la figure 31 dû à la circulation des fluides;
- présence de veinule de minéraux sulfurés (pyrite, chalcopyrite) (Figure 32), c'est un indicateur hydrothermal ;
- l'abondance de magnétites dans les roches altérées (latérite, saprolite) peut être reliée à la désagrégation des sulfures ;
- l'enrichissement en pyroxène et hornblende peut être dû au phénomène de métasomatose.



Figure 29 Photo montrant des gains de quartz recristallisés et remobilisés dans le gneiss



Figure 30 Photo montrant de biotites recristallisées



Figure 31 Photo montrant une fracture dans un quartzite remplacée par les biotites.



Figure 32 Photo montrant des veinules des minéraux sulfurés dans une amphibolite.

V- 5- Caractéristique de l'or du gisement d'Alakamisy:

En général, l'or du gisement d'Alakamisy est de taille microscopique à millimétrique, de couleur jaune vive (figure 33 A).

Les grains d'or ont de forme variée mais ils ont des faces angulaires qui montrent qu'ils proviennent de gisements primaires. Nous avons trouvés un grain de forme octaédrique (figure 33B) et un grain de forme cub-octaédrique (figure 33C). La présence de ces grains démontre qu'ils avaient eu assez de temps pour se cristalliser pour acquérir cette forme.

La majorité des grains ont de forme irrégulière inter-granulaire mais toujours à face angulaire (figure 33D).

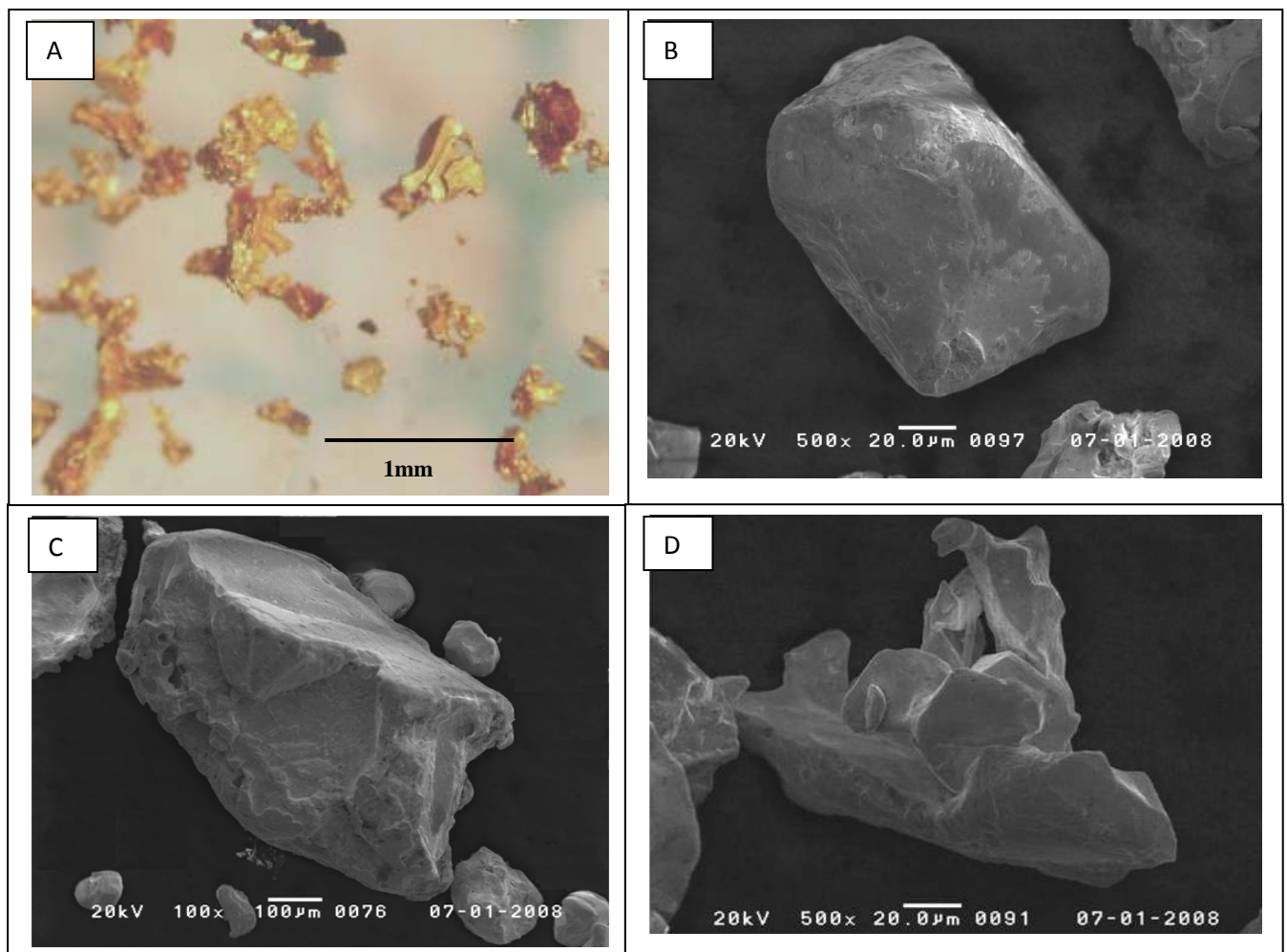


Figure 33 Photo montrant la taille, couleur et la forme des grains d'or d'Alakamisy (échantillon 10125)

L'analyse dispersive en énergie montre que l'or est généralement pur (Figure 34), par contre on trouve des traces d'Argent dans quelques grains des échantillons 10145 et 10150. Les résultats par FAA confirment la pureté de l'or d'Alakamisy. Les autres éléments

chimiques comme le Fe, Zn, Ca et Cl détectés dans quelques grains d'or sont dû à la contamination durant la préparation de l'échantillon. Le détail des résultats se trouve dans l'annexe 1.

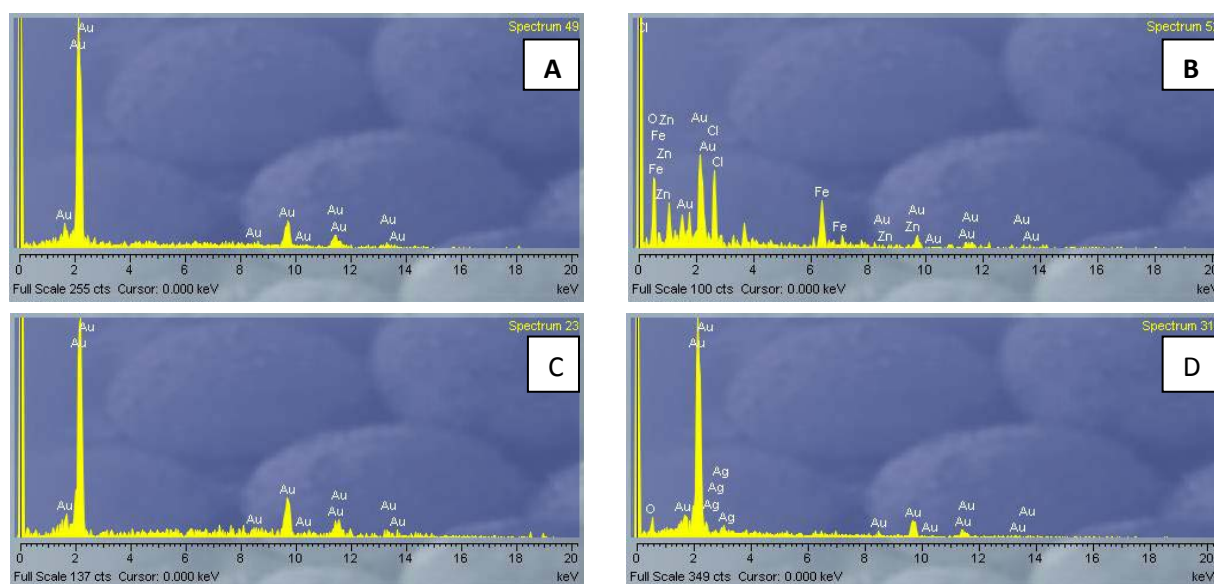


Figure 34 Photo des spectres montrant le résultat par analyse dispersive en énergie

A : exemple de spectre d'un grain d'or pur de l'échantillon 10125, **B** : exemple de spectre d'un grain d'or pur avec des contaminations en Cl, Fe et Zn de l'échantillon 10145,

C : exemple de spectre d'un grain d'or pur de l'échantillon 10145, **D** : exemple de spectre d'un grain d'or avec une trace d'argent de l'échantillon 10145

Chapitre VI : GEOCHIMIE

Pour l'étude géochimique, on a choisi deux types de base de données : la base de données avec des échantillons de sol et la base de données des échantillons de carotte. La base de données de puits a été choisie en raison de son étroite relation avec la phase de forage. Ces données déterminent le choix de la localisation de forage ainsi que la méthode d'analyse des carottes.

VI-1. Echantillons de sol:

Le résultat d'analyse par AR des échantillons de puits dont le tableau 7 présente la description standard de la statistique du résultat des éléments chimiques analysés nous permet de distinguer de signature géochimique sur les éléments majeurs et les éléments en traces.

Tableau 7 : Statistique de résultat d'analyse par AR de 760 échantillons de sol.

Elément	LDD	Min	Moyen	Max	Elément	LDD	Min	Moyen	Max
Au (ppb)	1	<1	28.46	2300	Mn (ppm)	1	12	7754	378.94
Ag (ppm)	0.5	<0.5	0.27	0.90	Mo (ppm)	1	<1	18	0.7
Al (ppm)	20	6148	44863	116185	Na (%)	0.01	0.02	0.06	0.034
As (ppm)	5	<5	2.63	27	Ni (ppm)	1	2	335	25.05
Ba (ppm)	2	<2	19.89	573	P (ppm)	20	<20	1198	240.56
Bi (ppm)	2	<2	1.01	3	Pb (ppm)	1	<1	168	18.57
Ca (%)	0.01	<0.01	0.011	0.27	Sb (ppm)	2	<2	5	1.06
Cd (ppm)	0.5	<0.5	0.26	0.80	Sc (ppm)	2	2	62	12.82
Ce (ppm)	20	<20	81.51	656	Sr (ppm)	1	<1	53	1.62
Co (ppm)	1	<1	16.34	417	Te (ppm)	2	<2	12	1.29
Cr (ppm)	2	4	89.23	816	Ti (ppm)	5	44	3429	672.15
Cu (ppm)	1	2	22.22	462	Tl (ppm)	2	<2	50	1.1
Fe (%)	0.01	0.57	6.36	30.96	V (ppm)	2	6	376	72.84
K (ppm)	20	20	89.6	3077	W (ppm)	2	<2	64	1.18
La (ppm)	20	<20	13.62	491	Zn (ppm)	1	<1	239	25.36
Mg (%)	0.01	<0.01	0.009	0.26					

Les éléments abondants formant les roches et minéraux de la zone d'étude sont : Al, Fe, Ca, K, Mn, et Na. On constate une concentration élevée d'Al avec une moyenne de 44863 ppm, de Fe avec une moyenne 63600 ppm et Mn avec une moyenne 379 ppm tan disque le Ca et Na ont de concentration modérée dont la moyenne: 110 ppm et 340 ppm et le K a une concentration faible de 89.6 ppm. La concentration élevée de Fe et Mn indique qu'on est probablement dans un environnement marin.

Les éléments en traces donnant des résultats significatifs sont: Ba, Ca, Ce, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Sc, Sr, Ti, V et Zn. Ils ont une moyenne supérieure à la limite de détection.

Les autres éléments : Ag, As, Bi, Cd, La, Mg, Mo, Sb, Te, Tl et W ont des résultats dont plus de 60% sont inférieurs à la limite de détection. Les éléments avec des quantités considérables de concentration inférieure à la limite de détection sont rarement intéressants pour l'étude géochimique (Reimann et al.2001). Ces éléments sont donc exclus dans la liste des éléments à étudier.

Pour déterminer les éléments associés à l'or, le calcul de coefficient de corrélation entre l'or et les éléments ayant des résultats significatif a été fait avec Excel (tableau 8). Le résultat montre que l'or a une corrélation positive très faible avec Ba, Ca, Ce, Cr, Na et Pb dont leur coefficient de corrélation est inférieur à 0,20; il a une corrélation positive faible avec les 9 éléments suivant: Co, Cu, Fe, Mn, Ni, Sc, Ti, V et Zn avec des coefficients de corrélations entre 0,20 et 0,30 ; il est corrélé négativement avec Al, K, Sr. La corrélation d'or avec le Fe et Ti a été observée pendant l'étude microscopique où il y a une intercroissance entre l'or et magnétite ainsi que les titanomagnétites. La corrélation positive faible à très faible suggère que l'or du gisement d'Alakamisy est probablement un or libre.

Tableau 8 : Coefficient de corrélation entre Au et multiéléments.

	Al	Ba	Ca	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mn	Na	Ni	Pb	Sc	Sr	Ti	V	Zn
Au	-0.22	0.04	0.03	0.05	0.26	0.16	0.25	0.27	-0.02	0.27	0.01	0.27	0.19	0.27	-0.05	0.30	0.27	0.21

Des cartes d'anomalies géochimiques de ces 9 éléments faiblement corrélé positive avec l'or a été établi (cf annexe 3). La moitié Ouest de la zone d'étude a une forte anomalie pour chaque élément. C'est pourquoi on a choisi la localisation de forage dans la zone avec des anomalies d'Au et Fe.

VI-2-Echantillons de carotte:

Concernant le résultat par FAA des échantillons de carotte, on va interpréter séparément les carottes des roches altérées et les carottes des roches saines.

➤ les carottes des roches altérées:

La statistique de résultat des 9 éléments analysés des roches altérées se trouve au tableau 9a. Comme celui de résultat de sol, l'Ag et le Bi ont de nombreux résultats dont leur concentration sont inférieure à la LDD. Mais ici, la concentration d'Ag a une valeur moyenne largement supérieure à la LDD (0,78 ppm). Ce résultat est due à la carotte du trou AKDH-15, c'était le seul groupe d'échantillon qui revient avec une concentration considérable d'Ag,

l'analyse a été répétée suite au demande de l'Aziana Limited mais le résultat revient au même. La société Aziana Limited décide d'ignorer ce résultat car cela peut être dû à la contamination durant la préparation des échantillons. Ces deux éléments ne sont pas donc considérés avec l'interprétation qui suivie.

Tableau 9 : a) Statistique de résultat d'analyse par FAA des échantillons de carotte,
b) Coefficient de corrélation d'Au avec Cu, Fe, Mn, Mo, Pb et Zn.

a)					b)	
Elément	LDD	Min	Moyen	Max		
Au (ppm)	0.01	<0.01	0.13	4		Au
Ag (ppm)	0.1	<0.1	0.78	86.70	Cu	0.13
Bi (ppm)	2	<2	<2	2	Fe	0.13
Cu (ppm)	1	1.00	47.65	1003	Mn	0.1
Fe (%)	0.01	0.55	8.31	40.38	Mo	0.11
Mn (ppm)	1	14.00	809.11	5256	Pb	-0.03
Mo (ppm)	2	1.00	2.45	103	Zn	-0.04
Pb (ppm)	1	0.50	20.84	150		
Zn (ppm)	1	0.50	79.26	1149		

L'or dans les roches altérées a une concentration moyenne 0,13 ppm dont le maximum est 4 ppm. Ce maximum a été trouvé dans une couche de gneiss surmicacé très altéré (micaschiste dans certaine ouvrage) intercalé par une veine de pegmatite au 34 à 35m du trou AKDH-11.

Pour déterminer l'élément indicateur d'or, des calculs de corrélation avec Excel (tableau 9b) et la projection des résultats des éléments : Au, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Zn avec le logiciel Strater (cf annexe 4). L'or a une corrélation positive très faible avec Cu (0,13), Fe (0,13), Mo (0,11) et Mn (0,10), il a une corrélation négative très faible avec le Pb (-0,03) et Zn (-0,04). On voit clairement cette corrélation sur les figures de la projection à l'annexe 4. Les Cu et Fe sont les éléments plus corrélés à l'or, mais cette corrélation faible empêche de déduire qu'ils sont les éléments indicateurs de l'or.

➤ les carottes des roches saines:

Même procédure de calcul à celui des carottes des roches altérées a été élaborée pour les carottes des roches saines. La statistique de résultat d'analyse par FAA au tableau 10a. L'Ag et le Bi ont toujours des concentrations moyennes inférieure à la LDD. Ils seront exclus de la suite d'interprétation.

Tableau 10: a) Statistique de résultat d'analyse par FAA des échantillons de carotte de roche saine,
b) Coefficient de corrélation d'Au avec Cu, Fe, Mn, Mo, Pb et Zn.

a)					b)	
Elément	LDD	Min	Moyen	Max		Au
Au (ppm)	0.01	<0.01	0.05	1.95	Cu	0.20
Ag (ppm)	0.1	<0.1	0.06	0.2	Fe	-0.02
Bi (ppm)	2	<2	<2	2	Mn	-0.01
Cu (ppm)	1	0.5	4.95	28.11	Mo	0.15
Fe (%)	0.01	0.69	8.31	40.38	Pb	-0.03
Mn (ppm)	1	78	502.54	1633	Zn	-0.003
Mo (ppm)	2	1	1.53	148		
Pb (ppm)	1	1	20.84	150		
Zn (ppm)	1	0.5	8.77	41		

Les roches saines analysées viennent des 5 trous suivant : AKDH-13, AKDH-14, AKDH-22, AKDH-23 et AKDH-26. Pour mieux comprendre la minéralisation aurifère d'Alakamisy, on va voir successivement l'interprétation des résultats de chaque trou.

❖ AKDH-13:

AKDH-13 a été échantillonné entre 38m et 141m en vue d'analyse chimique d'or par FAA. L'échantillonnage a été apporté sur la moitié de carotte mais, il n'était pas systématique comme les 4 autres trous, s'est fait par lithologie. Le log de carotte sur cet intervalle montrant la lithologie et la projection de résultat d'analyse d'Au, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb et Zn avec Strater est en annexe 5. La concentration moyenne d'or est 0,1 ppm dont le maximum est 1,9 ppm. L'anomalie d'or avec des concentrations supérieures à 0,2ppm se trouve au-dessous de 73m. Avec les concentrations élevées, l'or a corrélaté positivement avec le cuivre, aucune corrélation avec les autres éléments. Il n'a pas de corrélation avec la lithologie, mais on remarque la présence de pegmatite fréquente au-dessous de 73 m.

❖ AKDH-14:

Les roches saines se trouvent au-dessous de 58m. Le résultat significative d'or se trouve entre 87 et 106,6m c'est-à-dire dans le dernier 20m du trou. La concentration moyenne d'or dans les roches saines de ce trou est 0,07 ppm dont le maximum est 1,95 ppm dans l'intervalle 88-89m.

L'or est ici faiblement corrélaté positivement avec le cuivre, mais toujours aucune corrélation avec les autres éléments et la lithologie.

❖ AKDH-22:

Au-dessous de 60m se trouve les roches saines. L'élément analysé est seulement or « gold only ». La concentration moyenne d'or est 0,03 ppm avec un maximum de 0,26 ppm à l'intervalle de 70-71 m. La minéralisation est dans la couche de gneiss à biotite intercalée avec le quartzite. Aucune corrélation entre l'or et la lithologie.

❖ AKDH-23:

L'échantillonnage est toujours systématique dont l'intervalle des roches saines est entre 36 et 221,35m. L'analyse a été faite par AR. La concentration moyenne est 19 ppb avec un maximum de 1339 ppb entre 71 et 72m. Cette couche minéralisée est un gneiss à biotite en contact avec le granite. Il y a un autre granite entre 146,6 et 147,6m mais le résultat est au-dessous de la LDD. L'or n'a aucune corrélation avec les autres éléments analysés et la lithologie.

❖ AKDH-26:

L'intervalle de roche saine se trouve au-dessous de 47m. La concentration moyenne d'or dans l'intervalle 47-221,5m est 0,036 ppm dont le maximum 1,36 ppm se trouve dans une couche de gneiss riche en biotite intercalé avec la pegmatite. Les couches sont stériles jusqu'à 170m. On ne trouve aucune corrélation entre l'or et les autres éléments chimique ainsi que la lithologie. Il y a de mylonite (68,40-68,50m) dans ce trou mais aucun résultat positif.

Les résultats d'analyse montrent que l'or a une concentration élevée (0,13) ppm dans les roches altérées que dans les roches saines (0,05 ppm). L'altération entraîne cet enrichissement de concentration d'or dans les roches d'altération, vu que l'or résiste à l'altération.

La concentration moyenne d'or dans les roches saines n'atteint pas une valeur économique qui doit être supérieur à 1 ppm.

DISCUSSION ET CONCLUSION

DISCUSSION

L'étude géochimique montre que l'or du gisement d'Alakamisy se trouve dans des multicouches. Sa corrélation faible avec le cuivre et les autres métaux, la concentration très faible d'argent suggèrent que l'or du gisement d'Alakamisy est un «or libre». L'analyse dispersive en énergie des grains d'or montre que c'est aussi un or pur.

Le fait que l'or est un or libre, et que la plupart des couches minéralisées sont souvent pauvre en silice (amphibolite, gneiss surmicacé), il semblerait que les fluides hydrothermales mobilisant la minéralisation étaient en équilibre avec les roches hôtes durant la période de la mise en place. La mobilisation d'or par les fluides hydrothermaux est donc synmétamorphique.

La corrélation de l'or et la lithologie est très faible, mais on constate que l'or se trouve sa meilleure concentration soit dans les amphibolites, soit dans les gneiss riche en biotite ou hornblende qui sont souvent intercalées ou coupés par des pegmatites, quartzite, quartzite à magnétite. Il est possible que l'or soit déjà dans le basalte protholite des amphibolites mais remobilisé pendant le métamorphisme.

Des grains fins disséminés d'or semblent être concentrés dans un intervalle stratigraphique relativement limité contenant des quartzites à magnétites fracturées et des quartzites défragmentés. Leur déformation a due survenue pendant l'évènement tectonique.

Des magnétites disséminées dont l'origine n'est pas très claire présentent une corrélation spatiale avec la minéralisation aurifère d'Alakamisy dans les saprolites que dans les roches saine. L'or se trouve directement au-dessous de quartzites à magnétites dans les micaschistes ou gneiss saprolitiques. Il est parfois en inclusion dans les magnétites en roches saines. L'affinité de l'or avec les magnétites est un fait reconnu depuis des décennies. En plus, l'observation microscopique en lumière réfléchiée de lames minces issues de quartzite à magnétite fracturé a permis d'observer l'or inclus dans les titanomagnétites. La magnétite est très connue comme un minéral hydrothermal, sous forme de veine, minéraux de remplacements, grain disséminé dans l'hydrothermalisme tardive. Mais il nous faut plus d'étude avant de déduire que les magnétites du gisement d'Alakamisy ont d'origine hydrothermale.

D'après les logs des carottes et l'étude pétrographique, les roches dominant dans la zone d'étude sont des amphibolites, gneiss à hornblende, pyroxénite. Cette zone est donc à la base de la série d'Ambatolampy recouvrant la série migmatitique. Dans les anciens ouvrages la

série d'Ambatolampy recouvre tectoniquement la série migmatitique. Ce contact tectonique a dû jouer un rôle sur la circulation des fluides par la mise en place des zones de faiblesse drainant ces fluides. Ce fait a été bien observé dans les carottes, par le remplissage de fracture par les biotites et les veinules des sulfures. La minéralisation aurifère du gisement d'Alakamisy est donc fortement liée à la structure.

Il est suggéré que la minéralisation aurifère dans les roches métasédimentaire du gisement d'Alakamisy provient de fluide métamorphique pendant l'EAO et dépose tectoniquement dans une zone de cisaillement ductile d'un « E-verging thrust belt ». La minéralisation, la déformation structurale et la foliation sont fortement alignées. Elles ont toute de pendage faible vers l'W.

De ce fait, une coupe W- E a été réalisée par l'équipe de l'Aziana Limited pour mieux comprendre le modèle de mise en place de ce gisement. Cette coupe a été établie à partir de 5 trous de forages (Figure 40).

La concentration d'or dans les roches saines est insignifiante du point de vue économique. Elle n'atteint pas la valeur économique ($>1\text{ppm}$). Par contre, dans les roches altérées, il a une concentration intéressante (4ppm). Cette différence de concentration est due au phénomène d'altération car l'or résiste à l'altération tandis que les autres éléments chimiques peuvent s'oxyder ou lessiver.

CONCLUSION

Le log des carottes, les études pétrographiques et minéralogiques montrent l'absence de sillimanite, grenat, graphite et la présence de pyroxène qui indique que ce gisement se trouve à la base de la série d'Ambatolampy.

Les analyses par FAA des différentes lithologies révèlent que la minéralisation n'est pas contrôlée par la lithologie. Les observations microscopiques ont permis de mettre en évidence la présence d'or dans les titanomagnétites et son association avec les sulfures. Mais d'après l'étude géochimique, cette corrélation est faible.

L'analyse dispersive en énergie et le scan au microscope électronique à balayage des grains d'or indiquent que l'or est généralement pur, de couleur jaune vif et de forme quelconque.

L'étude géochimique montre que la zone d'étude a une signature géochimique avec Al, Fe, Ca, K, Mn, et Na. Dans les latérites, l'or a une corrélation faible avec les autres métaux. Avec les roches saines, l'or a une corrélation positive faible avec le Cu et ne présente aucune corrélation avec la lithologie. La lithologie est généralement dominée par des gneiss surmicacés, des amphibolites, des gneiss felssiques, de quartzite, quartzite à magnétite dont le protholite des amphibolites est un basalte tholéïtique d'un arc continental, métamorphisées dans un faciès amphibolite.

Les levés magnétique et géologique montrent que le gisement d'or d'Alakamisy est traversé par des failles et a subi des plissements. Il se trouve dans une zone avec un magnétisme très élevé.

Les résultats des analyses, les levés radiométriques et les logs des carottes indiquent que la concentration d'or est plus intéressante dans les zones d'altération que dans les roches saines. Cette dernière a une concentration économiquement faible. La prospection doit être continuée dans les zones d'altération qui sont très épaisse, allant jusqu'à 50m dans la zone d'étude.

La structure et la géochimie permis de suggérer que la minéralisation en or des roches metasédimentaire du gisement d'Alakamisy provient des fluides synmétamorphique pendant l'EAO.

En perspective, nous pensons orienter nos travaux sur les études des inclusions fluides non seulement pour définir la nature de fluide responsable de la mise en solution de transport et dépôt d'or mais aussi pour définir la condition du gisement.

**REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES ET
WEBOGRAPHIQUES**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Andrianjakavah, P. et al. 2007. Textural and fluid inclusion constraints on the origin of the banded-iron-formation-hosted gold deposits at Maevatanana, Central Madagascar, *Minera Deposita* 2007, 42:385-398.
- Archibald D. B. , Alan S. Collins , John D. Foden , Justin L. Payne , Richard Taylor , Peter Holden, Théodore Razakamanana, Christopher Clark., 2015. Towards unravelling the Mozambique Ocean conundrum using a triumvirate of zircon isotopic proxies on the Ambatolampy Group, central Madagascar.
- Besairie, H., 1964. La géochronologie de Madagascar en 1964. Rapport annuel service géol Madagascar, pp. 23-25.
- Besairie, H., 1948. Geologie de Madagascar. Les Terrains Sedimentaires. *Annles Geologiques Madagascar*, 35, 552.
- BGS Report CR/08/078.,2008. Révision de la cartographie géologique et minière des zones Nord et Centre de Madagascar.
- BRGM, 1985, Plan directeur d'action pour la mise en valeur des ressources du sol et du sous-sol de Madagascar, Première phase- Première partie, 370p.
- Boulanger, J. 1952. Etude Geologique de la feuille Ampasinambo. Haut-commissariat de Madagascar et dependances.
- Buchwaldt, R. Tucker, R D, and Dymek R .F. 2003. Geothermobarometry and U-Pb Geochronology of metapelitic granulites and pelitic migmatites from the Lokoho region, Northern Madagascar. *American Mineralogist*, Vol. 88, 1753-768.
- Bousteyak L., 1974, pp93 « Le socle cristallin dans l'Extrême Nord de Madagascar, stratigraphique, étude pétrographique, essai de Métallogénie ».
- Collins A. S. and Windley B. F., 2002. The Tectonic Evolution of Central and Northern of Madagascar and Its Place in the Final Assembly of Gondwana. *The Journal of Geosciences*.
- Collins A. S., Alfred K., Ian C.W. Fitzsimons, Razakamanana. T., 2003. Detrital footprint of the Mozambique Ocean: U–Pb SHRIMP and Pb evaporation zircon geochronology of metasedimentary gneisses in eastern Madagascar.
- Collins. A., 2006. Madagascar and the amalgamation of central Gondwana. *Gondwana*.

- Cox Rónadh, Richard A. Armstrong, Lewis D. Ashwal., 1998. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo Group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana palaeogeography.
- Doukhan N., J. Ingrin, J.C. Doukhan, K. Latrous, 1990. Coprecipitation of magnetite and amphibole in black star diopside: A TEM study.
- Dubé Benoît et Patrice Gosselin, 2000. Greenstone hosted quartz-carbonate vein deposits.
- Handke, M.J., Tucker, R.D., Ashwal, L.D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, 47(4), 351-354.
- Hottin, G., 1965. Etude géologique de la feuille Ambatolampy P48. TBG 121.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bulletin BRGM, Ser. 2, Sect. 4 (2), 117–153.
- Friggens, P. 2008. Some thoughts on the geology and gold potential of the Alakamisy prospect, Aziana, Ltd. Internal Report.
- Jöns Niel., 2006. Metamorphic event during the formation of the East African Orogen: case studies from Madagascar and Tanzania.
- Jöns N., Schenk V., Appel P., Razakamanana T., 2005. Two-stage metamorphic evolution of the Bemarivo Belt (northern Madagascar): constraints from reaction textures and in-situ monazite dating. *Geophysical Research Abstracts*, Vol.7. European Geosciences Union 2005.
- Kröner Alfred, Ernst Hegner, Alan S. Collins, Brian F. Windley, Timothy S. Rewer, Theodore Razakamanana and Robert t. Pidgeo., 2000 Age and magmatic history of the antananarivo block, central madagascar, as derived from zircon geochronology and nd isotopic systematic.
- Lippincott J.B., & Company 1880, Encyclopedia of chemistry, theoretical, practical, and analytical, as applied to the arts and manufacturers, p 70.
- Madison Razanatseho M.O. ,2003 « Le granite porphyroïde de Carion (Centre de Madagascar), témoin d'un magmatisme shoshonitique à la fin de l'Orogenèse Est Africaine ».Thèse de Doctorat du troisième cycle, Université d'Antananarivo, pp203.
- Martelat J.E.1998 « Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp232
- Meert, J.G., Van der Voo, R., 1996. Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Sinyai dolerite, Kenya: implications for Gondwana assembly. *J. Geol.* 104, 131–142.

- Meert, J.G., Van der Voo, R., 1997. The assembly of Gondwana 800– 550 Ma.
- Meert, J.G., 1999a. Some perspectives on the assembly of Gondwana.
- Meert, J.G., 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics* 362, 1–40.
- Meert, J.G., Lieberman, B.S., 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research* 14, 5–21.
- Muhongo S., H. Fritz, M. Abdelsalam, K.A. Ali, B. Bingen, A.S. Collins, A.R. Fowler, W. Ghebreab, C.A. Hauzenberger, P.R. Johnson, T.M. Kusky, P. Macey, R.J. Stern, G. Viola, 2003. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution.
- Paquette Jean-Louis, Anne Nédélec, 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East–West Gondwana collision zone by U–Pb zircon dating of granites from central Madagascar.
- Pearce et Cann 1973 Discrimination diagrams for basalts based upon Ti-Zr variations, dans le livre de Rollinson intitulé *Geochemistry* p 177-178.
- Peter E.J.P., Cliff D.T., Michael T.S., Roger M.K., Bauer W., Ralison V.A., 2003. Gold deposit styles and placer gold characterization in Northern and East-central Madagascar.
- PGRM 2008, Revision de la cartographie géologique et minière des zones Nord et Centre de Madagascar. BGS Report CR/08/078.
- PGRM 2012, symposium.
- Philippe Goncalves, 2003. *Pétrologie et géochronologie des granulites de ultra-hautes températures de l'unité basique d'Andriamena (centre-nord madagascar) Apport de la géochronologie in-situ U-Th-Pb à l'interprétation des trajets P-T.* Université Blaise Pascal.
- Raharimahefa Tsilavo, Timothy M. Kusky, 2010. Temporal evolution of the Angavo and related shear zones in Gondwana: Constraints from LA-MC-ICP-MS U–Pb zircon ages of granitoids and gneiss from central Madagascar.
- Raharimahefa Tsilavo, Timothy M. Kusky, Erkan Toraman, Christine Rasoazanamparany, Imboarina Rasaona, 2013. Geometry and Kinematics of the late Proterozoic Angavo Shear Zone, Central Madagascar: Implications for Gondwana Assembly.

- Ralantoarison L. T., 2012. Geochemical Soil Sampling Report, Aziana, Ltd. Internal Report, July 2012.
- Rambeloson A.R., 1999. Gold in Madagascar, Gondwana Research, V.2, No.3, pp. 423-431.
- Rambeloson A.R., M. Yoshida², V. Ramasiarino, L. Le Duc³ and B. Ralison, 2003. The Central Granites-Gneiss-Migmatite Belt (CGGMB) of Madagascar: the Eastern Neoproterozoic Suture of the East African Orogen.
- Ramiandrisoa N. L., 2010. Etude métallogénique du gisement d'or de Dabolava, Centre Ouest de Madagascar - Un exemple de minéralisation aurifère mésothermale dans des formations protérozoïques. Thèse de Doctorat, Université d'Antananarivo.
- Randrianasolo E.B., 2009. Nouvelles méthodes de cartographie sur le socle protérozoïque du Sud de Madagascar, Nature et géométrie de la croûte continentale d'un domaine orogénique en convergence, implications économiques. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.
- Reimann, C., Kashulina, G., de Caritat, P. & Niskavaara, H. 2001 Multi-element, multi-medium regional geochemistry in the European Arctic: element concentration, variation and correlation. *Applied Geochemistry*, 16: 759-780.
- Reeves C.V., B.K. Sahu, M. de Wit., 2002. A re-examination of the paleo-position of Africa's eastern neighbours in Gondwana.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the neoproterozoic East Africa Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland.
- Shackleton, R.M., 1996. The final collision zone between east and west Gondwana: where is it?
- Thomas, R.J, De Waele, B., Schofield, D.I., Goodenough, K.M, Horstwood, M., Tucker, R., Bauer, W., Annells, R., Howard, K., Walsh, G., Rabarimanana, M., Rafahatelo, J.M., Ralison, A.V, Randriamananjara, T. (2009): Geological evolution of the Neoproterozoic Bemarivo Belt, northern Madagasca. *Precamb.Res.* 172, 279-300.
- Tucker R.D, J.Y. Roig, B. Moine, C. Delor, S.G. Peters, 2014. A geological synthesis of the Precambrian shield in Madagascar.
- Tucker R.D., Peters S.G., Roig J.Y., Théveniaut H., Delor C., 2012. Notice explicative des cartes géologique et métallogéniques de la République de Madagascar à 1/1,000,000. Ministère des Mines. PGRM, Antananarivo, République de Madagascar.

Tucker R.D., L.D. Ashwal, T.H. Torsvik, 2001. U-Pb geochronology of Seychelles granitoids: a Neoproterozoic continental arc fragment.

Tucker R.D., Ashwal L.D., Zinner E.K., 1999. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

http://www.orpaillage.fr/placer/placers_alluviaux.html

<http://Gondwana.brgm.fr/>

<http://theses.recherches.gov.mg/>

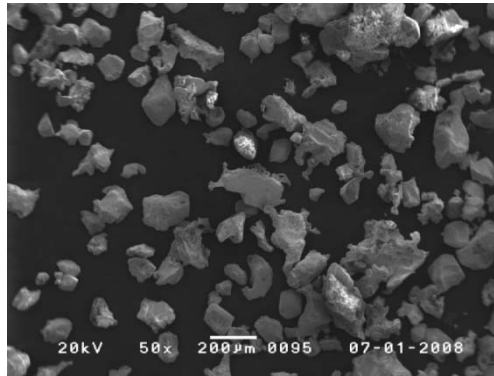
http://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/discrim/discrim.htm (Pearce et Cann 1973
Discrimination diagrams for basalts based upon Ti-Zr variations)

[http:// www.métaux-précieux .net](http://www.métaux-précieux.net)

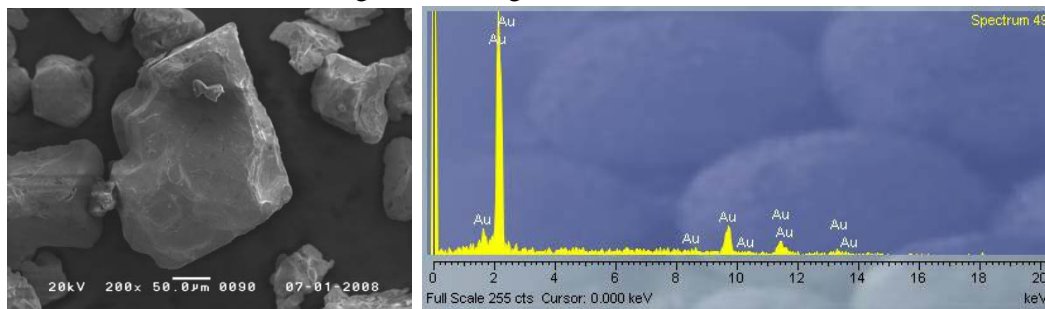
ANNEXES

Annexe 1: Détails de l'observation microscope électronique à balayage (MEB) et résultat d'analyse dispersive en énergie (ADE)

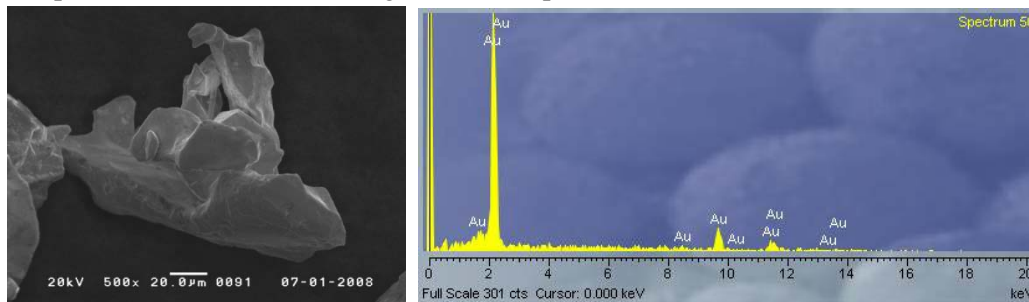
❖ Echantillon N° 10125 veine de pegmatite riche en limonite dans tranché 2



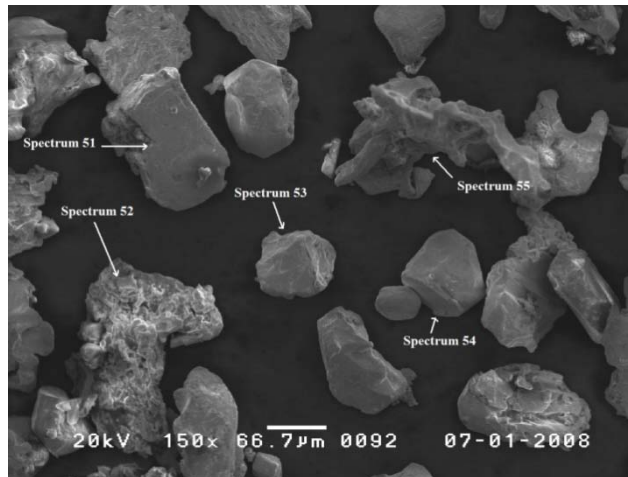
10125-6 Photo sur MEB, vue générale des grains d'or dans l'échantillon 10125



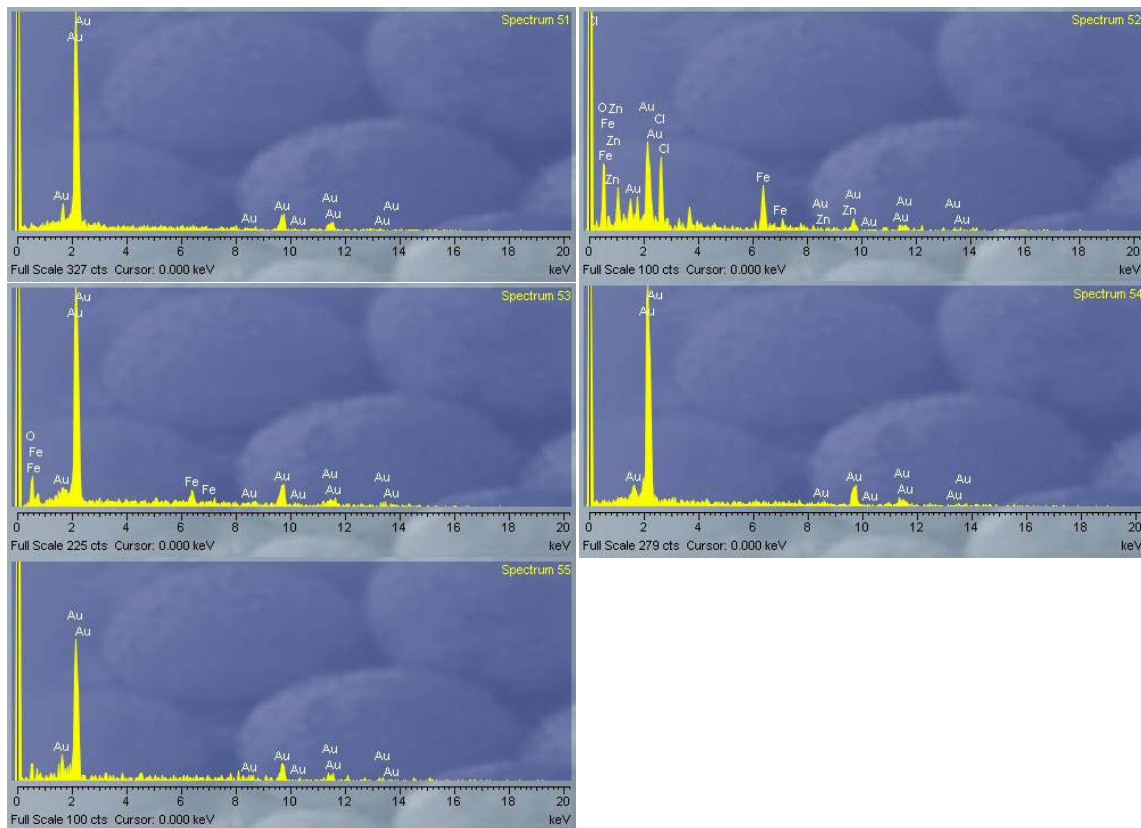
10125-1 Photo sur MEB des grains d'or de forme irrégulière (à gauche) et résultat par ADE montrant les spectres d'or (à droite). Il s'agit donc d'or pure.



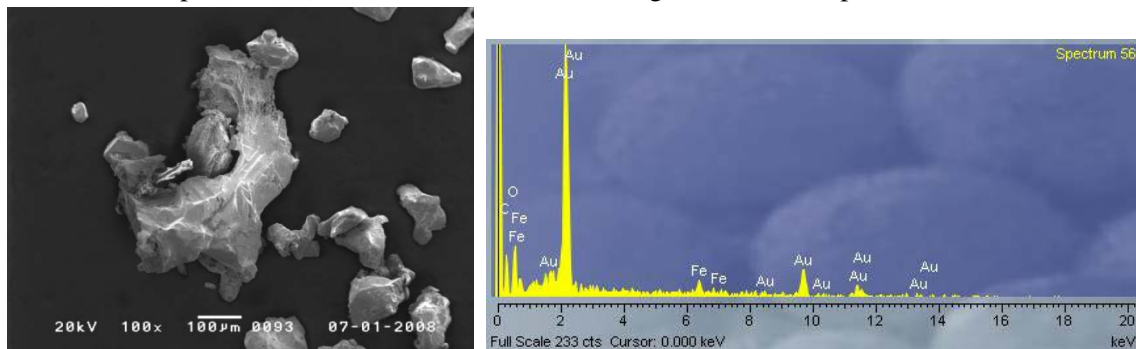
10125-2 Photo sur MEB d'un grain d'or angulaire (à gauche) et résultat par ADE montrant les spectres d'or pure (à droite).



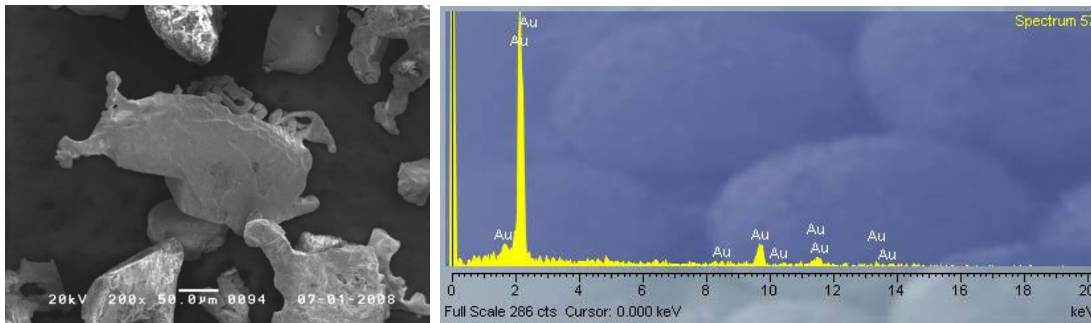
10125-3 Photo sur MEB des grains d'or montrant leur forme irrégulière. Le résultat par ADE est ci-dessous :



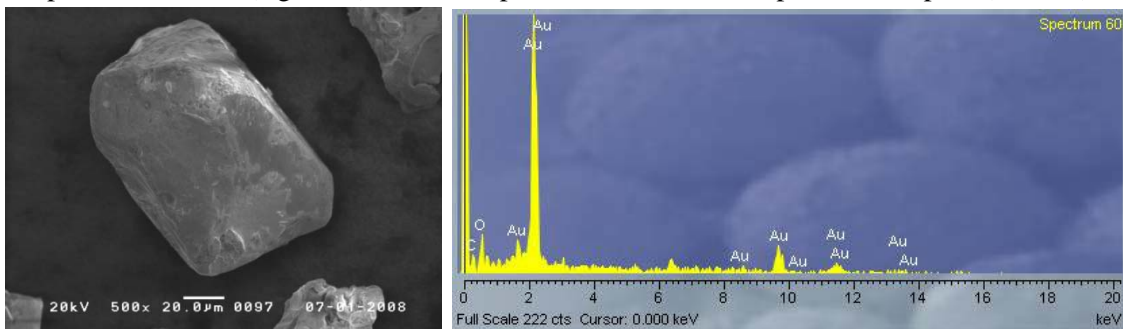
Le grain d'or (52) a un spectre très contaminé due à sa forme avec une surface rugueuse qui détient facilement des particules (Zn, Cl, Fe, OZe). Les autres grains sont d'or pure.



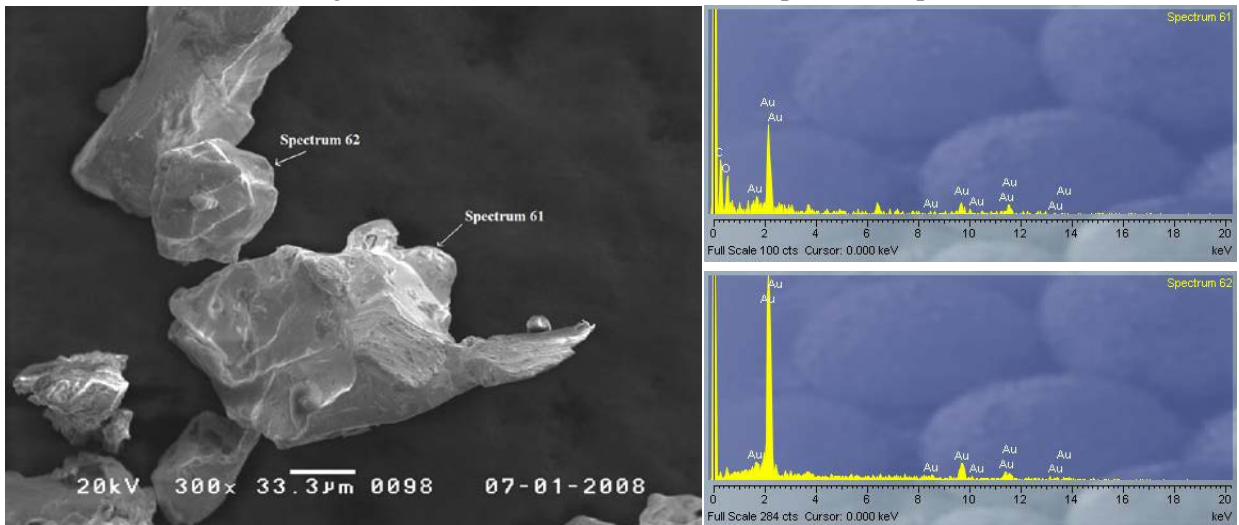
10125-4 Photo sur MEB des grains d'or de forme irrégulière (à gauche) et résultat par ADE montrant le spectre d'or pure avec une petite contamination de magnétite (à droite).



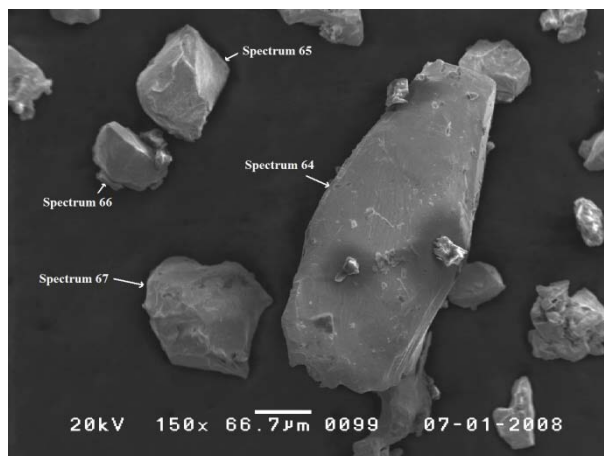
10125-5 Photo sur MEB d'un grain d'or de forme très irrégulière à faces angulaires rattachées avec des petits lambeaux (à gauche) et résultat par ADE montrant les spectres d'or pure (à droite).



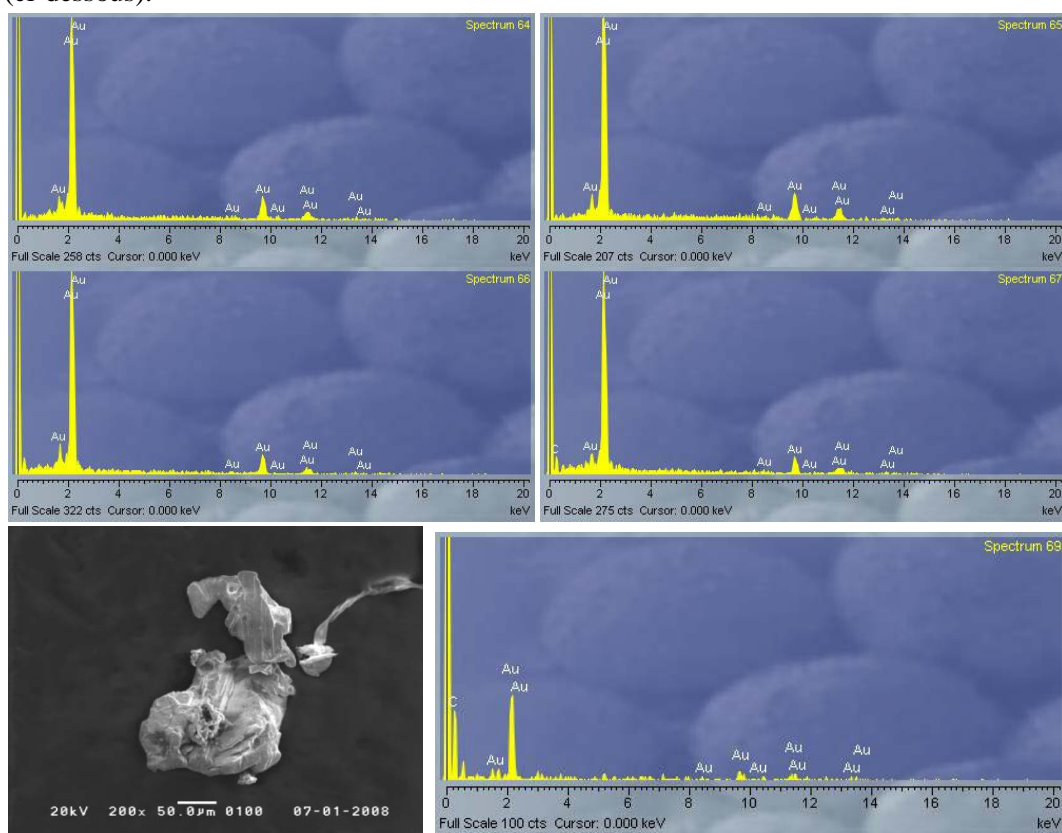
10125-8 Photo sur MEB de grain d'or de forme octaèdre avec de spectre d'or pure.



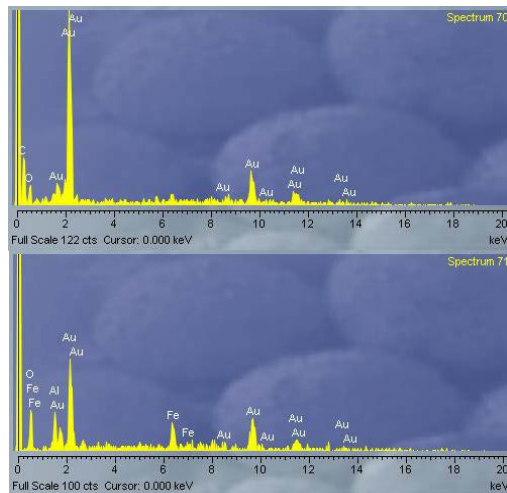
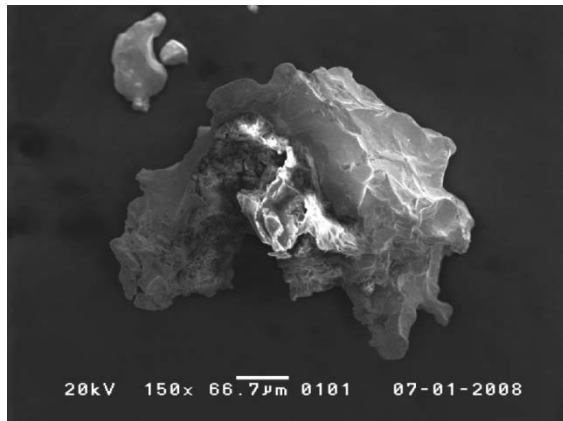
10125-9 Photo sur MEB des grains d'or de forme irrégulière (à gauche) avec des spectres d'or pure (à droite).



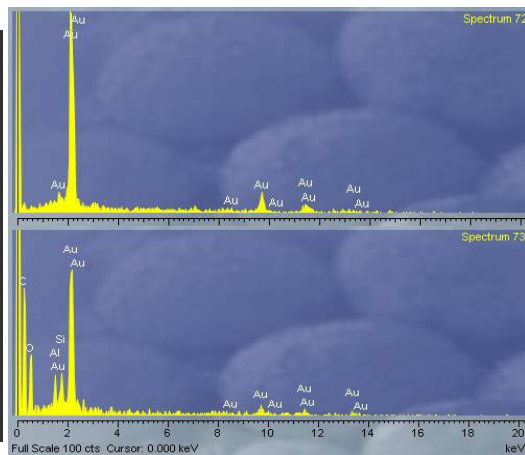
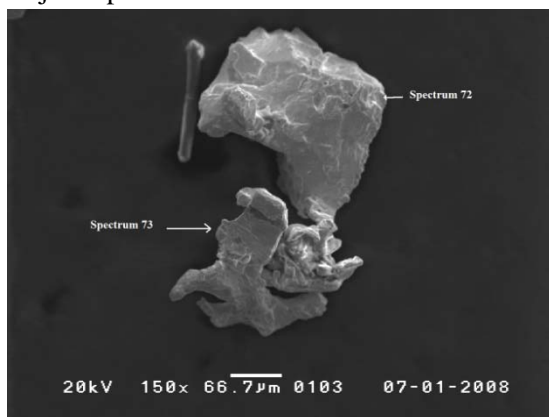
10125-10 Photo sur MEB des grains d'or de forme irrégulière (à gauche) avec des spectres d'or pure (ci-dessous).



10125-11 Photo sur MEB de grain d'or de forme irrégulière (à gauche) avec des spectres d'or pure (à droite).

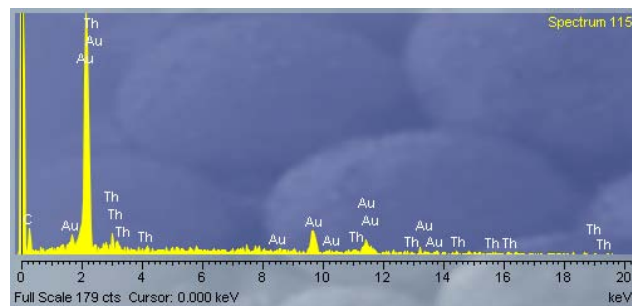
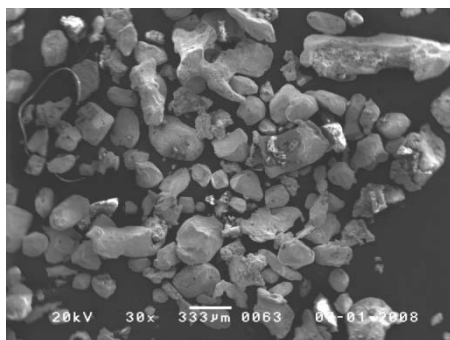


10125-12. Photo sur MEB d'un grain d'or avec magnétite inter-développée (à gauche) mais l'or est toujours pure.

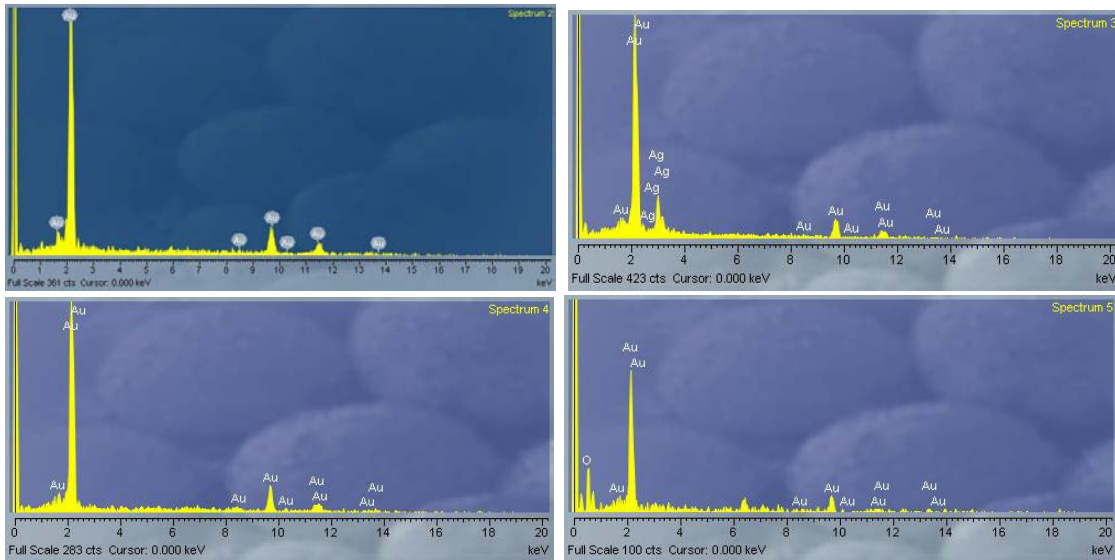
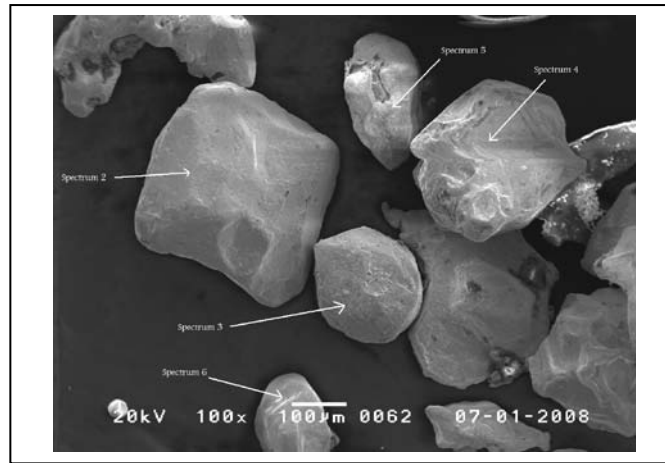


10125-14 Photo sur MEB d'un grain d'or irrégulier (à gauche). Le spectre 72 (en haut à droite) montre un or pure et une trace d'argent, et 73 (en bas à droite) un or pure avec contamination de silicone probablement venant du quartz.

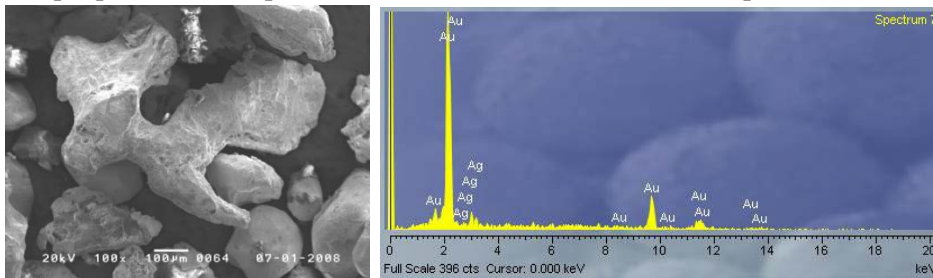
❖ Echantillon N° 10150 quartzite à magnétite dans tranché 2



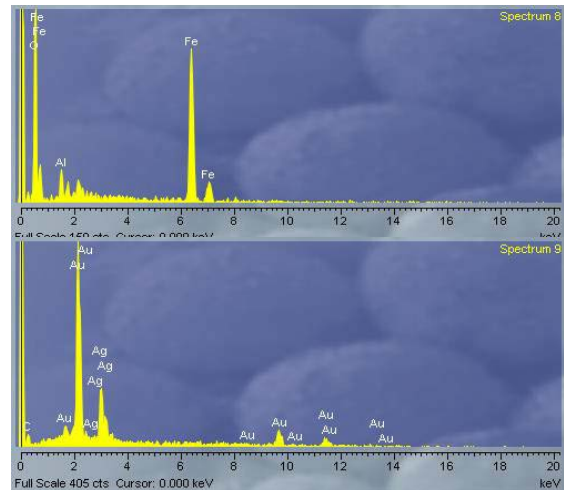
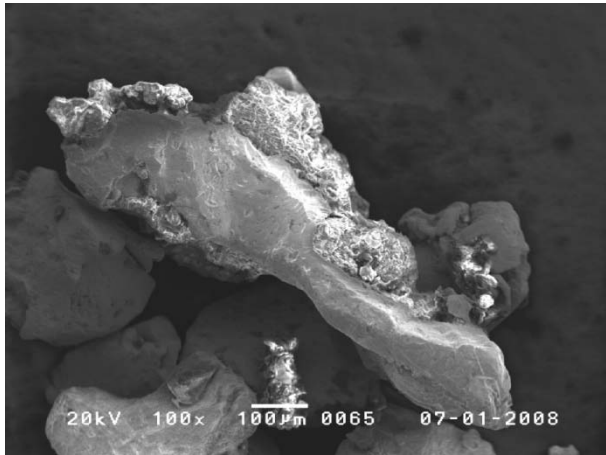
10150-2 Photo sur MEB, vue générale des grains d'or dans l'échantillon 10150 montrant les formes irrégulières;



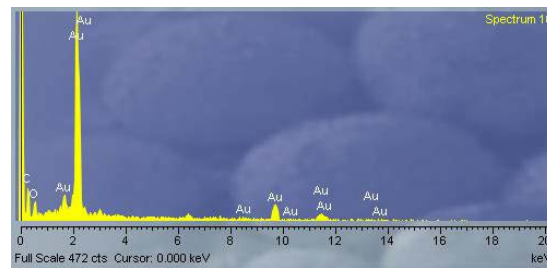
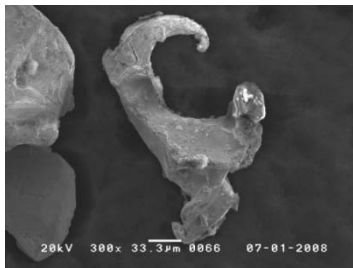
Toute l'analyse des grains sont clairement or pur avec un pic maximum élevé environ 2.2 Kev et des maximums d'or subsidiaire. Le spectre 3, pour le petit grain au centre, a un maximum environ 3Kev qui est identifié comme argent. Le resultat n'est pas vraiment quantitative avec l'ADE et MEB mais il indique probablement plus de 2%. Le maximum à 6.4 Kev du spectre 5 vien du fer.



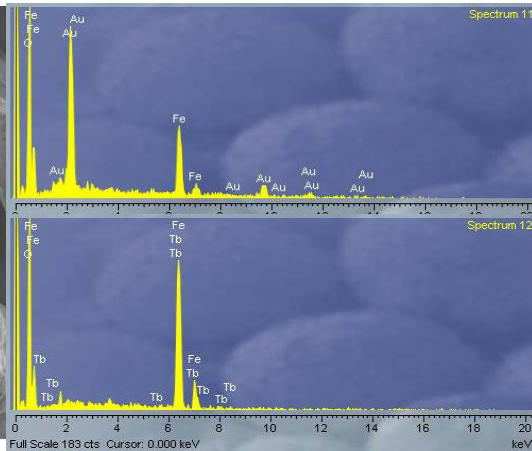
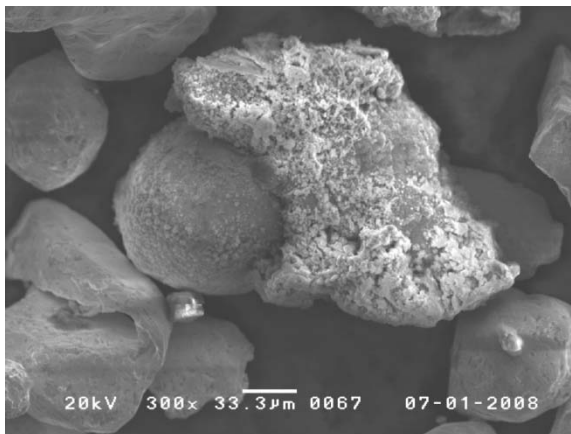
10150-3 Photo sur MEB de large grain d'or à gauche, le spectre présente encore l'association d'or et argent.



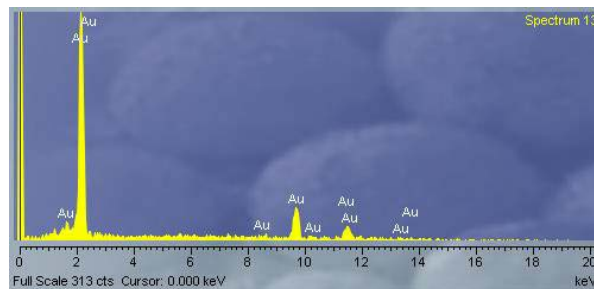
10150-4 Photo sur MEB d'un grain d'or irrégulière avec des surfaces rugueux à gauche, le spectre présente encore l'association d'or et argent une contamination de Fe.



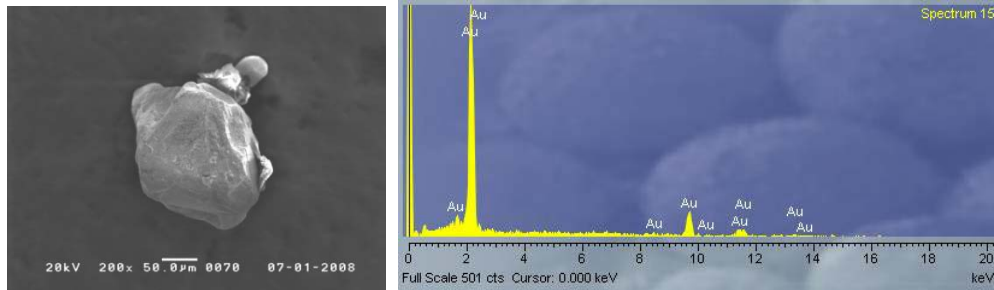
10150-5 Photo sur MEB d'un grain d'or irrégulière à gauche, le spectre d'or pur.



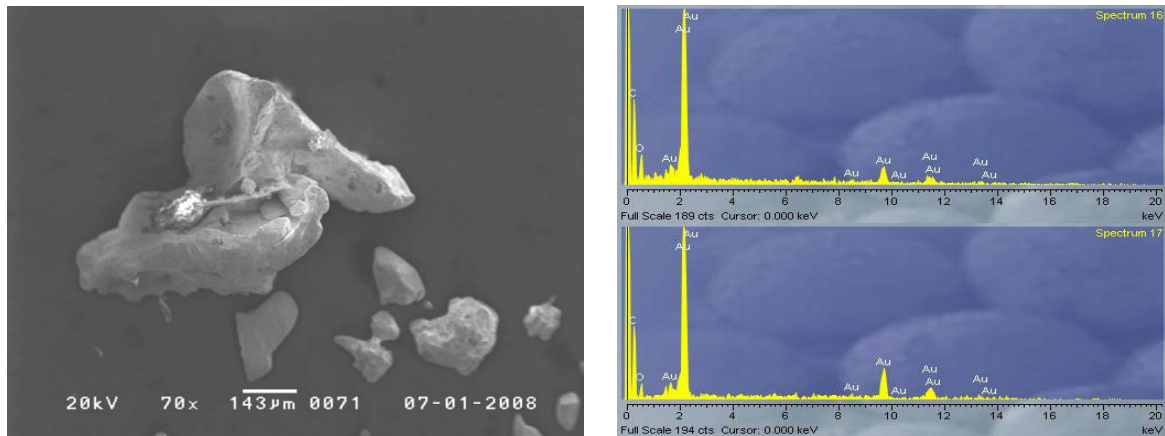
10150-6 Photo sur MEB d'un grain d'or irrégulière à gauche, le fer sur le spectre 11 provient de ce débris blanc sur la surface du grain. L'élément Tb (terbium) du spectre 12 provient d'erreur du programme.



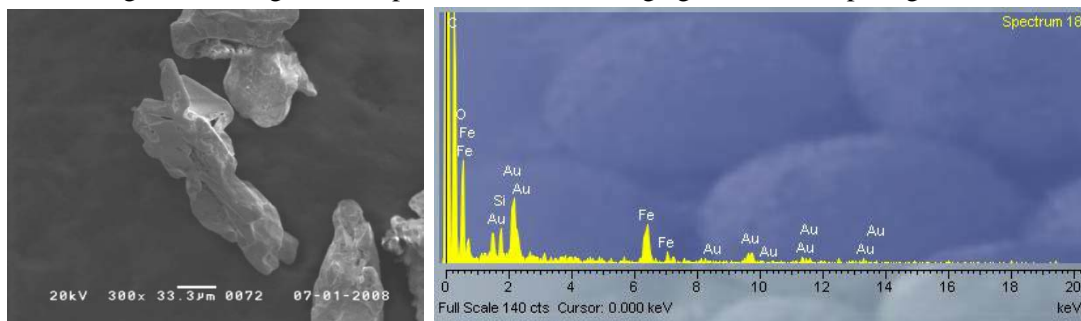
10150-8 Grain de forme angulaire, le spectre 13 montre son pureté.



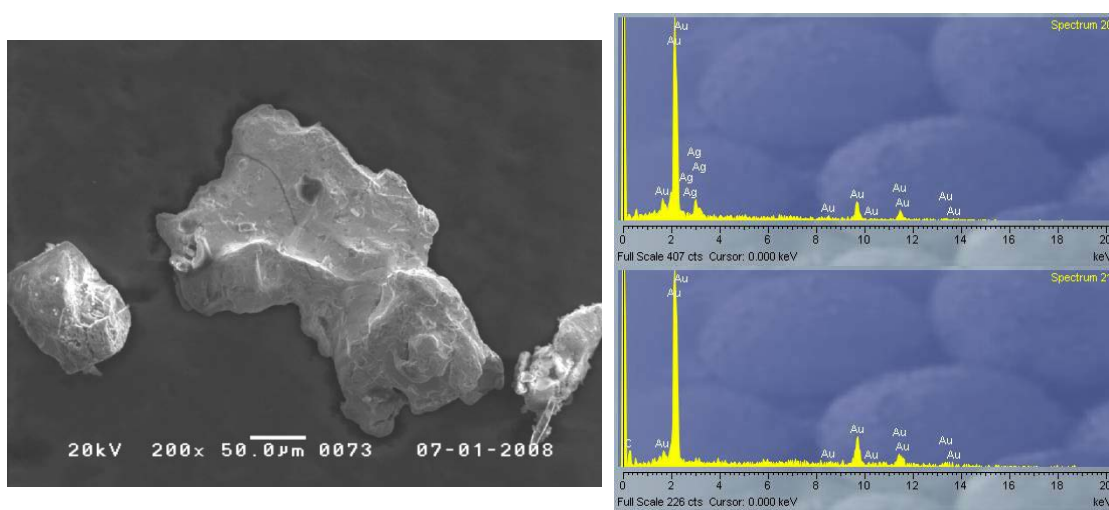
10150-10 Photo sur MEB d'un grain d'or irrégulière à gauche, le spectre d'or pur.



10150-11 grain tre irregulier, le spectre 16 vient du large grain et 17 du petit grain au centre bas.



10150-12 Grain irreguliere avec un spectre contaminé par le Fe.



10150-13 le gros grain au centre avec le spectre 20 montre une forte composition en Ag et le petit grain du spectre 21 montre nue trace d'Ag.

❖ Echantillon de la pépite d'or à la base du tranché 2

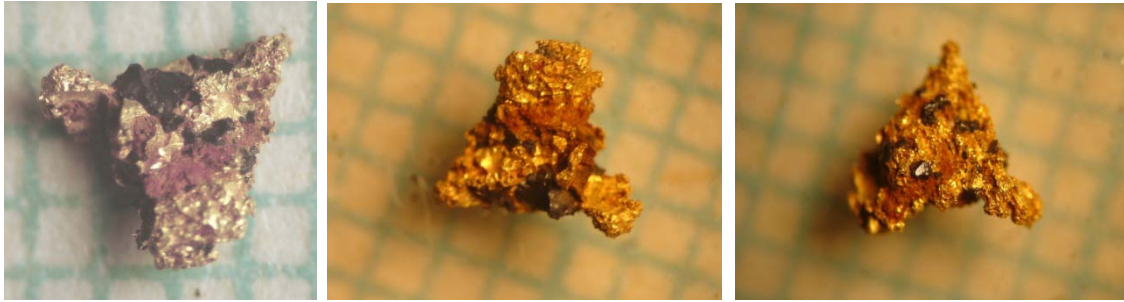


Photo de la pépite d'or dans les différentes faces.

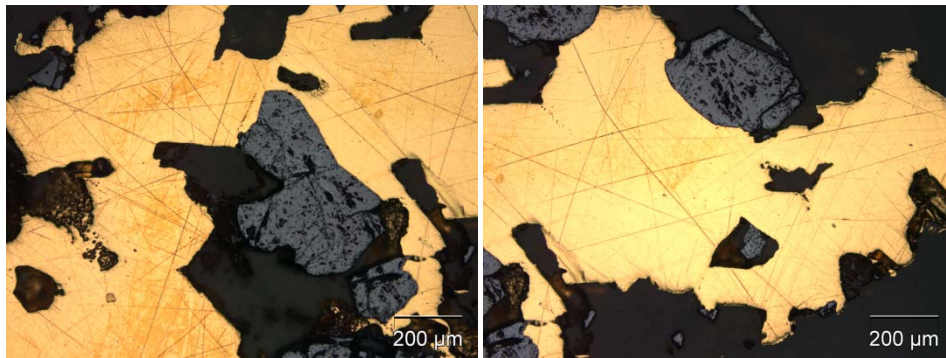


Photo sous lumière réfléchie de lame mince polie de la pépite d'or : l'or est doré, la magnétite grise et la colle noire. Noter la strie à la surface d'or due à la malléabilité.

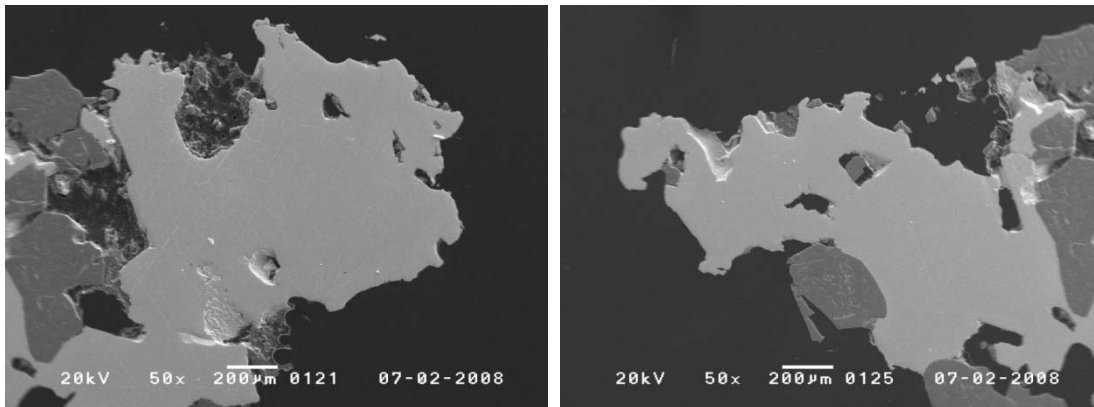
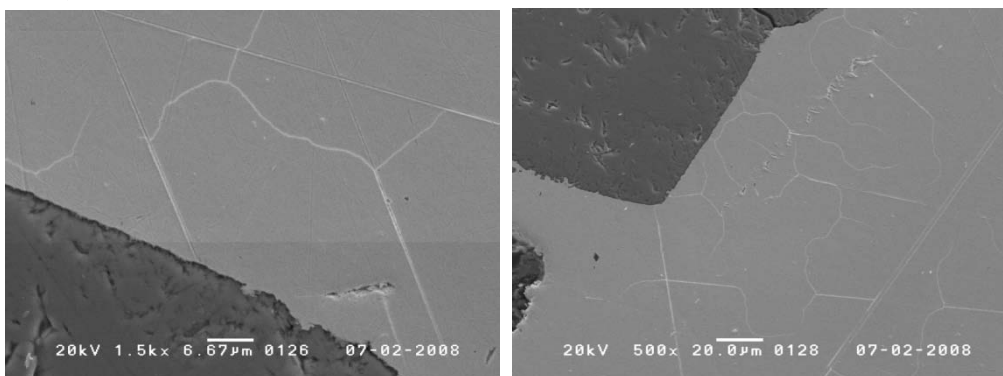
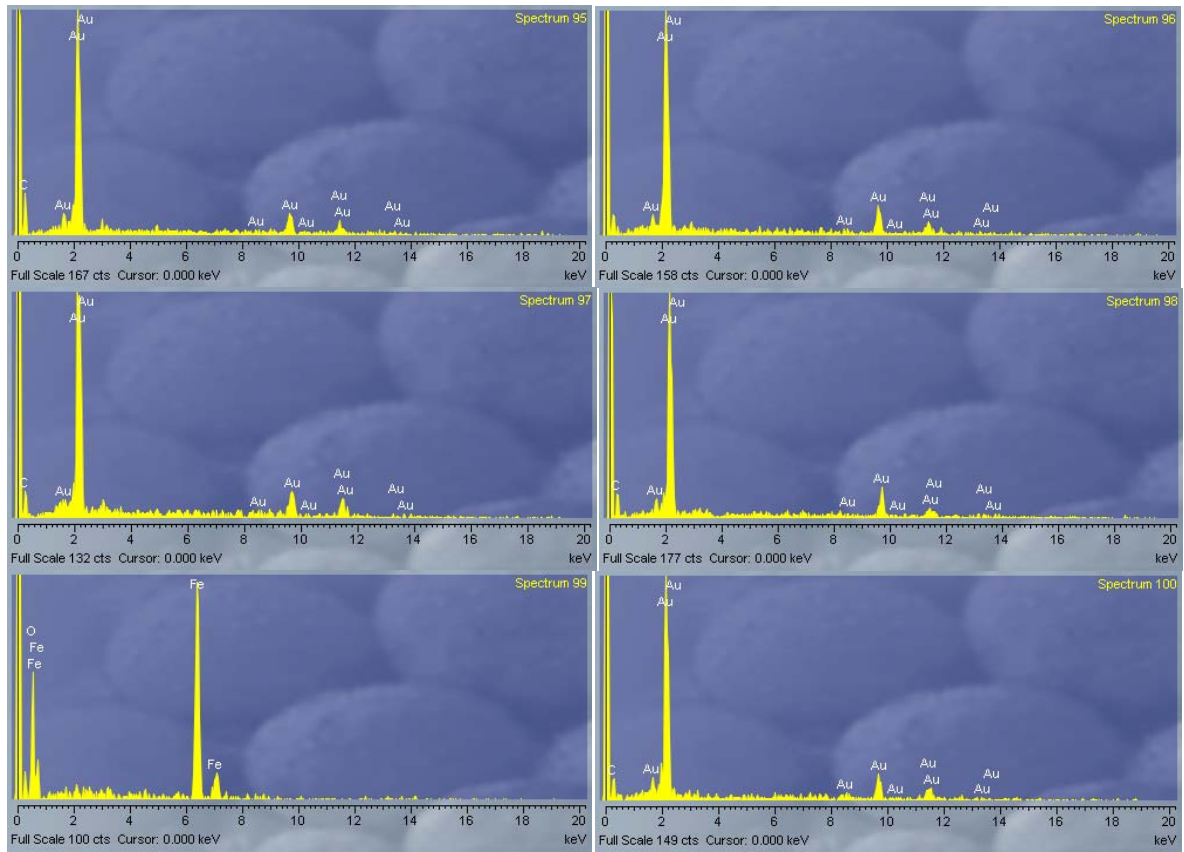


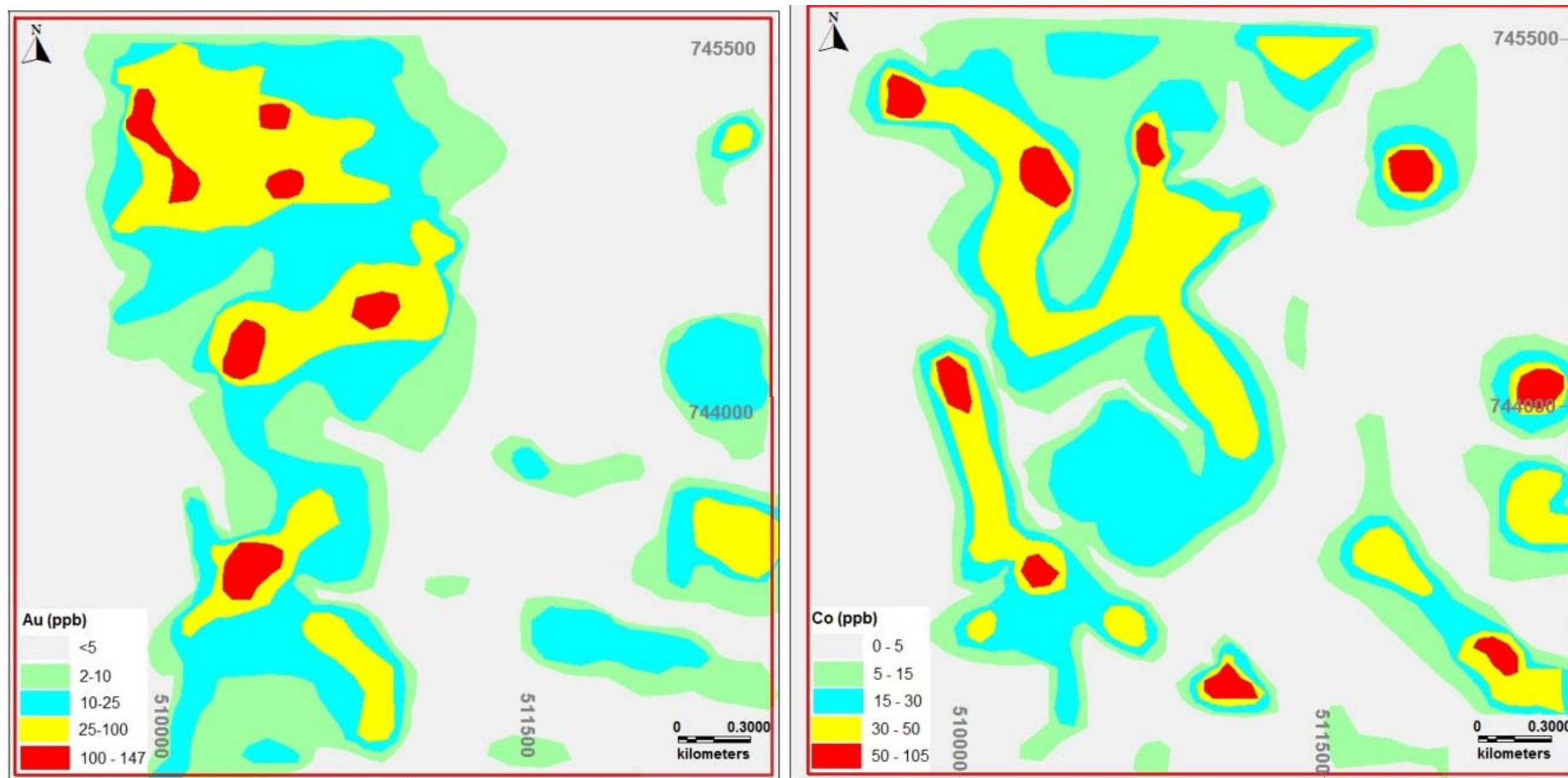
Photo sur MEB de la lame mince polie de la pépite d'or. Or de couleur gris Claire, la magnétite gris foncé, la colle blanche.

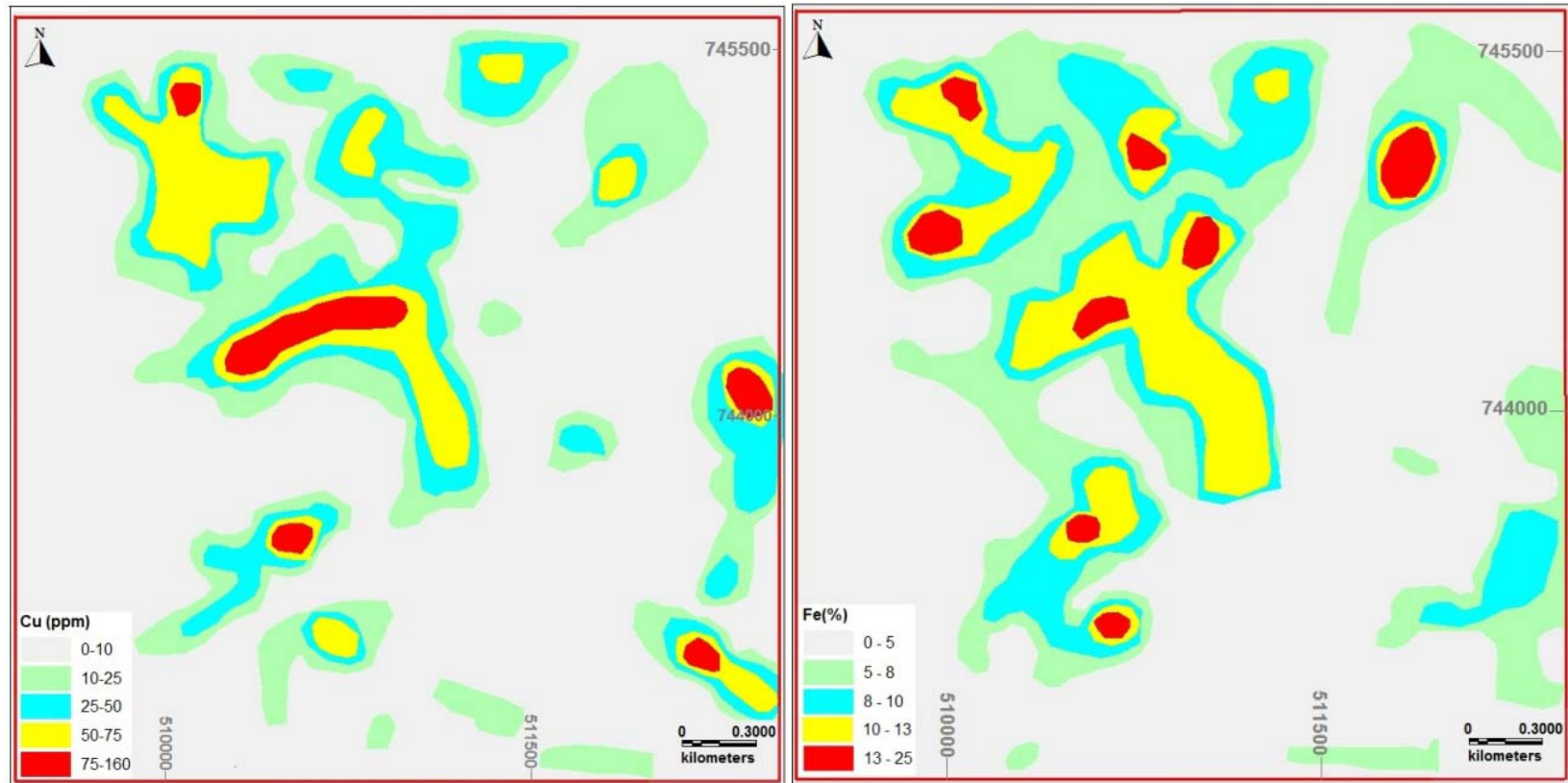


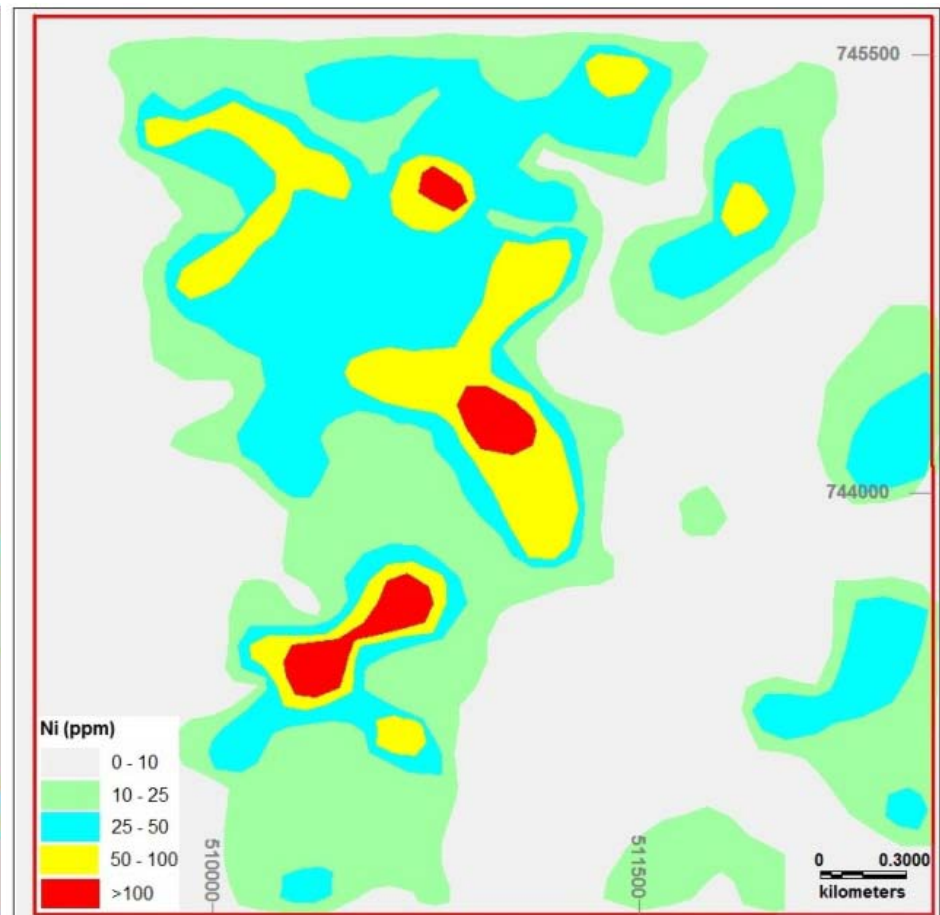
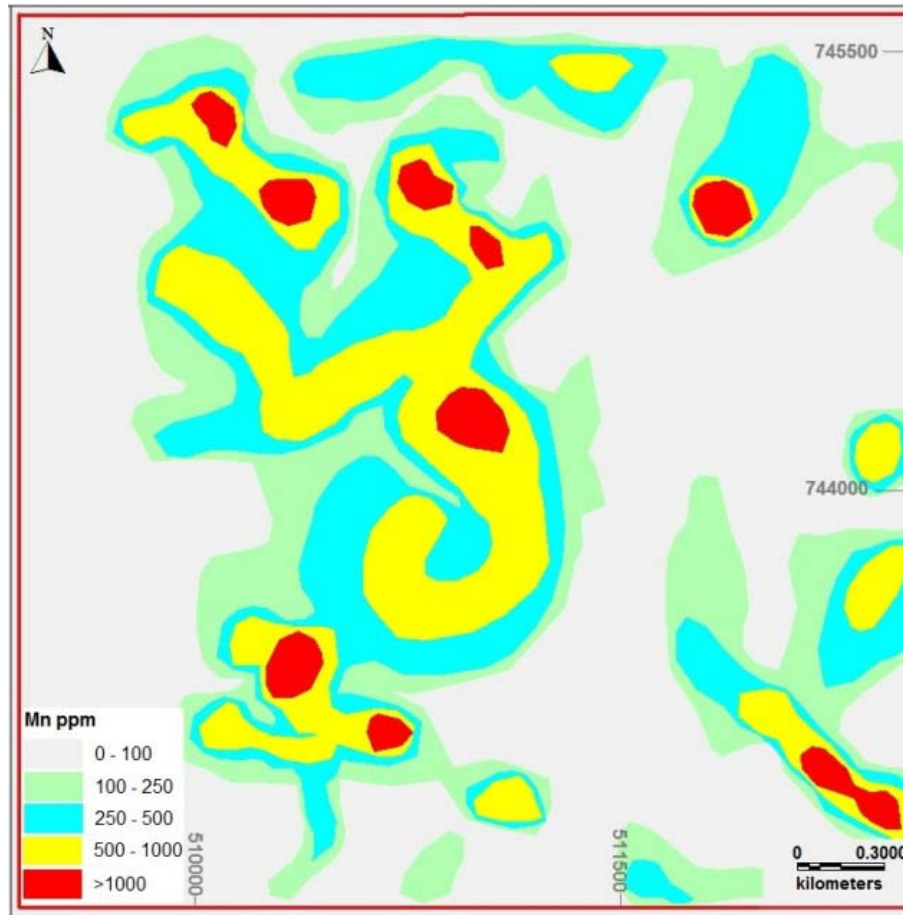
Noter l'intime inter-développement de magnétite et or sur la bordure du cristal.

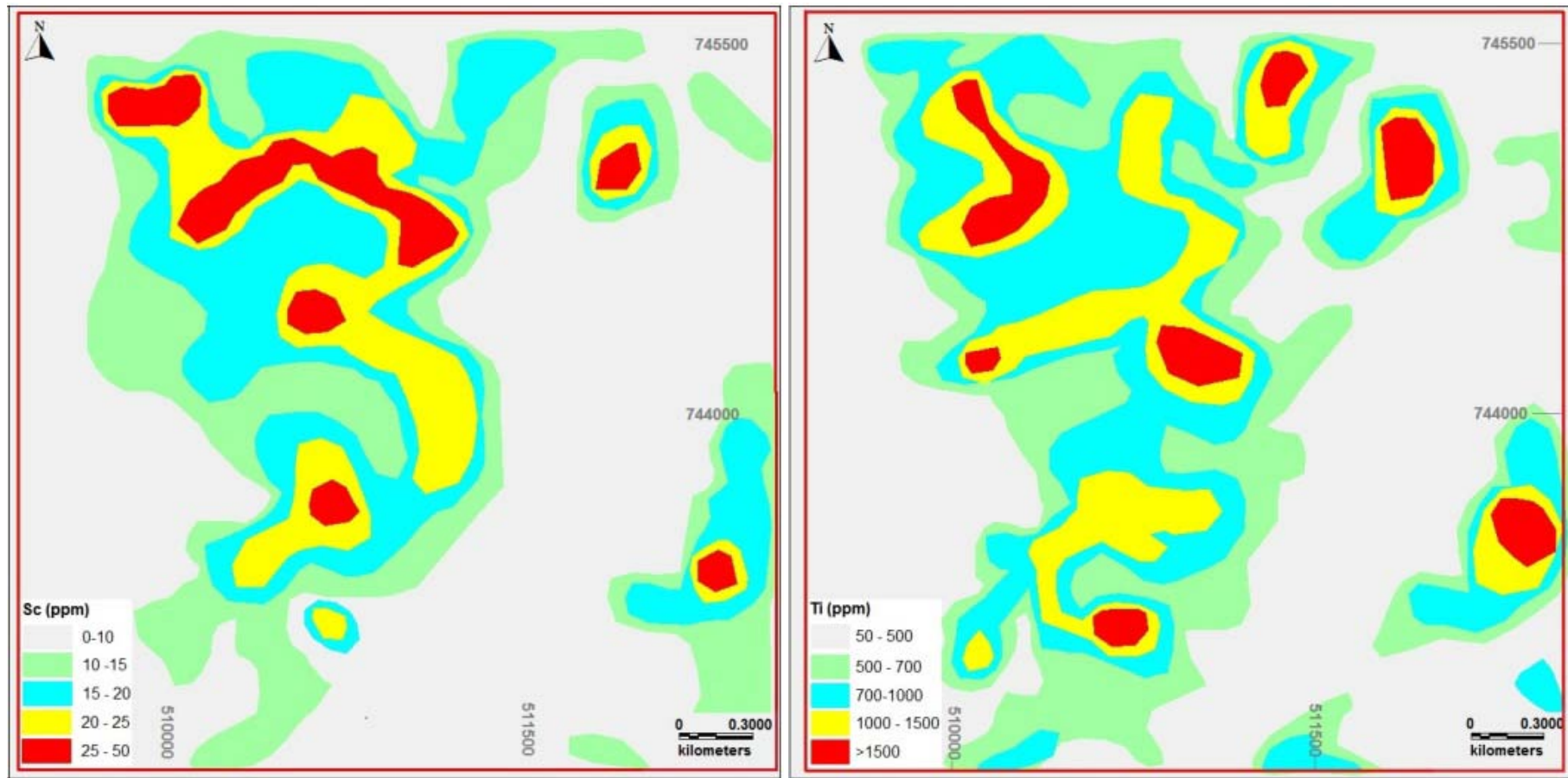


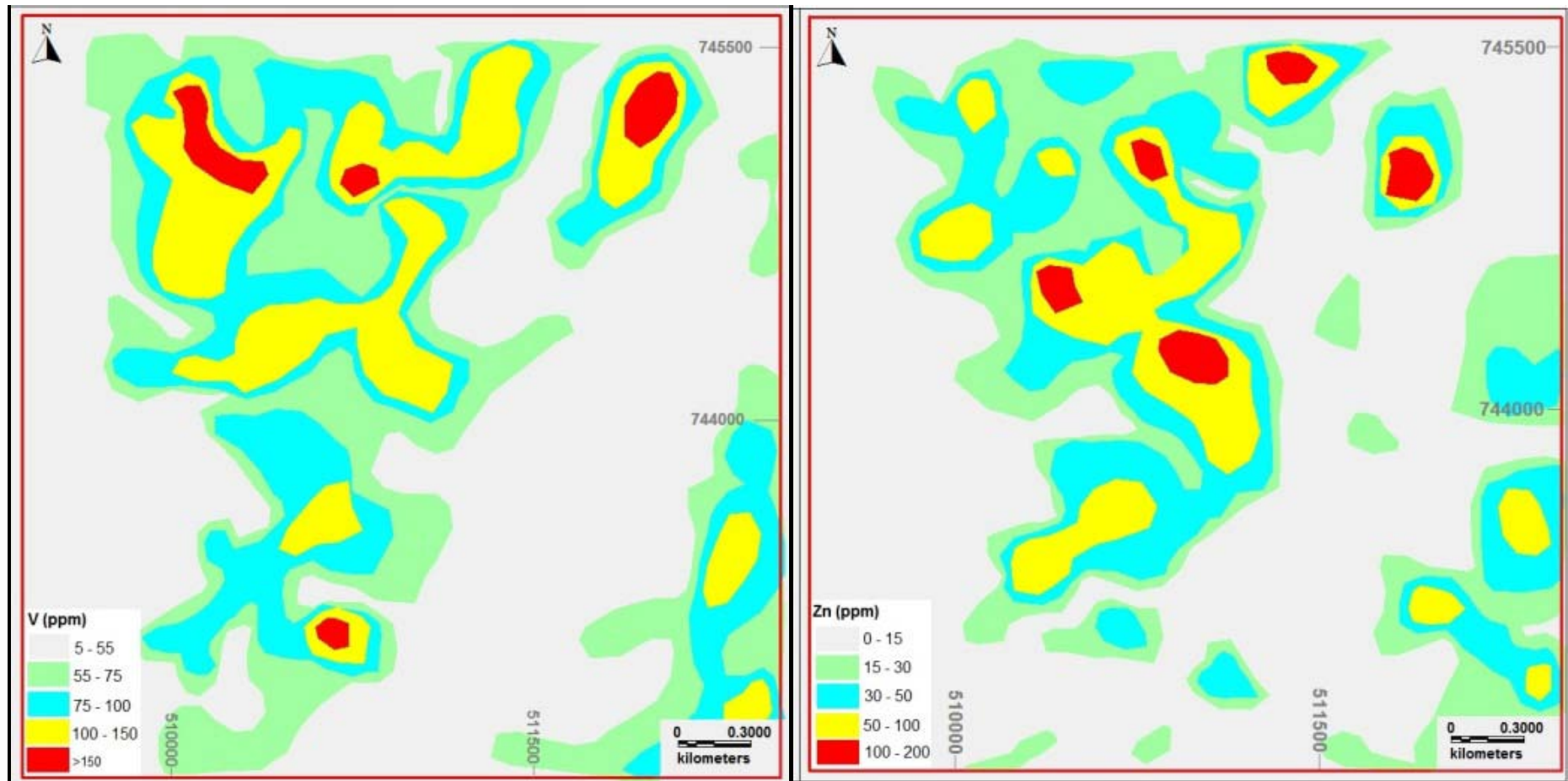
Les spectres montrent une très peu de variation à travers le grain d'or même les points d'analyses part du limite au centre. Le spectre 99 était la magnétite.

Annexe2 : Carte d'anomalie géochimique de 10 éléments des échantillons de sol.

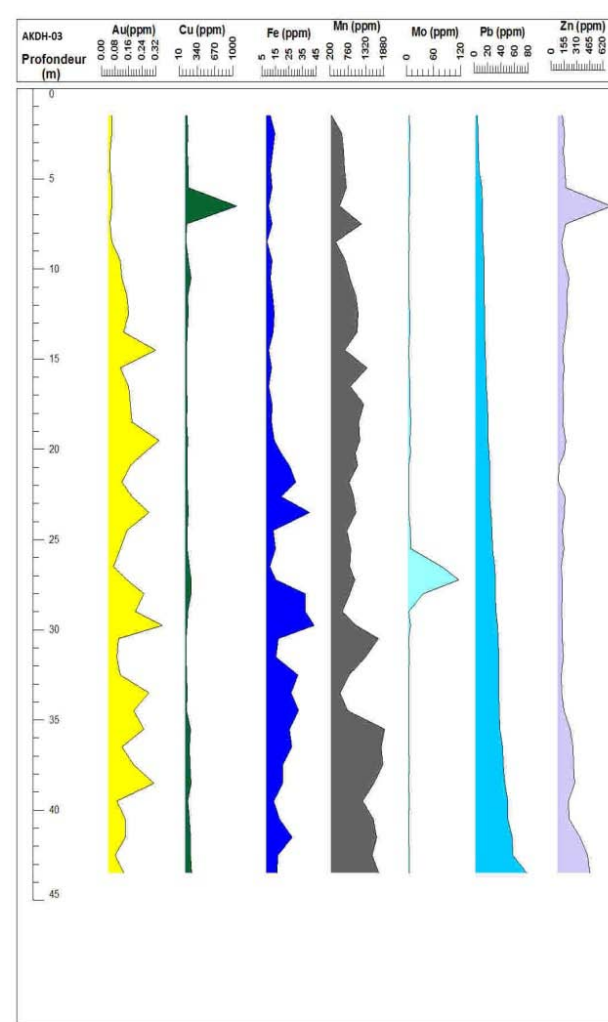
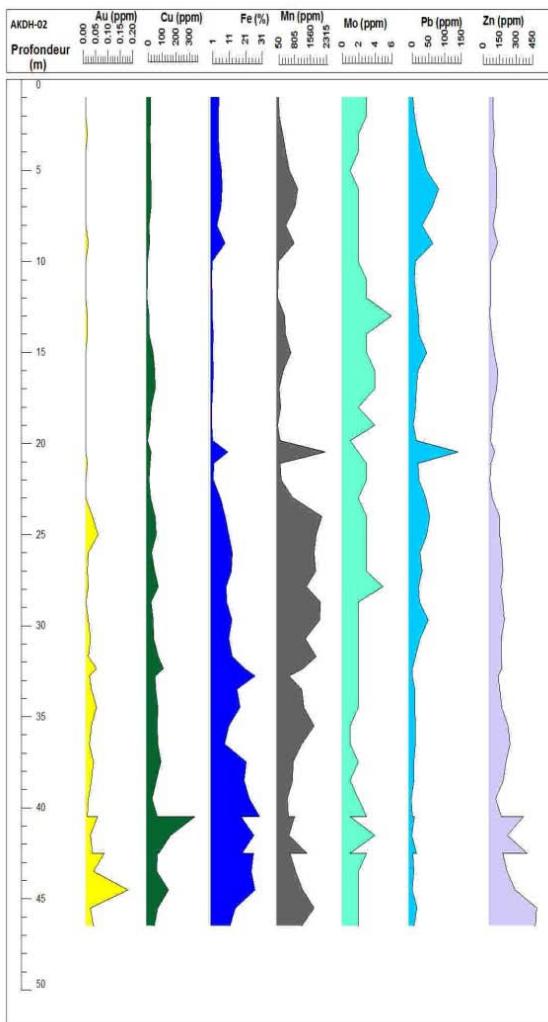
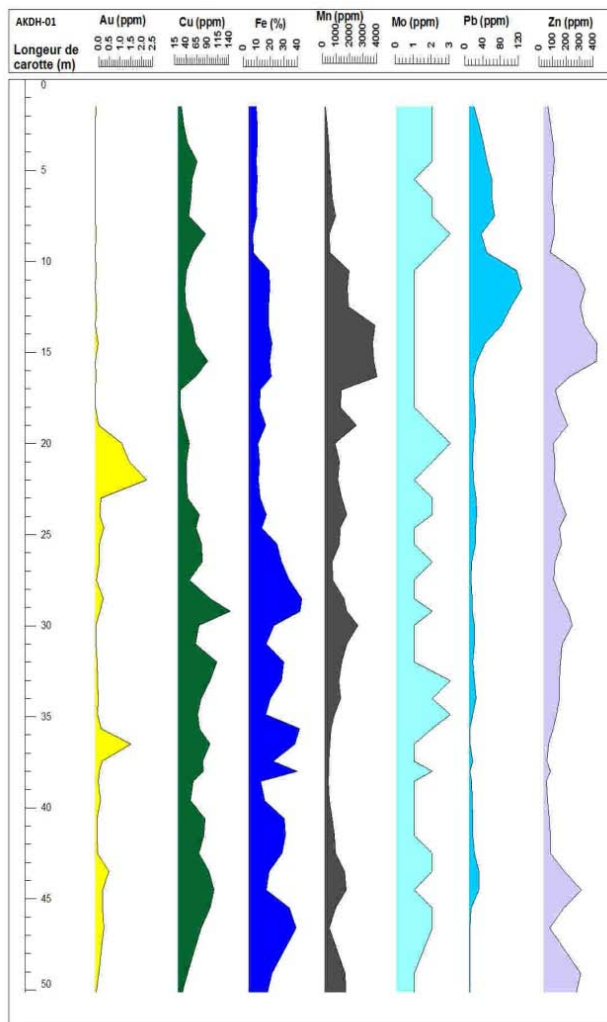


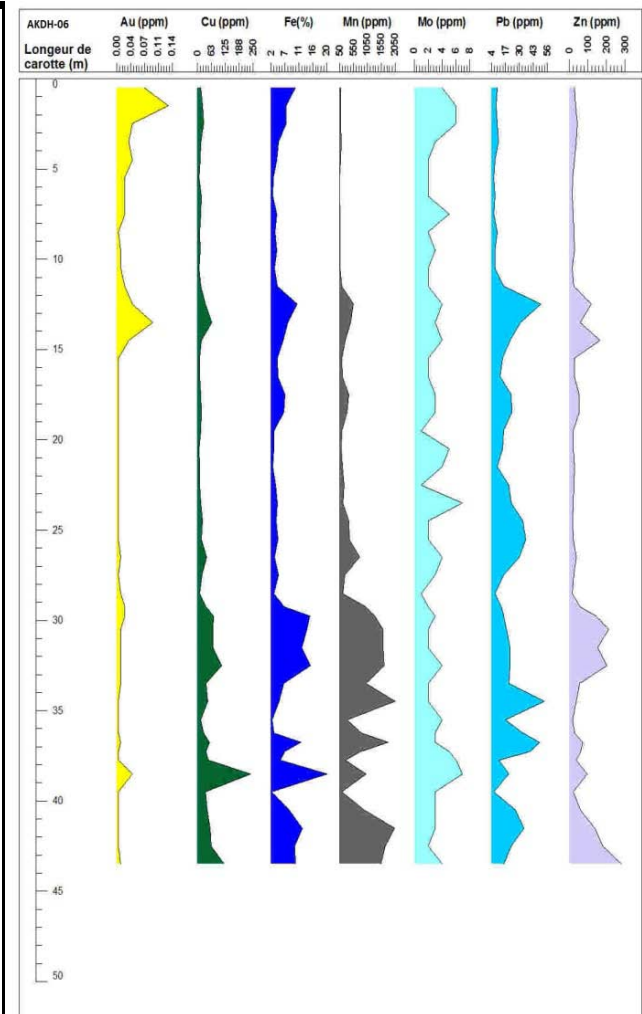
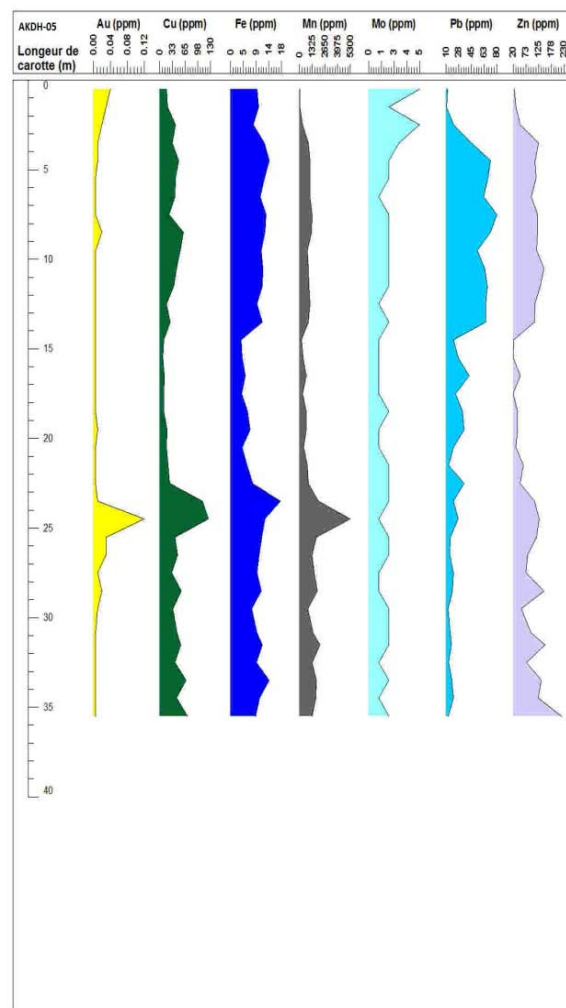
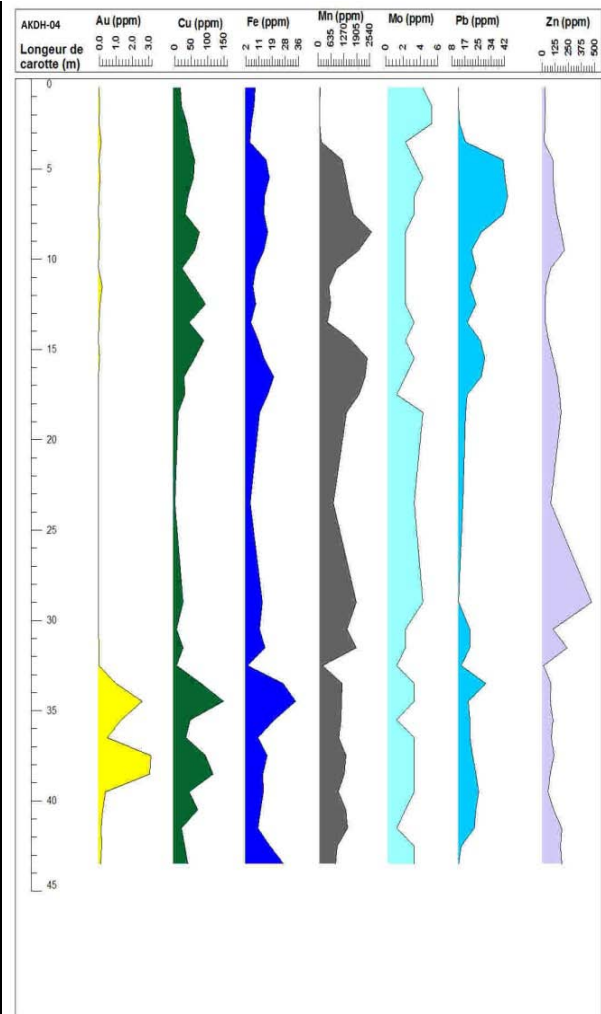


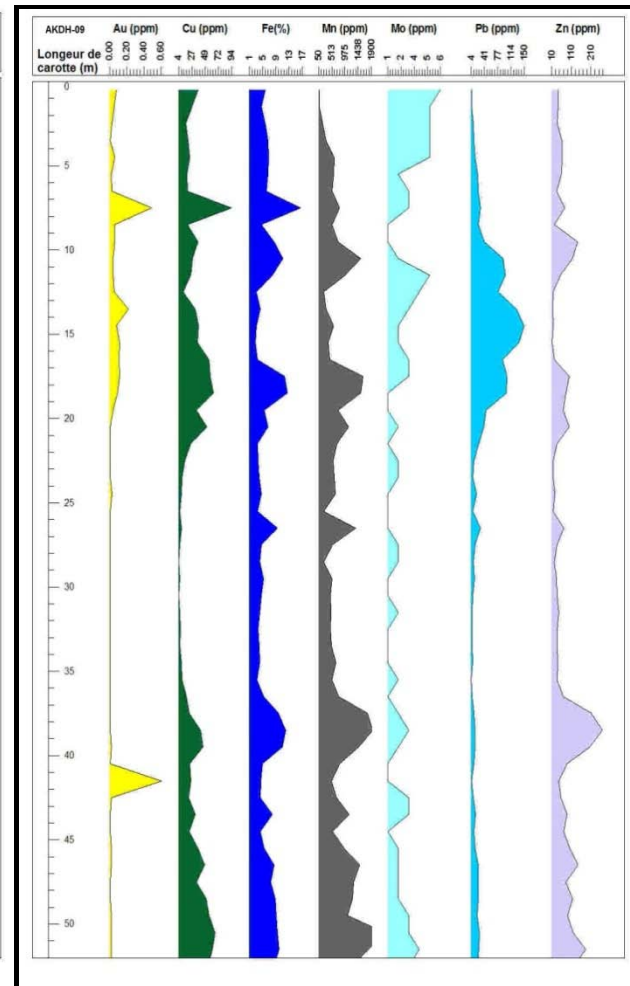
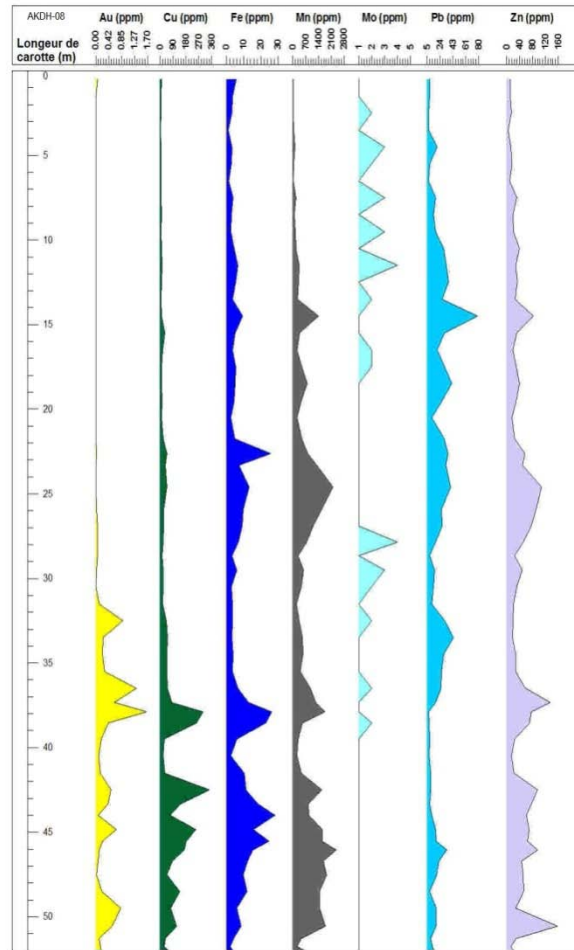
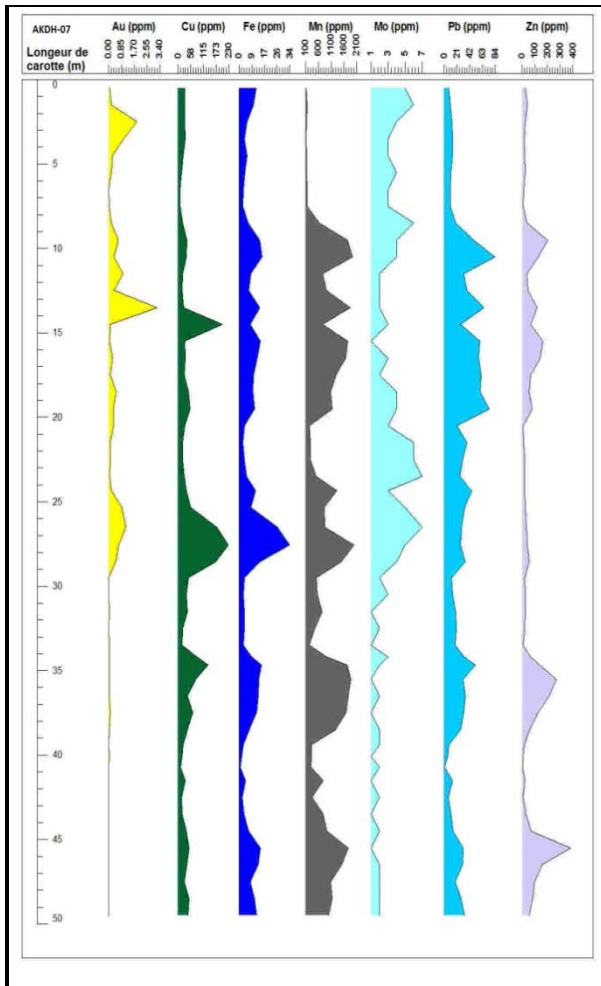


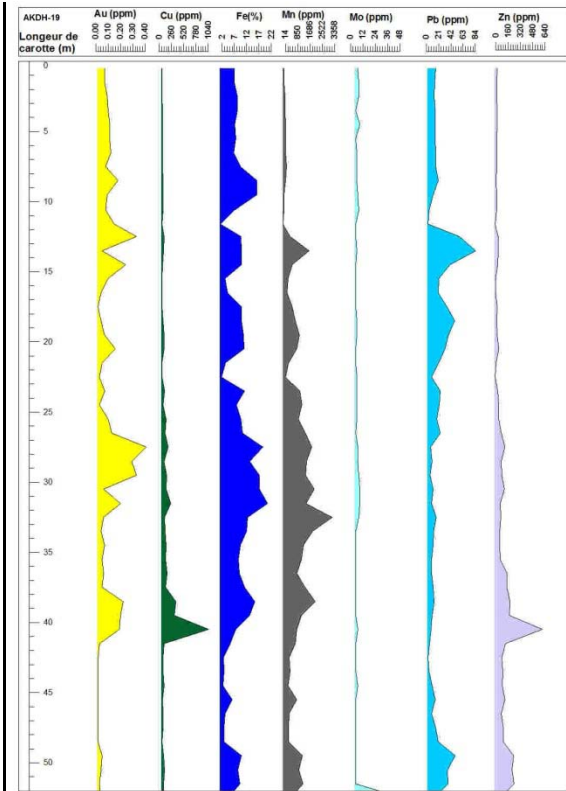
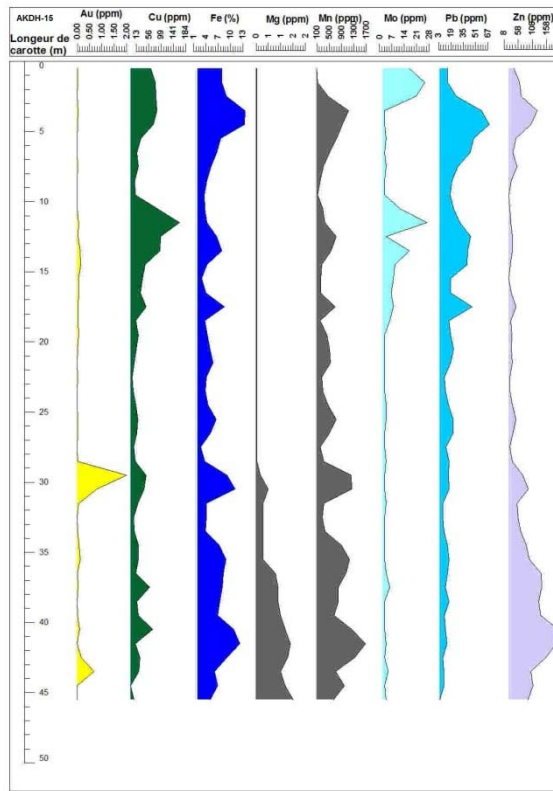
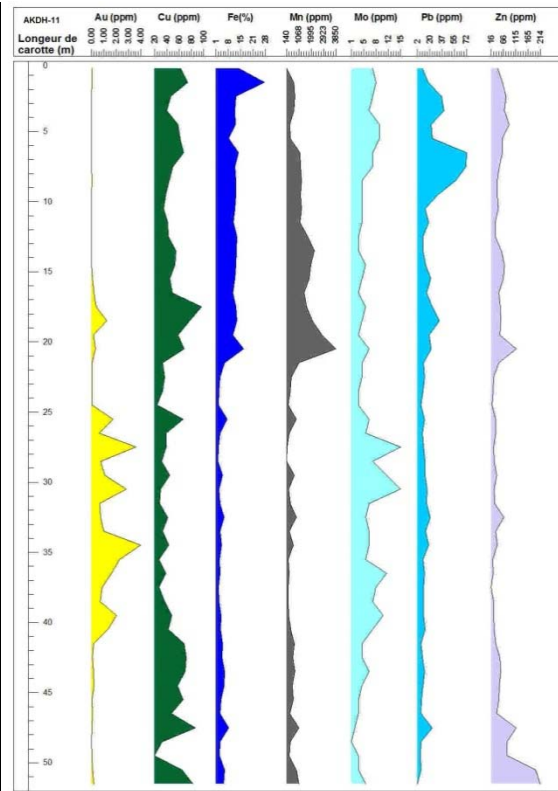


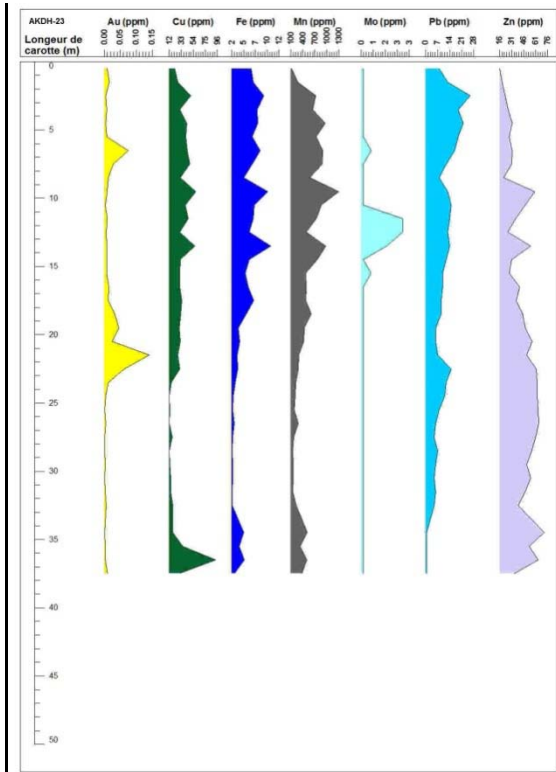
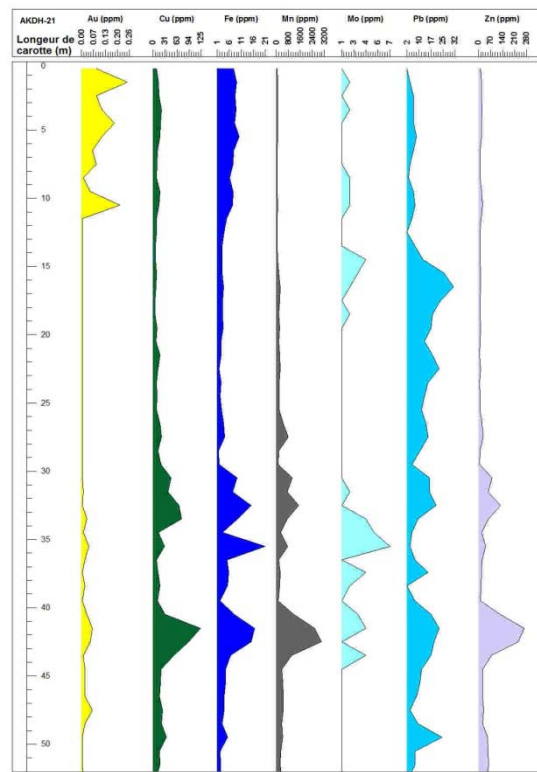
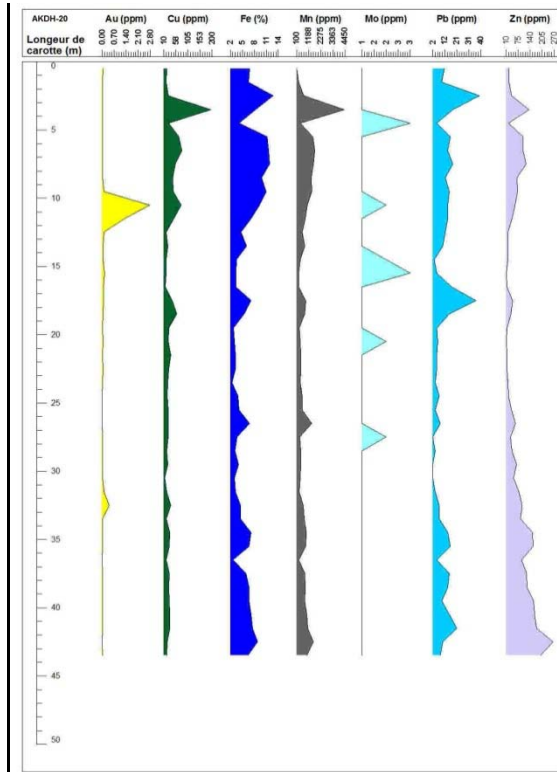
Annexe 3: Projection par Strater d'Au, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Zn des échantillons des carottes des roches altérées.

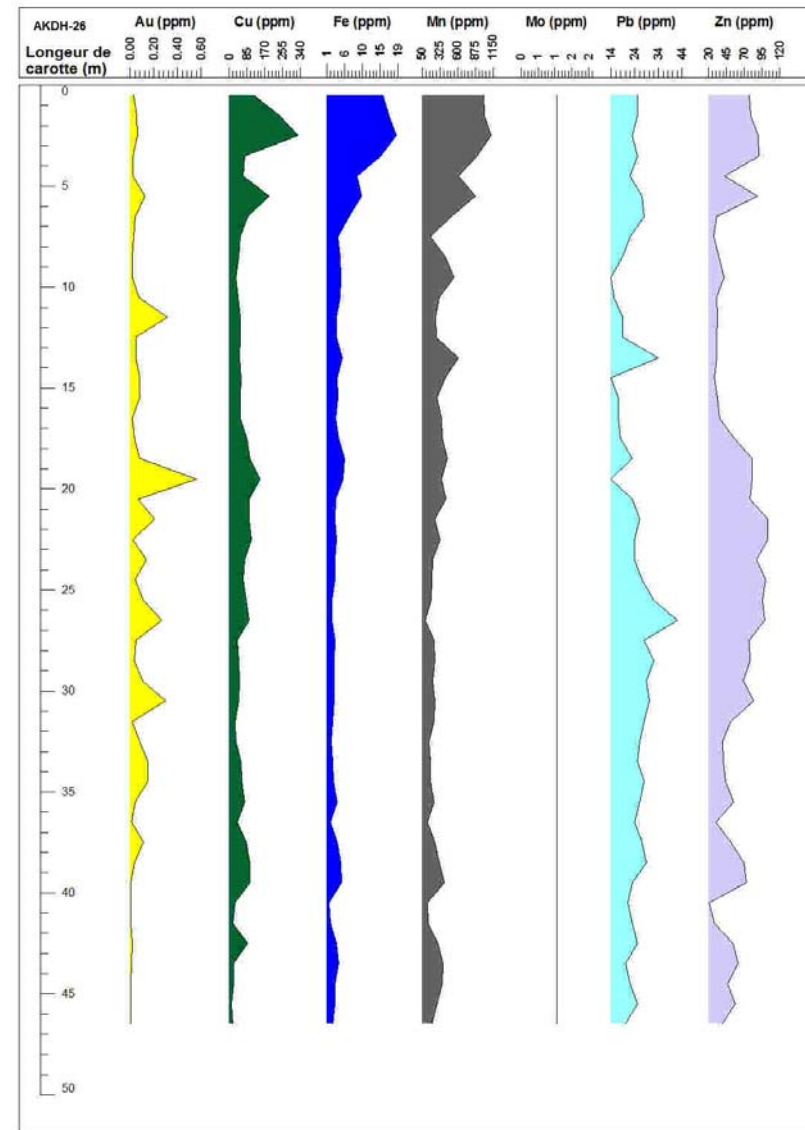
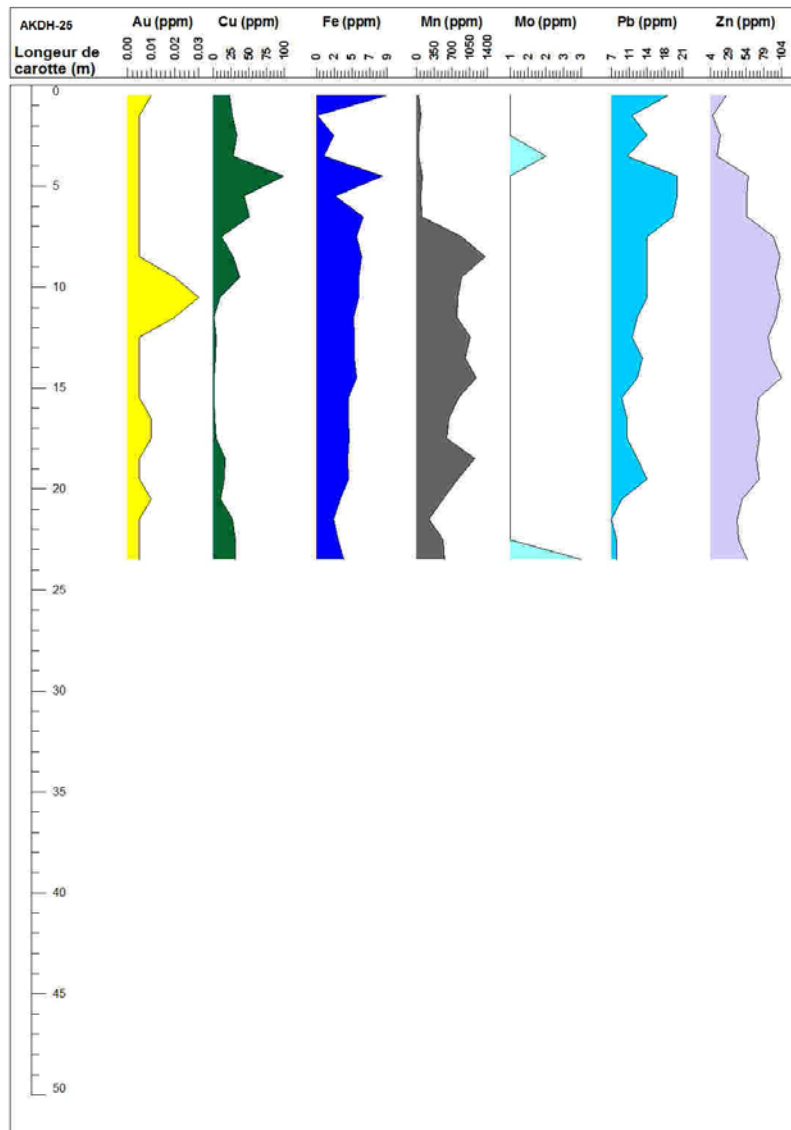




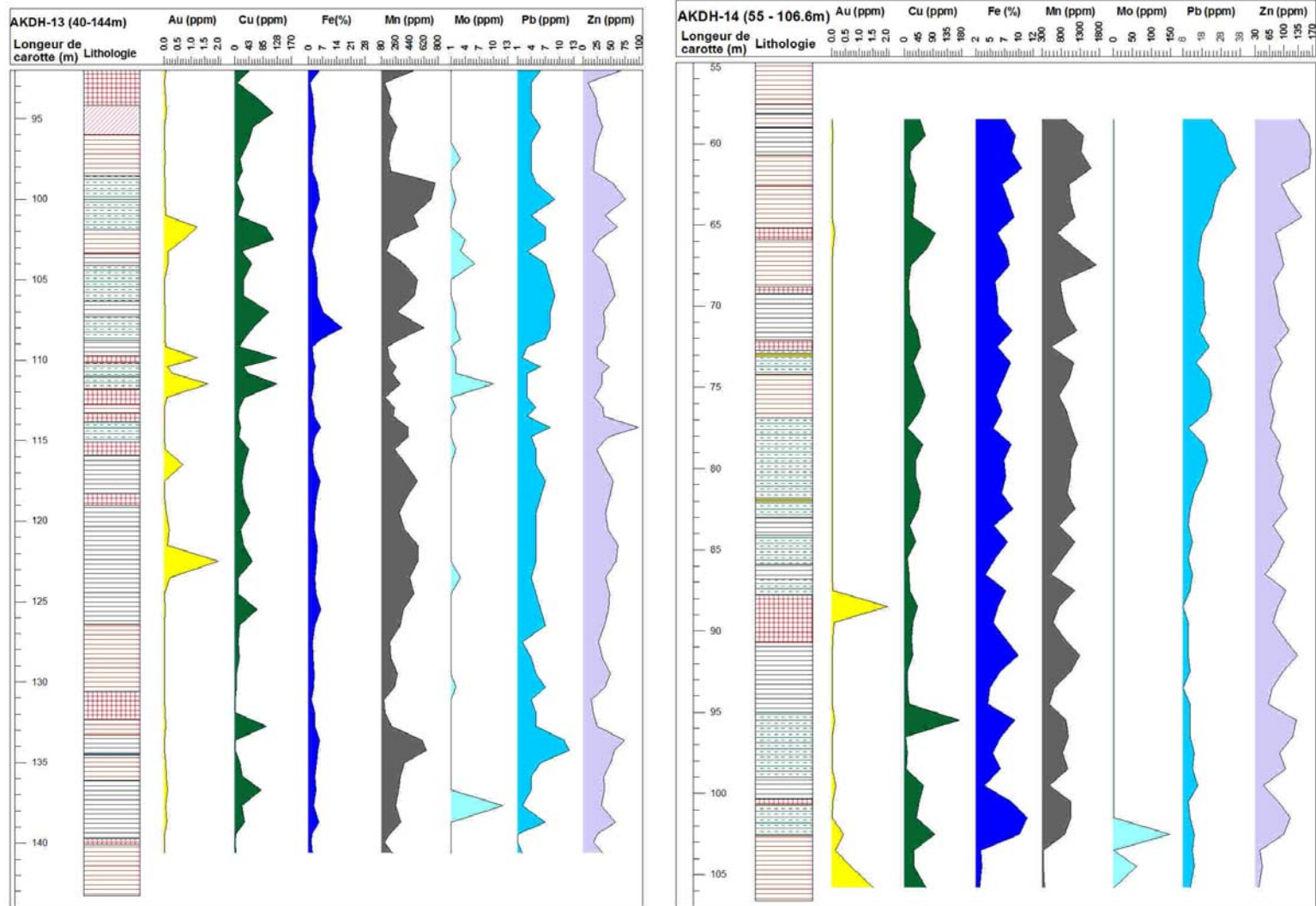


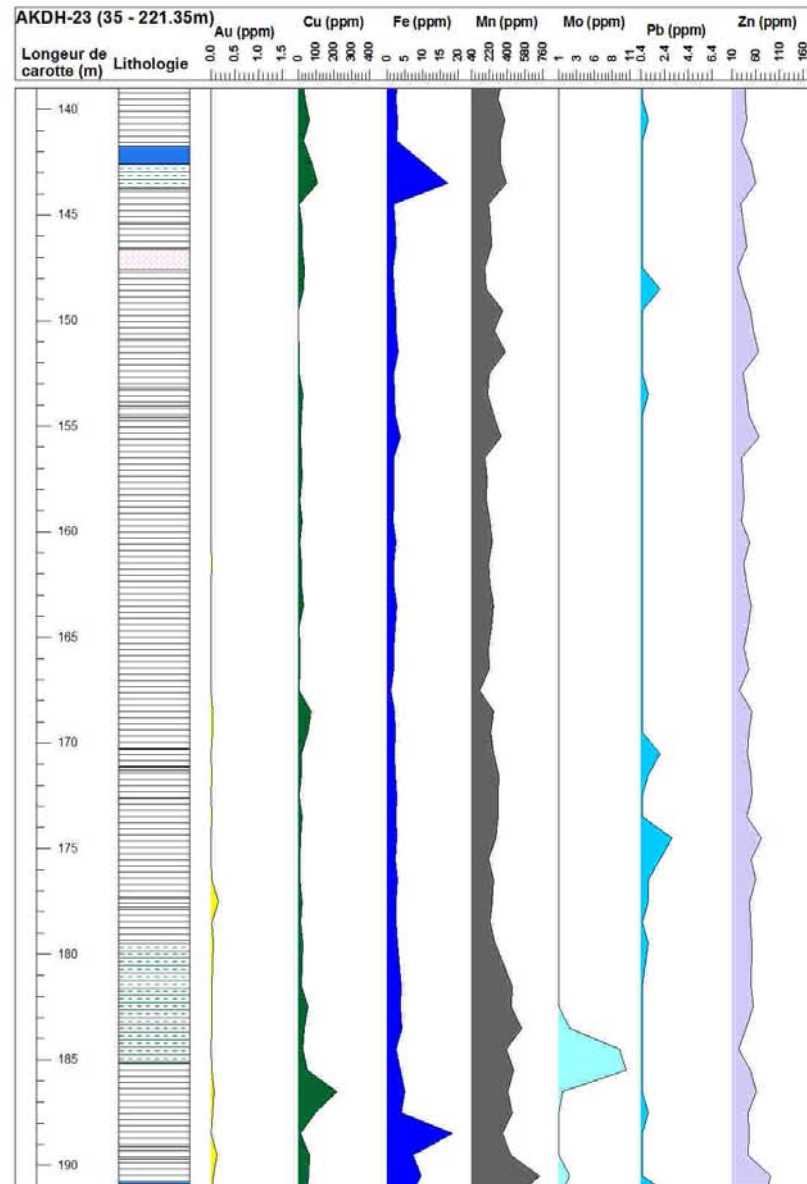
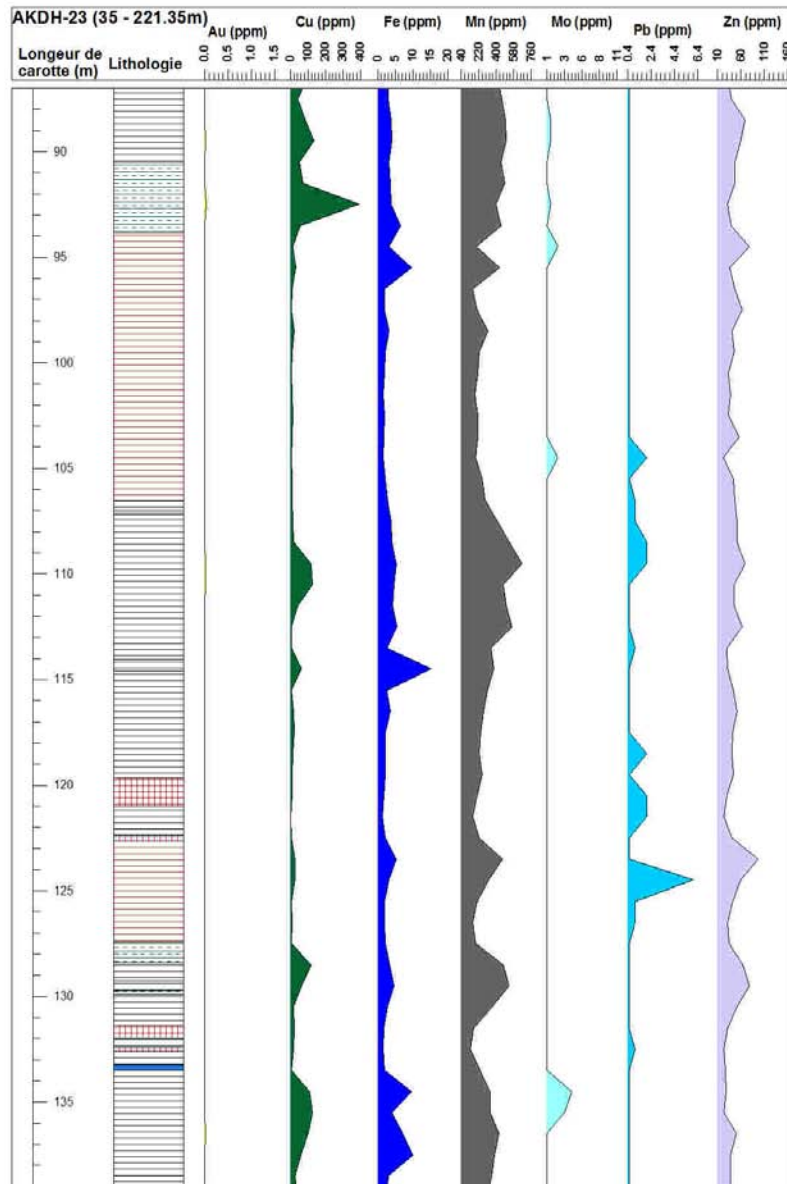


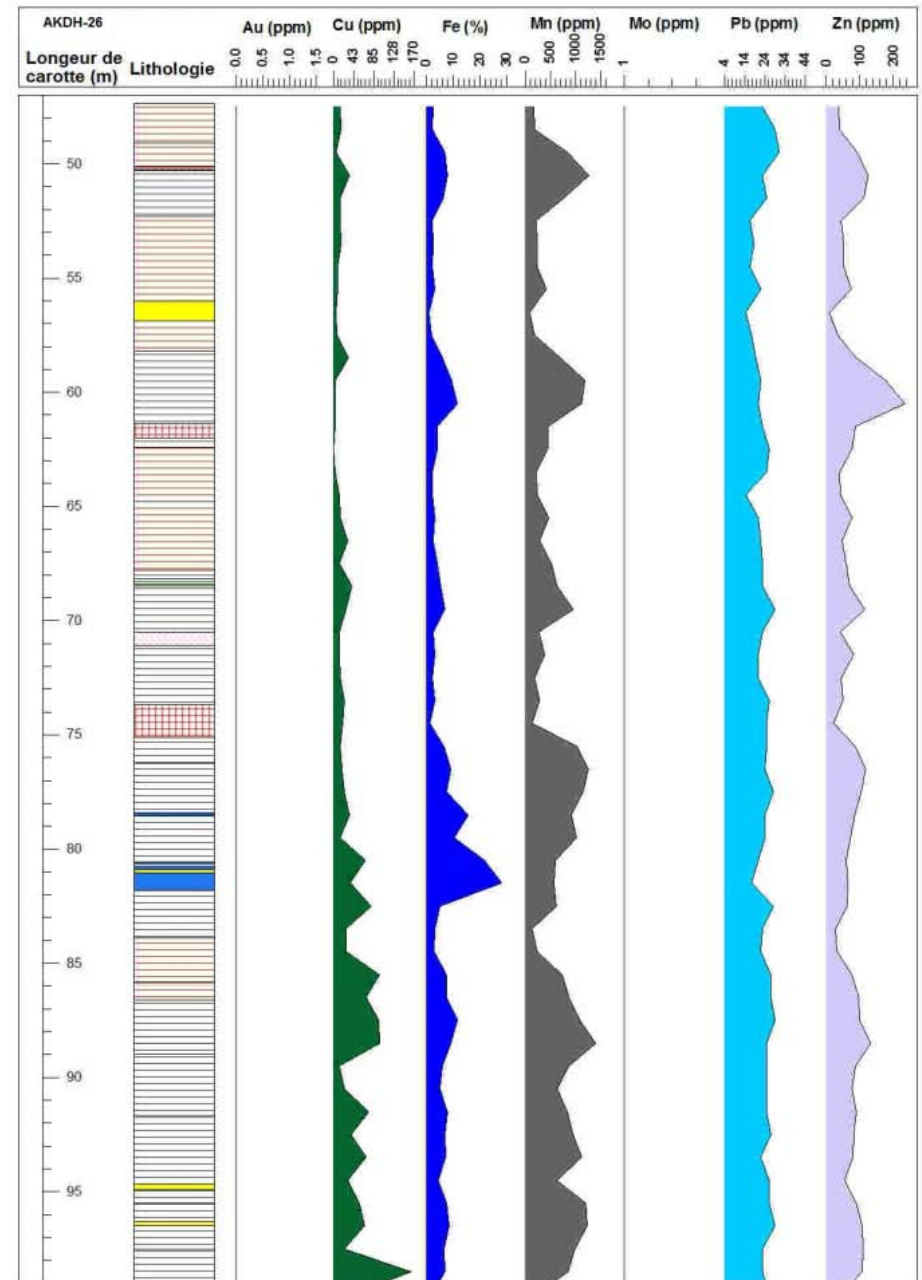
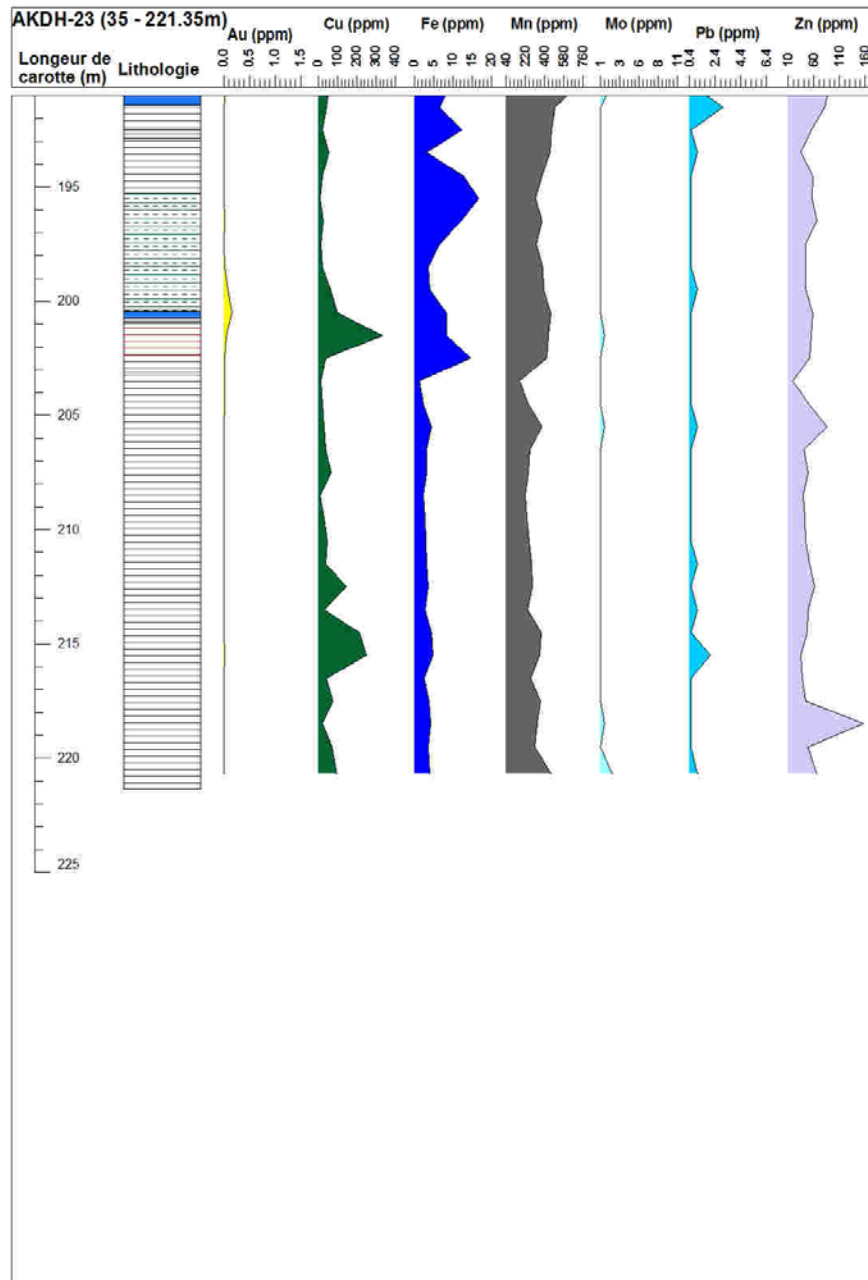


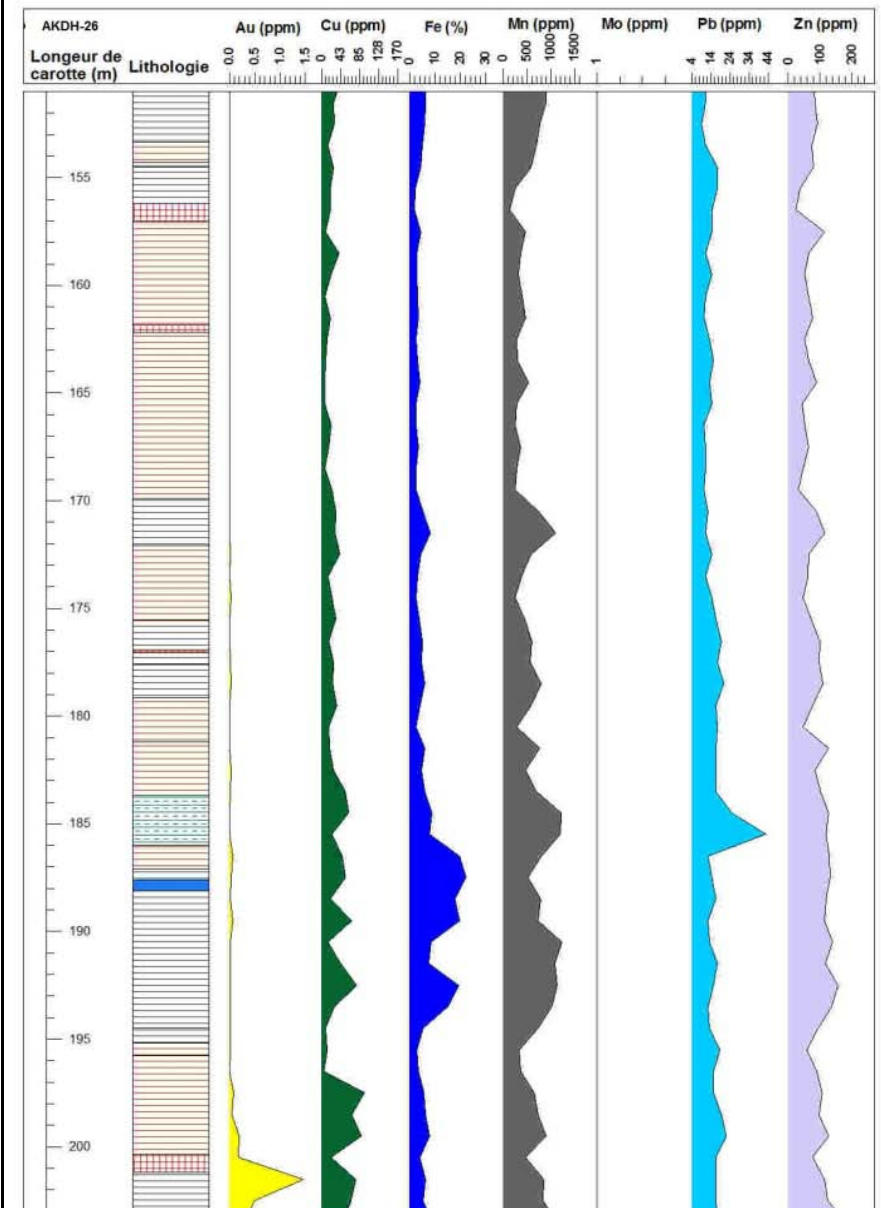
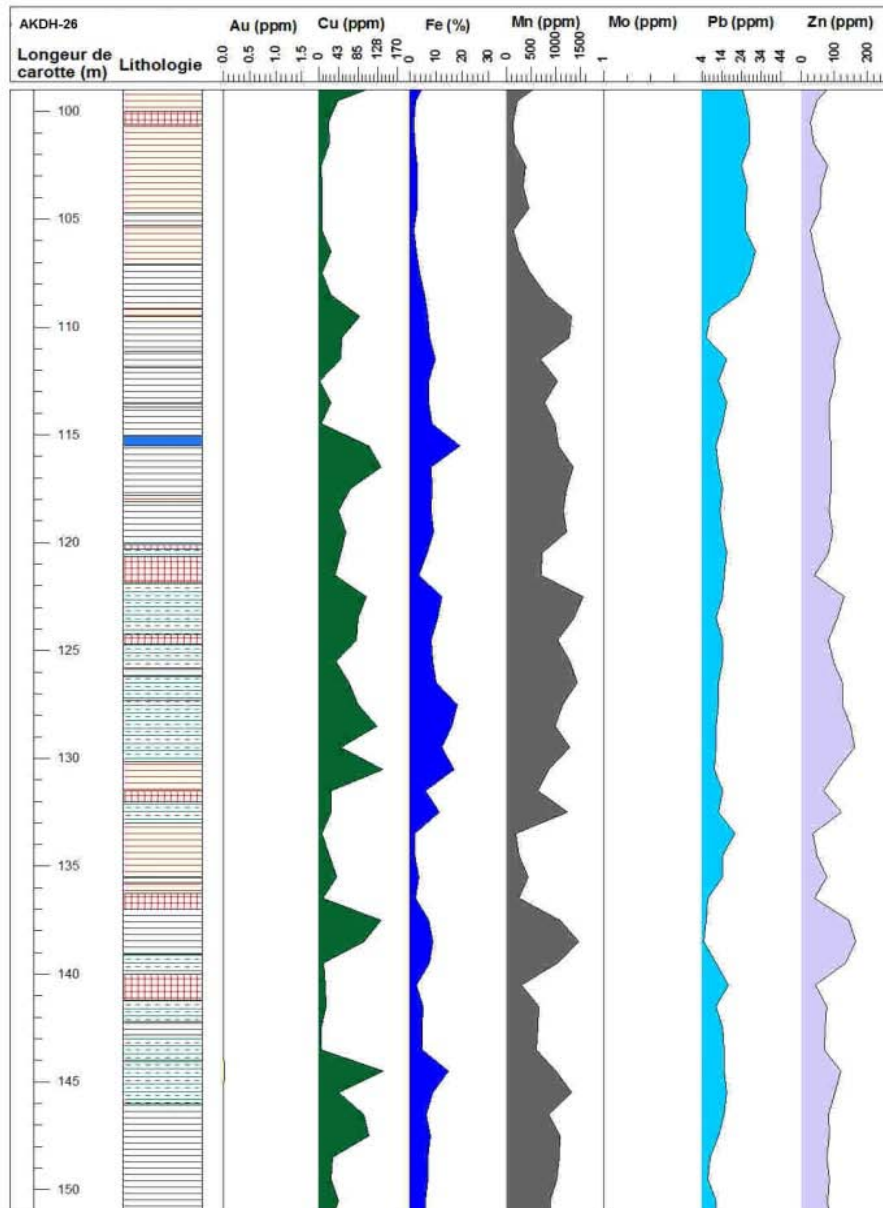


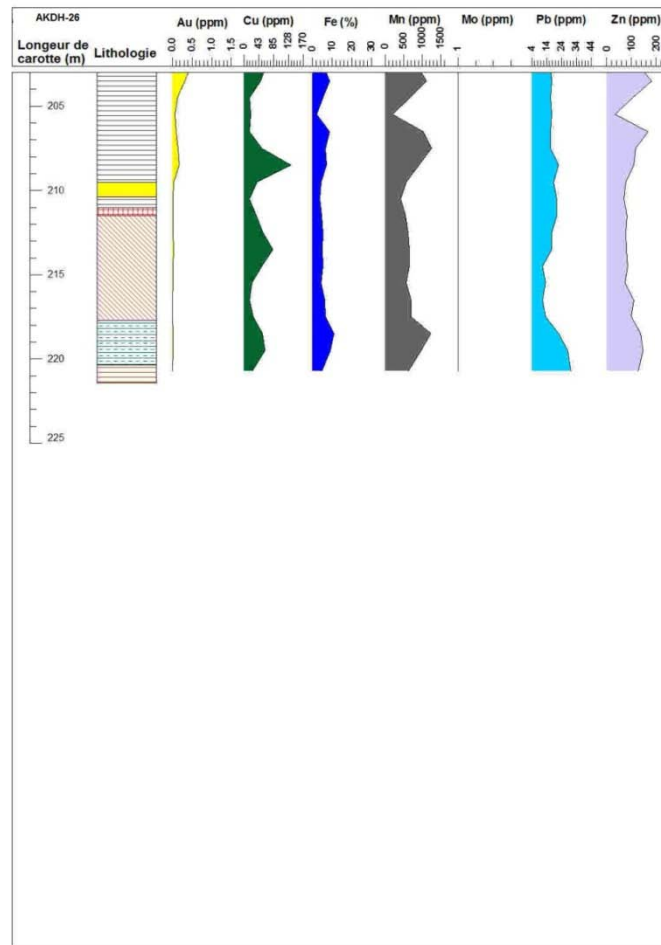
Annexe 4: Log et projection par Strater d'Au, Cu, Fe, Mn, Mo, Pb, Zn des échantillons des carottes des roches saines.











Titre/Title : «Etude métallogénique du gisement d'or d'Alakamisy : minéralisation aurifère du groupe d'Ambatolampy»

Auteur : RASAONA Imboarina Tsimanosika

Contact : +261340881618

E-mail : imboarina7@yahoo.fr

Encadreur : RAKOTONDRAZAFY Amos Fety Michel, Professeur

Nombre de pages : 78

Nombre de figures : 37

Nombre de tableaux : 10

Résumé :

Le gisement d'or d'Alakamisy se trouve à l'Est de la ville d'Ambatolampy. La géologie du gisement est formée par des formations du groupe d'Ambatolampy: gneiss, micaschistes, quartzite à magnétite de faciès amphibolite et des suites de roches intrusives. L'âge de sédimentation maximum de ce groupe est de 1836 ± 25 Ma (Archibald and al. 2015). 26 trous de forage ont été faits sur le secteur pour mener des études pétrographiques, minéralogique et géochimique. L'absence de sillimanite, de grenat et de graphite indique que ce secteur est situé à la base de la série d'Ambatolampy.

L'étude géochimique a permis de déterminer que les amphibolites a comme protolithe des basaltes tholéïtiques d'un arc continental.

Les analyses par FAA des différentes lithologies montrent que l'or à Alakamisy est un or pur et libre qui se trouve dans les différentes lithologies de la série. La minéralisation n'est donc pas contrôlée par la lithologie dont la concentration d'or dans les roches altérées est plus intéressante que dans les roches saines.

Selon les résultats obtenus à partir des levés géologiques, magnétiques et radiométriques, des logs de carotte, des études géochimique et structurale, il est proposé que le gisement d'or d'Alakamisy provient de fluide synmétamorphique pendant l'EAO et déposé syntectonicalement dans une zone de cisaillement ductile développée dans les roches métasédimentaire du groupe d'Ambatolampy.

Abstract:

The Alakamisy gold deposit is located East of Ambatolampy town. Geologically, the area is underlined by a sequence of gneiss, micaschist, quartzite, and magnetite quartzite of the Ambatolampy group which underwent a metamorphism in the upper amphibolite facies. This metamorphic sequence is intruded by some granitic rocks. The metamorphic sequence has a maximum depositional age of 1836 ± 25 Ma (Archibald and al. 2015). 26 drill holes have been studied with respect to their petrography, mineralogical and geochemical composition. The lack of sillimanite, garnet and graphite in that area indicates that we are at the lowermost part of the Ambatolampy group.

Geochemical study indicates that the amphibolites have tholeitic protoliths with typical island-arc signature. The assay results from FAA from different lithologies reveal that lithology doesn't control the gold mineralization at Alakamisy. The laterite has better grade of Au than the fresh rock. According to the geological mapping, aeromagnetic and radiometric surveys as well as geochemical and structural studies, it is postulated that the gold mineralization was sourced by metamorphic fluids during the Pan African Orogeny and gold was deposited syntectonically within structural traps such as ductile shear zones developed in the metasedimentary rock of Ambatolampy group.

Keywords: gold, mineralization, Deposit, syntectonic, shear zone, Ambatolampy.