

2019-12

«Les minéralisations en Eléments de Terres Rares de la région de Gakara (Burundi) : Contrôle structural, caractérisation pétrologique et géochimique, modèle métallogénique»

Ntiharirizwa, Seconde

Université de Rennes 1/ UB. Ecole doctorale

<https://repository.ub.edu.bi/handle/123456789/53>

Téléchargé depuis le dépôt institutionnel officiel de l'Université du Burundi

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : « *Sciences de la Terre et de l'Environnement* »

L'UNIVERSITE DU BURUNDI

Ecole doctorale de l'Université du Burundi

Par

« **Seconde NTIHARIRIZWA** »

« **Les minéralisations en Éléments de Terres Rares de la région de Gakara (Burundi) : Contrôle structural, caractérisation pétrologique et géochimique, modèle métallogénique** »

Thèse présentée et soutenue à « Rennes », le « 16 décembre 2019 »

Unité de recherche : Géosciences Rennes

Rapporteurs avant soutenance :

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER : Professeur, Université de Lorraine, Nancy, France

Alain CHAUVET : Directeur de Recherche CNRS, Université de Montpellier, France

Composition du Jury :

Examineurs : Stijn DEWAELE, Professeur, Université de Gand, Belgique

Erwan HALLOT, Maître de Conférences, Université de Rennes 1, France

Kathryn M GOODENOUGH, Principal Geologist, British Geological Survey, Scotland

Directeur de thèse : Philippe BOULVAIS, Maître de Conférences, Université de Rennes 1, France

Co-directeur de thèse : Gilbert MIDENDE, Professeur, Université du Burundi, Bujumbura, Burundi

Invité(s) :

Yannick BRANQUET, Maître de Conférences, Université d'Orléans, France

Avant-propos

Ce projet de thèse a été réalisé grâce au financement de l'Agence française pour la promotion de l'enseignement supérieur, l'accueil et la mobilité internationale, en collaboration avec l'Ambassade de France au Burundi et Campus France. Je remercie alors le personnel de ces institutions, chacun pour le rôle qu'il a joué pour le bon déroulement de cette thèse.

Une thèse de doctorat est l'aboutissement de nombreux défis : le choix du sujet, le choix du directeur de thèse, la recherche de financement, l'inscription, les recherches, etc. Ce travail de longue haleine a donc nécessité l'aide et la collaboration de plusieurs personnes. Il est donc normal d'exprimer ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont collaboré depuis la mise en route de la thèse jusqu'à la rédaction de ce manuscrit.

Pour commencer, mes sincères et vifs remerciements s'adressent à mon directeur de thèse, Philippe Boulvais, pour ses conseils avisés, ses critiques constructives, sa patience et sa grande disponibilité et surtout pour la confiance et la liberté dont j'ai bénéficié tout au long de cette thèse. Philippe, tu m'as accueillie à Rennes, tu m'as aidée à m'acclimater rapidement et tu m'as initiée à la géologie, à la géochimie et à la métallogénie. Tu m'as appris à écrire des articles scientifiques et également tu m'as permis de participer aux manifestations scientifiques et congrès avec tes propres crédits de recherche. Sans toi, cette thèse n'aurait pas pu aboutir.

Mes sincères remerciements s'adressent également à mon co-directeur de thèse, Gilbert Midende qui m'a accompagnée depuis la licence jusqu'au doctorat. Gilbert, tu as été un excellent guide pour moi, tes conseils m'ont aidée à aller plus loin et à réaliser mon rêve.

Un très grand merci à Yannick Branquet et à Marc Poujol qui m'ont transmis des informations sur la géologie structurale et la géochronologie, essentielles à l'élaboration de ma thèse. Je remercie également Marie-Christine Boiron, Michel Cathelineau, Alexandre Tarantola et Christian France-Lanord qui nous ont aidés à faire des analyses des inclusions fluides et des isotopes stables.

Mes remerciements s'adressent aussi à Vanessa Mélodie Elongo pour sa contribution sur l'étude des inclusions fluides et des isotopes stables. Je remercie également Leny Montheil avec qui on a escaladé ensemble les hautes collines de la région de Gakara.

Je voudrais aussi remercier toutes les personnes avec qui j'ai travaillé : Xavier Le Coz pour les lames minces et épaisses, Francis Gouttefangeas pour la Microscopie Electronique à Balayage (MEB), l'équipe du Musée Royal de Tervuren (Belgique) en particulier Gérard Nimpagaritse pour les données sur la géologie du Burundi.

Je remercie beaucoup tout le personnel de Rainbow Mining Burundi particulièrement Cesare Morelli, Joël Ntungwanayo, Braam Jankowitz, Ella Sandra Nzaninka, Bukuru Jacques, Gratien Ntirandekura, Arthémon Ndikuriyo, Donatien Barangenza, Médard Kubanza et Uswege Seme, pour l'accueil chaleureux et l'accompagnement dont j'ai bénéficié au moment des travaux de terrain.

Je remercie également Marie-Anne Zegers pour la gestion administrative et les ordres de mission ainsi que le directeur de l'école doctorale de l'Université du Burundi Juma Shabani sans oublier tous mes collègues de la faculté des Sciences à l'Université du Burundi. Je remercie tous les thésards de la première cohorte de l'école doctorale de l'Université du Burundi dont je fais partie. Je leur souhaite de connaître l'ambiance de thèse que j'ai connue.

Je dis merci à tous ceux qui ont, de près ou de loin, participé à l'aboutissement de ce projet de thèse (photocopie, impression, connexion internet, logiciels, démarches administratives, diverses informations...). Vous êtes si nombreux..., je pense particulièrement à Abdoulaye Soumana-Hima, Vicky Tandresse Bouénitéla, Sage Kebitsoumou, Luc De Hoym De Marien, Rémi Coltat, Solenn Hertgen, Caroline Lotout, Antony Pochon, Mertus Nsabumukiza et Marlène Akimana.

Je tiens à remercier profondément la communauté burundaise vivant à Rennes spécialement Edouard Niyungeko, la famille Nduwayezu Eric, la famille Fobogo Pélégie et tous les jeunes universitaires burundais qui sont à Rennes pour leur soutien social au cours de mon séjour à Rennes. Vous avez été près de moi quand j'étais à l'hôpital Sud en 2018 et dans les jours qui ont suivi.

Pour conclure, je remercie très affectueusement toute ma famille spécialement mon mari Emile Nkezimana et mes deux petits cœurs Edon Daren Nkezimana et Eden Dorian Nkezimana qui ont tant souffert en attendant la fin de cette thèse.

Un immense merci à tous et mea culpa à ceux dont j'aurai pu omettre le nom !

Je dédie cette thèse à mes regrettés parents.

Seconde Ntiharirizwa

Résumé

Le gisement de Gakara au Burundi est l'un des plus riches gisements en Eléments de Terres Rares (ETR) au monde. La zone du rift est-africain est l'hôte bien connu de nombreuses carbonatites et complexes alcalins associés, mis en place de façon récurrente depuis plusieurs centaines de millions d'années. Les grands gisements d'ETR exploités aujourd'hui dans le monde sont associés à des complexes carbonatitiques. Dans ces complexes, les minéralisations font rarement partie de l'assemblage minéralogique primaire ; elles précipitent à partir des fluides évolués à partir des intrusions magmatiques. Afin de mieux comprendre les mécanismes de mise en place des minéralisations en ETR de la région de Gakara, nous avons employé une approche multidisciplinaire :

- i) Une étude géologique basée sur les observations de terrain et une étude de la composition minéralogique et des textures de différents faciès du minerai, à partir des outils d'observations microscopiques classiques.
- ii) Des techniques de datation U-Th-Pb in-situ par La-ICP-MS pour déterminer les âges de la minéralisation primaire (veines de bastnaésite, un fluoro-carbonate d'ETR) et de l'altération hydrothermale (altération en monazite, un phosphate d'ETR) y relative.
- iii) Une étude détaillée des inclusions fluides piégées dans les cristaux de bastnaésite et de quartz syngénétique de l'altération monazitique pour caractériser les fluides minéralisateurs et ainsi déterminer leur nature et leurs conditions physico-chimiques de mise en place.
- iv) Une étude des isotopes stables de carbone et d'oxygène sur bastnaésite et quartz pour donner une indication complémentaire sur l'origine des fluides minéralisateurs et les mécanismes mis en jeu.
- v) L'intégration des données géophysiques et géochimiques acquises par la société Rainbow lors de ses campagnes de prospection pour les confronter aux données de la géologie de terrain afin de mieux comprendre les mécanismes de formation du gisement de Gakara ainsi que discuter l'identification de zones minéralisées nouvelles.

Toutes les données acquises dans ces différentes études et les principales observations permettent d'établir un modèle métallogénique global de Gakara comme résultant du dépôt des ETR en conditions hydrothermales dans la croûte supérieure, à partir de fluides exsolvés d'un magma vraisemblablement carbonatitique, fluides ayant ensuite subi une démixtion vapeur à CO₂ – saumures aqueuses. Cette démixtion est vraisemblablement le principal

mécanisme de précipitation des minéraux de terres rares. L'implication de fluides environnants, peu salés, possiblement issus de la surface, est suggérée. La minéralisation s'est mise en place en marge de l'événement tectonique panafricain, il y a 600 Ma environ et a été affectée par les déformations récentes, possiblement associées au développement du rift est-africain.

Abstract

The Gakara deposit in Burundi is one of the richest deposits of Rare Earth Elements (REE) in the world. The East African rift zone is the well-known host of many carbonatites and associated alkaline complexes, which have been in place for many hundred million years. The main deposits of REE mined today in the world are associated with carbonatite complexes. In these complexes, mineralization is rarely part of the primary mineral assemblage; they precipitate from fluids evolved from magmatic intrusions. To better understand the mechanisms of emplacement of REE mineralization in the Gakara area, we used a multidisciplinary approach:

- i) A geological study based on field observations and a study of the mineralogical composition and textures of different facies of the ore, using conventional microscopic observation tools.
- ii) In-situ U-Th-Pb dating by La-ICP-MS to determine the ages of primary mineralization (veins of bastnaesite, REE-fluorocarbonate) and hydrothermal alteration (monazitic alteration, REE-phosphate).
- iii) A detailed study of the fluid inclusions trapped in bastnaesite and quartz crystals associated with the monazitic alteration to characterize the mineralizing fluids and thus specify their nature and physicochemical conditions of emplacement.
- iv) A study of stable isotopes of carbon and oxygen on bastnaesite and quartz to give a complementary indication of the origin of the mineralizing fluids and the mechanisms involved.
- v) The integration of geophysical and geochemical data acquired by Rainbow Company during its prospecting campaigns to compare them with field geology data in order to better understand the formation mechanisms of the Gakara deposit as well as to discuss the identification of new mineralized zones.

All the data acquired in these different studies and the main observations allow to establish a global metallogenic model of Gakara area. Mineralization is results from the deposition of REE in hydrothermal conditions in the upper crust, from exsolved fluids of a probably carbonatitic magma, fluids having subsequently undergone CO₂ vapor – aqueous brine separation. This phase separation was probably the main precipitation mechanism of REE minerals. The implication of surrounding fluids, with very low salinity, possibly coming from the surface, is suggested. Mineralization took place during the pan-African tectonic event, at about 600 Ma, and was affected by recent deformations, possibly associated with the development of the East African rift.

Table des matières

Avant-propos	1
Résumé	3
Abstract	5
Table des matières	7
INTRODUCTION GENERALE.....	11
1. Problème des Eléments de Terres Rares (ETR) et intérêt du sujet.....	13
2. Les principales ressources mondiales d’ETR.....	15
3. Genèse des gisements d’ETR associés à la carbonatite	17
4. Transport et dépôt des ETR par des fluides hydrothermaux	18
5. Problématique du gisement d’ETR de Gakara et objectif de la thèse	20
6. Organisation du manuscrit de thèse.....	23
PREMIERE PARTIE.....	25
GEOLOGIE ET GEOCHONOLOGIE DES MINERALISATIONS EN ELEMENTS DE TERRES RARES DE LA REGION DE GAKARA.....	25
Introduction	26
CHAPITRE 1. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	27
1.1. Province métallogénique kibarienne	27
1.2. Caractérisation des séries de granites kibariens	30
1.3. Activités tectono-magmatiques dans la ceinture Mésoprotérozoïque kibarienne	31
1.4. Evénement panafricain en Afrique de l’Est.....	32
1.5. Magmatisme alcalin de la région du rift est-africain.....	33
1.6. Les grands ensembles géologiques du Burundi	34
CHAPITRE 2. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LE GISEMENT DE GAKARA	39
2.1. Géologie locale.....	39
2.2. La minéralisation est contrôlée structuralement.....	40
2.3. Minéralisation.....	43
2.3.1. Minerai et minéralogie de la minéralisation	44
2.3.2. Séquence paragénétique de la minéralisation	46
2.3.3. Age de la minéralisation	48
2.3.4. Discussion	50
2.3.5. Conclusion	51

2.4. Résumé article#1	52
2.5. Conclusion sur la première partie.....	79
DEUXIEME PARTIE.....	81
CARACTERISATION DES PROCESSUS ET DES FLUIDES MINERALISATEURS	81
Introduction	82
CHAPITRE 1. METASOMATISME ALCALIN	83
1.1. Métasomatisme alcalin dans des environnements de complexes alcalins et de carbonatites.....	83
1.2. Effets du métasomatisme alcalin sur les roches granitiques	84
1.3. Types d'albitisation dans les roches cristallines	86
1.4. Albitisation dans le district minier de Gakara	87
1.4.1. Etude pétrographique des aplites blanches de la région de Gakara	87
1.4.2. Etude géochronologique des aplites blanches de Gakara	89
1.5. Discussion et conclusion	93
CHAPITRE 2. OUTILS DE CARACTERISATION DES FLUIDES MINERALISATEURS	95
.....	95
2.1. Introduction	95
2.2. Description des inclusions fluides.....	95
2.3. Etude des inclusions fluides	96
2.3.1. Méthodes d'étude d'inclusions fluides	96
2.3.2. Composition des inclusions fluides	97
2.4. Genèse des gisements hydrothermaux	98
2.5. Les isotopes stables de carbone et d'oxygène.....	99
2.6. Données géochimiques préexistantes sur le gisement de Gakara	100
2.6.1. Données en Eléments de Terres Rares.....	101
2.6.2. Isotopes de Sr et Nd	102
2.6.3. Données d'inclusions fluides	103
2.7. Résumé article#2	104
2.8. Conclusion sur la deuxième partie	137
TROISIEME PARTIE	139
INTEGRATION DES DONNEES GEOPHYSIQUES ET GEOCHIMIQUES AU	
MODELE METALLOGENIQUE GLOBAL DE GAKARA	139

Introduction	140
CHAPITRE 1. LEVE GRAVIMETRIQUE AU SOL	141
1.1. Introduction	141
1.2. Levé gravimétrique au sol sur le prospect de Kiyenzi	141
1.2.1. Paramètres géologiques et minéralisation.....	141
1.2.2. Méthodologie et équipements	143
1.2.3. Spécifications de l'enquête et disposition de la grille	144
1.2.4. Résultats et interprétation	145
1.2.5. Interprétation qualitative de l'anomalie de gravité de Kiyenzi.....	151
1.2.6. Interprétation des résultats	154
1.2.7. Interprétation quantitative de l'anomalie de gravite de Kiyenzi	156
1.2.8. Conclusion sur le levé gravimétrique au sol	160
CHAPITRE 2. LEVE MAGNETIQUE AU SOL	161
2.1. Introduction	161
2.2. Acquisition de données sur le terrain	162
2.3. Traitement de données.....	162
2.4. Résultats du bloc de prospection de Gasagwe	163
2.5. Interprétation des résultats	170
2.6. Conclusion sur le levé magnétique au sol	171
CHAPITRE 3. LEVE MAGNETIQUE AEROPORTE	173
3.1. Introduction	173
3.2. Modélisation magnétique des cibles sélectionnées	173
3.4. Conclusion sur le levé magnétique aéroporté	176
3.5. Apport des données géophysiques à la compréhension de la mise en place de la minéralisation, sous contrôle de la géologie	177
CHAPITRE 4. PROSPECTION GEOCHIMIQUE	179
4.1. Introduction	179
4.2. Méthodes analytiques.....	179
4.3. Résultats et interprétation.....	180
4.4. Analyse spatiale.....	182
4.4.1. Interpolation par splines régulées avec tension (v.surf.rst).....	182
4.4.2. Résultats.....	184

4.5. Intégration de données SIG comme outil d'exploration	186
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	189
1. Conclusion Générale	191
1.1. Conclusion factuelle.....	191
1.2. Intégration de toutes les données à la construction d'un modèle métallogénique... ..	192
2. Perspectives	195
REFERENCES	197
ANNEXES	213
Annexe A. Planches photos des analyses pétrographiques	213
Annexe B. Résultats EDS des échantillons d'aprites albitisées de la région de Gakara	214
Annexe C. Les données géophysiques sur d'autres sites	216

INTRODUCTION GENERALE

1. Problème des Eléments de Terres Rares (ETR) et intérêt du sujet

Les Eléments de Terres Rares (ETR, ou Rare Earth Elements, REE, en anglais), sont définies par l'Union Internationale de Chimie Pure et Appliquée (IUPAC) comme un groupe de 17 métaux aux propriétés voisines comprenant le scandium (Sc, 21), l'yttrium (Y, 39) et la série des lanthanides (La-Lu, 57-71) (Tableau 1). Les ETR sont souvent divisés en deux groupes, le groupe de terres rares légères ou LREE (les lanthanides avant l'Europium) et le groupe de terres rares lourdes ou HREE (les autres lanthanides plus l'yttrium). Dans les grands réservoirs terrestres, y inclus la croûte continentale, l'abondance des ETR diminue avec l'augmentation du numéro atomique (Goodenough et al., 2018). Cela signifie que les LREE sont plus abondantes que les HREE. Par conséquent, la plupart des minéraux d'ETR sont dominés par les LREE mais peuvent contenir des quantités faibles des HREE (Goodenough et al., 2018). Selon l'effet d'Oddo Harkins, les ETR avec un numéro atomique pair sont plus abondants que ceux avec un numéro atomique impair. Cela signifie que le cérium (Ce) de numéro atomique 58 est le plus abondant des ETR dans la croûte terrestre et dans les gisements géologiques ; en revanche, le lutétium (Lu) de numéro atomique 71 est le plus rare.

Grâce à leurs propriétés (magnétique, électrique, luminescence, catalytique et optique), les ETR ont plusieurs usages et sont nécessaires pour une large gamme de technologies modernes. La demande des LREE, en particulier le néodyme (Nd), devrait fortement augmenter en raison de son utilisation pour les aimants permanents des véhicules électriques et des éoliennes. Les HREE sont essentielles pour les additifs des aimants, les luminophores et les applications médicales (Goodenough et al., 2018). Du fait de la demande grandissante des ETR dans les industries de pointe, le risque d'approvisionnement de ces métaux est très élevé étant donné que près des trois quarts de la production mondiale provient d'un seul pays, la Chine (Figure 1). La croissance de la demande sur le marché international couplée au monopole chinois sur la production conduit à la désignation des ETR comme des métaux critiques.

Actuellement, des efforts sont fournis par la communauté scientifique internationale pour affiner les modèles métallogéniques à l'origine des gisements des ETR, et par suite, améliorer les stratégies de prospection. C'est dans cette optique que le présent projet de thèse a vu le jour.

Introduction Générale

IUPAC Periodic Table of the Elements

The image shows the IUPAC Periodic Table of the Elements. The Lanthanide (LREE) and Actinide (HREE) series are highlighted in red. The LREE series includes elements from Scandium (Sc, 21) to Lutetium (Lu, 71). The HREE series includes elements from Thulium (Tm, 69) to Lawrencium (Lr, 103). The table also includes atomic numbers, symbols, names, and standard atomic weights for various elements.

← LREE
→ HREE

INTERNATIONAL UNION OF PURE AND APPLIED CHEMISTRY

For notes and updates to this table, see www.iupac.org. This version is dated 1 December 2018.
 Copyright © 2018 IUPAC, the International Union of Pure and Applied Chemistry.

United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

 2019 International Year of the Periodic Table of Chemical Elements

 IUPAC

Tableau 1: Classification périodique des éléments chimiques (UICPA, 2019).

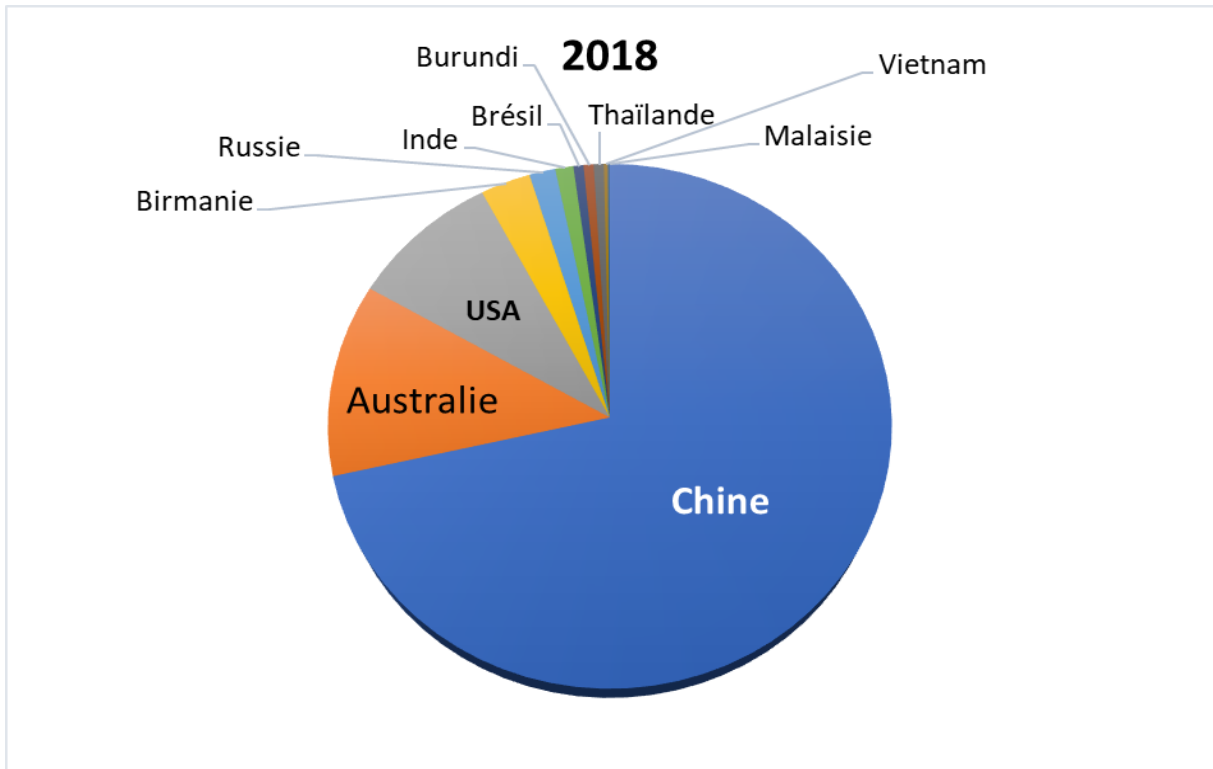


Figure 1 : Les grands producteurs des éléments de terres rares dans le monde, (source de données : USGS, 2018).

2. Les principales ressources mondiales d'ETR

Les minéralisations en ETR se trouvent dans des environnements géologiques variés mais les grands gisements exploités aujourd'hui dans le monde sont associés à des complexes carbonatitiques (Chakhmouradian and Wall, 2012; Fan et al., 2016). Dans ces complexes carbonatitiques, les minéralisations précipitent à partir des fluides magmatiques tardifs ou des fluides hydrothermaux pour former des minéraux comme la bastnaésite [REE(CO₃)F], la monazite [REE(PO₄)] et l'apatite (Tableau 2). D'autres fluorocarbonates tels que la parisite [Ca(REE)₂(CO₃)₃F₂] et la synchysite [Ca(REE)(CO₃)₂F] sont également courants. Tous ces minéraux sont enrichis en LREE. Pour les gisements de référence tels que Maoniuping (Chine), Mountain Pass (Etats-Unis), Mont Weld (Australie), d'Araxá (Brésil) et Lovozero (Russie), l'association avec les carbonatites est très claire (Figure 2). Pour le gisement de Bayan Obo (Chine), qui est devenu la plus importante source mondiale de terres rares, l'association avec ces roches est moins claire. Certains auteurs (exemple, Yang et al., 2003; Wu, 2008) pensent que le gisement de Bayan Obo a pour origine la carbonatite. D'autres (exemple, Campbell and Henderson, 1997; Xu et al., 2010) pensent que ce gisement est hydrothermal, mais font appel à une source alcaline ignée ou carbonatite pour l'origine des fluides. D'autres encore (exemple, Chao et al., 1992) font appel à la mobilisation des terres rares de la croûte terrestre et au dépôt de celles-ci par l'activité hydrothermale pendant une période prolongée de subduction. Transverses à tous ces modèles, les conditions hydrothermales de mobilisation et de dépôt des ETR semblent établies.

Les gisements associés aux roches alcalines et peralcalines constituent une deuxième ressource de terres rares. Ces gisements présentent des proportions élevées en terres rares lourdes et particulièrement en yttrium (Y) par rapport aux gisements associés aux carbonatites qui sont fortement enrichies en terres rares légères (Goodenough et al. 2018). Ils produisent des ETR comme sous-produits et à de très faibles tonnages (Hatch, 2012). Cela rend l'exploration des carbonatites intéressante dans la recherche des gisements de terres rares de grande importance économique.

Dans certaines localités en Chine, les ETR sont exploités dans des argiles à adsorption ionique, d'où ils peuvent être facilement lessivés à température ambiante en utilisant un réactif tel que le sulfate d'ammonium (Bao et Zhao, 2008; Moldoveanu et Papangelakis, 2012). Le contenu total en ETR est généralement faible (<4000 ppm) et peut varier considérablement à travers les profils d'altération, mais la facilité de récupération des terres rares rend ces dépôts

Introduction Générale

économiquement rentables (Sanematsu et Watanabe, 2016). Les contrôles qui sont à la base du développement de ces gisements ne sont pas encore bien compris, mais des protolithes dans les localités connues sont généralement des roches granitiques contenant des minéraux de terres rares qui ont été affectés par l'altération deutérique (Sanematsu et Watanabe, 2016) ou par introduction des fluides hydrothermaux riches en terres rares (Xu et al., 2017).

Dans de rares localités, la minéralisation en terres rares se trouve dans des systèmes de veines et de skarns. Les plus connus d'entre eux sont les gisements de la région de Bastna en Suède, à partir desquels de nombreuses terres rares ont d'ailleurs été identifiées (Holtstam et al., 2014). D'autres exemples sont les gisements à haute teneur en ETR hébergés dans des veines à Steenkampskraal en Afrique du sud (Harmer and Nex, 2016), et à Gakara au Burundi, objet de ce travail de thèse, et dont l'origine n'est pas encore bien connue (Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977a; Lehmann et al., 1994; Hein, 1998; Ntiharirizwa et al., 2018).

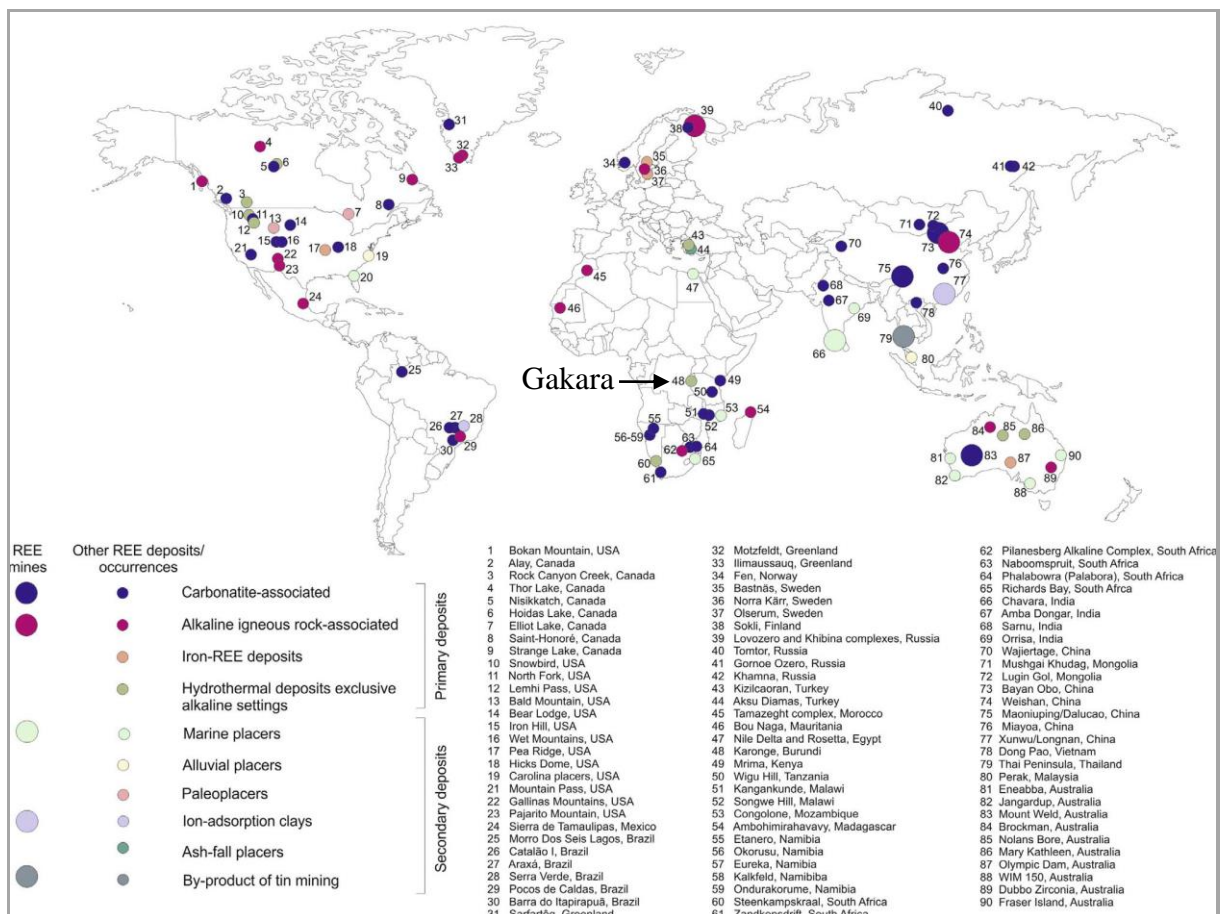


Figure 2 : Localisation des gisements de terres rares dans le monde. Les gisements sont classés en fonction de l'état d'exploitation et du contexte géologique (extrait de Elliott et al., 2018).

Introduction Générale

	Monazite	Bastnaésite	Xénotime	Apatite
	REO(%)	REO(%)	REO(%)	REO(%)
La ₂ O ₃	23,7	33,2	0,5	25,1
CeO ₂	45,6	49,1	5	45
Pr ₆ O ₁₁	5	4,3	0,7	3,9
Nd ₂ O ₃	17,2	12	2,2	14
Sm ₂ O ₃	2,5	0,78	1,9	1,6
Eu ₂ O ₃	0,05	0,11	0,2	0,5
LREE	94,05	99,49	10,5	90,1
Gd ₂ O ₃	1,5	0,17	4	1,5
Tb ₄ O ₇	0,04	0,016	1	0,1
Dy ₂ O ₃	0,68	0,031	8,7	1
Ho ₂ O ₃	0,05	50 ppm	2,1	0,1
Er ₂ O ₃	0,21	35 ppm	5,4	0,15
Tm ₂ O ₃	0,02	8 ppm	0,9	0,02
Yb ₂ O ₃	0,12	13 ppm	6,2	0,08
Lu ₂ O ₃	0,04	1 ppm	0,4	
Y ₂ O ₃	2,4	0,09	60,8	4,3
HREE	5,06	0,318	89,5	7,25
Total REO dans les concentrés commercialisables	55-60%	60-70%	42-51%	<1%

Tableau 2: Distribution des terres rares dans les minéraux principaux (Henderson, 1984). Le xénotime est le seul minéral courant riche en terres rares lourdes.

3. Genèse des gisements d'ETR associés à la carbonatite

La majorité des carbonatites ont connu un enrichissement en ETR par un événement hydrothermal (Wall and Mariano, 1996). Mitchell (2005) distingue deux types de carbonatites : les carbonatites primaires et les résidus carbothermaux. Woolley et Kjarsgaard (2008), au lieu d'utiliser le terme « résidus carbothermaux », ont adopté le terme « résidus carbohydrothermaux ». Le terme « carbohydrothermal » est défini en tant que carbonatite ayant précipité à partir d'un fluide mixte (CO₂-H₂O) qui peut être riche en CO₂ (carbothermal) ou riche en H₂O (hydrothermal). L'exsolution d'une phase vapeur H₂O-CO₂ contenant de fortes concentrations d'alcalins et d'autres solutés issus d'une carbonatite à un stade avancé est une condition nécessaire de la cristallisation à basse pression ; elle trouve son expression géologique dans la formation de systèmes de veines carbohydrothermales avec de la bastnaésite, fluorite, baryte et quartz (Wyllie and Huang, 1976; Jones and Wyllie, 1986; Lee

and Wyllie, 1998). L'aspect carbohydrothermal de certaines carbonatites correspond à de nombreuses études récentes mettant en évidence le rôle des fluides dans la formation de gisements de terres rares liés à la carbonatite (Smith et al., 2015, 2016; Lai et al., 2016). Dans le sens large, un gisement lié à la carbonatite pourrait donc consister en un dépôt de minéraux magmatiques non altérés, dépôt de minéraux réalisé à partir de fluides carbohydrothermaux, hydrothermaux ou métamorphiques, ou encore des minéraux concentrés par altération ou enrichissement supergène (Simandl and Paradis, 2018).

En résumé, un gisement de terres rares lié à la carbonatite pourrait être hébergé dans la carbonatite ou dans un complexe alcalin-carbonatite, être en contact avec l'intrusion, ou être éloigné de l'intrusion (Simandl and Paradis, 2018).

4. Transport et dépôt des ETR par des fluides hydrothermaux

Les ETR étant transportés principalement sous forme de complexes, la disponibilité des ligands est un facteur de contrôle de premier ordre du transport des ETR. Parmi les ligands formant les complexes aqueux d'ETR, les ions fluorure (F^-) et chlorure (Cl^-) sont les plus abondamment trouvés dans les inclusions fluides associées aux minéralisations d'ETR (Wood, 1990; Haas et al., 1995a; Migdisov et al., 2016). En effet, les fluides dérivés des magmas carbonatitiques présentent une composition dominée par des saumures contenant Na^+ , K^+ , Cl^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , F^- et PO_4^{3-} (Rankin, 2005; Verplanck et al., 2014). Williams-Jones et al. (2000) ont établi que les ETR forment des complexes aqueux stables avec les ions fluorure et chlorure à haute température, et probablement aussi avec les ions sulfates, carbonates et phosphates. Pearson (1963) a démontré que la stabilité des complexes de carbonates, de sulfates et de phosphates est marquée par la séquence $CO_3^{2-} > SO_4^{2-} > PO_4^{3-}$. Par conséquent, la monazite (ETR- PO_4) se forme lorsque l'activité des ions PO_4^{3-} augmente au détriment de l'activité des ions divalents CO_3^{2-} et SO_4^{2-} , soit à la suite de la cristallisation de la bastnaésite (fluorocarbonate d'ETR) et de la barytine (sulfate de baryum). Selon Elliott (1965), la présence du fluor dans la composition de la bastnaésite indique une substitution possible des ions F^- et CO_3^{2-} par PO_4^{3-} , conduisant au remplacement de la bastnaésite par la monazite dans les gisements de terres rares. Plusieurs processus ont été évoqués pour expliquer la précipitation des minéraux de terres rares et cela nécessite de la déstabilisation des complexes transporteurs d'ETR. Cette déstabilisation peut être induite par plusieurs processus comme un changement de pH, de température, une interaction fluide-roche, un mélange de fluides, la

Introduction Générale

précipitation de minéraux contenant les ligands de transport, ou divers processus redox (Migdisov et al., 2016).

D'après Ngwenya (1994), il y a un lien direct entre la minéralisation et l'encaissant carbonatitique. Il a émis l'hypothèse d'une interaction fluide-roche où le fluide fluoré lessiverait l'encaissant qui serait la source de Ca^{2+} et CO_3^{2-} participant à la formation des fluorocarbonates d'ETR. Williams-Jones et al. (2000) indiquent que l'ion fluorure (F^-) agit comme un ligand de liaison qui favorise la précipitation de minéraux de terres rares tels que la fluocérite (ETR-F_3) et, plus important encore, la bastnaésite ($\text{ETR-CO}_3\text{F}$), le principal minéral de terres rares. En effet, les fluides hydrothermaux transportent les ETR et le fluor sous forme d'ion HF^0 en conditions acides. Le dépôt des terres rares sous forme de bastnaésite peut être décrit par la réaction suivante :

$\text{ETRC}_2^+ + \text{HF}^0 + \text{HCO}_3^- = \text{ETRCO}_3\text{F} + 2\text{H}^+ + \text{Cl}^-$, où $\text{ETR-CO}_3\text{F}$ est une bastnaésite-(Ce).

Ainsi donc, tout mécanisme entraînant l'augmentation du pH et/ou de l'activité de HCO_3^- ou une diminution de l'activité de Cl^- entraînera le dépôt de bastnaésite. Les processus permettant de neutraliser le pH acide d'un fluide hydrothermal peuvent être soit un mélange avec un fluide de pH plus élevé, soit une interaction avec des roches contenant des assemblages minéralogiques capables de tamponner le pH à des valeurs plus élevées. Et, les roches les plus propices à de telles interactions sont les roches carbonatées. Migdisov et al. (2016) ont évalué le contrôle de l'interaction du fluide hydrothermal avec des roches carbonatées sur la précipitation des ETR en se basant notamment sur la plus grande minéralisation en terres rares du monde, le gisement de Bayan Obo en Chine, principalement encaissé dans des dolomies (Zhongxin et al., 1992). Ils ont réalisé le titrage, par de la dolomite, d'un litre de solution contenant 10% poids eq. NaCl , 2% poids eq. Na_2SO_4 , 500 ppm HF , 120 ppm de Ce, 59.8 ppm de La, 49 ppm de Nd, et 12 ppm de Pr (proportions stoechiométriques correspondant à la composition de la bastnaésite à 300 °C et 500 bar). Les résultats montrent que l'interaction de cette solution avec la dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ conduit à la précipitation de la bastnaésite, et cette précipitation est contrôlée par la concentration de CO_2 ; elle commence lorsque cette dernière atteint une valeur d'environ 0.05 mol/kg (Figure 3). Cela démontre l'efficacité de l'interaction du fluide hydrothermal avec des roches carbonatées dans le processus dépôt des ETR mais met aussi en évidence le fait que le mélange de ce fluide hydrothermal avec un autre fluide riche en CO_2 produirait exactement le même effet.

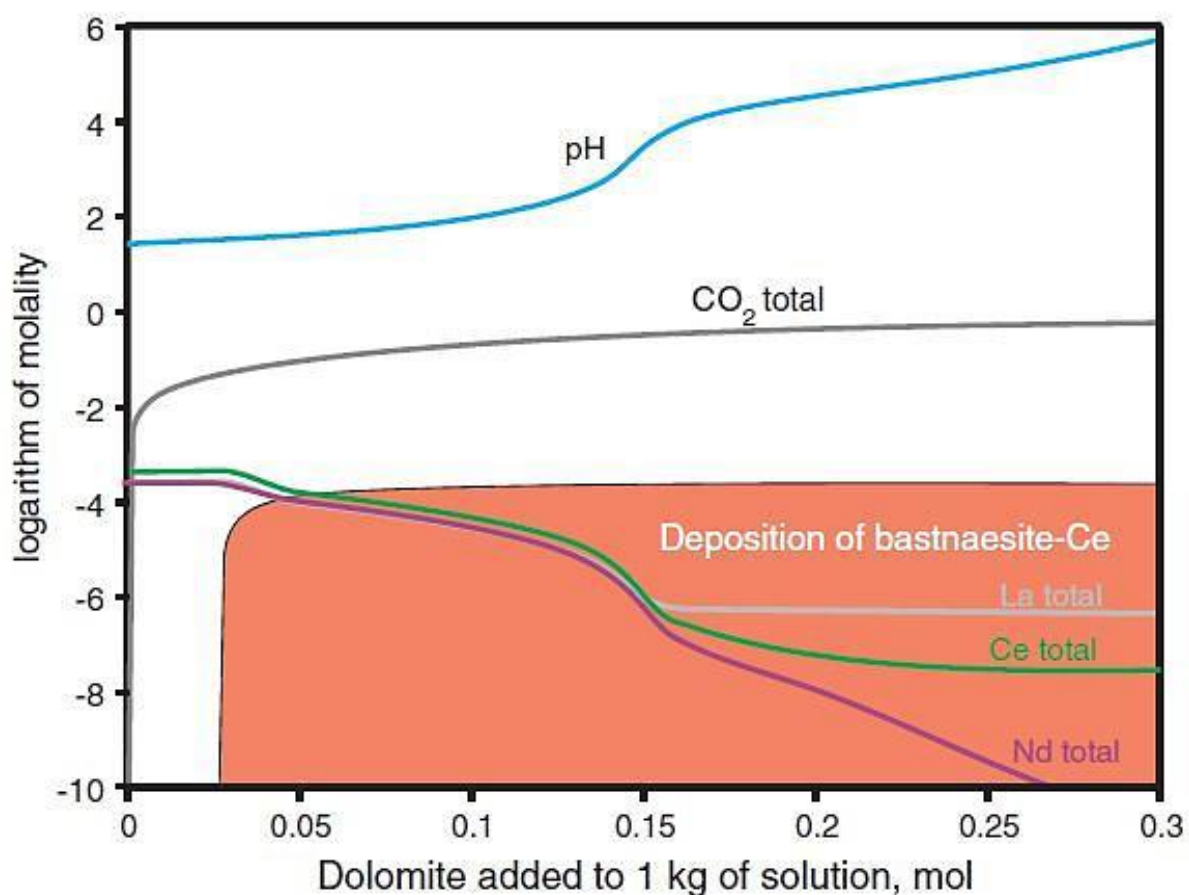


Figure 3: Changements dans la concentration des ETR dans 1 litre de solution contenant 10% eq. Poids de NaCl, 2% eq. Poids de Na₂SO₄, 500 ppm de HF, 120 ppm de Ce, 59,8 ppm de La, 49 ppm de Nd et 12 ppm de Pr pendant le titrage avec la dolomite à 300°C et 500 bar. (Migdisov et al. 2016).

5. Problématique du gisement d'ETR de Gakara et objectif de la thèse

Le gisement de terres rares de Gakara a été découvert en mai 1936 par le prospecteur Doyen de la Société SOMUKI d'Anvers (Belgique). Le laboratoire d'Entebbe (Uganda), chargé aussitôt d'examiner les échantillons récoltés, reconnut qu'il s'agissait d'un minerai de terres rares. Dès juin 1936, le laboratoire A.D. KNIGHT de Liverpool effectua l'analyse globale des échantillons représentatifs et annonça 30,37% d'oxyde de Cérium et 37,95 % d'oxydes d'autres terres rares. Une analyse complète d'un échantillon des premières récoltes a été confiée en même temps à D. C. GRIFFITH et C^{ie} de Londres qui, en juillet 1936, identifie le minéral de terres rares comme bastnaésite. Le professeur BRECKPOT, de l'Université de Louvain, analysa un autre échantillon en août 1936 et confirma qu'il s'agissait bien du fluorocarbonate de terres rares, la bastnaésite-(Ce). Aujourd'hui, grâce aux travaux les plus

Introduction Générale

récents mis en lumière par le projecteur que constitue la mise en exploitation par Rainbow Ressources, le gisement de Gakara est reconnu comme un gisement de classe mondiale (Figure 2), avec les plus fortes teneurs en ETR reconnues jusqu'ici (Tableau 3). Les réserves de ce gisement ne sont pas encore bien précises.

Gisement	Propriétaire	Pays	Phase de développement	Ressource		Âge (Ma)	Province	Référence
				Tonnage (Mt)	TREO (%)			
<i>Roches Alcalines</i>								
Bokan Mountain	Ucore Rare Metals Inc.	Etats-Unis (Alaska)	Étude Économique de Préfaisabilité	5,8	0,6	177	Cordillère Canada-Alaska	Bentzen <i>et al.</i> (2013) Dostal <i>et al.</i> (2014)
Browns Range	Northern Minerals Ltd.	Australie	Étude de Faisabilité	9	0,63	1646	Craton Nord-Austalien	Northern Mineral (2015)
Dubbo	Alkane Ressources	Australie	Étude de Faisabilité	73,3	0,89	170-220	Champs de Magmas Alcalins de Toongi	Alkane Resources (2012) Spandler et Morris (2016)
Kvanefjeld	Greenland Minerals	Groenland	Étude de Faisabilité	673	1,09	1160	Province de Gardar	Sorensen (2001) Greenland Minerals (2015)
Norra Karr	Tasman Metals Ltd.	Suède	Étude de Préfaisabilité	31,1	0,61	1490	Ceinture Orogénique Svecofennian	Short <i>et al.</i> (2015) Sjovqvist (2015)
Round Top	Texas Rare Earth Resources Corp.	États-Unis (Texas)	Étude Économique de Préfaisabilité	905,9	0,06	Crétacé	Province Magmatique de Trans-Pecos	Hulse <i>et al.</i> (2014)
<i>Carbonatites</i>								
Bayan Obo	CN Northern Rare Earth (Grp)	Chine	En Opération	48	6	1400	Craton du Nord de la Chine	Fan <i>et al.</i> (2016) Smith <i>et al.</i> (2016)
Bear Lodge	Rare Element Ressource Ltd.	États-Unis (Wyoming)	Étude de Préfaisabilité	31,1	2,68	2200	Province du Wyoming	Dahlberg (2014) Moore <i>et al.</i> (2015)
Gakara	Rainbow Rare Earths Ltd.	Burundi	Développement des Réserves	0,25	54,3	587	Rift Est africain	Rainbow Rare Earths (2015)
Lofdal	Namibia Rare Earths Inc.	Namibie	Étude Économique de Préfaisabilité	1,7	0,59	765	Ceinture Orogénique du Damara	Wall <i>et al.</i> (2008) Dodd <i>et al.</i> (2014)
Mountain Pass	Molycorp Inc.	États-Unis (Californie)	Entretien et Maintenance	31,6	6,57	1375	?	Castor (2008) Verbaan <i>et al.</i> (2015)
Mt Weld CLD	Lynas Corp. Ltd.	Australie	En Opération	14,9	9,73	2025	Craton d'Yilgam	Lynas Corporation (2005) Hoatson <i>et al.</i> (2011)

Tableau 3: Caractéristiques des principaux gisements d'ETR dans le monde (tiré de Wavrant et al., 2017).

Le gisement de Gakara a été exploité pendant 30 ans, depuis 1949 jusqu'en 1979 et a fermé par la suite de l'impossibilité de trouver un acheteur prometteur du minerai produit. Ces dernières années, la demande grandissante d'ETR sur le marché international a motivé la société "Rainbow Rare Earths" du groupe "Pella Ressources Limited" basé en Afrique du Sud, à faire la demande du permis de recherche des terres rares dans la région de Gakara. Le permis d'exploration a été octroyé à la société Rainbow par le Gouvernement du Burundi en 2011. Ce permis est situé à environ 20 km au sud-est de Bujumbura la capitale, dans les montagnes orientales du horst du Lac Tanganyika et couvre une superficie totale d'environ 135 km². Plusieurs veines minéralisées en terres rares furent découvertes par Rainbow au cours de ses campagnes de prospection, dans le voisinage des zones délimitées par BGR (1983-1984). Ces nouvelles découvertes ont motivé la société Rainbow à rouvrir l'exploitation du gisement de terres rares de Gakara. Depuis septembre 2017, Gakara produit un minerai de très bonne qualité. Jusqu'au moment de la rédaction de ce manuscrit, le minerai

Introduction Générale

est quasiment extrait d'un seul site, Gasagwe. Cependant, au-delà de la mine de Gasagwe, plusieurs autres sites présentant de bonnes veines de bastnaésite-monazite affleurantes ou sub-affleurantes, de largeurs importantes et de continuités latérales probables, ont été ciblés.

Malgré l'importance économique du gisement de Gakara, les conditions de mise en place de la minéralisation sont moins bien comprises. Aderca (1971) qui a beaucoup travaillé sur le gisement de Gakara (anciennement appelé gisement de la Koronge), a écrit à la page 109 de son ouvrage ceci :

« Le gisement de Gakara actuellement connu ne représente que le chevelu de branches, le tronc de départ, s'il en existe, restant encore à découvrir ».

La recherche de l'origine du gisement de Gakara a toujours été le but de toutes les recherches et les campagnes de prospection. L'objectif principal du présent travail de thèse est ainsi de **contribuer à la compréhension des mécanismes de mise en place de ce gisement** afin de trouver les fils conducteurs pour la recherche des minéralisations sur le site actuellement exploité par Rainbow, et dans la région.

Pour atteindre notre objectif plusieurs travaux ont été réalisés sur le terrain et au laboratoire. Différentes études utilisant les outils de la géologie structurale, de la pétrographie, de la géochronologie, des inclusions fluides et des isotopes stables, ont été réalisées. Les outils utilisés pour faire ces études ne sont pas à portée de main de la société Rainbow ni de l'Université du Burundi mais sont disponibles à l'Université de Rennes 1 (France) et aux Universités associées notamment l'Université de Lorraine (Nancy-France). Ce travail de thèse a donc été réalisé en connexion étroite avec Philippe Boulvais, Yannick Branquet et Marc Poujol (Géosciences Rennes), Vanessa Elongo (stagiaire de Master 2 à Rennes en 2018) encadrée pour le travail sur les inclusions fluides par Marie-Christine Boiron et Michel Cathelineau (GéoRessources Lorraine) à Nancy. Sur le terrain, j'ai travaillé avec Leny Monteil (stagiaire de Rennes en mars 2019) et j'ai pu bénéficier de l'expérience des équipes de Rainbow, en particulier Gilbert Midende, Joël Ntungwanayo, Cesare Morelli et Braam Jankowitz.

6. Organisation du manuscrit de thèse

Outre l'**introduction générale**, ce manuscrit de thèse s'organise en trois parties :

La **première partie** se focalise sur la géologie et la géochronologie des minéralisations en ETR de la région de Gakara. Ce travail est essentiellement basé sur les observations de terrain et sur une étude de composition minéralogique et des textures de différents faciès du minerai, à partir des outils d'observations microscopiques classiques. Des techniques de datation U-Th-Pb in-situ par La-ICP-MS ont été utilisées pour déterminer les âges de la minéralisation et de l'altération hydrothermale y relative. Les âges obtenus ont permis de comprendre la succession des événements minéralisateurs et de conclure sur l'événement tectonique régional déclencheur de la mise en place de la minéralisation. Un article publié en 2018 dans la revue « *Minerals* » présente ces résultats.

La **seconde partie** consiste à la caractérisation des fluides minéralisateurs afin de connaître leur nature et leurs conditions physico-chimiques de mise en place, et donc par la même occasion de savoir si ces fluides présentent une signature carbonatitique ou pas. Une étude détaillée d'inclusions fluides piégés dans les minéraux de terres rares et de la gangue a été réalisée en utilisant des méthodes spécifiques telles que la microthermométrie et la spectroscopie Raman. Une étude des isotopes stables de carbone et d'oxygène a été aussi réalisée par spectrométrie de masse pour donner une indication de plus sur l'origine des fluides minéralisateurs. Un article en cours de préparation pour la revue « *Ore Geology Reviews* » est intégré à cette partie.

La **troisième partie** de ce manuscrit présente une synthèse des données géophysiques et géochimiques acquises par la société Rainbow lors de ses campagnes de prospection. Cette synthèse, que j'ai réalisée à partir de documents internes rédigés en Anglais, est confrontée aux données de la géologie de terrain et permet de mieux comprendre les mécanismes de formation du gisement de Gakara ainsi que de discuter l'identification des zones potentielles de la minéralisation.

La **conclusion générale** synthétise les principales observations et données, et permet d'établir un modèle métallogénique de la minéralisation, comme résultant du dépôt des ETR en conditions hydrothermales dans la croûte supérieure, à partir de fluides exsolvés de magmas vraisemblablement carbonatitiques, fluides ayant ensuite subi une démixtion vapeur à CO₂-saumures. Cette démixtion est probablement le mécanisme de précipitation des minéraux de terres rares. L'implication de fluides environnants, peu salés, possiblement issus de la surface, est suggérée.

PREMIERE PARTIE

GEOLOGIE ET GEOCHRONOLOGIE DES MINERALISATIONS EN ELEMENTS DE TERRES RARES DE LA REGION DE GAKARA

Introduction

Les minéralisations en ETR de la région de Gakara (Burundi) font partie de la province métallogénique de l'Afrique centre-orientale. Elles sont situées dans le horst du Lac Tanganyika, le long de la branche occidentale du rift est-africain. La branche occidentale du rift est-africain est l'hôte de nombreux complexes alcalins d'âges variés y compris le complexe alcalin de la Haute-Ruvubu incluant la carbonatite de Matongo au Burundi (Midende, 1984; Tack et al., 1984; Decrée et al., 2015). Cette branche du rift recoupe la ceinture orogénique kibarienne dont la partie nord-est forme le Supergroupe du Burundi souvent appelé ceinture Karagwe-Ankole (KAB). Les études géologiques régionales, les travaux de recherches et les exploitations minières artisanales ont mis en évidence l'existence dans cette ceinture des minéralisations d'une complexité métallogénique extraordinaire et dont le potentiel minier est variable d'un gisement à l'autre. Parmi ces minéralisations, on distingue l'or (Au), l'étain (Sn), le niobium-tantale ou coltan (Nb-Ta), le tungstène (W), les sulfures métalliques (Cu, Pb, Zn), les minéralisations de Fe, Ti, V, Ni, Cu Co, les métaux du groupe de platine (MGP) ainsi que les minéralisations en éléments de terres rares (ETR) qui font l'objet de cette thèse. Au Burundi, les indices de minéralisations en ETR sont connus dans trois régions soit Matongo, Mpinga et Gakara. Le présent travail se focalise sur les minéralisations en ETR de la région de Gakara. En effet, la région de Gakara héberge plusieurs petits gisements constitués d'un réseau de veines de bastnaésite/monazite dont les teneurs en terres rares légères sont exceptionnellement élevées. Les minéralisations en ETR datées autour de 600 Ma (Nakai et al., 1988; Ntiharirizwa et al., 2018) sont plus jeunes que les lithologies environnantes composées de granitoïdes et métasédiments mis en place au cours de l'orogénèse kibarienne au Mésoprotérozoïque (1400-1000 Ma ; Liégeois et al., 1982; Klerkx et al., 1984; Pohl, 1994; Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012) ainsi que les pegmatites qui les recoupent âgées d'environ 970 Ma (Lehmann et al., 1994).

Dans cette première partie du manuscrit de thèse, je présente d'abord le contexte géologique régional pour mettre en évidence certains paramètres pouvant contribuer à la compréhension de la mise en place de la minéralisation en ETR dans la région de Gakara. Ensuite, je présente l'état de connaissances sur la géologie et la géochronologie du gisement de Gakara. Enfin, un article scientifique contenant une part importante des données géologiques et géochronologiques acquises dans le cadre du présent travail de thèse est inséré en fin de partie.

CHAPITRE 1. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

1.1. Province métallogénique kibarienne

Le Burundi est situé dans la partie nord-est de la Province métallogénique de l'Afrique centre-orientale. La Province métallogénique de l'Afrique centre-orientale est hébergée à l'est d'une grande ceinture orogénique appelée ceinture kibarienne qui s'est formée au Protérozoïque Moyen entre 1400 et 1000 Ma (Pohl, 1994; Tack et al., 2010). Cette ceinture est entourée de deux cratons (paléoprotérozoïque/archéen) : le Craton du Congo à l'ouest et le Craton de la Tanzanie à l'est (Figure 1.1). L'origine de cette ceinture a été interprétée de manière différente par différents chercheurs. Certains chercheurs (exemple Rumvegeri, 1991; Kokonyangi et al., 2001, 2004, 2006; Debruyne et al., 2015) ont interprété la ceinture kibarienne comme étant le résultat de la collision entre les deux cratons qui l'entourent. En revanche, Klerkx et al. (1984, 1987) envisagent une origine intracratonique avec différentes périodes d'extension et de compression, tandis que Fernandez-Alonso et Theunissen (1998) ont formulé l'origine de cette ceinture comme étant une structure de détachement par extension intracratonique, conditionnée par la réactivation par glissement transversal des zones de cisaillement orientées vers le nord-ouest dans le socle paléoprotérozoïque.

La ceinture Mésoprotérozoïque kibarienne est souvent décrite comme une ceinture unique continue (exemple Brinckmann et al., 2001) d'environ 1500 km de long, orientée NE-SW, depuis le Katanga en République démocratique du Congo (RDC), jusqu'au sud-ouest de l'Ouganda (Figure 1.1). Cependant, les études récentes (exemple Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012) ont démontré que cette ceinture se compose de deux segments distincts, séparés par la ceinture Paléoprotérozoïque Rusizien qui s'étend sous le lac Tanganyika et rejoint la ceinture Paléoprotérozoïque d'Ubende au sud-ouest de la Tanzanie (Klerkx et al., 1986; Theunissen, 1988, 1989). Le segment nord ou Karagwe-Ankole Belt (KAB) couvre le Burundi, le Rwanda, le Maniema et le Kivu en RDC et le segment sud ou Kibara Belt (KIB) se trouve au Katanga en RDC (Tack et al., 2010). Les deux segments KAB et KIB sont traités comme deux ceintures mésoprotérozoïques distinctes, mais contemporaines (Tack et al., 2010). Les minéralisations en terres rares de la région de Gakara sont entièrement hébergées par les roches de la ceinture Karagwe-Ankole (Figure 1.1).

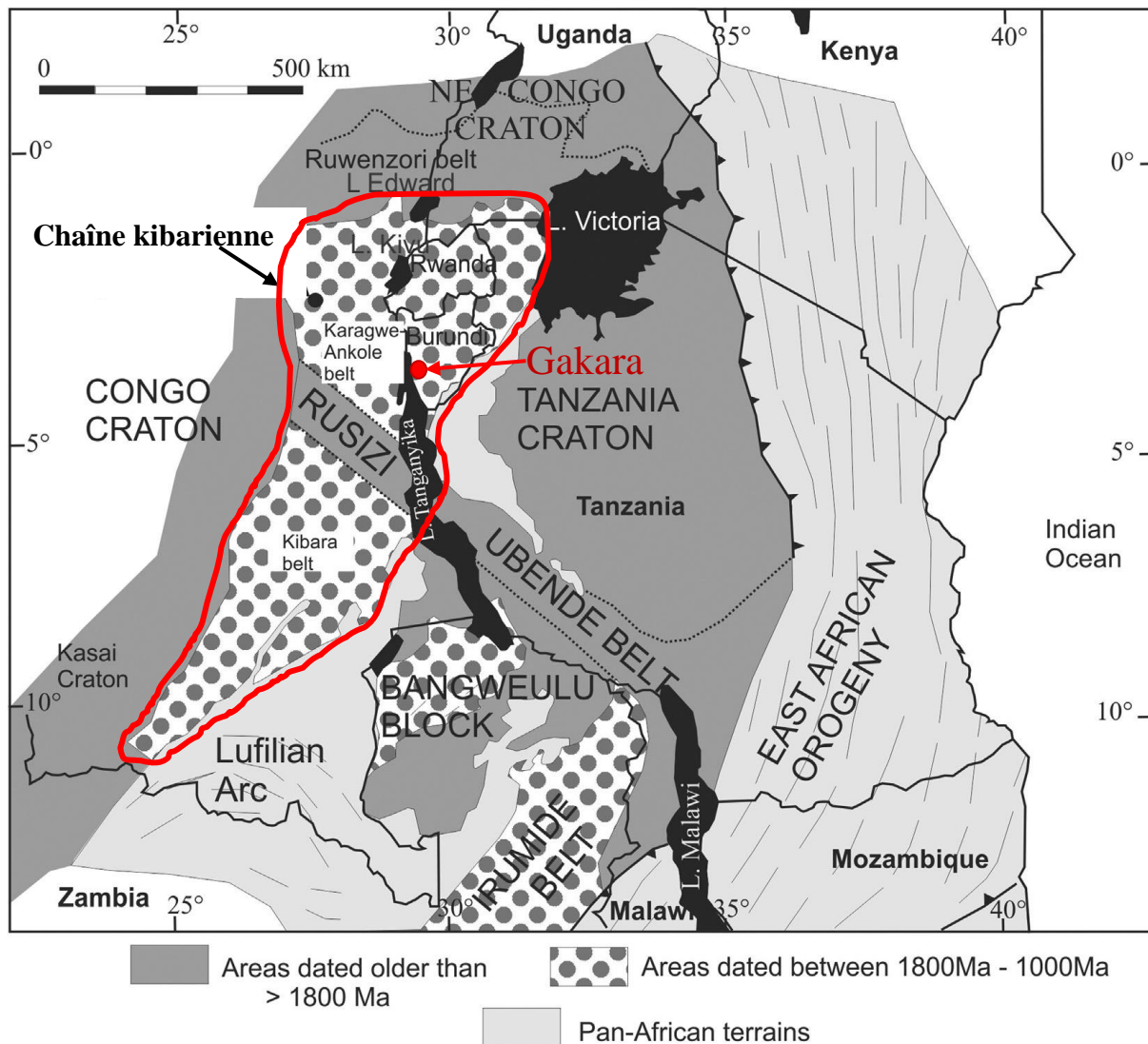


Figure 1.1 : Cadre tectonique régional de la ceinture kibarienne en Afrique centrale, avec indication de la région de Gakara (modifié par Tack et al., 2010 d'après Brinckmann et al., 2001).

La ceinture Karagwe-Ankole (KAB) est caractérisé par deux domaines structurellement contrastés à savoir le domaine Mésoprotérozoïque occidental (WD) et le domaine Néoprotérozoïque oriental (ED) qui sont séparés par l'alignement de complexes stratifiés basiques/ultrabasiques de Kabanga-Musongati (K-M) (Figure 1.2). Le domaine Mésoprotérozoïque WD est constitué de roches métasédimentaires déformées présentant un faciès de schistes verts à amphibolite avec intercalation de roches métavolcaniques subordonnées (Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012). Les roches métasédimentaires sont envahies par de nombreux massifs de granitoïdes de type S dépourvus de minéraux économiques et par des granites spécialisés associés avec des pegmatites riches en métaux rares. Contrairement au domaine Mésoprotérozoïque WD, le domaine

Néoprotérozoïque ED est dépourvu de granitoïdes et de minéralisations (Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012) . Ce domaine est caractérisé par une diminution à la fois de la déformation et du métamorphisme (Tack et al., 1994, 1996). Le complexe plutonique alcalin de la Haute-Ruvubu (URAPC) ainsi que le gisement de terres rares de Gakara sont encaissés par les roches du domaine Mésoprotérozoïque occidental (WD).

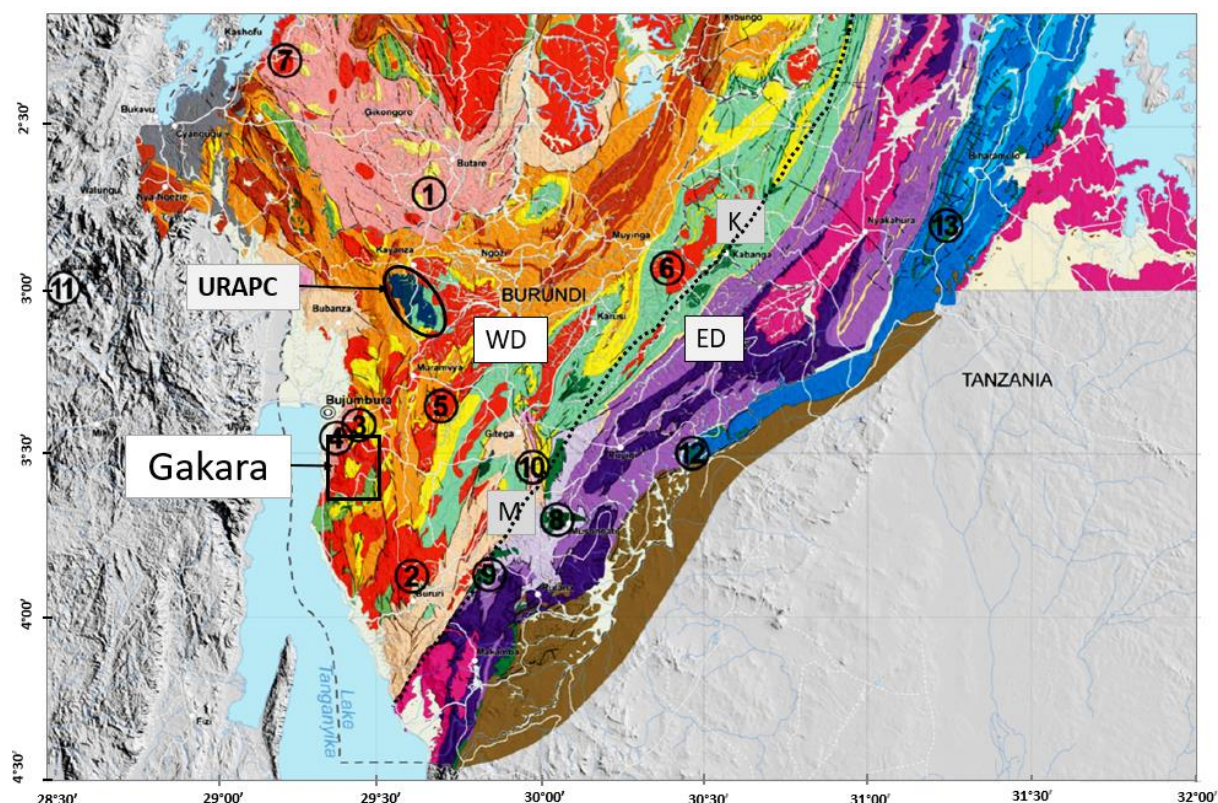


Figure 1.2: Carte géologique du segment KAB (légèrement modifié après Tack et al., 2010). Notez les domaines structuraux WD (Western Domain) séparé de ED (Eastern Domain) par une zone frontière comprenant l’alignement de complexes stratifiés mafiques/ultramafiques de Kabanga-Musongati ; M : massif de Musongati (Burundi) ; K: massif de Kabanga (Tanzanie). URAPC (Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex).

(1) Orthogneiss de la région de Butare, SW Rwanda ; (2) Massif granitique “Gr1” de Rumeza (Burundi); (3) **Massif granitique “Gr2” de Mugere (Burundi)**; (4) **Paragneiss migmatitique de Mugere (Burundi)**; (5) Massif granitique “Gr3” de Kiganda (Burundi) ; (6) Massif granitique de Muramba (Burundi); (7) Massif granitique de Kilimbi-Muzimu (Rwanda); (8) Massif de Norite amphibolitique de Mutanga à Musongati (Burundi) ; (9) Granophyre à Hornblende dans le massif de Rutovu; (10) Massif Granitique “Gr4” de Bukirasazi; (11) Massif Granitique “Gr5” de Kasika (Région d’Itombwe, RDC); (12) Sill doléritique dolérite dans le Groupe Bukoba.

1.2. Caractérisation des séries de granites kibariens

L'ensemble des terrains mésoprotérozoïques de l'Afrique centre-orientale a été longtemps considéré comme un cycle orogénique comprenant plusieurs phases successives de compression-extension espacées sur une longue période de temps, chacune caractérisée par un événement magmatique spécifique. C'est ce que concluent Cahen et al. (1967) quand ils différencient au Katanga (RDC) des granites liés à des phases A, B, C, D et E ; Gérards et Ledent (1970) quand ils différencient au Rwanda des granites G1, G2, G3 et G4, ou encore Klerkx *et al.* (1984, 1987) quand ils différencient au Burundi des granites Gr1, Gr2, Gr3, Gr4 et Gr5. Les analyses géochronologiques sur zircon par la méthode « *Sensitive High Resonance Ion Micro Probe – SHRIMP* », réalisées par Tack et al. (2010), confirment la cristallisation vers 986 Ma des granites tardifs à muscovite seule (Gr5 au Burundi, G4 au Rwanda et E en RDC) et la cristallisation vers 1205 Ma des granites alcalins à feldspath seul (Gr4 au Burundi). Mais ces analyses révèlent que les granites de type S à deux micas (muscovite et biotite) ont tous les trois un même âge de cristallisation, vers 1375 Ma. Ces granites correspondent, au Burundi à Gr1, Gr2 et Gr3 ; au Rwanda à G1, G2 et G3 et en RDC à A, B, C et D. Les granitoïdes de Mugere (Gr2, n°3 sur la Figure 1.2) et les paragneiss migmatitiques de Mugere (n°4 sur la Figure 1.2) qui hébergent le gisement de Gakara ont été datés respectivement à 1379 ± 10 Ma et 1380 ± 12 Ma (U-Pb sur zircon, Tack et al., 2010). Les données géochronologiques (SHRIMP U-Pb sur zircon) pour les échantillons de Mugere sont illustrés à la figure 1.3 (a et b).

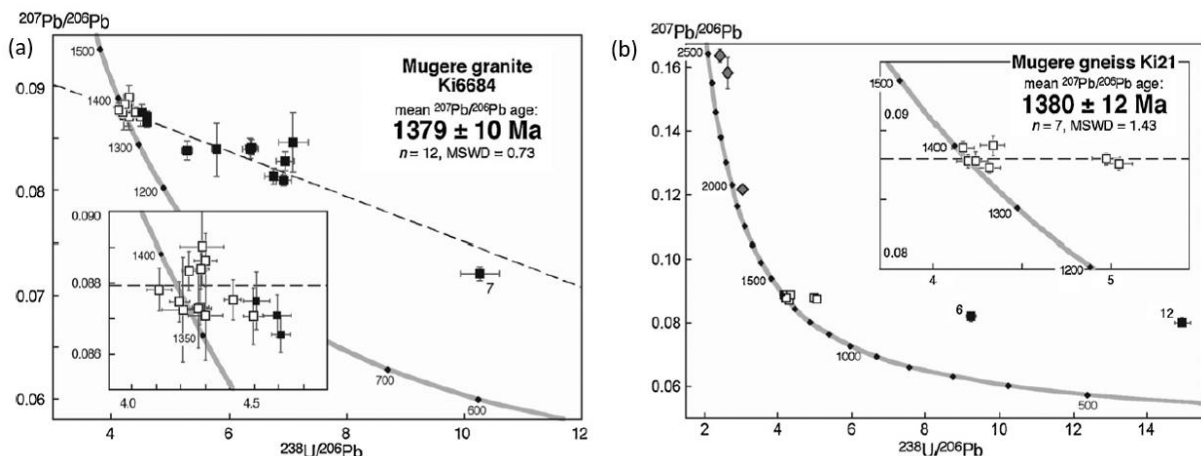


Figure 1.3 : Données analytiques U-Pb pour les zircons (a) des échantillons du granite de Mugere et (b) des échantillons de paragneiss migmatitique de Mugere (d'après Tack et al., 2010).

1.3. Activités tectono-magmatiques dans la ceinture Mésoprotérozoïque kibarienne

L'activité tectono-magmatique dominante (D1) dans la ceinture kibarienne (vers 1375 Ma) a été considérée par Tack et al. (2010) comme un événement anorogénique transtensionnel intraplaque ayant entraîné la formation d'une grande province ignée, avec des intrusions répandues de granites de type S et de roches basiques subordonnées. Les granitoïdes de type S forment de vastes corps en forme de massifs allongés NE-SW et/ou des dômes (Liégeois et al., 1982; Klerkx et al., 1984; Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012). Ces corps granitiques sont généralement porphyriques et présentent des textures d'écoulement et des arrangements parallèles de phénocristaux de feldspath qui sont interprétés comme des tissus magmatiques primaires (Tack et al., 2010). Les roches basiques sont principalement des dolérites ou des gabbros à amphibole à grains grossiers. Le clinopyroxène a été conservé dans certains gabbros présentant des affinités de basaltes de dorsale médio-océanique (MORB) (Nzajibwami, 1987). Au cours de l'événement (D1), une foliation S1 s'est formée dans les métasédiments du Burundi et du Rwanda (Klerkx et al., 1984, 1986; Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012). Des auréoles de métamorphisme de contact apparaissent autour des granites syn-tectoniques à D1, avec une schistosité S1 subparallèle aux plans de stratification S0 (Brinckmann et al., 2001).

L'événement de compression (D2) survenu vers 1,0 Ga dans la ceinture kibarienne a été interprété comme le résultat d'un effet de champ éloigné probablement lié à un événement orogénique global (exemple, formation de la ceinture Irumide au sud, Figure 1.1) lors de l'amalgamation de Rodinia (Johnson et al., 2005, 2007; De Waele et al., 2006; Dewaele et al., 2011). Au cours de cet événement, les roches métasédimentaires du Burundi et du Rwanda ont été déformées, une foliation S2 postérieure à S1 s'est développée (Dewaele et al., 2015). La déformation D2 aurait été facilitée par la réactivation de structures dans le socle paléoprotérozoïque sous-jacent (Theunissen, 1988, 1989). Les granites tardifs souvent appelés granites à étain (Gr5 au Burundi ou G4 au Rwanda) se sont mis en place après la déformation D2. Ils sont associés avec des pegmatites très riches en métaux rares (Nb-Ta, Sn). Ces granites ont été mis en place probablement au cours de la relaxation post-compression (Dewaele et al., 2007, 2011, 2015; Muchez et al., 2015).

Un second événement de compression (D2') a affecté la ceinture kibarienne vers 700 Ma (Liégeois et al., 1982), entraînant une déformation prononcée des structures antérieures orientées N-S (Dewaele et al., 2011). Cette phase tectonique panafricaine a affecté la partie occidentale du Burundi avec une intensité variable et a été interprétée comme liée à l'amalgamation du Gondwana (Tack et al., 2010; Fernandez-Alonso et al., 2012). La mise en place de la plupart des complexes alcalins et de carbonatites le long de la branche ouest du rift est-africain notamment le complexe alcalin de la Haute-Ruvubu (UPAPC, Figure 1.2) a eu lieu probablement au cours de cet événement panafricain (Tack et al., 1984; Nakai et al., 1988; Midende et al., 2014; Decrée et al., 2015). De même, les minéralisations en terres rares de la région de Gakara mises en place vers 600 Ma (Nakai et al., 1988; Ntiharirizwa et al., 2018), s'inscrivent dans la suite de cet événement géodynamique.

1.4. Événement panafricain en Afrique de l'Est

Le terme Panafricain est utilisé pour décrire l'activité tectonique, magmatique et métamorphique du Néoprotérozoïque au Paléozoïque précoce, en particulier pour la croûte qui faisait autrefois partie du Gondwana (Kröner and Stern, 2005). Le Panafricain a été interprété comme un événement tectono-thermique, au cours duquel plusieurs ceintures mobiles se sont formées autour des anciens cratons (Kröner and Stern, 2005). Cet événement a été reconnu comme constituant la partie finale d'un cycle orogénique, conduisant à des ceintures orogéniques actuellement interprétées comme résultant de la fusion des domaines continentaux pendant une période allant environ de 870 à 550 Ma (Kröner and Stern, 2005). En raison de son immense étendue géographique et temporelle, le Panafricain ne peut être un orogène unique, mais doit être considéré comme un cycle orogénique prolongé (Kröner and Stern, 2005). La ceinture mobile du Mozambique orientée N-S est la plus récente des ceintures panafricaines de l'Afrique de l'Est. Elle s'étend de l'Éthiopie, du Kenya et de la Somalie à la Tanzanie au nord, en passant par la Tanzanie jusqu'au sud du Mozambique (Bumby and Guiraud, 2005). La mise en place des minéralisations en Éléments de Terres Rares dans la région de Gakara a probablement eu lieu en marge d'un événement collisionnel dans la ceinture panafricaine, probablement dans un contexte d'extension conduisant à la réactivation d'anciennes structures du rift est-africain.

1.5. Magmatisme alcalin de la région du rift est-africain

Environ 40% des occurrences de complexes alcalins et des carbonatites connues dans le monde se trouvent en Afrique (Woolley, 2001 ; Figure 1.4A). Leurs âges vont de 2 Ga (Phalaborwa, Afrique du Sud) à nos jours (Oldoinyo Lengai, Tanzanie), avec deux pics d'abondance au Paléozoïque inférieur et au Crétacé (Tack et al., 1984; Kampunzu et al., 1985a). La moitié des carbonatites africaines sont associées spatialement au rift est-africain (Woolley, 2001). En Afrique centrale, une vingtaine de massifs plutoniques alcalins ont été identifiés (Tack et al., 1984; Kampunzu et al., 1985a, 1997) sur une distance d'environ 1 700 km le long de la branche occidentale du rift est-africain (Figure 1.4B). Parmi ces massifs, la carbonatite de Matongo fait partie du complexe plutonique alcalin de la haute Ruvubu (URAPC) au Burundi. Cette carbonatite n'est pas affleurante, elle a été découverte par sondage dans les années 1980 (Midende, 1984; Tack et al., 1984).

Le complexe plutonique alcalin de la Haute Ruvubu est une intrusion Néoproterozoïque mise en place dans les roches kibarienes du Mésoprotérozoïque. Trois unités ont été distingués dans ce complexe (Midende, 1984; Tack et al., 1984; Midende et al., 2014; Decrée et al., 2015, 2016): 1) l'unité la plus ancienne externe composée d'une association de gabbros à olivine, de diorites, de syénites quartzifères ainsi que de granites; 2) un noyau plus jeune de syénites feldspathoïdales; 3) un corps carbonatitique qui n'affleure pas mais qui a été échantillonné par carotte de sondage. Ce corps présente une série magmatique classique, avec une suite de calciocarbonatite-ferrocarbonatite-fenite (Midende, 1984).

La totalité du complexe alcalin de la Haute Ruvubu a été datée entre 760 et 690 Ma (Tack et al., 1984; Van den Haute, 1986; Demaiffe, 2008). Son emplacement a été liée à un événement de réactivation linéaire intraplaque (Tack et al., 1996), qui a marqué la rupture du supercontinent de Rodinia (Kampunzu et al., 1997). La relation avec la rupture de Rodinia a déjà été évoquée pour d'autres massifs alcalins Néoprotérozoïque de la région, par exemple le complexe de Lueshe en RDC (Maravic and Morteani, 1980; Kampunzu et al., 1985b; Maravic et al., 1989; Kramm et al., 1997).

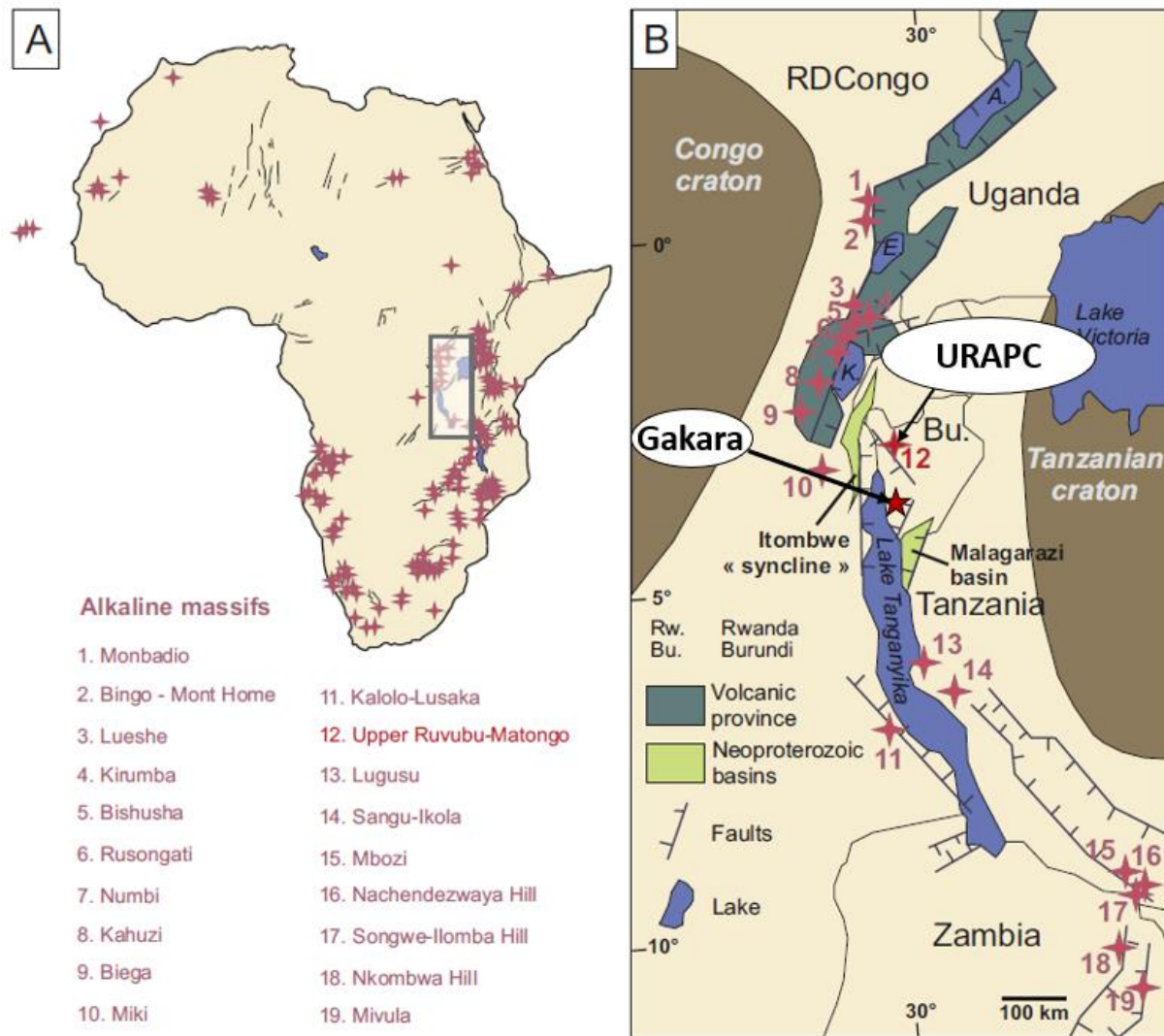


Figure 1.4: (A) Occurrences des massifs alcalins en Afrique (Woolley, 2001), (B) magmatisme alcalin le long de la branche ouest du système de rift est-africain (modifié après Tack et al., 1984; Midende et al., 2014).

1.6. Les grands ensembles géologiques du Burundi

Outre les dépôts alluvionnaires du Cénozoïque, le Burundi est composé de trois grands ensembles géologiques se superposant : l'Archéen, le Mézoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque (Tableau 1.1, Figure 1.5).

1) le socle archéen/paléoprotérozoïque (plus ancien que 2500 Ma) est formé par de complexes migmatitiques et gneissiques de faciès amphibolite profond (DemaiFFE -Teunissen, 1979) ;

2) le Mézoprotérozoïque occupe une grande partie du territoire et correspond à la ceinture orogénique Kibarienne. Dans le domaine occidental (WD), le Mézoprotérozoïque forme le

Supergroupe de Kanyaru subdivisé en trois groupes à savoir le Groupe Inférieur, le Groupe Moyen et le Groupe Supérieur.

Le Groupe Inférieur affleure essentiellement dans la partie est du Burundi. Il atteint une épaisseur maximale de plus de 1000 mètres et il se caractérise par les roches sédimentaires à dominance pélitique, avec des intercalations de quartzites, grès et siltites (Pohl, 1994). Les bandes de tufs felsiques datées de 1350 Ma sont localement interstratifiées avec les roches sédimentaires (Klerkx et al., 1987). Des stromatolithes silicifiés et des conglomérats fluviaux, recouvrant l'ancien socle, ont également été identifiés le long d'une discordance angulaire de la ceinture Kibarienne, à l'est du Burundi (Van Straaten, 1984). Ces conglomérats contiennent des fragments de quartz bien arrondis et de roches du substratum plus résistantes. Certains des quartzites persistent sur des zones très larges et forment des horizons marqueurs régionaux, tandis que d'autres sont lenticulaires et d'extension plutôt locale. Les carbonates sont très rares (Pohl, 1994).

Le Groupe Moyen est caractérisé par des roches métasédimentaires composées de roches clastiques arénacées avec une légère couleur rougeâtre par rapport aux séquences sous-jacentes. Un niveau marqueur, composé de bandes (environ 1000 mètres d'épaisseur) à grains fins et occasionnellement de quartzites conglomératiques blanc à rosé, est pris comme la base du Groupe moyen (Klerkx et al., 1987). Dans le Groupe Moyen, des granites de type S à 2 micas (Gr1, Gr2 et Gr3) et des roches (ultra) basiques subordonnées (1375Ma) recourent les roches métasédimentaires (Tack et al., 1994). Le complexe alcalin de la Haute Ruvubu (URAPC) et les minéralisations en terres rares de la région de Gakara recourent les roches métasédimentaires et les granitoïdes appartenant au Groupe Moyen.

Le Groupe Supérieur apparaît uniquement dans les structures synclinales majeures. Ses unités inférieures se composent de roches sédimentaires clastiques plutôt immatures avec une discordance angulaire marquée, à leur base, par des conglomérats polymictiques grossiers à galets de quartz et de roches du socle sous-jacent (Pohl, 1994). Les quartzites sont fréquemment ferrugineux et rougeâtres ou de couleur grise prédominante. Vers le sommet du Groupe Supérieur, des grès blanchâtres à grains fins et des schistes avec cherts laminés apparaissent (Baudet et al., 1988).

3) le Malagarazien (l'équivalent du Panafricain), est formé de terrains sédimentaires peu métamorphiques et peu déformés. Ces terrains affleurent dans la partie est du Burundi avec l'allure générale des structures orientée NE - SW (Figure 1.5).

Première partie

		Lithostratigraphie				Magmatisme	Chronologie des événements	
		Domaine de l'Ouest		Domaine de l'Est				
Cénozoïque	Cénozoïque indifférencié (C)	Ho	Alluvions de fonds des vallées et des basses terrasses					
		Ps - Pm	Dépôts sableux rouges de piedmonts (Ps) - Formations fluvio-lacustres (Pm)			Laves tholéitiques et alcalines	8-6 Ma	
Néoproterozoïque			Supergroupe de la Malagarazi				Amalgamation Gondwana (+-550 Ma)	
			Formation				Veines et fillons d'Or	
			Groupe de Kibago (Kb)	Kibago			Veines et fillons de Terres Rares	
			Groupe de Mosso (Mo)	Bugongo Kabuye Shaka			Syénites à Quartz	740 Ma
		Groupe de Mutsindozi (Ms)	Musasa Nyakabo Nyaganza Cunda			Syénites foliaires		
Mésoproterozoïque	Supergroupe de Kanyaru		Supergroupe de Kagera				Amalgamation Rodinia (+-1000 Ma)	
			Bassin de l'Ouest		Bassin de l'Est		Leucogranites et pégmaites à Sn-Ta-W-Au	
	Groupe Supérieur	Formations quartzitiques (Ka)	Kamaramagambo Tonga Vumasi Muyogoro Gisha Mikoko Rugendo Mabayi Sagahanga					
	Groupe Moyen	Formations schisteuses (Ng)	Nyabihanga Nyagisozi Nyagisumo Ngozi Butahana Murwi Rushubi Muyebe Murago				Granites alcalins	1205 Ma
		Formations quartzitiques (My)	Groupe de Muyaga		Formations schisteuses (Ky)		Kavumwe Kisuru	
		Formations quartzitiques (Mv)						
		Formations schisteuses (Rv)	Groupe de Bukoba		Formations quartzitiques (Kv)			
		Formations schisteuses (Mv)						
		Formation quartzitique (Mr)	Muremera				Zircons détritiques	1420 Ma
							Volcanites acides	1780 Ma
Archéen		Complexes granito-gneissiques de Mugeru (Ma) et de Gikuka (Gk)				>2500 Ma		

Tableau 1.1 : Les ensembles lithostratigraphiques du Burundi (source : Musé Royal de l'Afrique Centrale, MRAC, Belgique en collaboration avec le Ministère de l'Hydraulique, de l'Energie et des Mines du Burundi).

Première partie

CHAPITRE 2. ETAT DE CONNAISSANCES SUR LE GISEMENT DE GAKARA

2.1. Géologie locale

La géologie locale de la région de Gakara a été décrite sur base du levé effectué en septembre 1968 par les géologues Ramelot et Lambeau du Service des Mines du Burundi. Aderca y a ajouté les données de terrain qu'il a récoltées lors des visites effectuées au Burundi en 1966, 1967 et 1968. Les données issues de tous ces travaux ont été synthétisées dans les rapports internes du Ministère de l'Hydraulique, de l'Energie et des Mines du Burundi. Nos propres observations, réalisées au cours de missions en octobre 2017 et en février 2018 sont intégrées, et synthétisées dans l'article Ntiharirizwa et al. (2018), présenté à la fin de ce chapitre dans sa forme publiée à la revue *Minerals*.

Malgré la rareté des affleurements due à l'épaisseur considérable des terrains superficiels d'altération qui rend difficile la lecture de la géologie, les chercheurs précédemment cités (Ramelot, Lambeau et Aderca) ont pu distinguer quatre niveaux lithostratigraphiques appartenant au Groupe Moyen du Mésoprotérozoïque Kibarien (cf section 1.6). De haut en bas il y a :

1. **Des schistes** métamorphiques bariolés, tendres, très altérés dans la partie NE de l'ancienne carrière de Gakara, où leur attitude est N-20°-W/85°N ;
2. **Un niveau quartzitique** d'une trentaine de mètres d'épaisseur bien visible dans l'ancienne carrière de Gakara où son attitude est N-26°-E/82°SE, se dirige ensuite vers les chutes de la rivière Karonge, puis se courbe fortement vers le nord. Le niveau entièrement formé de gros bancs de quartzite blanc massif, renferme de petits bancs de schistes siliceux et des intercalations de micaschistes muscovitiques en plus de gros bancs de quartzite blanc muscovitique lité, aux chutes de la rivière Karonge ;
3. **Des gneiss ocellés à deux micas**, probablement des orthogneiss d'après Ramelot et Lambeau. Cette roche est extrêmement altérée dans la partie SW de l'ancienne carrière de Gakara ;
4. **Des micaschistes** occupant la partie centrale d'une structure anticlinale et particulièrement bien exposés dans l'ancienne carrière de Rusutama. Ces roches sont

très altérées de façon que l'on peut y tailler des gradins manuellement à la pelle. La texture est finement zonée, rouge et blanc. La teinte générale est rouge là où il n'y a pas de minéralisation et jaune dans les parties minéralisées. La direction générale est N-10 à 15°-E/70° W. Les micaschistes de Rusutama sont, par ailleurs, fort semblables aux schistes bariolés de la carrière Gakara.

Kiraranganya (1984) ajoute que ces quatre formations sont recoupées par un grand nombre de lentilles de pegmatites granitiques (à feldspath, quartz, muscovite et biotite), très souvent altérées avec une direction générale N-10°E/70°W. De nombreuses roches basiques, très souvent altérées, sans être bien définies par rapport à la direction générale des couches sont également présentes dans notre zone d'étude.

2.2. La minéralisation est contrôlée structuralement

La minéralisation des terres rares de Gakara a été depuis longtemps considérée comme relevant d'un contrôle tectonique (Thoreau et al., 1958; Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977a). A l'origine, Thoreau et al. (1958) avaient laissé penser qu'elle pouvait être contrôlée par la présence de grands bancs de quartzite offrant un milieu plus compétent pour sa mise en place. Par la suite l'idée s'est faite jour, et le levé géologique effectué par Ramelot et Lambeau (1968) a montré qu'elle est plutôt associée à l'existence de grandes zones de fracturation parallèles, orientées sensiblement NE- SW, zones intéressant les roches de toutes natures qui forment le soubassement de la région. Dans la notice explicative de leur levé, Ramelot et Lambeau (1968) donnent les indications suivantes :

Un important banc de quartzite, observable depuis la carrière de Gakara, souligne une large structure anticlinale s'ennoyant vers l'Est. Au-dessus de ce banc de quartzite, apparaissent des paquets de schistes métamorphiques dans un fond gneissique. Ces schistes, bien observables dans la carrière de Rusutama, montrent une intense fracturation à laquelle est liée la minéralisation.

Dans la carrière principale de Gakara le contact quartzite-gneiss est souligné par une fracture importante, minéralisée, dont des ramifications s'étendent dans les deux épontes. La carrière de Bigugo, comme celles de Nyabigati nord et sud, ne montrent que des gneiss fracturés. La rareté des affleurements observables en dehors de ces carrières ne permettait

malheureusement pas alors d'établir une corrélation précise ni de relier entre eux les accidents tectoniques observés (Kiraranganya, 1984).

Dans la publication de Thoreau et al. (1958), la disposition des fractures principales et du réseau filonien dans la grande carrière de Gakara a été décrite. Le niveau inférieur se trouvait, à l'époque du levé, à 1964,50 m d'altitude. Depuis lors, Aderca et Van Tassel (1971) ont confirmé la disposition faillée et l'ont interprétée comme un décollement entre le niveau quartzitique rigide et les schistes et les gneiss l'encaissant. Trois galeries de recherches, C4 et C5 au niveau 1964,50 m et C6 au niveau 1975 m, ont permis de préciser la position de la zone faillée et ainsi mieux fixer l'extension de la déformation. La galerie C4 débute à la limite sud des quartzites, où l'on observe une brèche minéralisée, parcourt sur une trentaine de mètres des schistes gneissiques, puis s'incurve pour pénétrer et traverser le niveau quartzitique perpendiculairement à sa direction générale ; cette disposition laisse penser à une réfraction de la fracturation au contact schistes-quartzites. Les schistes gneissiques renferment un stockwerk très complexe de veines de bastnaésite parfois pure ainsi que des poches de quartz à structure bréchifiée, certaines assez grandes, également minéralisées. Le niveau quartzitique, à sa partie nord, comporte un horizon de schistes siliceux blancs fortement déformé, avec une minéralisation très irrégulièrement distribuée. La galerie C5, symétrique de C4 à l'ouest du niveau 1964,50 m, a parcouru une zone excessivement déformée. Dans la tranchée d'accès au niveau 1945 m (Figure 1.6), se trouve un gneiss porphyroïde très altéré, contenant sur 30 m de longueur neuf veines de bastnaésite.

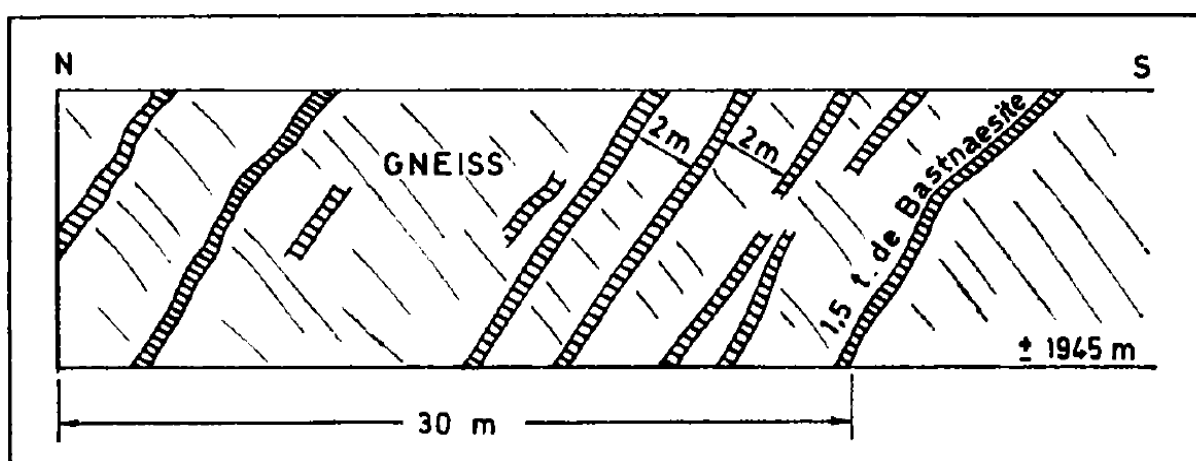


Figure 1.6: Veines de bastnaésite recoupant le gneiss, carrière de Kasenyi (Aderca et Van Tassel, 1971)

Enfin, une galerie de recherche a été creusée au niveau 1939,76 m. Elle parcourait sur 60 m de longueur, des gneiss contenant un banc quartzitique de 0,60 m d'épaisseur, avec minces

intercalations schisteuses finement litées (Figure 1.7). Au front d'avancement, le gneiss était parfaitement frais. Au centre d'un des gradins de la carrière de Rusutama (Figure 1.8), une masse de schistes altérés jaunes et rouges, broyés a été observée par Aderca et Van Tassel (1971), formant une zone de faille sur environ 50 m de largeur, et y renfermant un stockwerk très irrégulier de veines de bastnaésite.

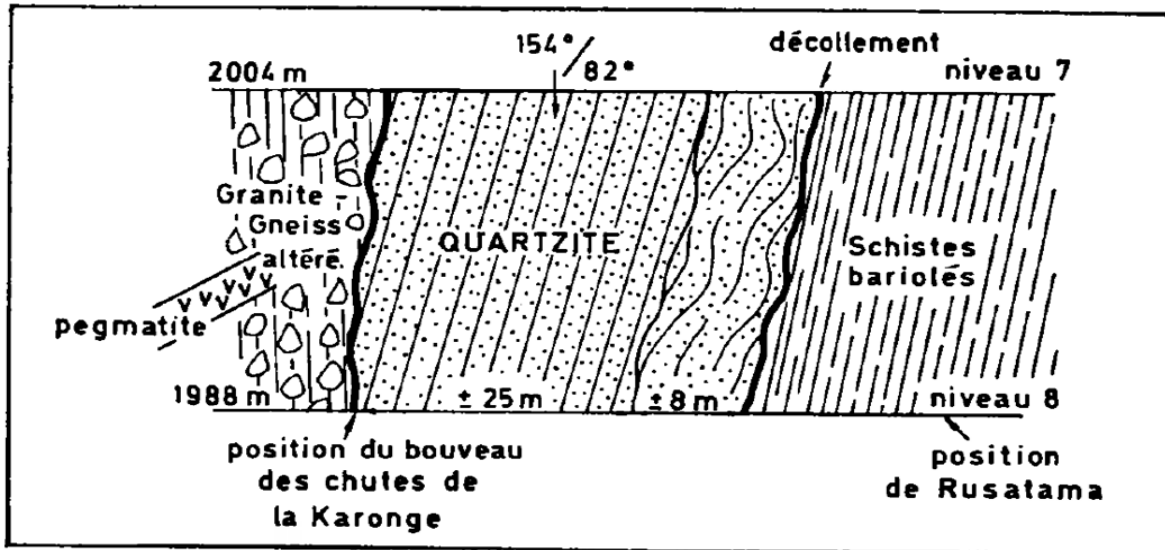


Figure 1.7: Roches encaissantes de la minéralisation, carrière de Gakara (Aderca et Van Tassel, 1971)

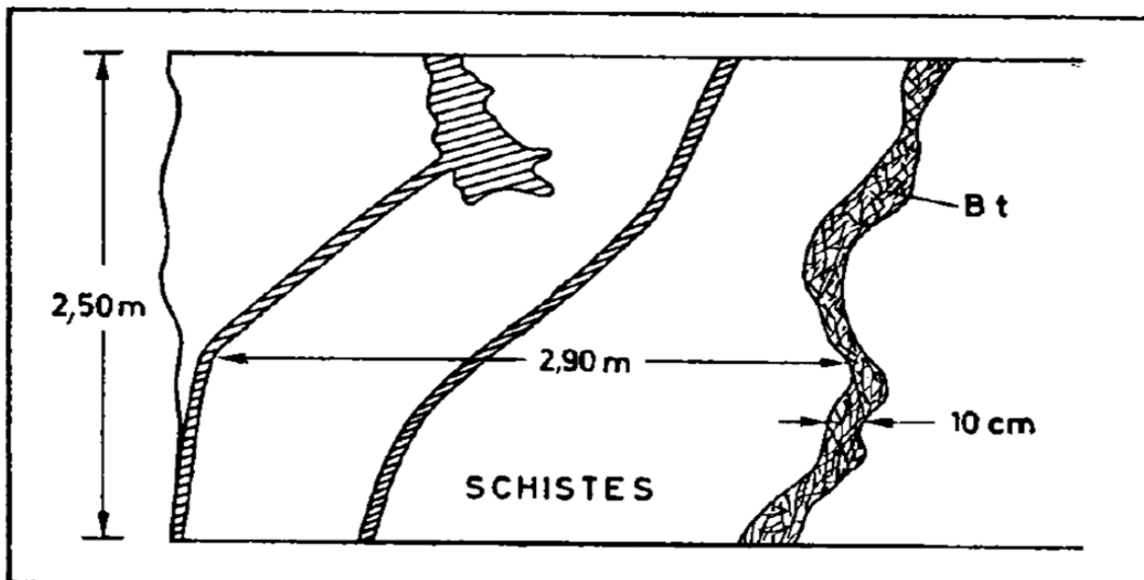


Figure 1.8: Veines de bastnaésite au centre d'un gradin de Rusutama (Aderca et Van Tassel, 1971)

Les veines minéralisées de Bigugo sont encaissées dans des orthogneiss (Figure 1.9) très fortement altérés, mais gardant parfaitement la structure de la roche (Aderca and Van Tassel, 1971). Le réseau filonien se dispose suivant deux directions principales : l'une (N18°E/55°W)

est celle de la foliation du gneiss ; l'autre (N340°W/85°E) est fortement inclinée sur celui-ci (Aderca and Van Tassel, 1971). Les veines sont de petite dimension (2 à 15 cm d'épaisseur); leur remplissage est de teinte verte, parcouru par des zones irrégulières ferrugineuses et leurs salbandes (surface latérale du filon) sont fortement imprégnées de matières ferrugineuses (Aderca and Van Tassel, 1971).

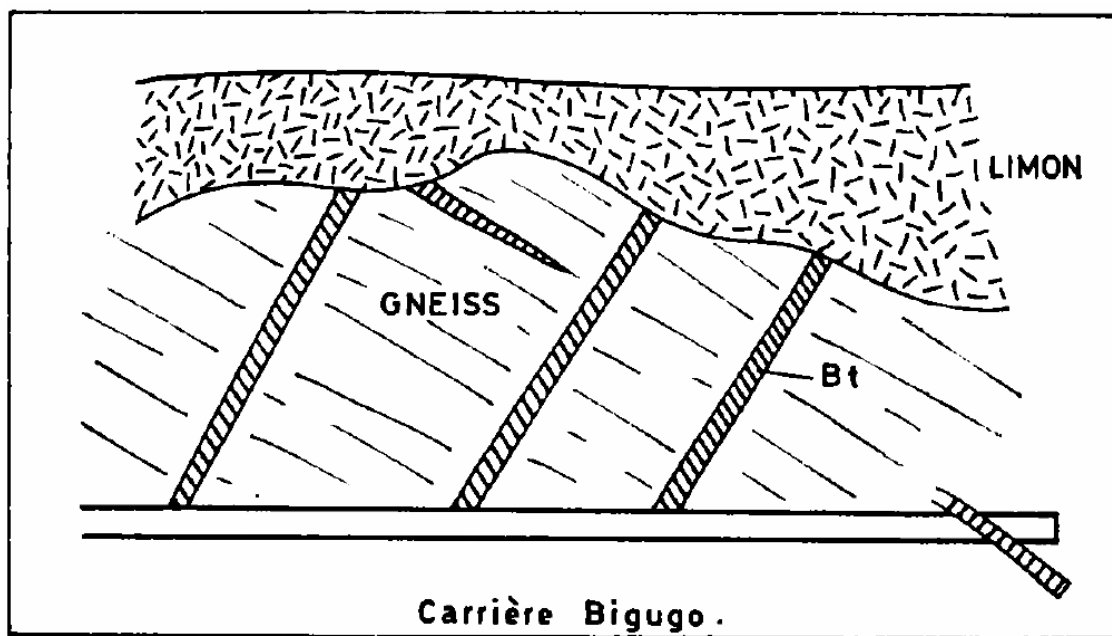


Figure 1.9: Filon de bastnaésite dans la carrière de Bigugo (Aderca et Van Tassel, 1971)

2.3. Minéralisation

Thoreau (1958) a reconnu dans le massif de roches dures quartzitiques de la formation de Karinzi (Groupe Moyen Mézoproterozoïque), l'existence de 3 zones minéralisées, étroites et de petite longueur, dirigées au N-W. Au sein de ces zones s'observent des veines, ou veinules minéralisées en terres rares, d'épaisseur très variables (2 ou 3 cm, à plusieurs dm) et peu continues. La majorité de ces veines s'orientent elles-mêmes au N-W, mais quelques-unes suivent les bancs de terrain vers le N-E. En outre, se manifestent de très nombreux filons de quartz stériles. La bastnaésite peut occuper seule la veine, ou bien s'accrole dans la veine à un filon de quartz mais, en des points où la minéralisation prend plus d'ampleur, s'observe un type différent de minerai d'aspect bréchiforme. La bastnaésite y constitue des fragments anguleux, qu'englobe une matrice fine de teint clair. Aux épontes des veines, la roche quartzitique est, à plusieurs endroits, abondamment ponctuée de pyrite.

2.3.1. Minerai et minéralogie de la minéralisation

Macroscopiquement, plusieurs faciès de minerai de terres rares ont été observés sur différents sites de la région de Gakara. Selon le degré d'altération monazitique, on peut trouver différents types variant du minerai de bastnaésite pur (Figure 1.10 a) à un minerai de monazite presque pur (Figure 1.10 c), et des minerais intermédiaires contenant des proportions variables de bastnaésite et de monazite. Le minerai varie donc de spécimens massifs à gros cristaux de couleur miel à des spécimens franchement verts, ou bruns et rouges quand la part de la matière ferrugineuse devient également importante. Sur certains sites (exemple Gasagwe), le minerai se présente sous forme de brèche avec des clastes de bastnaésite cimentés par une matrice très fine jaune verdâtre (Figure 1.10 b).



Figure 1.10: Quelques exemples de minerais de Gakara : a) Minerai de bastnaésite non altérée (Kivungwe); b) Brèche avec des clastes de bastnaésite dans une matrice fine (Gasarwe); 3) Minerai fortement monazitisée (Gasarwe).

Au microscope, le minerai massif présente une structure tabulaire massive pratiquement monominérale de bastnaésite à gros grains (0,5 à 2 cm). L'empilement de cristaux de bastnaésite est souvent parallèle et régulier (Figure 1.11 a). Par endroit, les cristaux de bastnaésite se courbent ou se divisent en lattes se disposant sous divers angles (Figure 1.11 b). Ceci crée des vides qui sont soit remplis du quartz ou restant partiellement inoccupés et formant de géodes soulignées par un lit brun foncé de goethite.

Dans certains échantillons, on observe que les gros cristaux de bastnaésite sont souvent envahis par des minéraux de couleur vert clair très finement cristallisée qui ont été identifiées comme étant de la monazite (Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977; Ntiharirizwa et al., 2018). Cet envahissement utilise souvent les plans de clivage et la microfracturation de la bastnaésite (Figure 1.12).

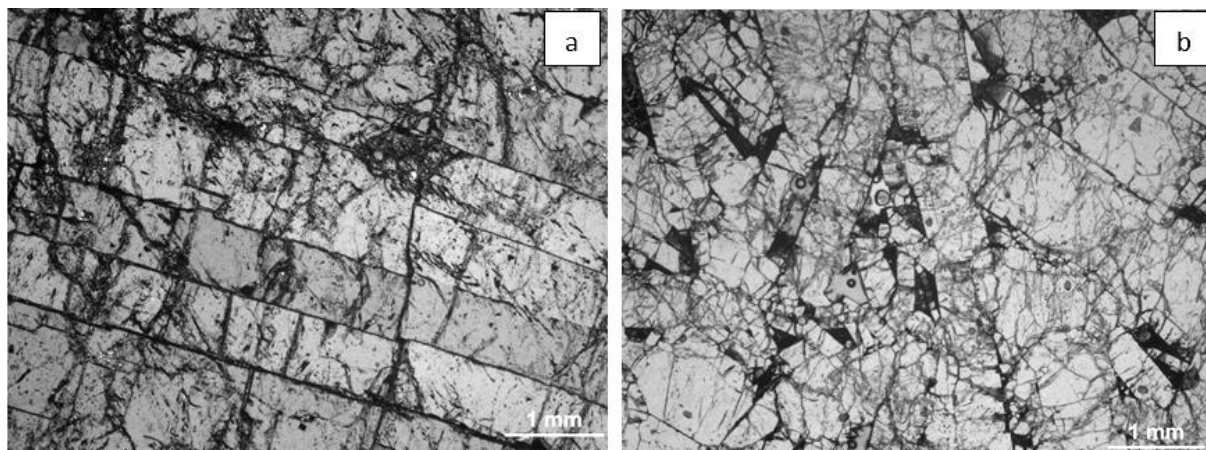


Figure 1.11: Microphotographies illustrant le minerais massif de bastnaésite (échantillons du site Kivungwe): (a) Minerai de bastnaésite avec des cristaux parallèles, b) Minerai de bastnaésite avec des cristaux déformés irréguliers.

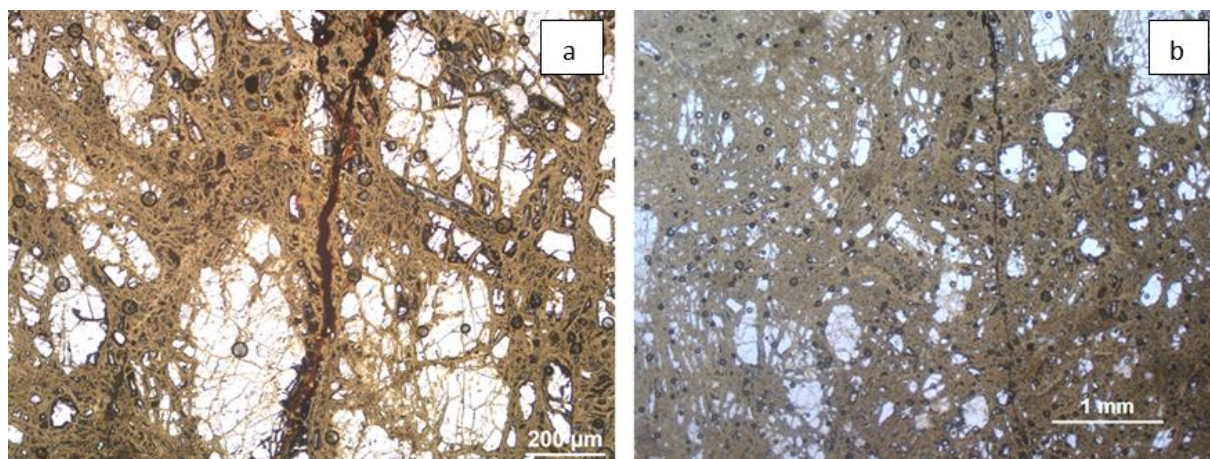


Figure 1.12: Microphotographie illustrant l’envahissement de la bastnaésite par la monazite à travers les microfractures (échantillons de Gasagwe).

Le minerais bréchiforme est constitué de fragments anguleux de bastnaésite (Figure 1.13) ayant des dimensions très variables, englobés dans une matrice finement grenue de quartz et de barytine (Aderca and Van Tassel, 1971; Kiraranganya, 1984). En plus du quartz, de la goethite et de la barytine, des cristaux de pyrite, galène et molybdénite ont été identifiés dans la gangue du minerais de Gakara (Aderca and Van Tassel, 1971). Van Wambeke (1977) a aussi identifié dans le minerais altéré la rhabdophane (phosphate hydraté d’ETR), minéral à structure aciculaire.

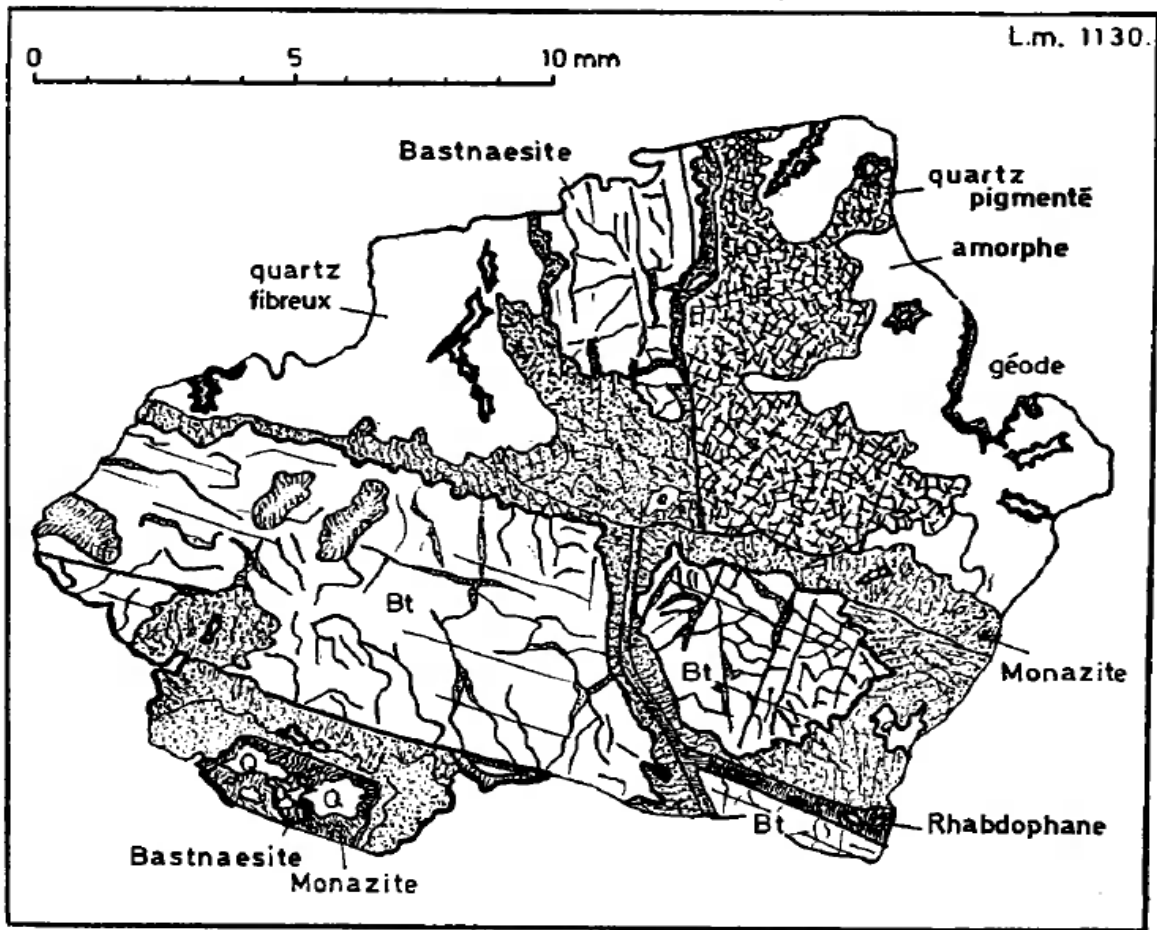


Figure 1.13 : Représentation schématique de quelques minéraux identifiés dans le gisement de Gakara (Aderca et Van Tassel, 1971).

2.3.2. Séquence paragénétique de la minéralisation

La séquence paragénétique de la minéralisation en éléments de terres rares de Gakara dérive de l'œuvre fait par Aderca et Van Tassel (1971) complétée par Van Wambeke (1977) et nous-mêmes (Ntiharirzwa et al., 2018). La minéralisation commence par le dépôt de bastnaésite et se termine par la formation de rhabdophane-La tel qu'illustré sur la figure 1.14. Dans la paragénèse minérale, le quartz cristallise généralement plus tard que les simples carbonates et son contenu varie beaucoup d'un gisement à l'autre. Selon Van Wambeke (1964), Aderca et Van Tassel (1971) la succession des phases ayant conduit à la formation du gisement de terres rares de Gakara peut être décrite comme suit :

- 1) **Période de tectonisation** : formation d'un réseau de fractures.
- 2) **1^{ère} Période de minéralisation** : circulation de fluides minéralisateurs à travers le réseau de fractures et dépôt dans celles-ci d'un minerai massif comportant, dans l'ordre

de dépôt : bastnaésite, biotite, sulfures (galène, pyrite et), barytine, quartz, calcite (?), oxydes de fer.

- 3) **Période dynamique subséquente** : les fractures, jouant à nouveau, les dépôts initiaux sont écrasés ; c'est ainsi que se constitue le minerai bréchiforme.
- 4) **2^{ème} Période de « remaniement » de la minéralisation** : introduction de phosphate ; la bastnaésite est substituée par la monazite à partir des voies de pénétration facile : clivage et microfractures ; là où la bastnaésite est englobée dans une gangue ferrugineuse, elle est préservée de l'attaque par les solutions apportant le phosphore.

Aucune donnée d'observation ne leur a permis de préjuger de la forme initiale de la gangue ferrugineuse (carbonates de fer ?). En lame mince, nous avons vu des losanges suspects de l'ankérite.

- 5) **3^{ème} Période de minéralisation** caractérisée par un apport régional de silice, la silicification s'exerçant principalement au dépens de la barytine (et peut-être de la calcite), des gangues filoniennes, mais aussi au dépens des feldspaths des gneiss et, par endroits, de la bastnaésite et de la biotite (Ntiharizwa et al., 2018).
- 6) **Période tardive caractérisée par des phosphates hydratés de terres rares**, des minerais de fer secondaires et des barytines secondaires.

Les phosphates tardifs ont été aussi observés dans le complexe alcalin de la Haute-Ruvubu (URAPC) comprenant la carbonatite de Matongo (Decrée et al., 2016). En effet, le corps intrusif de la carbonatite de Matongo est recouvert par un gisement de minerai de phosphate économique présent sous forme de lentilles de brèche. Le minerai présente des signes d'enrichissement supergène mais préserve également les textures liées à la concentration de fluorapatite dans le système carbonatitique. La fluorapatite magmatique est abondante dans le minerai et se présente généralement sous forme d'agrégats de taille millimétrique. Il est enrichi en terres rares légères, ce qui est particulièrement apparent, d'après Decrée et al. (2016), dans la dernière génération de fluorapatite magmatique.

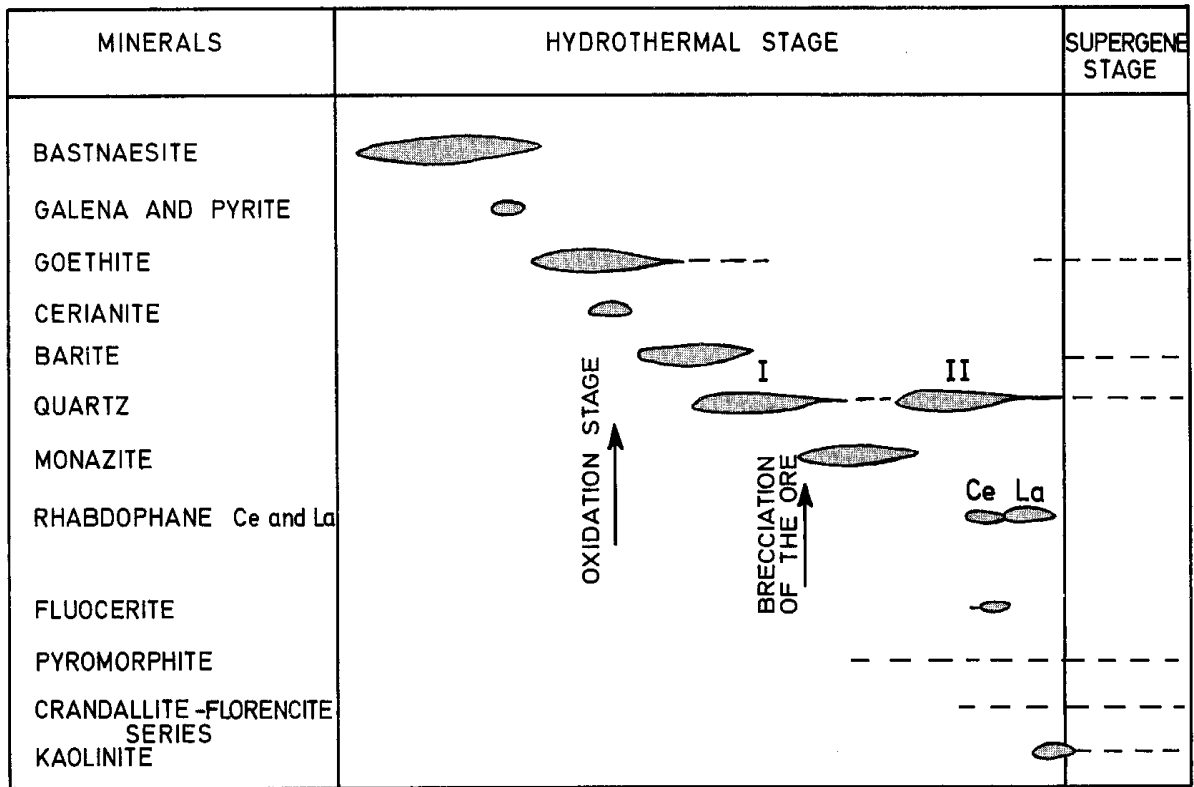


Figure 1.14: Séquence paragenétique du gisement de Gakara (Van Wambeke, 1977)

2.3.3. Age de la minéralisation

Le géochronomètre La-Ba a été appliqué pour la première fois à la bastnaésite de Gakara par Nakai et al. (1988). L'âge de formation de 586,8 Ma pour les bastnaésites de Gakara, a été déterminé avec une précision de $\pm 3,7$ Ma. L'analyse a été faite sur quatre grains de bastnaésite ; les résultats sont reproduits dans le tableau 1.2 et la figure 1.15. L'échantillon K2 est composé de bastnaésite et de monazite microcristalline, qui est considérée comme un produit d'altération. Le point pour K2 s'écarte d'une ligne formée par les trois échantillons de bastnaésite "purs", K1, N1, et N2 à cause de l'altération de la bastnaésite en monazite. Lorsque l'ajustement par moindres carrés (York, 1969) est appliqué aux trois bastnaésites primaires, l'isochrone indique un âge panafricain de $548,5 \pm 3,4$ Ma. Cet âge est beaucoup plus jeune que celui de la pegmatite environnante (969 ± 8 Ma, Figure 1.16), ce qui indique que le gisement de Gakara ne peut pas être dérivé de la pegmatite (Lehmann et al., 1994).

Bastnaesite	
K1	583.3 ± 49.9 Ma
N1	586.4 ± 4.0 Ma
N2	579.3 ± 12.6 Ma
Bastnaesite-monazite (about 1:1)	
K2	524.9 ± 18.3 Ma

Note: Each respective error was evaluated by taking into account the precision of La/Ba abundance ratio and that of Ba isotopic ratio.

Tableau 1.2: Données isotopique $^{138}\text{La}/^{137}\text{Ba}$ pour le minerai de bastnaésite-monazite de Gakara (Nakai et al., 1988)

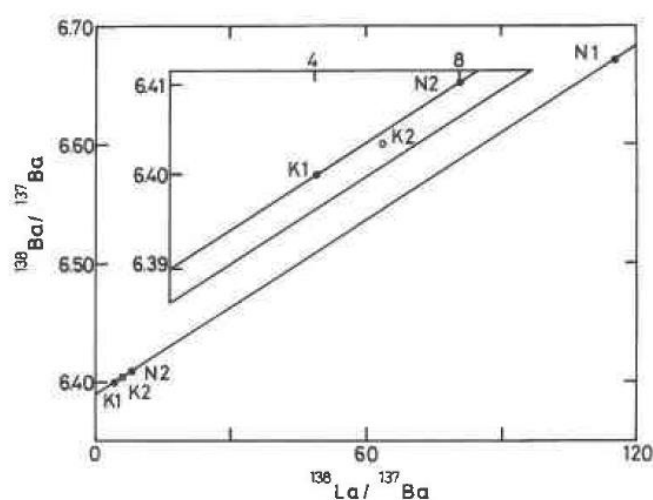


Figure 1.15: Isochrone La-Ba de bastnaésite-monazite provenant du gisement de Gakara (Nakai et al., 1988)

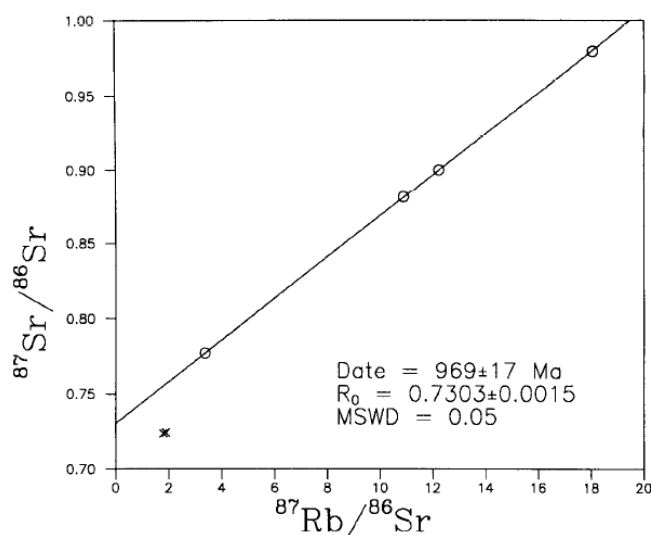


Figure 1.16: Diagramme isochrone Rb-Sr pour six échantillons de pegmatite de Gakara (roches grossièrement grenues composées de quartz, feldspath alkalin ± muscovite ± biotite). Quatre échantillons (cercles ouverts) sont concordants et définissent un âge de $969 \pm 17 \text{ Ma}$ (Lehmann et al., 1994).

2.3.4. Discussion

Plusieurs travaux de recherche (publications et rapports non publiés) sur le gisement de Gakara se sont spécialement attachés à l'origine de ce gisement. Aujourd'hui presque toutes les hypothèses semblent admettre le caractère hydrothermal du gisement de Gakara (exemple Van Wambeke, 1977; Lehmann et al., 1994; Hein, 1998; Ntiharirizwa et al., 2018). Concernant l'origine des éléments de terres rares, deux hypothèses ont été émises: 1) hypothèse granitique (Aderca and Van Tassel, 1971), 2) hypothèse carbonatitique (Thoreau et al., 1958; Van Wambeke, 1977a; Lehmann et al., 1994; Hein, 1998). Pour avancer l'hypothèse d'origine granitique, Aderca et Van Tassel (1971) n'ont pas tenu compte de la présence de roches alcalines et de carbonatites le long de la branche occidentale du rift est-africain où se trouve le gisement, ni de la présence de ces roches au Burundi notamment à Matongo. Malgré l'absence de carbonates simples, la minéralisation en terres rares de Gakara est très semblable à celle des carbonatites fortement silicifiées de Mountain Pass, Californie (Olson et al., 1954), où la calcite devient un minéral accessoire. L'hypothèse avancée par Aderca et Van Tassel (1971) n'a pas non plus tenu compte de données géochimiques (inclusions fluides et isotopes stables), données que je présenterai dans la deuxième partie de ce manuscrit.

L'origine carbonatitique a été proposée par Thoreau et al. (1958) mais sans avoir d'arguments plus fiables, car à cette époque-là, les gisements liés aux carbonatites n'étaient pas encore bien connus. Van Wambeke (1977), après avoir étudié l'assemblage minéralogique des gisements de terres rares et de la géochimie du minerai de Gakara, aboutit à la conclusion suivante :

L'origine de la minéralisation caractérisée par une silicification intense et l'absence de carbonates simples correspond à un stade hydrothermal de différenciation carbonatitique par son association minérale et par sa géochimie.

Van Wambeke (1977) explique que par une silicification intense, comme cela s'est produit à Gakara, les carbonates simples peuvent disparaître complètement. En outre, l'assemblage minéral peut varier considérablement dans les dépôts de carbonatite (par exemple l'absence de pyrochlore dans la carbonatite de Phalaborwa en Afrique du Sud (Deans, 1966)) en raison de différences dans la composition du magma originel, des solutions résiduelles et aussi au retraitement de l'ancienne minéralisation par des solutions ultérieures. L'exsolution d'une phase vapeur H₂O-CO₂ avec des concentrations élevées d'alcalis et d'autres solutés d'une

carbonatite à un stade avancé sont une conséquence nécessaire de la cristallisation à basse pression et trouvent leur expression géologique dans la formation de systèmes de veines hydro-carbo-thermales avec bastnaésite, fluorite, barytine et quartz (Wyllie, 1989).

2.3.5. Conclusion

Tous les travaux antérieurs effectués sur le gisement d'ETR de Gakara confirment que le minerai est principalement constitué de bastnaésite et de monazite associées dans un processus de formation en deux phases : un dépôt primaire de bastnaésite et une phase de monazitisation secondaire qui s'effectue à partir des microfractures. Selon son intensité, il se forme une large variété de minerai allant de la bastnaésite pure et massive à des minerais à dominance monazitique en passant par des types mixtes de bastnaésite-monazite. La monazitisation de la bastnaésite et la silicification qui affecte non seulement les minéraux de la gangue mais aussi localement la bastnaésite est un trait particulier du gisement de Gakara. Les deux phénomènes sont l'œuvre de la circulation de fluides hydrothermaux dont la pénétration a été facilitée par l'existence des zones de fractures. Aderca et Van Tassel (1971) notent que non seulement la monazitisation s'étend sur une échelle importante mais aussi elle reste constante ou augmente avec la profondeur, raison pour laquelle un apport de phosphore nécessaire à un phénomène aussi important ne peut pas être attribué à une origine supergène. Il faut noter que des phosphates tardifs (fluorapatite) enrichis en terres rares légères, recouvrent l'intrusion de carbonatite à Matongo dans le complexe plutonique alcalin de la Haute-Ruvubu au nord du Burundi (Decrée et al., 2016). Cependant, les idées des chercheurs sont controversées concernant la genèse de la monazite du gisement de Gakara. Certains plaident en faveur de la circulation des fluides hydrothermaux qui auraient déposé de la bastnaésite dans les fractures des roches encaissantes et partant, la transformation en monazite par des fluides tardifs. D'autres plaident en faveur d'un apport du phosphore présent dans l'apatite (minéral des carbonatites) pouvant servir dans le processus de la monazitisation. A cela s'ajoute l'idée de la présence de l'apatite comme minéral accessoire des gneiss encaissants la minéralisation pouvant expliquer aussi le même phénomène. Jusqu'à présent, aucune masse de carbonatite n'a été découverte dans la région de Gakara raison pour laquelle l'origine de la minéralisation en terres rares reste une question de discussion. C'est à la lumière de ces questions que notre travail, et la présente thèse, ont été initiés. Les travaux que nous avons menés sont présentés maintenant, tels qu'ils ont été publiés dans la revue *Minerals* en 2018.

2.4. Résumé article#1

Le gisement de terres rares de Gakara est l'un des gisements de terres rares le plus riche au monde, probablement lié à une activité magmato-hydrothermale carbonatitique. Il est situé près du lac Tanganyika au Burundi, le long de la branche occidentale du rift est-africain. Les observations de terrain suggèrent que les veines minéralisées en terres rares se sont formées dans la croûte supérieure fragile. Les structures héritées de l'orogénèse de Kibarienne ont été réutilisées lors de la minéralisation. La séquence paragénetique et les données géochronologiques montrent que la minéralisation de Gakara s'est mise en place par étapes successives dans une histoire hydrothermale continue. La minéralisation primaire en bastnaésite a été suivie d'un stade d'altération en monazite. Les âges U-Th-Pb obtenus sur la bastnaésite (602 ± 7 Ma) et sur la monazite (589 ± 8 Ma) appartiennent au cycle panafricain. La mise en place de la minéralisation des terres rares de Gakara s'est faite probablement dans un contexte d'extension, en lien avec l'événement géodynamique panafricain.

Article

Geology and U-Th-Pb Dating of the Gakara REE Deposit, Burundi

Seconde Ntiharirizwa ^{1,2,*}, Philippe Boulvais ¹, Marc Poujol ¹, Yannick Branquet ^{1,3}, Cesare Morelli ⁴, Joël Ntungwanayo ⁴ and Gilbert Midende ^{2,4}

¹ Géosciences Rennes-UMR 6118, University Rennes, CNRS, F-35000 Rennes, France ; philippe.boulvais@univ-rennes1.fr (P.B.); marc.poujol@univ-rennes1.fr (M.P.); yannick.branquet@univ-rennes1.fr (Y.B.)

² Earth Sciences Department, University of Burundi, 2700 Bujumbura, Burundi; gilbertm@rainbowrareearths.com

³ Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) Université d'Orléans_CNRS_BRGM, UMR 7327, 1A rue de la Férollerie, CS 20066, F-45071 Orléans CEDEX 2, France

⁴ Rainbow Rare Earths, 3 Boulevard du Japon, Bujumbura, Burundi ; cesarem@rainbowrareearths.com (C.M.); joeln@rainbowrareearths.com (J.N.)

* Correspondence: secondenti1@gmail.com; Tel.: +33-695-043-417

Received: 27 June 2018; Accepted: 5 September 2018; Published: 7 September 2018

Abstract: The Gakara Rare Earth Elements (REE) deposit is one of the world's highest grade REE deposits, likely linked to a carbonatitic magmatic-hydrothermal activity. It is located near Lake Tanganyika in Burundi, along the western branch of the East African Rift. Field observations suggest that the mineralized veins formed in the upper crust. Previous structures inherited from the Kibaran orogeny may have been reused during the mineralizing event. The paragenetic sequence and the geochronological data show that the Gakara mineralization occurred in successive stages in a continuous hydrothermal history. The primary mineralization in bastnaesite was followed by an alteration stage into monazite. The U-Th-Pb ages obtained on bastnaesite (602 ± 7 Ma) and on monazite (589 ± 8 Ma) belong to the Pan-African cycle. The emplacement of the Gakara REE mineralization most likely took place during a pre-collisional event in the Pan-African belt, probably in an extensional context.

Keywords: U-Th-Pb dating; REE deposit; bastnaesite; monazite; Gakara; Burundi

1. Introduction

During the recent years, the scientific community made an important effort in order to better understand the metallogenic conditions behind the emplacement of Rare Earth Elements (REE) mineralization. Alkaline intrusions and carbonatites and the associated hydrothermal activities are known to host the largest REE deposits [1]. Among the world-famous occurrences, the Gakara deposit (Burundi) is described as a typical example of hydrothermal deposits developed in association with carbonatite magmatism [2]. Nevertheless, little is known or has been published [3,4] about this deposit, especially when compared to the Bayan Obo deposit in China. Indeed, during the last 10 years, more than 100 articles have been published on this unique deposit [5]. Since September 2017, the Gakara deposit is mined by the "Rainbow Rare Earths" mining company with a targeting run rate of about 5000 tons per year. With in-situ grades in the range of 47–67% Total Rare Earth Oxide, Gakara is one of the world's richest rare earth deposits. The mining operations follow a period of intensive

exploration, during which new outcrops have been exposed and reference samples have been collected.

In this work, we first report the field observations we made during two fieldwork campaigns, in October 2017 and February 2018, respectively. These field data allow us to define the structural framework controlling the mineralization in the upper crust. Also, we present a U-Th-Pb geochronological study of the mineralization, which mainly consists of primary bastnaesite (LREE-fluorocarbonate) and secondary monazite (LREE-Phosphate). The only geochronological data available so far for the Gakara area was obtained on bastnaesite [6], using the ^{138}La - ^{138}Ba isochron method, yielding a Pan-African age of 586.8 ± 3.7 Ma. In this paper, we use the U-Th-Pb in-situ LA-ICP-MS dating technique for bastnaesite and monazite. These new ages allow us to discuss the evolution of mineralization in the regional geodynamical context.

2. Geology

2.1. Pan-African in East Africa

The Pan-African System in Africa, Brazil and eastern Antarctica has been interpreted as a tectono-thermal event during which several mobile belts formed around older cratons, resulting essentially from the closure of several major Neoproterozoic oceans [7]. The Mozambique mobile belt (Figure 1A) is the youngest of the East African mobile belts, extending from Ethiopia, Kenya and Somalia via Tanzania to the north and Malawi and Mozambique to the south [7,8]. The Pan-African structures are related to the initial formation of Gondwana (and Pangaea) by amalgamation of Archean and Proterozoic cratons, voluminous island arc material as accreted terranes, and sub-craton fragments of Proterozoic continental material [8,9]. The Pan-African overprinting has not yet been recognized in Burundi. However, later Proterozoic events such as (1) the Upper Ruvubu alkaline plutonic complex, (2) the Matongo carbonatite and (3) the Gakara REE mineralization, have been related to Pan-African far-field tectono-thermal processes in the Western Rift area [10].

2.2. Alkaline Magmatism in the Region

The Gakara REE deposit is in Burundi, near Lake Tanganyika, in the western branch of the East African Rift (Figure 1). The western branch extends over 2100 km from Lake Albert in the north, to Lake Malawi in the south [11,12]. The western branch of the East African Rift hosts numerous carbonatites (Figure 1A) and alkaline plutonic massifs [3]. These rocks range in age from the Late Proterozoic to the Cenozoic and are the witnesses of several episodes of extensional deformation along the same structural trend [13–15]. In central Africa, twenty-three Neoproterozoic alkaline plutonic massifs have been recognized [13,14], among them the Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex (UPRAC) and the Matongo carbonatite in Burundi [10,16]. In the Gakara region (about 60 km to the south of Matongo), the presence of another carbonatitic body hidden at depth is suspected [10,17]. This suspicion is based on the strongly alkaline character of the ore system [18], the lack of relationships with the regional pegmatitic magmatism [3], the mineral assemblage similar to those found in many carbonatites bearing rare earth mineralization [3,19,20], the nature of the hydrothermal fluid system where liquid CO_2 coexists with highly saline aqueous fluid [4] and the rare earth differentiation similar to other carbonatite deposits [3,17,21].

2.3. Geology of the Gakara Area

Except for the Archean Mugere complex, the Gakara area is mainly composed of rocks (mostly metasediments and granitoids, Figure 1B) emplaced during the Mesoproterozoic Kibaran orogenic event between 1375 Ma and 985 Ma [22]. These units are intruded by a dense network of Kibaran pegmatites [3]. The REE veins, found in both types of rocks, contain mainly bastnaesite, which can be replaced, in a second stage, by monazite. Because this replacement is not ubiquitous, the REE-bearing minerals in these veins vary from pure bastnaesite to nearly pure monazite. Quartz (several generations) and wall rock clasts constitute the other components found in the ore veins. Classically, this kind of mineralization is related to carbonatitic and/or peralkaline magmas emplacement.

Finally, the Cenozoic rifting (Figure 1B) affected the whole area with a general uplift. Normal faults that accommodated this rifting are not clearly recognized in the Gakara area; however, some large blocks could have been tilted during these extensional tectonic phases.

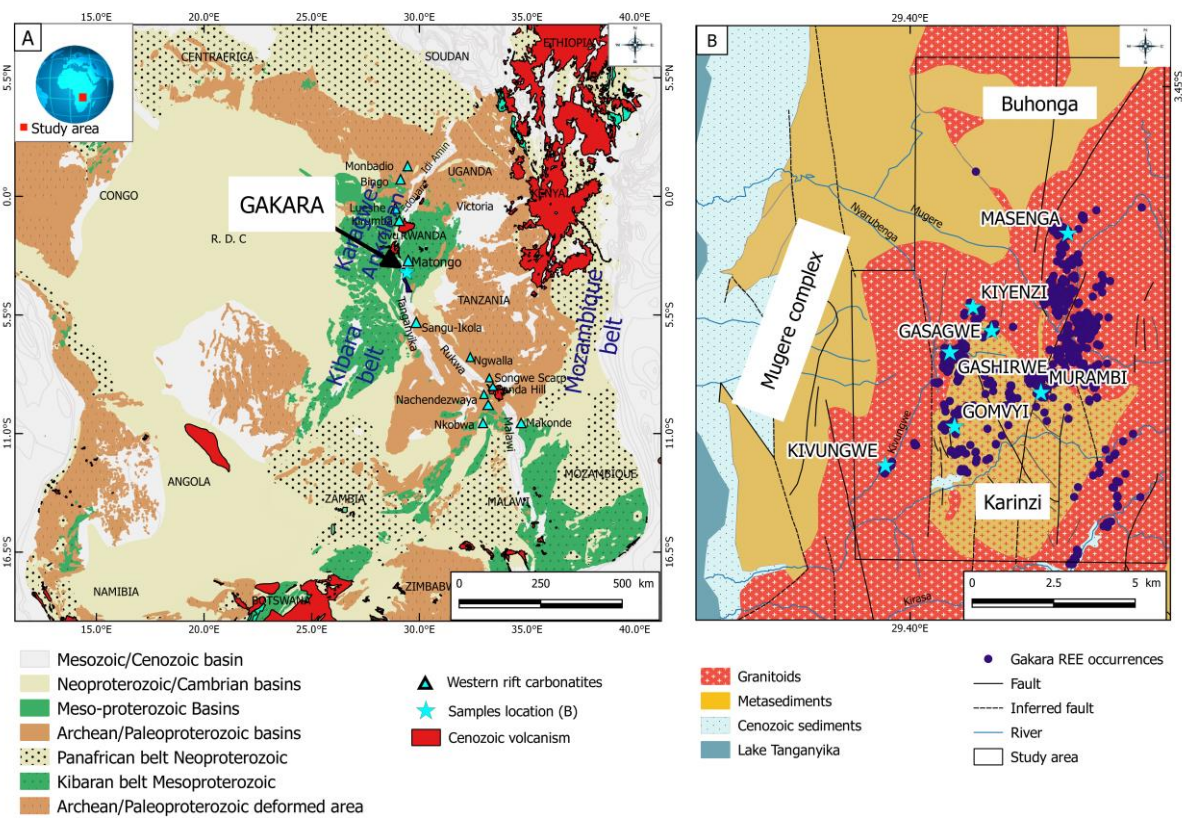


Figure 1. (A) Geological map of Central Africa showing Precambrian structures and locations of carbonatites+alkaline complexes in the western branch of the East African Rift. The map is modified from [3,12,22,23]. (B) Geological map of the study area showing the occurrences of REE mineralization (Rainbow Burundi Mining data) and their host rocks; compiled data and redrawn from the 1/100,000 geological maps of Burundi: sheet Rumonge [24], sheet Bujumbura [25], sheet Bururi and sheet Gitega [26].

3. Field Data

3.1. Host Rocks

Rocks are poorly exposed in the Gakara region, as they are often buried underneath a lateritic cover, and because of the presence of numerous agricultural crops and slope deposits. Some outcrops are nevertheless visible along new roads opened for mining purposes, as well as along pedestrian roads and riverbeds. All the visited sites are enclosed within gneisses. The gneisses are very heterogeneous in term of lithologies and structures. The most common gneiss facies correspond to an orthogneiss with K-feldspar phenocrysts, biotite, quartz, with less abundant muscovite (Figure 2A) likely deriving from S-type granites resulting from the partial melting of the surrounding paragneisses during the Kibaran orogeny. The other type of gneisses corresponds to FK-paragneisses well exposed at Kiyenzi. The original sedimentary bedding transposed by a former S1 foliation is folded with an associated S2 axial planar cleavage (Figure 2B).

The deformation that affected these gneisses, visible at all scales, corresponds to a system of ductile shear bands. Sub-solidus and solid-state deformation have been observed. The existence of sub-solidus and hot deformation is demonstrated by the presence of: (i) typical C/S structures in the orthogneisses, the C planes being underlined by biotite (Figure 2A); (ii) ductile shear zones where pegmatites were emplaced (Figure 2C). Such structures argue for a syntectonic emplacement of the granitoids. Solid-state deformation is attested by the occurrence of foliated mylonites associated with an important grain size reduction. Both the ortho- and para-gneisses are intruded by numerous pegmatitic bodies (Figure 2D, E). When the foliation plan (S1) is parallel to the exposed surface, some of these bodies appear as classical dykes and sills crosscutting the foliation (Figure 2D). However, most of them are transposed into the foliation and strongly deformed (Figure 2E). They are also folded and schistosed by a second foliation (S2) in the paragneiss (Figure 2B). Internal deformation of pegmatites can be very strong parallel to the main foliation (S1) with biotite marking shear planes and a strong stretching of both quartz and feldspar.

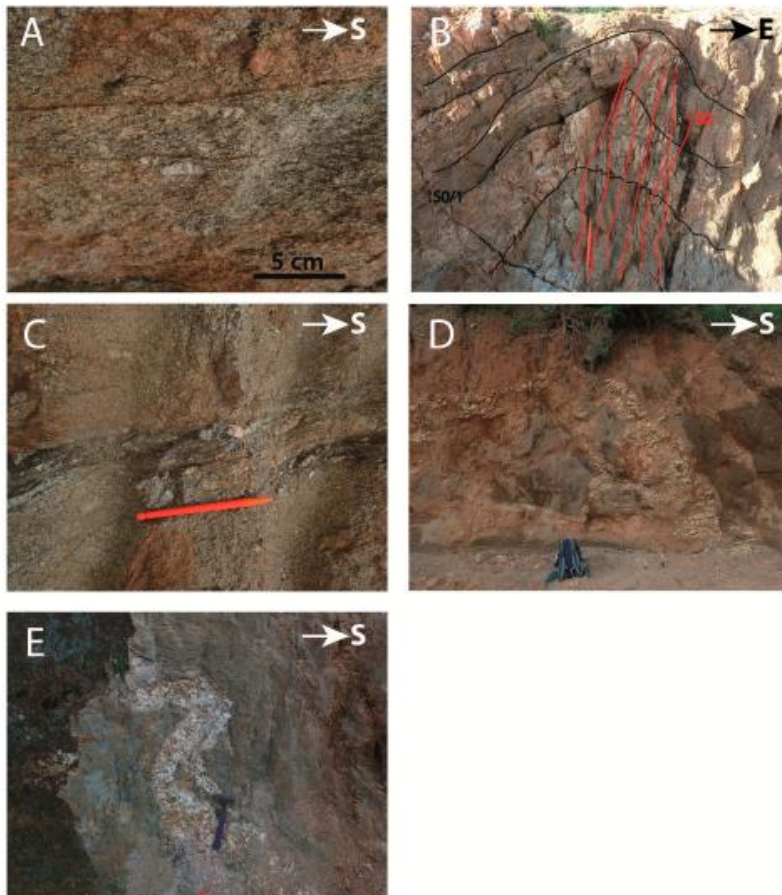


Figure 2. Features and structures affecting the gneissic host rocks of the Gakara REE mineralization. See text for details. (A, C, D) Gasagwe mine road; (B) FK and garnet-rich para-gneisses hosting the Kiyenzi REE occurrences. The pegmatites parallel to S0/S1 are folded and schistosed by S2; (E) pegmatite and host gneiss, the fold affects both the pegmatite and a previous foliation (main road to Gakara).

3.2. Types of Mineralization

Despite the lack of outcrops, several types of mineralization can be observed on the field. Here we present the geology of the Gasagwe mine and the most important REE occurrences recognized and explored in the Gakara claim (see Figure 1B for mine and occurrences locations). It must be noticed that all the visited pits and trenches underwent strong laterization and weathering (picture in Figure 3). The Gasagwe ore deposit is the most important mining site, where production started in September 2017. There, a spectacular anastomosed network of REE veins trends N to NNE and dips gently westward (Figure 3). Many veins present strike and thickness variations and therefore display a curved aspect. As the result, the variable distribution of measures observed in stereogram (Figure 3) is mostly due to that curved geometry rather than various sets of vein orientations. Most of the REE vein wall rocks correspond to former anisotropies within the basement. Indeed, a white or green fine foliated rock is frequently observed along the REE-vein roof wall (Figure 4A); these foliated zones correspond to foliated pegmatites or mylonites (Figure 4D). Some of these shear zones, lately reused by the REE-bearing fluids, correspond to very flat thrusts (Figure 4B), likely Kibaran in age. Veins texture does not bear any ductile shear component and corresponds to brittle opening, with bastnaesite crystallizing in the resulting open spaces. “Monazitization” of primary bastnaesite occurred during a subsequent brittle increment responsible for mosaic-like breccia of former bastnaesite

crystals. Many wall rock clasts (gneiss, pegmatites) are incorporated within the ore, a feature in a good agreement with the brecciation of the REE vein wall rocks by numerous ore veinlets (Figure 4C), which corresponds to an irregular damage zone formed during the REE mineralizing event. The pattern of this damage zone is characteristic of hydrothermal breccia formed by hydraulic fracturing during REE-bearing fluid circulations. Finally, cm- to dm-long dark idiomorphic quartz crystals are frequently found between the hydraulic breccia and the massive ore. The long axes of these crystals appear to be randomly oriented between a normal to a parallel orientation with respect to the contact between the wall rock and the REE-bearing veins. These dark quartz crystals seem to be associated with the monazite alteration rather than with an early bastnaesite crystallization.

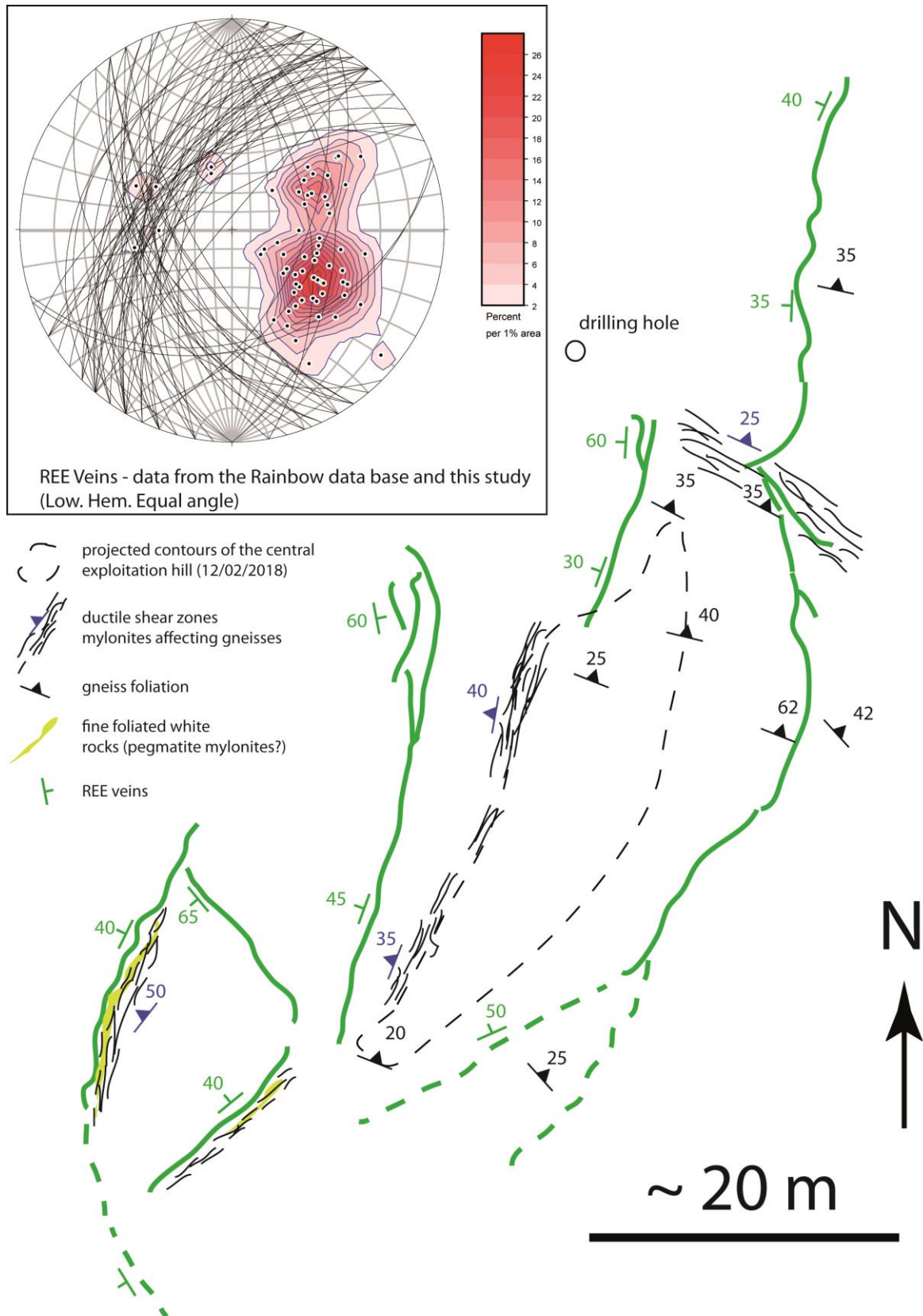
The Kiyenzi occurrence is capped by a hill made of hard and massive white aplitic rocks (Figures 5 and 6D), the color being related to a pervasive albitization of the dykes. The albitized aplitic dyke walls localized a cataclastic shearing responsible for the formation of a foliated cataclasite affecting both the aplites and their paragneissic host (Figure 6B, C). There is no evidence for a ductile deformation in the area. The REE mineralization corresponds to clasts of former veins embedded within cataclasite cemented by late iron oxides and quartz (Figure 6E, F). Therefore, former REE-bearing veins, developed mainly along the walls of the aplitic dykes, have been fragmented and brecciated by post-REE cataclasis. This is well illustrated by the structural measurements (Figure 6A) which are randomly distributed due to a late tectonic brecciation.

The Gashirwe occurrence is developed within white orthogneisses where mineralization is more frequently localized within and/or along pegmatites, white aplitic dykes and vertical fractures (Figure 7). Here again, the REE-bearing veins reused older heterogeneities to propagate (Figure 7D).

The aplite dykes clustered dry jointing (Figure 7B, C). The orientation and dips (sub-vertical) of these dry joints are comparable with those of the REE-bearing veins which argue for a cogenetism, at least at a local scale. Structural data obtained from the Gashirwe main outcrop (Figure 7A) argue for a dominant N70E trending direction for the REE-bearing veins with a sub vertical dip. However, using the Rainbow Mining Burundi (RMB) database at the scale of the entire Gashirwe hill prospect, the contouring of the REE-bearing vein poles suggests that many veins are gently dipping with variable strikes (Figure 7A).

The main feature of the Murambi REE-bearing veins cluster is that nearly all the veins are hosted in Kibaran pegmatites which are strongly deformed in some places. The pegmatites and REE-bearing veins are enclosed within an orthogneiss. These veins are gently dipping and contain REE-bearing minerals filling discontinuities and embedded within laminated quartz ribbons (Figure 8A). Moreover, the contact between the REE-bearing veins and the host pegmatites is characterized by the presence of corrosion gulfs and the incorporation of micas and quartz from the pegmatites into the ore (Figure 8B).

Finally, near the Masenga hill, in the north-east part of the mineralized area, a small cliff along the pedestrian path exposes a highly strained biotite-orthogneiss cut by a meter-thick pegmatitic vein (Figure 9A). Here again, this pegmatitic vein is affected by the regional, steeply dipping Kibaran foliation. Immediately above the pegmatite, a 20-cm wide, low dipping dyke of isotropic microgranite cuts the foliation. At the base of the microgranite dyke, a lenticular REE-ore body occurs, parallel to the dyke. In the lenticular ore, the several-cm long bastnaesite crystals tend to grow at a high angle to the edge, leaving empty spaces between them.



NB: this structural sketch is a projection on a virtual horizontal topography, i.e. inclined exposed veins planes are not represented.

Figure 3. Structural sketch of the Gasagwe REE mine and stereogram of the REE-bearing veins (great circles and contoured poles).

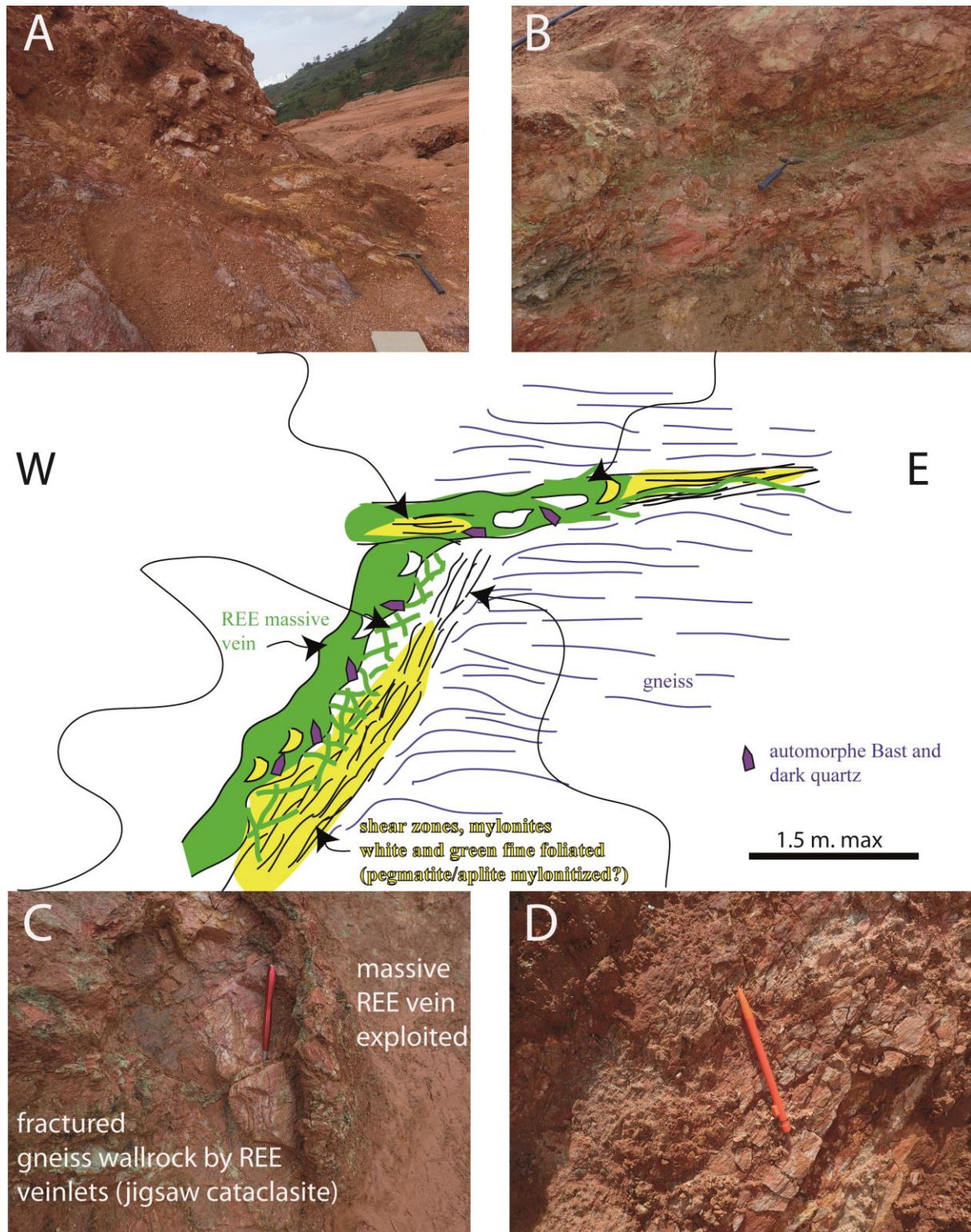


Figure 4. Synthetic line drawing, structures and textures associated with the Gasagwe REE-bearing veins. See text for explanation. (A, B) foliated chloritized mylonites re-opened during the REE mineralizing event. (C) hydraulic breccia (jigsaw cataclasite) developed during the mineralizing event in the gneissic wall rocks. (D) ductile lineations on a shear plane crosscutting the gneiss foliation.

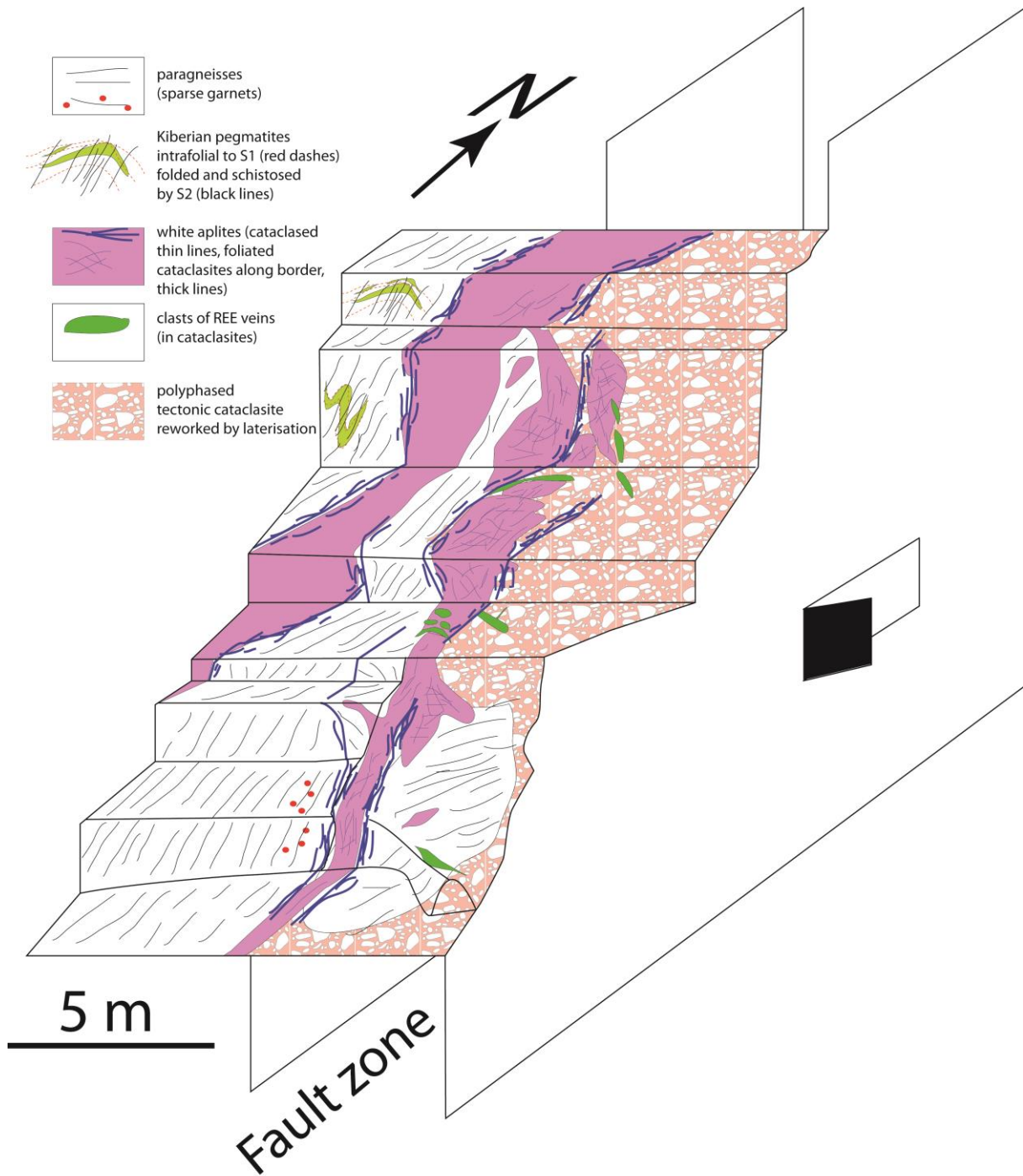


Figure 5. 3D synthetic block of the Kiyenzi trench n°7.

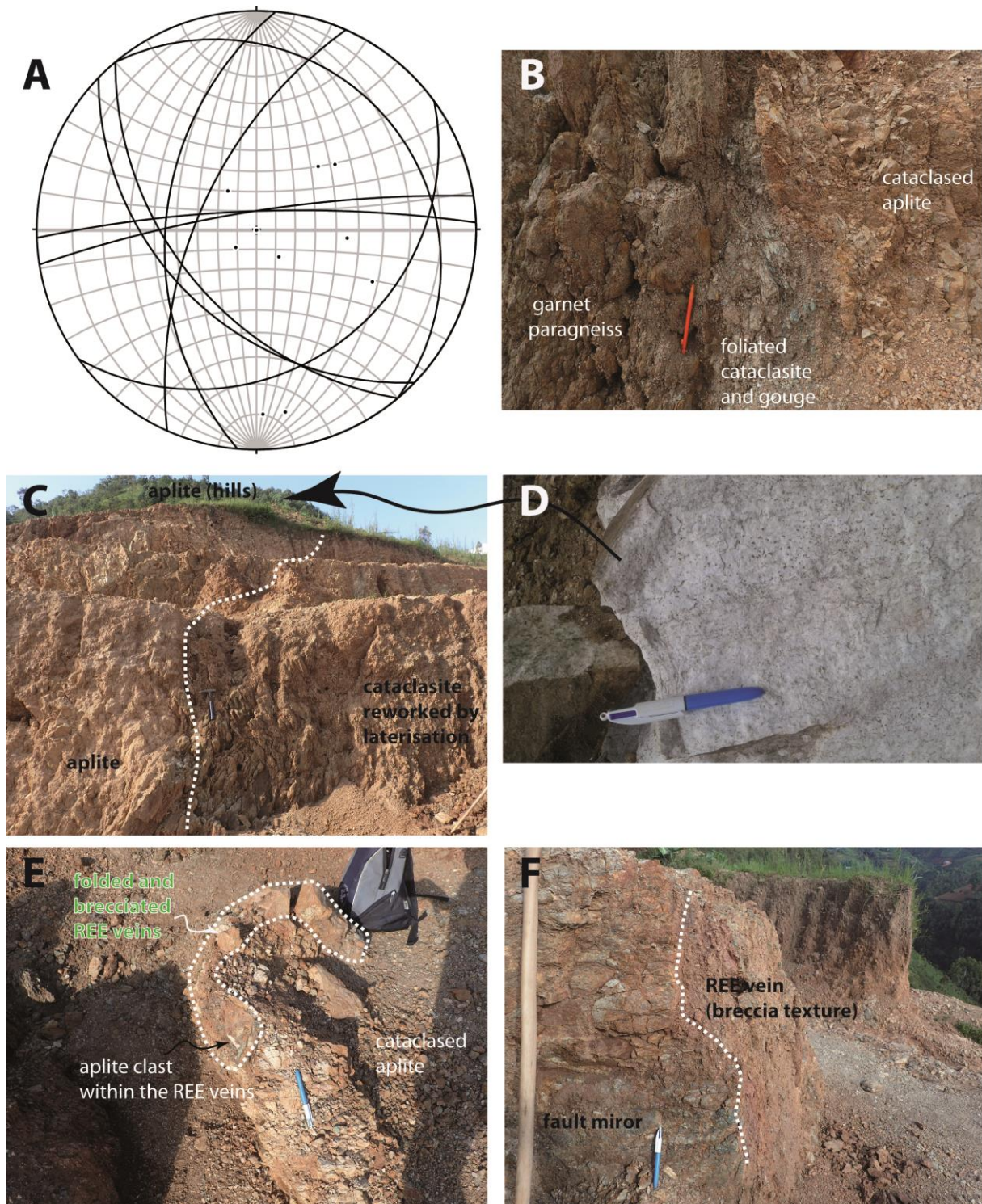


Figure 6. (A) REE veins measured at Kiyenzi (Low. Hem. Equal Angle, 10 data); (B, C) cataclastic brittle shear between aplite and paragneissic host rocks.; (D) hand sample of the Kiyenzi white albitized aplite. (E, F)-the REE veins (which are themselves mineralized breccia cemented by REE-bearing minerals) are fractured, folded and cut by post REE faulting and cataclasis.

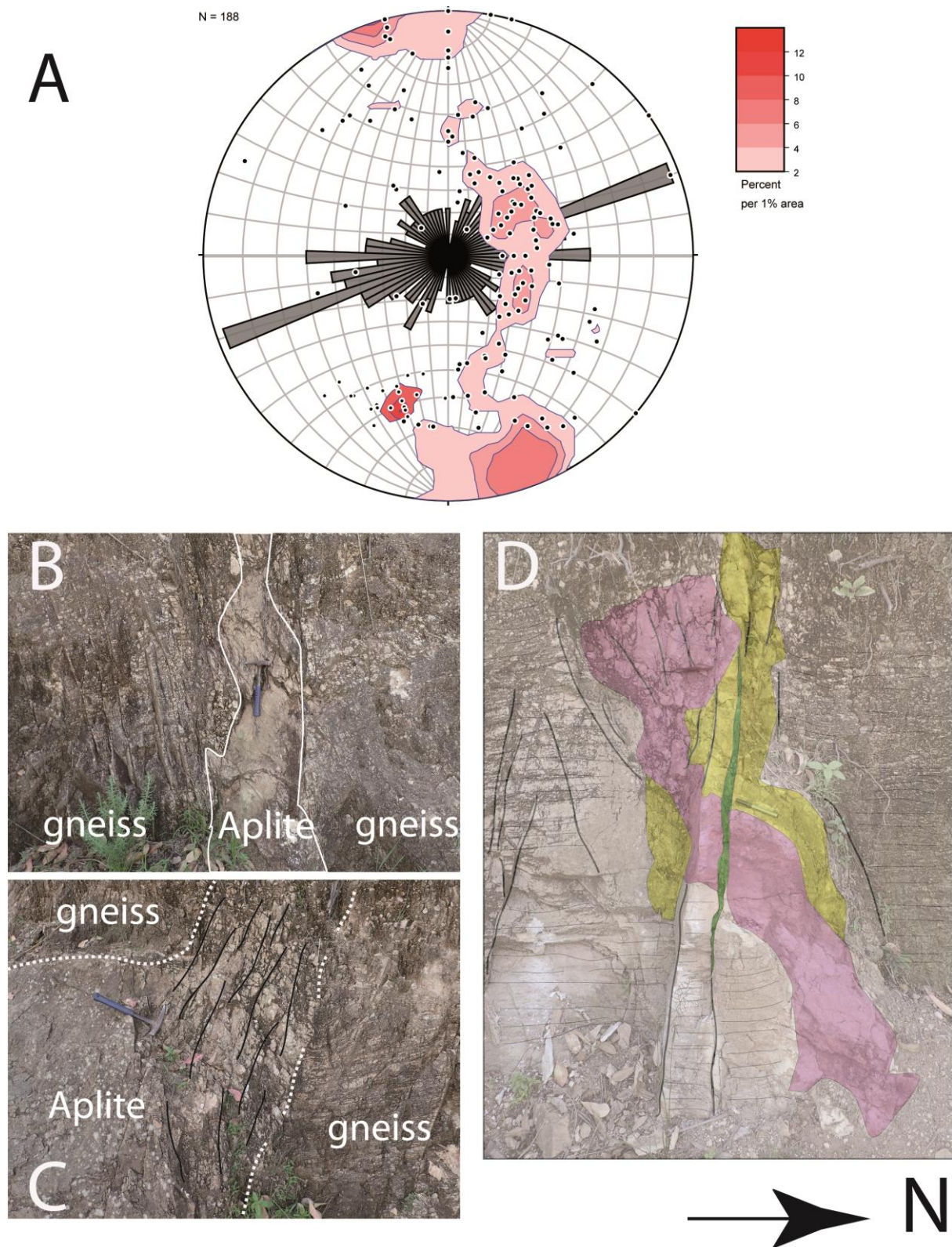


Figure 7. (A) Stereograms and rose diagrams of the REE bearing veins from the Gashirwe prospect (Low. Hem., Equal Area); (B) Aplite intruding gneiss, note the clustering of the post-aplite vertical dry jointing around the intrusive aplite dykes. Those dry fractures are almost parallel to the REE veins at the outcrop scale; (C) Similar pattern of “dry” fracturing within aplite which can enlarge as sill (bottom left). The gneiss foliation is disturbed by drag folding along the aplite and fractures; (D) REE veins (green) crosscutting aplite (pink) and pegmatite (yellow). The REE vein is not continuous and has a variable thickness.

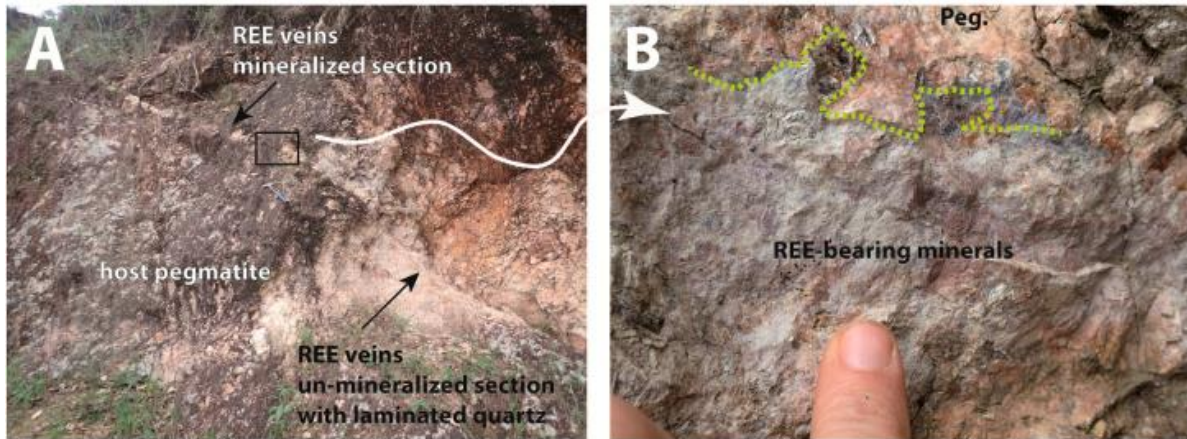


Figure 8. The Murambi occurrence. (A) REE-bearing veins within the pegmatites. (B) Corrosion gulfs along the pegmatite wall rocks.

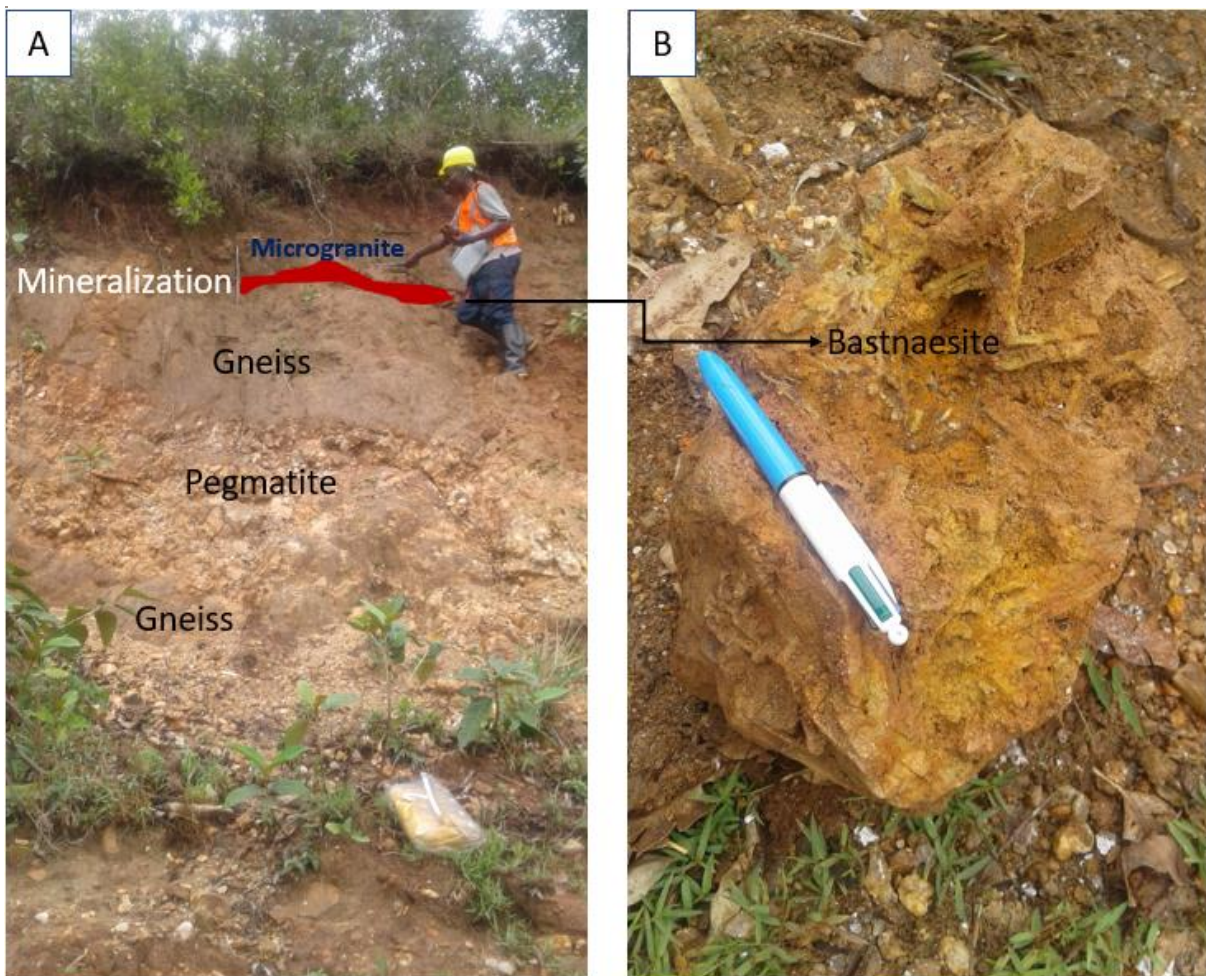


Figure 9. (A) Masenga outcrop exposing the foliated orthogneiss, cut by a foliated low-dipping pegmatite and by an isotropic 20-cm wide low-dipping microgranite dyke (close to the worker). (B) Large bastnaesite crystals presently altered into a monazite-rich greenish product. Empty spaces between crystals are visible.

4. Petrology and Mineralogy

4.1. Ore Sample Description and Typology

Samples were collected during the RMB exploration campaigns (2011–2014). Additional samples come from some alluvial deposits present in the rivers (Nyarubenga, Mugere, Karonge, Kirasa) crossing the mineralized zone (Figure 1B). Representative samples named GOMV, KIV, NYARU, GASH, GASA, MASE and MURA come, respectively, from the following localities: Gomvyi, Kivungwe, Nyarubenga, Gashirwe, Gasagwe, Masenga and Murambi (see locations Figure 2). Depending on the degree of alteration, different types of ore can be found from massive pure bastnaesite ore to an almost pure monazite ore, and in-between, ores with various proportions of bastnaesite and monazite. Sample GOMV (Figure 10A) shows a bastnaesite vein associated with a quartz vein. This sample represents the first stage of mineralization where monazite is absent. Sample KIV (Figure 10B) exhibits weakly-altered crystals of bastnaesite with spaces in between partly filled with quartz. Primary textures corresponding to large euhedral bastnaesite laths intercalated with polyhedral cavities filled by quartz (Figure 10A, B) resemble a “pegmatite-like” texture. Sample NYARU (Figure 10C) represents a breccia ore with angular clasts of bastnaesite that are randomly oriented in a finely grained matrix of quartz and barite. Sample GASH (Figure 10D) records the development of monazite at the expense of bastnaesite. Sample GASA (Figure 10E) represents a deeply altered ore which consists of brown relics of bastnaesite in a green monazitic groundmass. Sample MURA (Figure 10F) shows the ultimate stage of alteration where bastnaesite is completely absent.

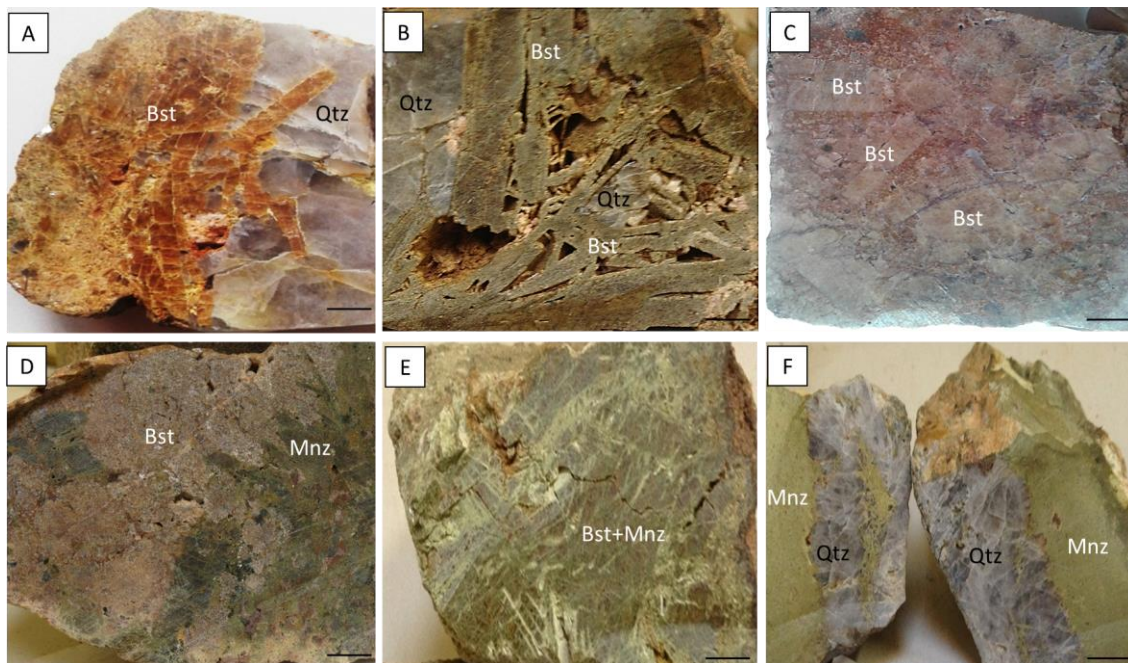


Figure 10. Representative samples of the Gakara REE deposits: (A) GOMV sample exhibits a bastnaesite ore cutting a quartz vein (likely Kibaran in age); (B) KIV sample displays deformed crystals of bastnaesite (Bst) with holes filled by quartz (Qtz); (C) NYARU sample is a breccia consisting of clasts of bastnaesite in a pinkish matrix; (D) GASH sample shows the replacement of bastnaesite by monazite; (E) GASA sample is typical of an altered ore with monazite together with bastnaesite relics; (F) MURA sample shows a monazite (Mnz) ore associated with a quartz vein. Mineral abbreviations according to [27,28]. The black bars at the bottom right corners correspond to 2 cm.

4.2. Mineralogical Assemblages

The descriptions of the mineralogical assemblages are based on the observations made by optical microscopy (OM) and Scanning Electron Microscopy (SEM). Thin section OM pictures (Figure 11A,B,E) display an assemblage of bastnaesite, monazite, quartz, biotite, barite and rhabdophane (hydrated REE phosphate). The SEM pictures reveal the presence of additional minerals such as galena, goethite and cerianite (Ce and Th oxide; Figure 11C, D,F).

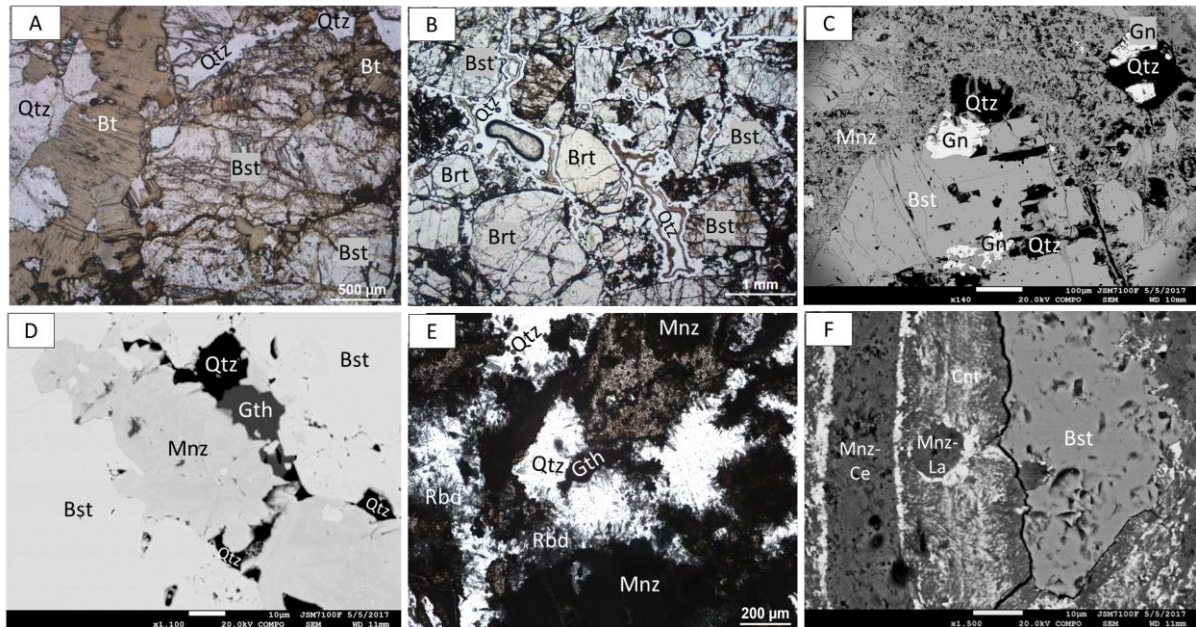


Figure 11. Thin-section optical and SEM photographs of representative samples displaying the mineralogical assemblages: (A) KIV sample: Bastnaesite (Bst) crystals are affected by a dense network of monazite (Mnz) and quartz (Qtz); Biotite (Bt) forms large brown crystals with perfect cleavage (B) GASH sample: Breccia consisting of clasts of bastnaesite, barite (Brt) and quartz.; (C) MASE sample: Galena (Gn) in quartz associated with bastnaesite and monazite (Mnz); (D) NYARU sample: Microvein + replacement of bastnaesite by monazite together with quartz and goethite; (E) Acicular crystals of rhabdophane (Rbd) form around quartz and replace bastnaesite and monazite. (F) GASA sample: Cerianite (Cnt) grains locally replacing bastnaesite and/or monazite-(Ce); monazite-(La) grew during or after the cerianite rims. Mineral abbreviations (except Cnt and Rbd) according to [27,28]. As a summary, the mineralogical observations above, which are consistent with and complete the works of [17,29] are presented in a paragenetic sequence (Figure 12).

Bastnaesite and monazite are the most abundant minerals in the studied samples. Bastnaesite forms white tabular fractured crystals. Bastnaesite and the gangue minerals (barite, biotite) are affected by a dense network of micro veinlets of monazite and quartz. Biotite forms large brown crystals with perfect cleavage (Figure 11A). Galena is present as inclusions in quartz (Figure 11C) and presents a sharp contact with bastnaesite. Galena is the most abundant sulfide, however, traces of pyrite and molybdenite have been observed. Goethite which commonly forms a pseudomorph after pyrite was detected as dark crystals within geodes (Figure 11D, E). Acicular crystals of rhabdophane form around quartz and replace bastnaesite and monazite (Figure 11E). Cerianite grains locally replace bastnaesite and/or monazite; a second type of monazite, enriched in lanthanum (La) grew during or after the cerianite rims (Figure 11F).

The REE mineralization consists of three successive stages (Figure 12): The first stage consists of the deposition of primary ore comprising bastnaesite, biotite, galena, barite and quartz (1st

generation). The second stage begins with the formation of monazite and quartz (2nd generation). The third stage corresponds to the formation of cerianite, a second type of La-rich monazite and rhabdophane in an oxidative environment (possibly linked to lateritization).

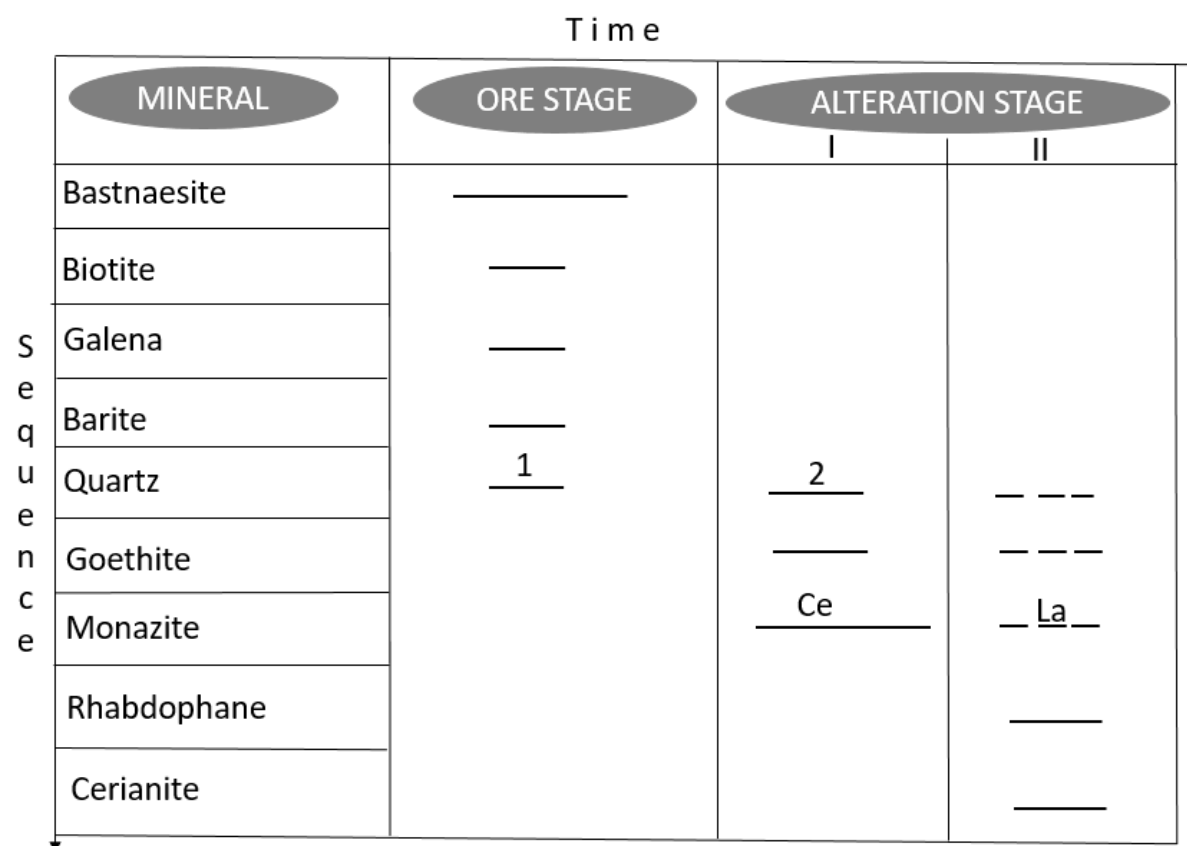


Figure 12. Synthetic paragenetic sequence for the Gakara REE mineralization; established from various deposits and occurrences (i.e., the degree of alteration stages is not equal for all deposits).

5. Geochronology

5.1. Materials and Methods

U-Th-Pb geochronology of monazite and bastnaesite grains from the Gakara deposit was conducted by in-situ laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) at Geosciences Rennes using an ESI NWR193UC Excimer laser coupled to a quadrupole Agilent 7700x ICP-MS directly in context in thin sections.

For monazite, the signals of $^{204}(\text{Pb} + \text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th and ^{238}U masses are acquired. No common Pb correction was applied owing to the large isobaric interference with ^{204}Hg . The ^{235}U signal is calculated from ^{238}U on the basis of the ratio $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Single analyses consisted of 20 s of background integration followed by 60 s integration with the laser firing and then a 10 s delay to wash out the previous sample. For more information on the settings of the instruments, see [30] and Appendix A Table A1. Spots diameters of 20 μm associated with repetition rates of 2 Hz with a laser fluency of 7.7 J/cm^2 were used during this study. Data were corrected for U-Pb and Th-Pb fractionation and for the mass bias by standard bracketing with repeated measurements of the Moacir monazite standard [31]. Data reduction was carried out with the GLITTER® (v. 4.4.2) package developed by the Macquarie Research Ltd. [32]. Repeated analyses of the Manangoutry monazite

standard (557.7 ± 3.1 Ma (MSWD = 0.40; N = 10); ID-TIMS age: 555 ± 2 Ma; [33] treated as unknown were used to control the reproducibility and accuracy of the corrections.

Bastnaesite has been successfully dated by U-Pb ID-TIMS by [34] who obtained a concordant age of 118 ± 1 Ma on two separate aliquots (no measurement of the Pb/Th ratio) for the Karasug Complex (Tuva Republic). This bastnaesite has been then used as in-house standard (K-9) in the studies of [35] (in situ LA-ICPMS U-Pb dating) and [36] (in-situ SIMS Th-Pb dating). Unfortunately, we did not have access to this in-house standard which is, to our knowledge, the only one available. Indeed, the standard protocol for in-situ U-Th-Pb dating requires the use of a matrix-matched standard as it well known that this technique is highly affected by matrix effects (i.e., laser sampling may result in highly variable amounts of material delivered to the plasma torch, a phenomenon known as “ablation yields”; see [37] for more details). Therefore, in this study, we decided to standardize the bastnaesite grains against two different non-matrix-matched standards: A first set of measurements was standardized to the monazite standard Moacir (another LREE-bearing mineral), while the second set was standardized to the calcite standard WC⁻¹ (another carbonate mineral).

The idea behind this analytical strategy was the following. If indeed this double standardization protocol returns two apparent ages that are not comparable within error, this means that at least one (if not both) of the standardization did not correct properly for matrix-dependent effects and that, therefore, none of the obtained apparent ages can be considered as accurate. On the other hand, if both standardizations yield the same apparent age within error, the chances that non-matrix effects were not accounted for properly are minimized. Of course, we acknowledge the fact that this does not mean that we cannot be one hundred percent sure that the measured apparent ages are accurate. When bastnaesite analyses were standardized with the Moacir Monazite standard, we followed the same protocol as for the monazite dating (see above). For the standardization using the WC⁻¹ calcite standard, we followed the recommendations of Roberts et al. [38], i.e., a spot size of 100 μm with repetition rates of 10 Hz and a laser fluency of 7.7 J/cm². Data reduction was carried out using the data reduction scheme VizualAge_UcomPbine, a set of Iolite procedures that work with Igor Pro [39]. More information can be found in Appendix A Table A1 and in [40]. Repeated analyses of the WC⁻¹ calcite standard (²⁰⁷Pb corrected age of 257.7 ± 4.8 Ma (Common Pb ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0.85 ± 0.04 ; MSWD = 2.2; N = 5); ID-IRMS age 254.4 ± 6.4 Ma) [38] treated as unknown were used to control the reproducibility and accuracy of the corrections.

All concordia diagrams were generated using Isoplot/Ex (v. 3nx, BGC Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA) [41]. All errors given in Tables 1 and 2 are listed at 1-sigma, but where data are combined to calculate lower intercept or Concordia ages, the end results are provided at 2-sigma.

5.2. Results

5.2.1. Monazite Dating

Fourteen monazite grains have been analyzed by LA-ICP-MS (Table 1). They are characterized by rather homogeneous, although low, Pb, U and Th contents (1.8–3.5 ppm, 14–30 ppm and 17–48 ppm respectively) and very consistent Th/U ratios (1.0 to 2.1). In Figure 13, we report the data in a Tera-Wasserburg (i.e., ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb versus ²³⁸U/²⁰⁶Pb) Concordia diagram (Figure 13A) and in a ²⁰⁶Pb/²³⁸U versus ²⁰⁸Pb/²³²Th Concordia diagram (Figure 13B, C). In Figure 13A, the data plot in sub-concordant to discordant positions attributed to variable common Pb contents. They however yield a well-defined lower intercept date of 589.4 ± 6.1 Ma (MSWD = 1.5). In the ²⁰⁶Pb/²³⁸U versus ²⁰⁸Pb/²³²Th Concordia

diagram (Figure 13B), the data are concordant (5 analyses) to discordant, demonstrating again the presence of common Pb in some of the analyzed grains. The five concordant data define a Concordia age (as of [42]) of 588.7 ± 7.5 Ma (MSWD = 0.73, Figure 13C) while all the data yield a lower intercept date of 585.5 ± 7.4 Ma (MSWD = 1.4, Figure 13B). Therefore, all the chronometers (U/Pb and Th/Pb) return dates that are comparable within error at ca. 588 Ma, a date that we interpret as the age of the crystallization of these monazite grains.

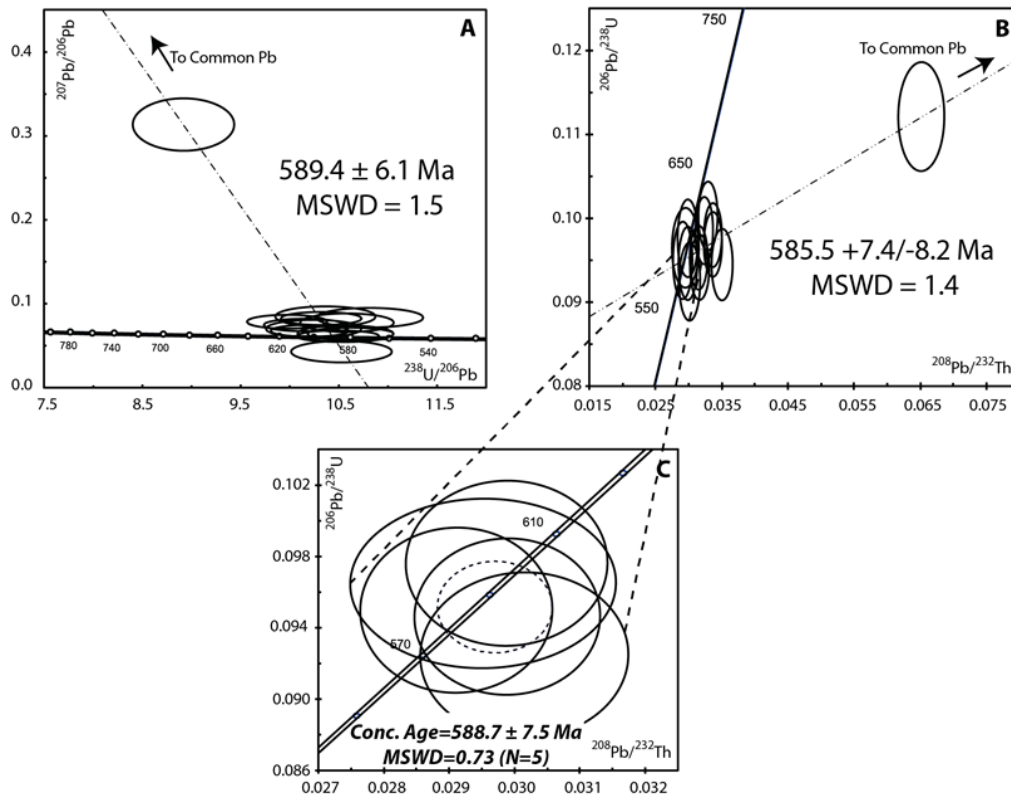


Figure 13. Tera–Wasserburg (A) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ (B, C) Concordia diagrams for monazite from Gakara. Error ellipses and age calculations are reported with 2_ errors.

Table 1. LA-ICP-MS U-Th-Pb on monazite.

Analysis_#	Concentrations				Isotopic Ratios						Apparent ages			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Err%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err%	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Err%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	err
S060617a-01	2,5	19	39	2,1	10,529	2,0	0,0428	12,2	0,0291	2,1	585	11	580	12
S060617a-06	3,3	16	25	1,6	8,921	2,4	0,3133	4,1	0,0651	2,2	685	15	1275	27
S060617b-01	3,5	27	48	1,8	10,149	1,7	0,0746	4,1	0,0324	1,7	606	10	644	11
S060617b-02	3,5	28	43	1,5	10,205	1,6	0,0677	4,2	0,0337	1,6	603	9	669	11
S060617b-05	3,4	26	44	1,7	10,322	1,6	0,0824	3,8	0,0337	1,7	596	9	669	11
S060617b-11	3,4	26	42	1,6	9,974	1,7	0,0785	4,3	0,0329	1,8	616	10	655	12
S060617b-14	2,8	22	40	1,8	10,245	1,9	0,0701	6,2	0,0299	2,1	600	11	595	12
S060617b-18	2,9	22	45	2,1	10,569	1,9	0,0642	6,2	0,0299	1,9	583	11	595	11
S060617b-19	2,0	14	26	1,8	10,584	1,8	0,0773	5,8	0,0351	1,9	582	10	697	13
S060617b-20	2,1	16	31	1,9	10,817	2,1	0,0833	5,7	0,0302	2,2	570	11	600	13
S060617c-04	3,1	27	36	1,3	10,621	1,7	0,0640	4,7	0,0317	1,9	580	9	630	12
S060617c-14	3,5	30	43	1,4	10,493	1,6	0,0613	4,5	0,0315	1,7	587	9	627	11
S060617c-15	1,8	17	17	1,0	10,365	2,0	0,0847	5,8	0,0295	2,8	594	11	588	16
S060617c-18	1,9	14	27	2,0	10,139	2,3	0,0861	6,9	0,0340	2,3	606	13	675	15

Table 2. LA-ICP-MS U-Th-Pb data on bastnaesite standardized with Monazite Standard Moacyr.

Analysis_#	Concentrations				Isotopic Ratios						Apparent ages			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err%	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	Err%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	err	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	err
S060617b-05	2,5	20	29	1,5	10,131	1,9	0,0724	5,5	0,0338	2,1	607	11	673	14
S060617b-10	9,6	29	59	2,0	6,489	2,1	0,4215	3,0	0,0875	1,8	924	18	1696	30
S060617b-11	9,3	14	26	1,9	3,622	2,3	0,5165	2,9	0,2037	1,8	1572	31	3747	63
S060617b-12	2,5	17	38	2,3	10,257	2,1	0,0934	5,4	0,0330	2,0	600	12	657	13
S060617b-19	3,3	30	31	1,0	10,190	1,8	0,0647	4,9	0,0330	2,2	604	10	657	15
S060617b-23	2,1	20	19	0,9	10,005	1,9	0,0613	5,9	0,0322	2,6	614	11	641	17
S060617b-24	2,7	25	24	1,0	10,140	1,8	0,0591	5,0	0,0343	2,2	606	10	682	15
S160617b-02	1,9	16	22	1,4	10,055	2,3	0,0695	7,5	0,0347	2,7	611	13	680	36
S160617b-03	2,0	15	19	1,3	9,713	3,3	0,1485	8,1	0,0418	3,9	632	20	1151	53
S160617b-05	1,2	9	15	1,7	9,651	2,7	0,0920	8,0	0,0328	3,1	636	16	852	45
S160617b-06	2,0	13	19	1,5	9,135	2,8	0,1703	6,1	0,0442	3,0	670	18	1292	42
S160617b-07	1,5	13	13	1,0	9,570	2,4	0,0891	7,2	0,0381	3,2	641	15	838	40
S160617b-08	1,3	11	16	1,4	9,972	2,8	0,0804	9,2	0,0322	3,5	616	17	759	48
S160617b-11	1,3	11	13	1,2	10,312	2,8	0,0885	9,0	0,0331	3,8	597	16	793	48
S160617b-13	1,4	11	18	1,7	9,831	4,1	0,0778	14,2	0,0339	4,6	625	24	749	73
S160617b-14	1,9	15	21	1,4	9,609	2,2	0,0735	6,8	0,0331	2,6	638	13	731	35
S160617b-15	2,2	19	25	1,3	9,848	2,9	0,0822	9,1	0,0318	3,6	623	17	778	48
S160617b-16	2,5	20	33	1,6	10,204	2,1	0,0744	6,3	0,0301	2,3	603	12	706	32
S160617b-17	2,2	18	22	1,2	9,829	3,0	0,0886	9,0	0,0337	3,9	625	18	820	49
S160617b-18	2,6	21	33	1,6	9,816	2,2	0,0815	6,3	0,0309	2,5	625	13	775	33
S160617b-19	2,1	14	33	2,4	9,284	2,4	0,0922	6,9	0,0317	2,4	660	15	876	39
S160617b-20	1,7	13	20	1,6	9,809	2,4	0,0832	7,1	0,0366	2,5	626	14	786	38
S160617b-21	2,9	21	36	1,7	9,745	2,0	0,0947	5,2	0,0348	2,1	630	12	863	29
S160617b-22	3,1	22	38	1,8	9,746	2,6	0,0788	8,1	0,0354	2,8	630	16	760	42
S160617b-23	2,7	20	38	1,9	10,369	2,3	0,0625	7,5	0,0317	2,3	594	13	614	34
S160617b-24	1,5	12	13	1,1	9,671	2,6	0,0880	7,7	0,0331	3,5	634	15	826	42

5.2.2. Bastnaesite Dating

As expose earlier, bastnaesite grains have been dated following a double-standardization protocol. They have been first standardized with a monazite standard. The data are listed in Table 2. Twenty-six spots have been analyzed. Pb, U and Th contents are fairly homogeneous with values comparable with the ones found for the monazite grains (1.2–9.6 ppm, 9–30 ppm and 13–59 ppm respectively). Their Th/U ratios are also comparable with the ones found for monazite, between 0.9 and 2.4. Although the calculation to obtain these contents is empirical (see [43], these values are comparable with the U and Th contents measured directly in the Bastanesite by LA-ICP-MS (U < 26 ppm and Th < 63 ppm).

Plotted in a Tera–Wasserburg diagram (Figure 14A), they plot in a concordant to discordant position, due to the presence of variable amount of common Pb. Five analyses are concordant and yield a Concordia age of 608 ± 10 Ma (Figure 14B; MSWD = 1.7). All the 26 analyses define a lower intercept date of 602.6 ± 9.5 Ma (Figure 14A; MSWD = 2.3). When plotted in a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Concordia diagram (Figure 14C), data are slightly discordant to discordant and define a lower intercept date of 597 ± 9 Ma (MSWD = 1.4).

A second set of measurements has been done using a calcite standard (Table 3). Because this calcite standard is almost exempt of any thorium (see [40]), only the U/Pb ratios have been measured. Twenty-six analyses have been performed and plotted in a Tera–Wasserburg diagram (Figure 14D), they define a lower intercept date of 579 ± 27 Ma (MSWD = 0.27).

Table 3. LA-ICP-MS U-Th-Pb data on bastnaesite standardized with Calcite Standard WC¹

Source file	207Pb/206Pb	Err%	238U/206Pb	Err%
S160617a-01.d	0,510	2,4	5,89	9,4
S160617a-02.d	0,435	5,1	6,58	12,8
S160617a-03.d	0,323	6,3	7,04	9,5
S160617a-04.d	0,502	3,6	4,78	10,0
S160617a-05.d	0,690	6,5	2,57	12,6
S160617a-06.d	0,122	2,7	9,55	9,1
S160617a-08.d	0,161	4,3	8,94	9,4
S160617a-09.d	0,089	3,7	9,82	9,3
S160617a-11.d	0,201	4,0	8,64	9,5
S160617a-12.d	0,137	11,7	9,55	9,6
S160617a-13.d	0,190	2,5	9,92	9,4
S160617a-14.d	0,478	3,9	5,26	10,3
S160617a-15.d	0,292	7,0	7,91	9,5
S160617a-16.d	0,077	1,0	10,52	9,5
S160617a-17.d	0,083	10,8	10,51	9,5
S160617a-18.d	0,090	1,9	10,64	9,0
S160617a-19.d	0,226	3,3	8,73	9,6
S160617a-20.d	0,072	2,3	10,75	9,1
S160617a-21.d	0,577	1,8	4,48	11,0
S160617a-22.d	0,335	10,1	6,58	11,8
S160617a-23.d	0,181	3,3	9,28	9,3
S160617a-24.d	0,087	9,8	10,29	9,8
S160617a-25.d	0,093	4,8	10,18	9,2
S160617a-26.d	0,080	0,8	10,38	9,3
S160617a-27.d	0,069	0,7	10,47	9,4
S160617a-28.d	0,320	4,1	7,72	9,7

If all the data acquired on bastnaesite (i.e., standardized with monazite and calcite) are plotted, they define a lower intercept date of 602.1 ± 7.2 Ma (Figure 14E; MSWD = 1.5). This demonstrates that using two different non-matrix matching standards, the dates obtained for the bastnaesite are consistent with each other. We can therefore be relatively confident that the dates obtained are not biased by this analytical protocol and that bastnaesite crystallized 602.1 ± 7.2 Ma ago.

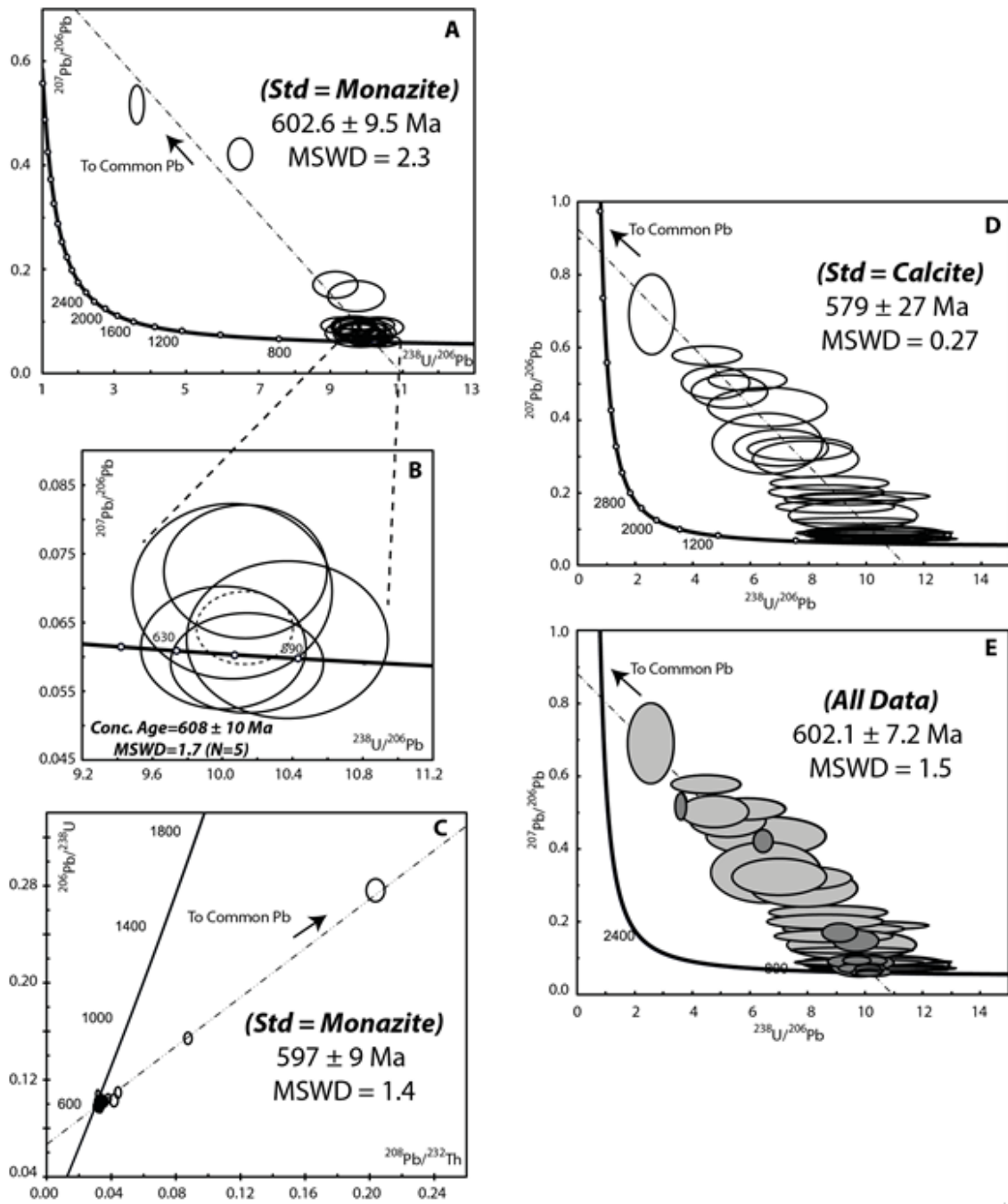


Figure 14. Tera–Wasserburg and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Concordia diagrams for bastnaesite crystals from Gakara. Error ellipses and age calculations are reported with 2_ errors. (A) Tera–Wasserburg diagram with all the data obtained by standardizing bastnaesite with a monazite standard. (B) Zoom of Figure 14A with concordant data only. (C) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ diagram for the bastnaesite standardized with a monazite standard. (D) Tera–Wasserburg diagram with all the data obtained by standardizing bastnaesite with a calcite standard. (E) Tera–Wasserburg diagram combining all the data acquired on bastnaesite.

6. Discussion

6.1. Sequence of Events

From the paragenetic sequence established in Figure 12 and in agreement with several previous works [3,17,29,44], it is clear that mineralization occurred in successive stages. The primary mineralization consisted in the deposition of bastnaesite, which was subsequently altered into monazite. A late oxidative stage leading to the newly-formation of La-rich monazite, cerianite and rhabdophane is likely related to lateritization, and will not be considered further in this discussion.

The main question remaining after the work of [6], which gave an age of 586.8 ± 3.7 Ma for bastnaesite crystallization, was the time elapsed between bastnaesite deposition and its alteration into monazite. Our geochronological data help addressing this point. The U-Th-Pb age obtained on monazite (588.7 ± 7.5 Ma) is close to the U-Th-Pb age of the bastnaesite (602.1 ± 7.2 Ma). Given the uncertainties obtained on the geochronological ages; it is difficult to distinguish in time the bastnaesite event (602 ± 8 Ma) from the monazitic alteration (589 ± 8 Ma). Also, our data are compatible with the paragenesis sequence where monazite crystallization postdates the bastnaesite crystallization. The fact that the La-Ba age on bastnaesite of [6] is similar to our U-Th-Pb age on monazite is difficult to discuss in the present study because we do not know much about the closing temperature of the La-Ba system regarding the bastnaesite mineral nor the behavior of this system when late fluids are involved. In any case, the main conclusion regarding the sequence of events is that the alteration stage followed the primary mineralization during a continuum of hydrothermal activity.

To explain the evolution from carbonated conditions to phosphatic ones, two hypotheses can already be raised considering the brief time elapsed between the two events. First, in the carbonatitic realm, it is known that phosphates can be concentrated in the late stages of evolution [16]. The Gakara case could therefore be one of these examples. Second, the fractures along which the mineralizing fluids circulated are typical of the upper brittle crust. Per descensum circulation of surface waters might thus be linked to the monazitic alteration and the associated silicification (2nd generation of quartz). The fluid inclusions data mentioned in [3] and the work of [4] indicate that the first hypothesis is the most realistic. Specific analyses like fluid inclusion characterization on the primary bastnaesite grains and secondary quartz associated with monazite and a stable isotope study of both bastnaesite and quartz must be undertaken to clarify the origin of the fluids involved in the Gakara system.

6.2. Structural Controls and Associated Fluid Pressure

First, the observed texture of the ore veins brings several instructive information. Fibers/unidirectional textures are rare, and it is therefore difficult to interpret the ore veins in term of fracturing modes (e.g., extensional vs. hybrid shear dilatant fractures). Whereas no ductile shearing has been observed, many ore veins present hydrothermal breccia texture, a feature more compatible with cataclasis and chemical corrosion during hydrothermal flow (Figures 10C and 11B).

Second, the orientations and dips of the REE-bearing veins are highly variable between the different occurrences/prospects (see stereograms in Figures 3 and 7) as well as within a single occurrence. Together with the lack of fracturation evidences, it is therefore not possible at this stage to propose a regional stress field compatible with the REE-bearing vein network. This high variability can be partly linked to the late (post REE-vein emplacement) tectonic events, well identified at Kiyenzi

(Figures 5 and 6), that could be responsible for bloc rotations/tilting, highly probable along the Tanganyika rift eastern shoulder.

However, various points must be discussed as they yield new insights on the hydro-tectonic context: (i) numerous and common, not to say systematic, evidences for reactivation and reuse of older mechanical heterogeneities (e.g., old Kibaran shear zones within gneisses, pegmatites, albitized aplites, etc.) during the REE mineralizing event. These reactivations lead to a spatial distribution of the REE-bearing vein strikes and dips that is more heterogeneous than what could be expected if the veins developed within an isotropic basement under a high regional differential stress field; (ii) The anastomosed REE-bearing vein pattern of the Gasagwe mine with curved 3D shapes, splay-off and thickness variations (Figure 3) is not compatible with a fracturing controlled by a high differential stress. This geometry resembles more that of hypovolcanic magmatic or phreatic-magmatic dykes and sills intruding shallow sediments, that propagated by opening anisotropies such as the beddings. Thus, the lack of a clear regional tectonic control for the REE-bearing vein distribution might also be explained by the injection of hot REE-rich fluids under a very low regional differential stress. Further works and data are required to constrain the structural model. This will be possible in the near future thanks to the mining activity bringing new outcrops; (iii) Independently of the structural model, hydrofracturing along the REE-bearing vein wall rocks (Figure 4), flat REE-bearing veins with large opening just under microgranite sills (Figure 9A), evidence local supra-hydrostatic fluid pressure within the mineralizing plumbing system.

6.3. Geodynamic Context of the Gakara REE Ore Deposition

Several considerations allow to propose that the Gakara REE deposition occurred in the external zones of the Pan-African mobile belts. First, the geochronological data presented here undoubtedly assign a Pan-African age to the Gakara deposition. If compared to the paroxysmic tectonic and metamorphic events described for the Pan-African mobile belts in East Africa (the Mozambic mobile belt for example; see [7,9,44,45]), the age obtained in this study at ca. 600 Ma corresponds to a pre-collisional event, possibly in an extensional context, associated with the break-up of Rodinia (the interested reader may refer to the Figure 9 of [10], which provides a summary of the tectonic-metamorphic-magmatic events that prevailed since the Mid-Proterozoic in the east African region). Second, the Pan-African overprint is weak in Burundi as most of the eastern part of the country is covered by upper Proterozoic sediments [22,23]. Broadly, the contemporaneity between sedimentation and the deposition of the Gakara mineralization is consistent with an extensional regime for the region. Third, our data indicate the involvement of fluids coming from depth, in a good agreement with the carbonatitic-derived hydrothermal system classically invoked for Gakara. Carbonatite magmas generally emplace in a stable (i.e., non-tectonic) context or in association with lithospheric stretching. In passive margins, local thermal disequilibrium between the thinned and cold sub-continental lithospheric mantle and the nearby hot convective asthenospheric mantle leads to a weak partial melting of the former, producing low partial melting-derived melts, such as the alkaline and associated carbonatitic magmas, and the related REE-rich fluids.

7. Conclusions

Field observations of the Gakara REE deposits show that mineralization occurred in the upper brittle crust, in relation with primary fluids coming from depth. Fluids were localized along fractures zones and heterogeneities in the host rocks (including the steeply dipping foliation, the walls of vertical

aplitic veins). Where such heterogeneities were absent, over-pressure features are recorded by the ore bodies. The fact that we document hydrothermal fluids coming from below is consistent with the classical hypothesis of a hidden carbonatitic body at depth. The involvement of surface-derived fluids, notably during the alteration of bastnaesite into monazite, remains an open question at this stage; a stable isotope and fluid inclusions study is necessary to address this possibility. The ages obtained on bastnaesite (602 ± 7 Ma) and monazite (589 ± 8 Ma) demonstrate that bastnaesite crystallization was rapidly followed by monazite alteration, reinforcing the idea that the diverse types of ore bodies observed in the field must be reconciled into a unique mineralizing event, likely linked to the extensional tectonic context that prevailed at that time in the external zones of the Pan-African system.

Author Contributions: Conceptualization, S.N., P.B.; Methodology, S.N., P.B., Y.B.; Investigation, all co-authors; Writing-Original Draft Preparation, S.N., P.B., M.P., Y.B.; Writing-Review & Editing, All authors.

Funding: This research received no external funding

Acknowledgments: We would like to thank the Rainbow Mining Burundi company for its assistance with the collection of data. We would like to extend our thanks to Xavier Le Coz (thin sectioning laboratory) and Francis Gouttefangeas (Scan MAT-CMEBA), for their help in handling the instruments. Our special thanks are also extended to the staff of Geosciences Rennes for their administrative and technical support. Two anonymous reviewers gave us thoughtful and helpful reactions. Finally, S. Ntiharizwa wishes to thank the Campus France Agency for the promotion of French higher education abroad.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

Appendix A

Table A1. Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment.

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	Monazite and Bastnaesite
Sample preparation	Polished thin sections
Imaging	Back-scattered electron imaging (CMEBA, University Rennes 1)
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	<5 ns
Fluence	7.7 J/cm ²
Repetition rate	2 Hz (Mnz ⁽¹⁾) and 10 Hz (Cal ⁽²⁾)
Spot size	20 μm (Mnz ⁽¹⁾) and 100 μm (Cal ⁽²⁾)
Sampling mode/pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 mL/min) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 s
Ablation duration	60 s (Mnz ⁽¹⁾) and 40 s (Cal ⁽²⁾)
Wash-out delay	15 s
Cell carrier gas flow (He)	0.75 L/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350 W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.87 L/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > $\sim 10^6$ cps
Masses measured	⁴³ Ca (only for Cal ⁽²⁾), ²⁰⁴ Hg + Pb, ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Integration time per peak	10–30 ms
Sensitivity/Efficiency	27,000 cps/ppm Pb (50 μm, 10 Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 s on-peak
Calibration strategy	Moacir monazite and calcite WC-1 used as primary reference materials, Manangoutry monazite and calcite WC-1 used as secondary reference materials (quality control)
Reference Material info	Moacir Monazite [35,46] Calcite WC-1 [40] Manangoutry monazite [33]
Data processing package used	Glitter [32] for Mnz ⁽¹⁾ and Lolite [47] with VizualAge_UcomPbine [38] for Cal ⁽²⁾
Uncertainty level & propagation	Propagation is by quadratic addition according to [48]. Reproducibility and age uncertainty of reference material are propagated.
Quality control/Validation	Manangoutry: 587.7 ± 3.1 Ma (N = 10, MSWD = 0.40) WC-1: Wtd ave ²⁰⁷ Pb corrected age: 257.7 ± 4.8 Ma (N = 5, MSWD = 2.2)

(1): Mnz = monazite; (2) Cal = calcite.

References

1. Chakhmouradian, A.R.; Zaitsev, A.N. Rare Earth Mineralization in Igneous Rocks: Sources and Processes. *Elements* **2012**, *8*, 347–353.
2. Rasoamalala, V.; Salvi, S.; Béziat, D.; Ursule, J.-P.; Cuney, M.; de Parseval, P.; Guillaume, D.; Moine, B.; Andriamampihantona, J. Geology of bastnaesite and monazite deposits in the Ambatofinandrahana area, central part of Madagascar: An overview. *J. Afr. Earth Sci.* **2014**, *94*, 128–140.
3. Lehmann, B.; Nakai, S.; Höhndorf, A.; Brinckmann, J.; Dulski, P.; Hein, U.F.; Masuda, A. REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1994**, *58*, 985–992.
4. Hein, U. The bastnaesite-monazite deposits of Gakara/Burundi: Composition of fluid inclusions and genetic implications. *Freiberg. Forsch.* **1998**, *C 475*, 95–105.
5. Song, W.; Xu, C.; Smith, M.P.; Chakhmouradian, A.R.; Brenna, M.; Kynický, J.; Chen, W.; Yang, Y.; Deng, M.; Tang, H. Genesis of the world's largest rare earth element deposit, Bayan Obo, China: Protracted mineralization evolution over ~ 1 b.y. *Geology* **2018**, *46*, 323–326.
6. Nakai, S.; Masuda, A.; Lehmann, B. La-Ba dating of bastnaesite. *Am. Mineral.* **1988**, *73*, 1111–1113.
7. Kröner, A.; Stern, R.J. Pan-African Orogeny. *Encycl. Geol.* **2005**, *1*, 1–12.
8. Bumbly, A.J.; Guiraud, R. The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *J. Afr. Earth Sci.* **2005**, *43*, 1–12.
9. Stern, R.J. Arc Assembly and Continental collision in the Neoproterozoic East African orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **1994**, *22*, 319–351.
10. Midende, G.; Boulvais, P.; Tack, L.; Melcher, F.; Gerdes, A.; Dewaele, S.; Demaiffe, D.; Decrée, S. Petrography, geochemistry and U–Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi): Implication for the Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Africa. *J. Afr. Earth Sci.* **2014**, *100*, 656–674.
11. Chorowicz, J. The East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.* **2005**, *43*, 379–410.
12. Koptev, A.; Burov, E.; Calais, E.; Leroy, S.; Gerya, T.; Guillou-Frottier, L.; Cloetingh, S. Contrasted continental rifting via plume-craton interaction: Applications to Central East African Rift. *Geosci. Front.* **2016**, *7*, 221–236.
13. Tack, L.; De Paepe, P.; Deutsch, S.; Liégeois, J.P. The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): Geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western rift. In *African Geology*; Klerkx, J., Michot, J., Eds.; Musée Royal Afrique Centrale: Tervuren, Belgium, 1984; pp. 91–114.
14. Kampunzu, A.B.; Lubala, R.T.; Makutu, M.N.; Caron, J.-P.H.; Rocci, G.; Vellutini, P.-J. Les complexes alcalins de la région interlacustre à l'est du Zaïre et au Burundi: Un exemple de massifs anorogéniques de relaxation. *J. Afr. Earth Sci.* **1985**, *3*, 151–167.
15. Tack, L.; De Paepe, P.; Liégeois, J.P.; Nimpagaritse, G.; Ntungicimpaye, A.; Midende, G. Late Kibaran magmatism in Burundi. *J. Afr. Earth Sci. Middle East* **1990**, *10*, 733–738.
16. Decrée, S.; Boulvais, P.; Cobert, C.; Baele, J.-M.; Midende, G.; Gardien, V.; Tack, L.; Nimpagaritse, G.; Demaiffe, D. Structurally-controlled hydrothermal alteration in the syntectonic Neoproterozoic Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex (Burundi): Implications for REE and HFSE mobilities. *Precambrian Res.* **2015**, *269*, 281–295.
17. VanWambeke, L. The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical data and origin of the mineralization. *Miner. Deposita* **1977**, *12*, 373–380.

18. Wyllie, P.J. Origin of Carbonatites: Evidence from Phase Equilibrium Studies. In *Carbonatites: Genesis and Evolution*; Bell, K., Ed.; Unwin Hyman: London, UK, 1989; pp. 500–545, ISBN 978-0-04-445068-9.
19. Ngwenya, B.T. Hydrothermal rare earth mineralisation in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1994**, *58*, 2061–2072.
20. Wyllie, P.J.; Jones, A.P.; Deng, J. Rare earth elements in carbonate-rich melts from mantle to crust. In *Unspecified*; Chapman and Hall: London, UK, 1995; Volume 7, pp. 77–104.
21. Williams-Jones, A.E.; Wood, S.A. A preliminary petrogenetic grid for REE fluorocarbonates and associated minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1992**, *56*, 725–738.
22. Tack, L.; Wingate, M.T.D.; De Waele, B.; Meert, J.; Belousova, E.; Griffin, B.; Tahon, A.; Fernandez-Alonso, M. The 1375 Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Res.* **2010**, *180*, 63–84.
23. Fernandez-Alonso, M.; Cutten, H.; De Waele, B.; Tack, L.; Tahon, A.; Baudet, D.; Barritt, S.D. The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): The result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two short-lived far-field compressional events. *Precambrian Res.* **2012**, *216*, 63–86.
24. Theunissen 1986: Carte Géologique du Burundi, Feuille Rumonge; Echelle: 1/100000, S4/29-SW; Musée Royal Afrique Centrale: Tervuren, Belgium, 1986.
25. Theunissen 1989: Carte Géologique du Burundi, Feuille Bujumbura; Echelle: 1/100000, S4/29-NW; Musée Royal Afrique Centrale: Tervuren, Belgium, 1989.
26. Claessens and Theunissen 1988: Carte géologique du Burundi, Feuille Bururi et Gitega; S4/29-NE, Echelle: 1/100000; Musée Royal Afrique Centrale: Tervuren, Belgium, 1988.
27. Kretz, R. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **1983**, *68*, 277–279.
28. Whitney, D.L.; Evans, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* **2010**, *95*, 185–187.
29. Aderca, B.-M.; van Tassel, R. Le Gisement de Terres Rares de la Karonge (République du Burundi); Académie Royale des Sciences D’outre-mer: Bruxelles, Belgium, 1971.
30. Ballouard, C.; Boulvais, P.; Poujol, M.; Gapais, D.; Yamato, P.; Tartèse, R.; Cuney, M. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos* **2015**, *220*, 1–22.
31. Gasquet, D.; Bertrand, J.-M.; Paquette, J.-L.; Lehmann, J.; Ratzov, G.; De Ascencao Guedes, R.; Tiepolo, M.; Boullier, A.-M.; Scaillet, S.; Nomade, S. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-alpine basement massif of the French Western Alps: New U-Th-Pb and Argon ages from the Lauzière massif. *Bull. Société Géol. Fr.* **2010**, *181*, 227–241.
32. Van Achterbergh, E.; Ryan, C.; Jackson, S.; Griffin, W. Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. In *Laser Ablation-ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences; Principles and Applications*; Mineralogical Association of Canada: Québec, QC, Canada, **2001**; pp. 239–243.
33. Paquette, J.L.; Tiepolo, M. High resolution (5 μ m) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chem. Geol.* **2007**, *240*, 222–237.
34. Sal’nikova, E.B.; Yakovleva, S.Z.; Nikiforov, A.V.; Kotov, A.B.; Yarmolyuk, V.V.; Anisimova, I.V.; Sugorakova, A.M.; Plotkina, Y.V. Bastnaesite: A promising U-Pb geochronological tool. *Dokl. Akad. Nauk* **2010**, *430*, 386–388.
35. Yang, Y.-H.; Wu, F.-Y.; Li, Y.; Yang, J.-H.; Xie, L.-W.; Liu, Y.; Zhang, Y.-B.; Huang, C. In situ U-Pb dating of bastnaesite by LA-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* **2014**, *29*, 1017–1023.

36. Ling, X.X.; Li, Q.L.; Liu, Y.; Yang, Y.H.; Liu, Y.; Tang, G.Q.; Li, X.H. In situ SIMS Th–Pb dating of bastnaesite: Constraint on the mineralization time of the Himalayan Mianning–Dechang rare earth element deposits. *J. Anal. At. Spectrom.* **2016**, *31*, 1680–1687.
37. Sylvester, P.J. LA-(MC)-ICP-MS trends in 2006 and 2007 with particular emphasis on measurement uncertainties. *Geostand. Geoanal.* **2008**, *32*, 469–488.
38. Roberts, W.N.M.; Rasbury, E.T.; Parrish, R.R.; Smith, C.J.; Horstwood, M.S.A.; Condon, D.J. A calcite reference material for LA-ICP-MS U–Pb geochronology. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2017**, *18*, 2807–2814.
39. Chew, D.M.; Petrus, J.A.; Kamber, B.S. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chem. Geol.* **2014**, *363*, 185–199.
40. Pochon, A.; Poujol, M.; Gloaguen, E.; Branquet, Y.; Cagnard, F.; Gumiaux, C.; Gapais, D. U–Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian–Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *Am. Mineral.* **2016**, *101*, 2430–2442.
41. Ludwig, K. User’s Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel; Berkeley Geochronological Center: Berkeley, CA, USA, **2012**; pp. 1–75.
42. Ludwig, K.R. On the Treatment of Concordant Uranium–Lead Ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1998**, *62*, 665–676.
43. Poujol, M.; Pitra, P.; Driessche, J.V.D.; Tartèse, R.; Ruffet, G.; Paquette, J.-L.; Poilvet, J.-C. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). *Int. J. Earth Sci.* **2017**, *106*, 477–500.
44. Thoreau, J.; Aderca, B.-M.; VanWambeke, L. Le gisement de terres rares de la Karonge (Burundi). *Acad. R.Sci. Outre-Mer.* **1958**, *4*, 684–715.
45. Unrug, R. The assembly of Gondwanaland. Scientific results of IGCP Project 288: Gondwanaland sutures and mobile belts. *Episodes* **1996**, *19*, 11–20.
46. Fletcher, I.R.; McNaughton, N.J.; Davis, W.J.; Rasmussen, B. Matrix effects and calibration limitations in ion probe U–Pb and Th–Pb dating of monazite. *Chem. Geol.* **2010**, *270*, 31–44.
47. Paton, C.; Woodhead, J.D.; Hellstrom, J.C.; Hergt, J.M.; Greig, A.; Maas, R. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **2010**, *11*, 36.
48. Horstwood, M.S.A.; Foster, G.L.; Parrish, R.R.; Noble, S.R.; Nowell, G.M. Common-Pb corrected in situ U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *J. Anal. Spectrom.* **2003**, *18*, 837–846.

2.5. Conclusion sur la première partie

Les minéralisations en terres rares du gisement de Gakara sont situées près du rift est-africain dans le horst du Lac Tanganyika. Ces minéralisations font partie de la province métallogénique de la ceinture orogénique mésoprotérozoïque kibarienne. Elles sont encaissées par des orthogneiss et des roches métasédimentaires appartenant au Groupe Moyen du Mésoprotérozoïque (environ 1375Ma). Les veines minéralisées en terres rares recoupent toutes ces lithologies et sont beaucoup plus jeune que les pegmatites environnantes (969 ± 8 Ma). Les âges obtenus sur la bastnaésite (602 ± 7 Ma) et la monazite (589 ± 8 Ma) démontrent que la cristallisation de la bastnaésite a été rapidement suivie d'une altération en monazite, renforçant l'idée selon laquelle les divers types de minerai observés sur le terrain doivent être réconciliés en un seul événement minéralisant, probablement lié au contexte tectonique d'extension qui prévalait à cette époque dans les zones extérieures du système panafricain. Les observations faites sur le terrain indiquent que la minéralisation en terres rares s'est produite dans la croûte supérieure fragile, en relation avec les fluides primaires provenant de la profondeur en utilisant des zones de fractures et des hétérogénéités préexistantes dans les roches hôtes. Là où de telles hétérogénéités sont absentes, les corps minéralisés enregistrent des caractéristiques de surpression de fluides, à l'origine d'une contribution de fracturation hydraulique. Le fait que nous documentions les fluides hydrothermaux venant de la profondeur est cohérent avec l'hypothèse classique d'une intrusion de carbonatite non affleurante. L'implication de fluides de surface, notamment lors de la transformation de la bastnaésite en monazite, reste une question ouverte à ce stade, des études d'inclusions fluides et des isotopes stables ont été faites pour traiter cette éventualité. Les résultats de ces études sont présentés dans la deuxième partie de ce manuscrit.

DEUXIEME PARTIE

CARACTERISATION DES PROCESSUS ET DES FLUIDES MINERALISATEURS

Introduction

Les observations de terrain, les textures des minerais et la paragenèse minérale indiquent que le gisement d'ETR de Gakara est de type hydrothermal. Bien que l'hypothèse ne soit pas confirmée définitivement, les minéralisations en ETR du gisement de Gakara sont probablement associées à une intrusion carbonatitique non affleurante. L'objectif de ce travail est de caractériser les fluides et les processus minéralisateurs afin de déterminer leur nature et leurs conditions physico-chimiques de mise en place, et donc par la même occasion de préciser la signature carbonatitique pressentie des fluides minéralisateurs. Le métasomatisme alcalin est l'un des principaux signes de la présence, en profondeur, d'une intrusion de carbonatite ou de systèmes alcalins associés. Le métasomatisme alcalin, dans la région de Gakara, est marqué par une importante albitisation qui a conduit à l'albitisation de filons d'aprites observés dans certains endroits du district minier de Gakara. Une étude pétrographique et géochronologique de ces roches (datation U-Pb sur rutile et zircon) a été effectuée afin de vérifier si ces roches et leur altération sont bien en relation avec la minéralisation. Dans ce travail, des études d'inclusions fluides et isotopes stables ont été aussi réalisées sur les échantillons de bastnaésite et de quartz syngénétique de la monazite. Du fait que la monazite soit très finement cristallisée, cela ne permet pas un piégeage efficace d'inclusions fluides ni leur étude. Les études d'inclusions fluides et isotopes stables ont fait l'objet d'un stage de Master 2 effectué (2017-2018) par Vanessa Elongo Mélodie sous l'encadrement de Philippe Boulvais (directeur de cette thèse), de Marie-Christine Boiron (Université de Lorraine, Nancy) et de moi-même.

Les résultats obtenus de ces études font l'objet d'un article en cours de préparation qui sera soumis bientôt dans le journal « *Ore Geology Reviews* ». Le gisement de Gakara fournit un cadre idéal pour l'étude et la compréhension des circulations magmato-hydrothermales aboutissant à des concentrations économiques en ETR. Tous les résultats obtenus dans ce travail permettent d'apporter des contraintes à l'établissement du modèle métallogénique global qui est l'objectif primordial de cette thèse.

CHAPITRE 1. METASOMATISME ALCALIN

1.1. Métasomatisme alcalin dans des environnements de complexes alcalins et de carbonatites

Le métasomatisme alcalin est l'un des cas les plus intéressants d'altération hydrothermale qui se produit particulièrement dans des environnements de complexes alcalins et de carbonatites (Pirajno, 1992). Ce phénomène est connu sous le nom de fénitisation, et les roches affectées sont appelées des fénites (Brögger, 1921; Le Bas, 1981). Ce nom est dérivé de la carbonatite de Fen en Norvège, où ce type d'altération a été documenté pour la première fois (Brögger, 1921). Les fénites se forment par un métasomatisme progressif dans les roches encaissantes aux alentours des complexes alcalins (Le Bas, 1981; Liu et al., 2018). Cela implique généralement l'élimination du quartz libre (désilicification ou épisyénitisation) et le développement de phases minérales secondaires (Cathelineau, 1986). La composition des fénites dépend à la fois de la nature de roches affectées et des complexes ignés à partir desquels les fluides hydrothermaux évoluent (Pirajno, 1992). Les complexes alcalins et les carbonatites sont généralement présents dans des zones continentales stables ou en tension (étirement), et les enveloppes de fénites se trouvent pour la plupart dans les granitoïdes et/ou les gneiss environnants. Les zones touchées par la fénitisation peuvent s'étendre jusqu'à plus de 2 km de l'intrusion ignée responsable (Pirajno, 1992).

La fénitisation potassique (K) et la fénitisation sodique (Na) sont les deux types du métasomatisme alcalin qui sont reconnus. Le Bas (1981, 1987) indique que ces deux types de fénitisation existent souvent en même temps autour des intrusions carbonatitiques mais avec des intensités variables (Le Bas et al., 1977). Par ailleurs, Le Bas (1981) a démontré que le magma carbonatitique de départ est à la fois potassique et sodique et qu'il perd d'abord ses alcalins bien avant la formation des carbonatites. La fénitisation sodique est généralement moins fréquente et moins bien développée que la fénitisation potassique (Liu et al., 2018). La fénitisation sodique serait plus importante dans les intrusions profondes alors que la fénitisation potassique se rapporterait plutôt aux complexes alcalins semi-profonds (Le Bas, 1981, 1987; Woolley, 1987).

Rubie et Gunter (1983) ont montré que la partition du Na et du K dans les feldspaths résultant de la fénitisation est fortement dépendante de la température, de la pression et du contenu en

CO₂ des fluides. Les feldspaths potassiques sont caractéristiques de basses températures alors que la présence des feldspaths sodiques témoigne plutôt des températures plus élevées (> 500°C) et par l'appauvrissement de la phase fluide en CO₂ (Midende, 1984). D'après Le Bas et al. (1977), l'albitisation des feldspaths potassiques indiquerait soit une augmentation de température, soit une diminution du rapport K/Na dans les solutions félicitantes au point que c'est finalement le feldspath sodique qui devient stable.

1.2. Effets du métasomatisme alcalin sur les roches granitiques

En dehors d'un lien avec une intrusion alcaline, les effets du métasomatisme alcalin hydrothermal sur les granitoïdes ont été étudiés par Cathelineau (1986) par exemple. La surimpression métasomatique progressive induit un remplacement métasomatique des feldspaths en albite et la dissolution du quartz (déquartzification ou épisyénitisation) avec une nouvelle formation d'albite (Pettersson et Eliasson, 1997; Boulvais et al., 2007). La dissolution du quartz de roches granitiques favorise d'importantes modifications de la minéralogie primaire, ainsi que des modifications concomitantes de la composition chimique de la roche entière (Cathelineau, 1986). Les conditions de P-T pendant le métasomatisme varient de 0,3 à 1,5 kb et de 250 à 450°C. Les fluides métasomatiques sont aqueux et de faible salinité. La sous-saturation du quartz dans les fluides, résulte d'un important changement de température dans la plage allant de 450 à 350°C. Dans la plupart des cas, le métasomatisme potassique ou sodique est contrôlé par le déséquilibre subséquent entre les fluides et les roches hôtes (Cathelineau, 1986).

Les caractéristiques texturales les plus importantes des roches ayant subi une altération hydrothermale, sont l'abondance de cavités résultant de la dissolution du quartz (Cathelineau, 1986). En effet, la phase de dissolution initiale laisse une cavité dont le volume et la forme sont identiques à ceux du cristal de quartz dissous. Par conséquent, le quartz lessivé d'une pegmatite ou d'un aplite laisse une cavité dont la taille est contrôlée par les dimensions du quartz pegmatitique ou aplitique (Cathelineau, 1986). Le contact entre le granite primaire et le granite appauvri en quartz est souvent brusque ou limité à une zone intermédiaire de quelques centimètres de large. Une telle zone est caractérisée par du quartz corrodé avec des creux qui s'affichent aux joints des grains (Cathelineau, 1986). La muscovite hydrothermale avec une structure en forme de gerbe est parfois cristallisée dans les albitites (Boulvais et al., 2007).

Deuxième partie

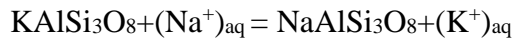
En raison des modifications minéralogiques associées à la dissolution du quartz, les différents modèles d'altération peuvent être classés de deux manières : (1) modification de la minéralogie primaire ; (2) remplissage des cavités de dissolution du quartz. La majorité de ces changements minéralogiques et chimiques liés au métasomatisme sont énumérés dans le tableau 2.1 ci-après.

Type	Changements minéralogiques	Changements chimiques	
		Éléments lessivés	Éléments enrichis
I	Dissolution du quartz (assemblage granitique inchangé sauf pour le quartz; stabilité de l'albite, de l'orthoclase, du microcline, de la muscovite et des minéraux accessoires - hématite, zircon, monazite)		
	Principaux changements (a) <i>destruction de biotite</i> (détruite dans les leucogranites, remplacée soit par la chlorite, soit dans le granite riche en biotite par adulaire). Lixiviation du Ca des plagioclases (instabilité anorthite) induisant une cristallisation albite-carbonate.	Si, (LREE), Fe II CO ₂	Fe III
II	(b) <i>+ remplissages des cavités liées à la dissolution du quartz</i> par: albite; adulaire (formes rhombiques dans le remplissage ou des deux côtés des clivages de biotite); quartz (cristaux eudriques ou textures radiales), muscovite, des types de remplissage intermédiaires peuvent exister.		+ (Na) + (K), Ba + Si + (K), Rb
III	Dissolution du quartz suivie ou combinée à une albitisation (a) <i>albitisation générale vers l'albite</i> par remplacements successifs de biotite, chlorite et muscovite; feldspath K, plagioclase par albite en tant qu'agrégats irréguliers avec un jumelage et un contour polysynthétiques vagues, et une frange limpide autour des feldspaths	Si, K, Mg, Fe, HREE	Na HREE P, Ti, Y, U Th
	(b) <i>Cristallisation de l'albite et de la chlorite dans des cônes et des veinules, albitisation du feldspath K</i> (albite avec un jumelage d'échiquier).		(Ti, P)
IV	Dissolution du quartz suivie ou combinée avec cristallisation des feldspaths K (microcline, adulaire) <i>Rétromorphoses tardives des paragenèses d'altération originales</i>	Si, Na, Mg	K (K), Rb, Li
V	a) <i>remplacement des feldspaths par la muscovite</i> (magmatique ou authigénique) (b) <i>altération des minéraux d'argile</i> : illite, illite-smectite en couches mélangées, smectite (par exemple K (Ca) montmorillonite)		F
VI	Albitisation avec dissolution du quartz subordonnée	(Si)	Na
VII	Microclinisation avec dissolution du quartz subordonnée	(Si)	K

Tableau 2.1: Principaux changements minéralogiques et chimiques des différents types d'altérations hydrothermales (Cathelineau, 1986)

L'albitisation des feldspaths-K peut se développer à partir des plans de fractures par simple processus de diffusion au cours de laquelle K et Na s'échangent sans perturbation majeure du réseau de silicate d'origine, ce qui est possible à haute température d'après (Yao, 2014). Une

augmentation de la température ou de la pression entraîne une augmentation du rapport d'activité K/Na dans la phase fluide à l'équilibre (Orville, 1963; Lagache and Weisbrod, 1977). Ainsi, afin de maintenir l'équilibre chimique dans le système roche – fluide, la roche doit perdre du K et gagner du Na par échange avec le fluide (Boulvais et al., 2007; Fallourd et al., 2014). Cet échange se traduit par une albitisation des feldspaths-K selon la réaction suivante :



L'albitisation des feldspaths K nécessite un apport en Na^+ et des rejets de K^+ . Un précipité possible pour le potassium libéré pourrait être la précipitation de minéraux porteurs de K tels que la séricite (Yao, 2014).

1.3. Types d'albitisation dans les roches cristallines

Deux types d'albitisation ont été décrits dans des roches cristallines telles que la tonalite, le gabbro, le granite et le gneiss :

(1) l'albitisation généralisée affectant les roches de manière homogène en relation avec le métamorphisme de faible degré (Coombs, 1954; Boles and Coombs, 1977; Moody et al., 1985; Boulvais et al., 2007)

(2) l'albitisation liée aux fractures associées aux processus hydrothermaux et magmatiques tardifs (De Jong and Williams, 1995; Petersson and Eliasson, 1997; Plümper and Putnis, 2009; Morad et al., 2010).

L'albitisation contrôlée par les fractures doit évidemment être liée au flux de fluide à travers les fractures. Le sodium peut provenir directement de fluides magmatiques tardifs (Aslund et al., 1995). Néanmoins, les fluides contenant du Na étant omniprésents près de la surface de la Terre, une autre origine du sodium peut être un fluide hydrothermal alimenté par des saumures superficielles associées à des dépôts évaporitiques (Barton and Johnson, 1996; McLelland et al., 2002). Quoi qu'il en soit, l'albitisation contrôlée par les fractures semble liée à des fluides ayant une teneur en sodium relativement élevée et appropriée.

1.4. Albitisation dans le district minier de Gakara

L'albitisation est le principal type de métasomatisme alcalin survenu dans la région de Gakara. Le matériau albitisé nommé « aplites blanches » (du fait de sa couleur blanche, sa granulométrie fine et sa composition minéralogique), s'est injecté sous forme de dyke dans la roche encaissante gneissique (Figure 2.1). Cependant, à certains endroits, l'altération peut toucher une grande masse de roche. Cela a été observé sur les sites Kiyenzi, Gashirwe et Nyamikole.

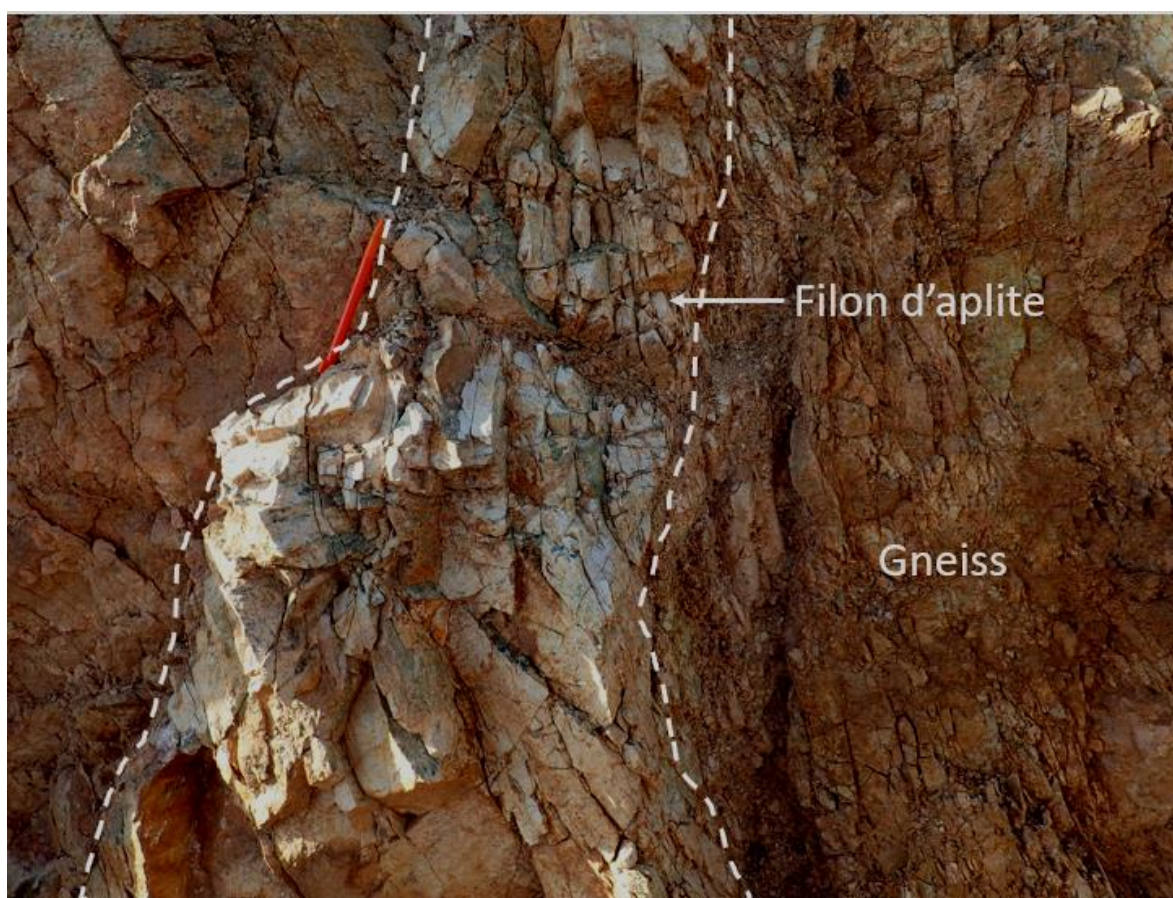


Figure 2.1: Photographie illustrant un filon d'aplite blanche qui recoupe le gneiss sur le site de Kiyenzi

1.4.1. Etude pétrographique des aplites blanches de la région de Gakara

Les aplites blanches de Gakara sont essentiellement composées d'albite et dans une moindre proportion de rutile, zircon, quartz, quelques grains de feldspaths-K primaires résiduels et de muscovite (Figure 2.2). Un enrichissement en Ti a été aussi observé dans tous les échantillons analysés provenant des sites Kiyenzi et Gashirwe (analyses réalisées par moi-même à Rennes). Il convient de noter ici que les gneiss encaissant la minéralisation de terres rares de

Gakara sont très riches en biotite et nous pensons que l'enrichissement en Ti est probablement lié à la destruction des biotites pendant l'altération.

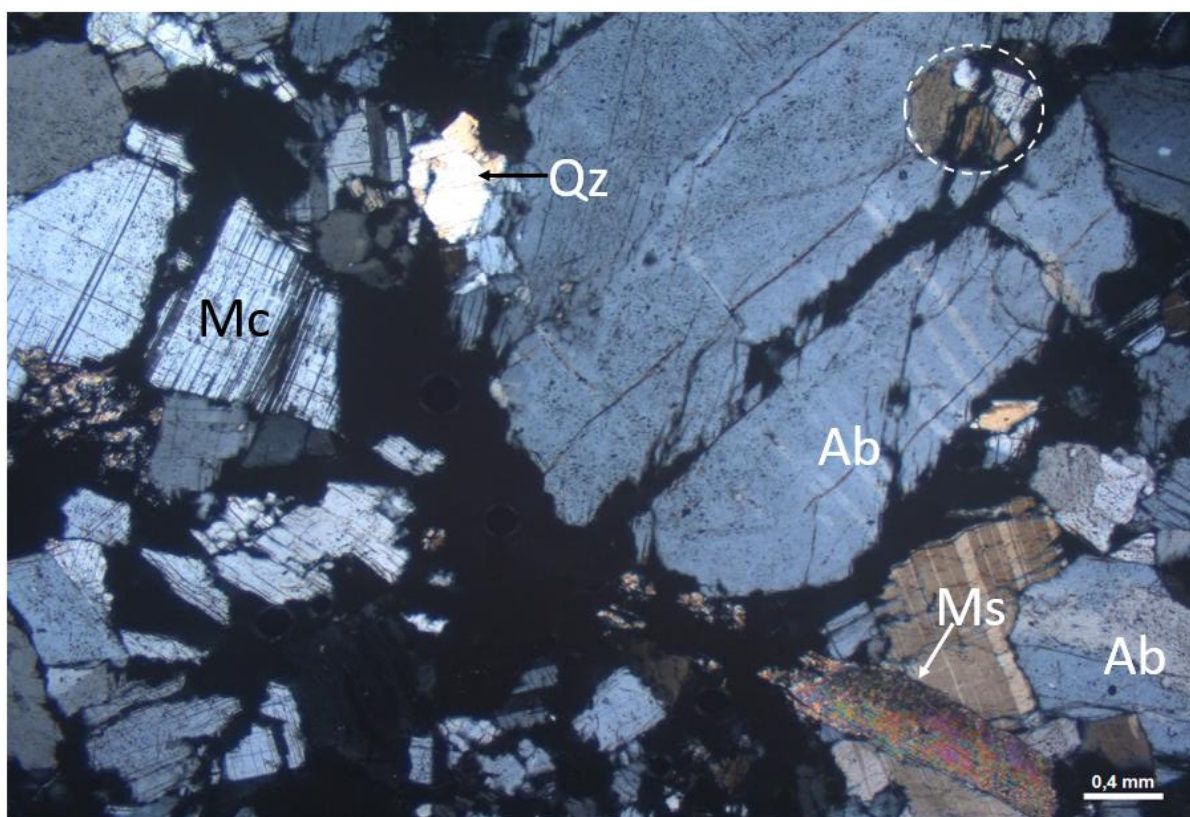


Figure 2.2 : Microphotographie montrant la composition minéralogique des aplites blanches de Kiyenzi : Ab=albite, Ms=microcline, Fsp=feldspath, Ms=muscovite, Qz=quartz. Quelques grains de minéraux primaires résiduels sont en inclusion dans l'albite (encerclé).

Les images de la microscopie électronique à balayage (MEB, réalisées à Rennes) permettent de visualiser un remplissage des cavités de dissolution par des rutilés néoformés (Figure 2.3 a). Ces images montrent également, des grains de zircon englobés dans la masse albitique et qui semblent se former avant l'événement d'albitisation (Figure 2.3 b). Dans ce travail, nous avons effectué une étude géochronologique des grains de rutilé et de zircon ; avec les zircons, on essaye de trouver l'âge de mise en place magmatique, et avec les rutilés (en remplissage de cavité), on cherche à dater l'albitisation.

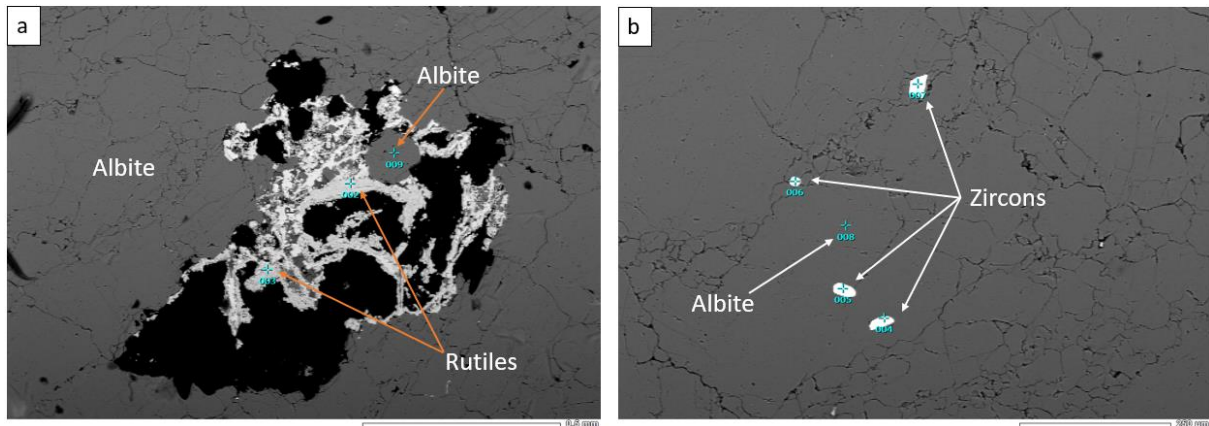


Figure 2.3: Microphotographies MEB illustrant a) les rutiles néoformés après la dissolution du quartz et la décomposition des biotites pendant l'albitisation ; b) quelques grains de zircon sont disséminés dans la masse albitique, vraisemblablement hérités de la mise en place magmatique des aplites.

1.4.2. Etude géochronologique des aplites blanches de Gakara

Une étude géochronologique a été effectuée au laboratoire de Géosciences Rennes par la méthode U-Pb in situ par LA-ICP-MS sur les grains de rutile et de zircon contenus dans les échantillons d'aplités blanches de Gakara, en collaboration avec Marc Poujol. Les échantillons étudiés ont été rassemblés lors d'une mission de terrain effectuée avec Yannick Branquet en février 2018. Ces échantillons proviennent de deux sites : Kiyenzi et Gashirwe.

a) Age des rutiles

Trente-cinq (35) grains de rutile ont été analysés. Ces rutiles sont caractérisés par de très faibles teneurs en U et des teneurs faibles à moyennes en plomb (voir les données Tableau 2.2). Dans la figure 2.4, nous rapportons les données dans un diagramme Tera – Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$). Les données sont concordantes à subconcordantes et définissent un âge panafricain autour de 610 Ma. Si l'on tient compte des incertitudes, l'âge des rutiles (614 ± 12 Ma) est indissociable de l'âge de la cristallisation de la minéralisation primaire de bastnaésite (602 ± 7 Ma). Cela indique que l'albitisation et la minéralisation sont synchrones ou qu'elles se sont succédé rapidement dans un continuum d'hydrothermalisme panafricain.

Deuxième partie

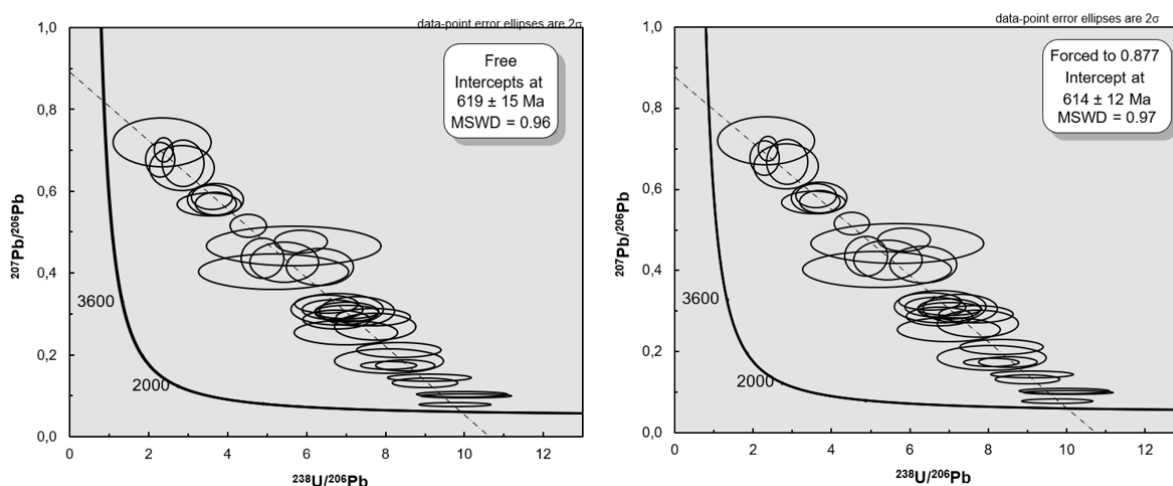


Figure 2.4: Diagramme Tera–Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) sur rutile. L'âge du rutile est indissociable de l'âge de la minéralisation associé à l'événement panafricain autour de 610-600 Ma.

b) Age des zircons

Vingt-quatre (24) grains de zircon ont été analysés par la même méthode que les rutiles. Les zircons sont caractérisés par des teneurs moyennes à élevées en Pb, U et Th, et des rapports Th/U cohérents (voir les données Tableau 2.3). Les zircons sont également caractérisés par une teneur très élevée en plomb commun (^{204}Pb). Dans la figure 2.5, nous rapportons les données des zircons dans un diagramme Tera-Wasserburg ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$). Les données sont très dispersées, signe d'une combinaison de multiples facteurs (héritage varié, teneur en plomb commun élevée, perte en plomb, etc.). L'un des grains est concordant à 1365 Ma. Cet âge est compatible avec la mise en place des granitoïdes de Mugere ($1379 \pm 10 \text{ Ma}$, Tack et al., 2010) lors de l'événement kibarien.

Deuxième partie

Selection Label	'Source file'	U ppm	Pb ppm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Err 2 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Err 2 σ %
Rutiles_2	S-090518a-2	9	575	3,610	11,8	0,5850	4,1
Rutiles_3	S-090518a-3	4	129	5,160	30,1	0,4030	8,9
Rutiles_4	S-090518a-4	7	435	3,710	11,5	0,5700	4,0
Rutiles_5	S-090518a-5	4	457	2,290	13,1	0,6770	5,2
Rutiles_6	S-090518a-6	5	532	2,870	15,2	0,6680	6,9
Rutiles_7	S-090518a-7	10	159	7,280	10,6	0,3060	9,5
Rutiles_8	S-090518a-8	7	132	6,770	14,1	0,3110	10,3
Rutiles_9	S-090518a-9	9	271	6,340	10,9	0,4150	8,9
Rutiles_10	S-090518a-10	6	371	3,690	15,7	0,5790	5,5
Rutiles_13	S-090518a-13	11	243	7,690	10,1	0,2920	5,8
Rutiles_14	S-090518a-14	7	310	5,440	13,1	0,4260	9,4
Rutiles_16	S-090518a-16	9	277	6,510	10,0	0,3240	5,6
Rutiles_17	S-090518a-17	8	269	7,010	9,4	0,3050	4,3
Rutiles_19	S-090518a-19	9	28	10,040	9,3	0,0998	4,2
Rutiles_20	S-090518a-20	9	80	9,110	9,5	0,1438	5,0
Rutiles_21	S-090518a-21	7	27	9,940	9,4	0,1033	5,6
Rutiles_22	S-090518a-22	6	103	8,340	10,4	0,2110	7,1
Rutiles_23	S-090518a-23	9	322	8,090	14,0	0,1850	13,5
Rutiles_24	S-090518a-24	7	287	6,650	9,5	0,3100	6,5
Rutilesbatch_1	S-090518b-1	6	4	7,010	9,4	0,3050	6,6
Rutilesbatch_2	S-090518b-5	11	2	8,080	7,2	0,1741	4,9
Rutilesbatch_3	S-090518b-6	9	1	9,000	7,6	0,1321	7,0
Rutilesbatch_4	S-090518b-7	15	31	5,850	9,3	0,4760	4,8
Rutilesbatch_5	S-090518b-8	10	1	9,760	7,6	0,0778	5,4
Rutilesbatch_6	S-090518b-9	8	7	7,730	10,9	0,2690	10,0
Rutilesbatch_7	S-090518b-10	14	123	2,380	8,5	0,7010	3,6
Rutilesbatch_8	S-090518b-11	13	132	3,540	18,7	0,5680	4,0
Rutilesbatch_9	S-090518b-12	9	65	8,500	7,3	0,1743	6,3
Rutilesbatch_11	S-090518b-15	12	974	4,520	8,3	0,5160	4,5
Rutilesbatch_13	S-090518b-17	9	1990	6,750	10,3	0,2870	6,6
Rutilesbatch_14	S-090518b-18	9	296	6,990	15,3	0,2540	9,4
Rutilesbatch_15	S-090518b-19	4	40	4,880	9,1	0,4360	9,2
Rutilesbatch_16	S-090518b-20	2	36	2,330	43,6	0,7200	6,8
Rutilesbatch_17	S-090518b-22	6	14	5,680	31,9	0,4660	8,6
Rutilesbatch_18	S-090518b-24	3	46	2,840	23,9	0,6570	6,8

Tableau 2.2 : Données U-Pb LA-ICP-MS sur rutile

Deuxième partie

Isotopic ratios							Apparent ages										
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	ErrAbs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ErrAbs	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ErrAbs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	ErrAbs	²⁰⁴ Pb	Pb ppm	U ppm	Th ppm	Th/U
0,18655	1,061378	5,54884	0,07057	0,21576	0,00268	0,98	2712	17	1259	14	1908	11	642	106,8	371,2	431,3	1,16
0,20695	1,058227	6,58642	0,0837	0,23085	0,00286	0,97	2882	17	1339	15	2058	11	664	96,2	296,3	527,1	1,78
0,18867	1,054752	7,27356	0,09227	0,27964	0,00347	0,98	2731	17	1590	17	2146	11	526	95,7	252,5	306,3	1,21
0,12606	1,094717	5,99842	0,07792	0,34516	0,00429	0,96	2044	19	1912	21	1976	11	0	50,9	131,6	73,9	0,56
0,15868	1,065037	6,85895	0,08759	0,31354	0,00389	0,97	2442	18	1758	19	2093	11	266	76,7	198,7	284,0	1,43
0,18663	1,060923	7,44097	0,09475	0,2892	0,00359	0,97	2713	17	1638	18	2166	11	643	115,9	302,3	341,2	1,13
0,17053	1,061397	7,54158	0,09604	0,32078	0,00397	0,97	2563	18	1794	19	2178	11	571	189,0	509,1	354,8	0,70
0,16803	1,059335	9,00215	0,11465	0,38862	0,00481	0,97	2538	18	2116	22	2338	12	445	186,9	411,2	257,1	0,63
0,24266	1,071458	9,91251	0,12718	0,29631	0,00367	0,97	3138	17	1673	18	2427	12	2187	300,0	654,8	1039,1	1,59
0,15617	1,088557	7,75093	0,10027	0,36	0,00446	0,96	2415	18	1982	21	2203	12	285	199,3	478,5	320,2	0,67
0,48845	1,072781	17,63314	0,22638	0,26186	0,00324	0,96	4207	16	1499	17	2970	12	14052	942,7	1434,2	2886,9	2,01
0,15533	1,100882	6,12685	0,08004	0,28611	0,00355	0,95	2406	19	1622	18	1994	11	400	84,9	248,3	142,8	0,58
0,16963	1,090609	10,31966	0,13377	0,44128	0,00547	0,96	2554	18	2356	24	2464	12	424	199,8	378,1	237,9	0,63
0,16841	1,104447	6,91032	0,09029	0,29764	0,00369	0,95	2542	18	1680	18	2100	12	446	90,1	243,9	176,9	0,73
0,31809	1,097174	10,08509	0,13124	0,22998	0,00285	0,95	3561	17	1334	15	2443	12	3848	348,0	814,5	1587,0	1,95
0,21514	1,101608	9,36656	0,12241	0,3158	0,00391	0,95	2945	18	1769	19	2375	12	1119	202,6	473,2	469,7	0,99
0,17382	1,110344	9,16337	0,12029	0,38241	0,00474	0,94	2595	18	2088	22	2355	12	240	166,7	372,7	232,6	0,62
0,21862	1,129814	12,2932	0,16353	0,40789	0,00506	0,93	2971	18	2205	23	2627	12	690	195,3	358,5	359,6	1,00
0,17943	1,142507	10,10109	0,13517	0,40836	0,00506	0,93	2648	19	2207	23	2444	12	221	221,5	456,3	344,5	0,75
0,17902	1,145123	10,13017	0,13598	0,41046	0,00509	0,92	2644	19	2217	23	2447	12	196	234,4	473,9	445,7	0,94
0,16513	1,156664	6,11227	0,08264	0,2685	0,00333	0,92	2509	19	1533	17	1992	12	707	154,4	472,4	386,0	0,82
0,19144	1,164856	8,02561	0,10886	0,30409	0,00378	0,92	2755	19	1712	19	2234	12	696	190,7	489,4	495,0	1,01
0,08718	1,181464	2,83215	0,0387	0,23564	0,00292	0,91	1365	22	1364	15	1364	10	26	141,3	619,4	86,0	0,14
0,09827	1,170245	3,15022	0,04301	0,23253	0,00288	0,91	1592	22	1348	15	1445	11	0	234,2	1027,0	321,5	0,31

Tableau 2.3 : Données U-PB LA-ICP-MS sur zircon

Deuxième partie

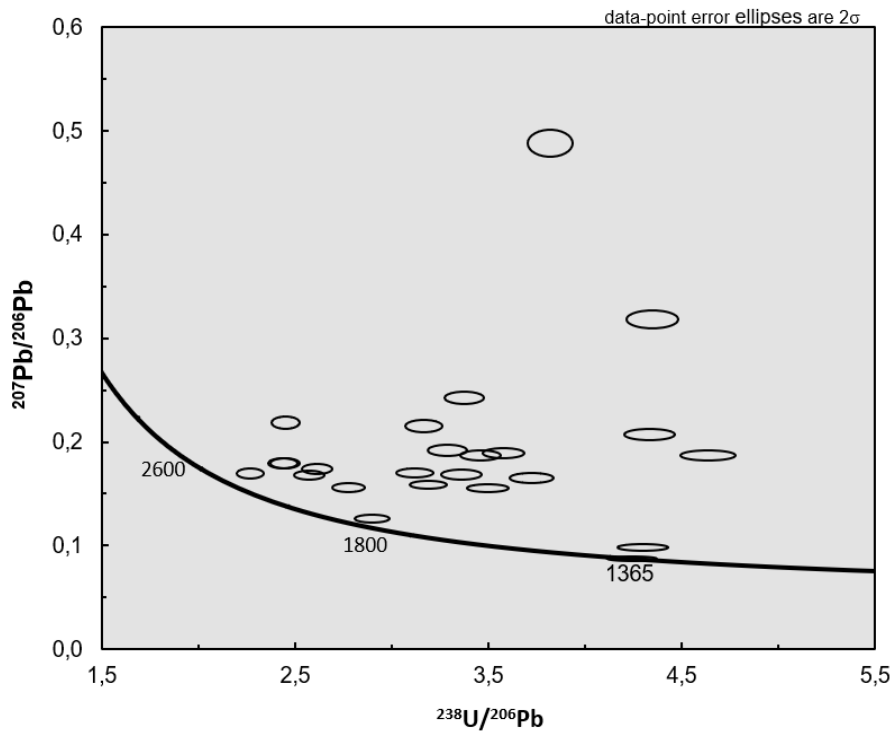


Figure 2.4 : Diagramme Tera–Wasserburg ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) sur zircon. Les âges du zircon correspondent aux âges des roches encaissantes de la minéralisation (granitoïdes) associées à l'événement Kibarien.

1.5. Discussion et conclusion

Contrairement au zircon, le rutile est supposé instable lors des conditions métamorphiques de faible degré, de sorte que le rutile développé lors de conditions métamorphiques progressives ne doit pas contenir de noyaux hérités d'événements métamorphiques plus anciens (Zack et al., 2004). En raison de la résistance du zircon à la recristallisation métamorphique, il peut être retravaillé plusieurs fois et survivre à une histoire géologique complexe. Dans cette étude, les données U-Pb des grains de zircon sont très dispersées, tandis que les données U-Pb du rutile permettent d'identifier un pic net à 614 ± 12 Ma. L'âge du rutile marque l'événement hydrothermal d'albitisation sub-synchrone de l'événement de minéralisation en bastnaésite à 602 ± 7 Ma et ainsi légèrement antérieur au stade tardif marqué par la cristallisation de la monazite à 588 ± 7 Ma (Ntiharizwa et al., 2018). Tous ces événements pourraient alors représenter un système hydrothermal vers 600 Ma, d'une durée de 7 Ma (intervalle minimal entre les âges 614 ± 12 Ma et 588 ± 7 Ma) à plus de 40 Ma (intervalle maximal entre les âges 614 ± 12 Ma et 588 ± 7 Ma). Cela nous confirme d'ailleurs l'intérêt d'une caractérisation plus exhaustive de l'albitisation des roches dans l'environnement de la minéralisation en ETR à Gakara.

Deuxième partie

CHAPITRE 2. OUTILS DE CARACTERISATION DES FLUIDES MINERALISATEURS

2.1. Introduction

La formation des gisements hydrothermaux nécessite des fluides capables de transporter et de déposer des métaux (Roedder, 1958; Wilkinson, 2001a). D'après Roedder (1979), tout fluide aqueux chaud est appelé « fluide hydrothermal », indépendamment de son origine. Les fluides hydrothermaux peuvent avoir diverses origines : magmatique, métamorphique, des eaux évoluées dans de bassins sédimentaires, des eaux fossiles (eaux connées), des eaux marines ou des eaux météoriques (Skinner, 1979; Wilkinson, 2001a). Les sources et les caractéristiques physico-chimiques de ces fluides varient considérablement. Un facteur prédominant qui différencie ces fluides est leur salinité. Wilkinson (2001) indique que les fluides magmatiques sont très salins (jusqu'à 60 % poids éq. NaCl) tandis que les fluides météoriques et métamorphiques sont typiquement peu salins. Dans beaucoup de cas, les fluides hydrothermaux sont issus du mélange de divers types de fluides. Les fluides les plus importants du point de vue métallogénique, sont les fluides météoriques évolués et les fluides hydrothermaux magmatiques, et dans une moindre mesure les fluides métamorphiques (Bodnar et al., 2014).

Au cours des cinquante dernières années, les données obtenues à partir d'études d'inclusions fluides ont sans doute contribué à la compréhension des processus de formation du minerai dans les gisements hydrothermaux plus que tout autre outil (Bodnar et al., 2014). Parmi les facteurs les plus importants à l'origine de la formation des gisements hydrothermaux, on trouve la température, la pression et la composition des fluides minéralisateurs.

2.2. Description des inclusions fluides

La description originelle des inclusions fluides (IF) a été faite par Sorby en 1858. Ce chercheur décrit les inclusions fluides (IF) comme étant de petites cavités remplies de fluides piégés dans les cristaux des minéraux, soit pendant leur croissance initiale (inclusions primaires), soit plus tard lorsque les fractures des minéraux cicatrisent en présence d'une phase fluide (inclusions secondaires ou pseudosecondaires). Les expériences de Sorby (1858) ont montré que quand ces cavités sont formées à la température ordinaire, elles restent bien

remplies de liquide et aucune des cavités ne contient de bulles de gaz. Quand, cependant, elles sont formées à une température plus élevée, des bulles de gaz apparaissent. Un siècle plus tard, Roedder (1958) a fait un travail pionnier sur les gisements hydrothermaux. D'après Roeder, les gisements hydrothermaux témoignent du flux de solutions hydrothermales à travers les failles, les fractures et les roches poreuses. Dans ces solutions, des éléments d'intérêt économique y sont dissous, transportés et concentrés (Wilkinson, 2001).

L'étude d'inclusions fluides (IF) est le seul moyen direct d'accéder aux propriétés des fluides minéralisateurs et, dans de nombreux cas, ce sont en plus les géothermobaromètres les plus précis disponibles (Dubois et al., 1994 ; Wilkinson, 2001).

2.3. Etude des inclusions fluides

La taille des IF varie de submicroscopique (échelle nanométrique) à plusieurs centaines de microns et, rarement, à la taille millimétrique, mais les inclusions dans la plupart des gisements hydrothermaux ont une dimension inférieure à environ 100 μm (Bodnar et al., 2014). Les techniques modernes permettent d'étudier les inclusions d'environ 2–3 μm et la plupart des données rapportées pour les IF dans les dépôts hydrothermaux proviennent d'inclusions allant d'environ 5 à 50 μm (Bodnar et al., 2014).

2.3.1. Méthodes d'étude d'inclusions fluides

Les informations détaillées sur les méthodes de préparation des échantillons, de la collecte et de l'interprétation de données, ainsi que la terminologie utilisée pour décrire diverses propriétés d'inclusions fluides sont résumés dans les travaux de nombreux chercheurs (par exemple, Roedder, 1958, 1979, 1981; Goldstein and Reynolds, 1994; Van den Kerkhof and Hein, 2001; Dubois, 2003; Goldstein, 2003).

La microscopie pétrographique est l'étape préalable essentielle à toute étude d'inclusions fluides (Roedder and Bodnar, 1980). Une interprétation correcte des IF ne peut être faite que lorsque les relations texturales entre les IF et le minéral hôte sont considérées (Van Den Kerkhof et Hein 2000). Un des aspects les plus importants de l'étude des IF est sa capacité à mesurer la température de piégeage des fluides dans le système hydrothermal par mesure directe en utilisant la microthermométrie (Wilkinson, 2001; Randive et al., 2014). La microthermométrie consiste à chauffer deux phases d'inclusions jusqu'à leur homogénéisation

(Randive et al., 2014). Si les IF ont été piégées dans un système de fluide « en ébullition » ou non miscible, la température d'homogénéisation est égale à la température de piégeage des inclusions, et si les IF sont primaires, cette température représente la température de croissance du minéral hôte (Bodnar et al., 2014). Si la pression du système est connue, la température de piégeage peut être estimée à partir de l'intersection des isochores passant par la température d'homogénéisation (Roedder and Bodnar, 1980). La température d'homogénéisation couplée avec la salinité des fluides définit la densité du fluide, quelles que soient les conditions de piégeage du fluide (Wilkinson, 2001).

Une approche complémentaire pour étudier les IF est basée sur leur contenu volatil ou gazeux. Malgré le problème lié à l'analyse de la teneur en gaz, la composition en gaz d'inclusions fluides peut fournir un indicateur utile de la provenance du fluide (Bussink et al., 1984; Wilkinson, 2001). La composition du contenu volatil est déterminée par la spectroscopie Raman laser (Randive et al., 2014).

2.3.2. Composition des inclusions fluides

Les inclusions piégées sont généralement composées de liquides, gaz ou solides, soit piégés individuellement (monophasé), ou sous forme de mélange hétérogène de plus d'une phase (biphasé, triphasé ou polyphasé) dans une seule cavité tel qu'illustré sur la figure 2.6. (Dubois, 1992, 2003). La composition du fluide piégé varie beaucoup ; les solvants couramment détectés sont H₂O, CO₂, CH₄, H₂S, N₂, les solutés principaux sont Cl, Br, F, I, S, Na, K, Ca, Mg et Fe (Randive et al., 2014). Les fluides hydrothermaux naturels contiennent très souvent du dioxyde de carbone (CO₂) et des ions chlorure (Cl⁻) (Gehrig et al., 1979). Ainsi, l'enquête sur les systèmes H₂O-CO₂ et H₂O-CO₂-NaCl est fondamentale pour la compréhension de la chimie de nombreux systèmes géothermiques (Gehrig et al., 1979).

Des informations sur la composition des fluides peuvent être obtenues indirectement en mesurant la première température de fusion également connue sous le nom de température eutectique (Te ou Tme). Après avoir gelé l'inclusion, il est chauffé lentement tout en étant soigneusement observé sous le microscope. La température de première fusion du solide (glace) est enregistré (Gehrig et al., 1979).

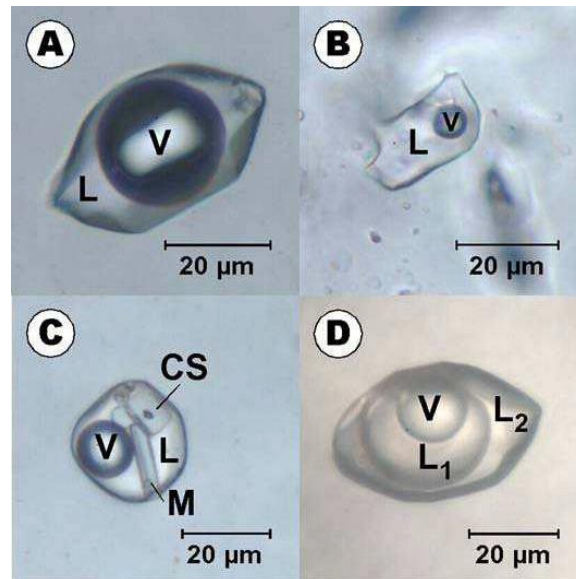


Figure 2.6: Quelques exemples d'inclusions fluides (extrait de Dubois, 2003). A. Inclusion fluide biphasée avec un remplissage vapeur fort. B. Inclusion fluide biphasée avec un remplissage vapeur moyen. C. Inclusion fluide triphasée avec un cube de sel (CS), un minéral en baguette (M) et d'autres solides. D. Inclusion fluide triphasée comprenant deux liquides (notes L1 et L2) immiscibles. L = liquide. V =Vapeur (Dubois, 1992).

2.4. Genèse des gisements hydrothermaux

En pratique, les IF sont utilisées dans les études liées à la métallogénie dans le but de comprendre la genèse des gisements hydrothermaux (Roedder, 1979a; Skinner, 1979; Moon, 1991; Wilkinson, 2001b; Rusk et al., 2008; Randive et al., 2014). Dans de nombreux gisements hydrothermaux, les processus physiques tels que **la séparation de phases** et **le mélange de fluides** sont les mécanismes les plus importants qui aboutissent au dépôt des concentrations économiques de minerais (Skinner, 1997). Ces deux processus peuvent fournir la condition essentielle pour l'efficacité de formation des gisements, à savoir la saturation rapide de fluides hydrothermaux dans un volume restreint de roche (Skinner, 1979). Plusieurs variétés de gisements hydrothermaux riches en métaux se sont formées à la suite du changement brutal de la chimie des fluides à l'ébullition (Roedder and Bodnar, 1980).

L'association d'une phase liquide et d'une phase vapeur dans une inclusion fluide indique l'immiscibilité des fluides et suggère l'ébullition (Bussink et al., 1984b). Bien que répandu dans la littérature, le terme « ébullition » est imprécis en ce qui concerne les systèmes de minéralisation et ne convient pas aux systèmes contenant des substances volatiles en plus de l'eau (Skinner, 1979). Le terme « ébullition » est approprié si la production d'une phase

vapeur survient à la suite d'une augmentation de température ou d'une diminution de pression, ou une combinaison des deux (Roedder, 1984). Cependant, le terme « ébullition » est inapproprié pour les systèmes contenant des volatiles tels que le CO₂ où la séparation de la phase vapeur se produit comme à l'ouverture d'une bouteille de boisson gazeuse (Wilkinson, 2001). Dans de tels cas, les termes « effervescence » ou « séparation de phase » sont plus appropriés (Gehrig et al., 1979).

Des variations de salinité peuvent donc être produites par ébullition ou effervescence, mais l'augmentation significative de la salinité ne se produira que par une ébullition continue dans des fractures restreintes (Skinner, 1979). Les variations significatives de la salinité, en fait, sont plus susceptibles d'être contrôlées par un mélange de fluide, sauf en cas de dissolution d'évaporites (Skinner, 1979). Les mesures de salinité sont donc très utiles pour déduire la présence de deux fluides et estimer le degré de mélange entre eux (Wilkinson, 2001). Une diminution de salinité et de température d'homogénéisation des inclusions fluides peut indiquer par exemple l'interaction de l'eau souterraine et les fluides dérivés de la carbonatite. Toutefois, un système hydrothermal est toujours très large, très inaccessible et très facilement perturbé. Il est donc impossible d'examiner la source du fluide dans ce système par l'observation directe. Les données d'inclusions fluides sont souvent combinées avec d'autres informations géochimiques telles que les isotopes stables (Skinner, 1979; Lattanzi, 1991; Moon, 1991; Wilkinson, 2001).

2.5. Les isotopes stables de carbone et d'oxygène

Les inclusions contenant les fluides aquo-carboniques (H₂O-CO₂) sont très communes et constituent souvent le type d'IF dominant se produisant dans les gisements de terres rares associés aux carbonatites (Hoefs, 2015). La composition en isotopes stables de carbone et d'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) dans les carbonatites sont souvent utilisés comme indicateurs de processus post-magmatiques, puisque leur fractionnement est une fonction inverse de la température (Hoefs, 2015).

En général, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont en corrélation positive dans les carbonatites (par exemple Deines et al., 1989). Des analyses d'isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées par plusieurs chercheurs (von Eckermann et al., 1952; Baertschi, 1957; Taylor et al., 1967) pour tirer des conclusions sur l'origine des carbonatites. Une grande partie de la variation de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 2.7) observée dans les carbonatites par Baertschi (1957) et Von Eckermann et

al. (1952) peut être due à la recristallisation hydrothermale à basse température en dehors de la carbonatite intrusive primaire ou à des effets d'une altération secondaire liés aux intempéries de la surface qui peuvent masquer les relations critiques.

Au Burundi, Midende et al (2014) et Decrée et al. (2016) ont appliqué l'isotopie stable à la carbonatite de Matongo, montrant la pertinence de cet outil pour identifier les processus mis en œuvre dans l'histoire magmatique et hydrothermale. Mais à ce jour, aucune donnée n'est disponible sur le gisement de Gakara.

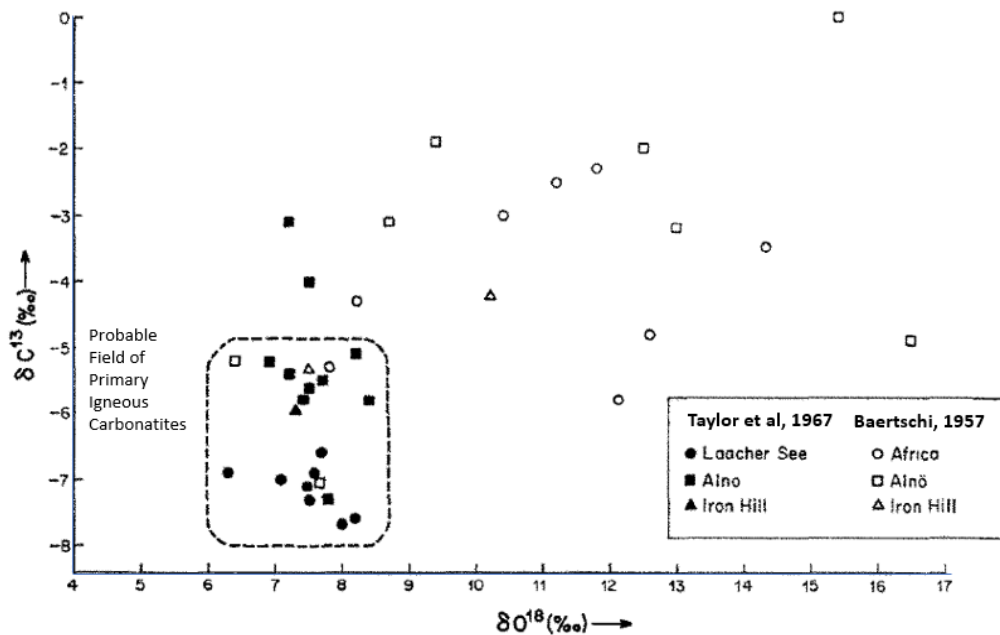


Figure 2.7: Diagramme $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ pour les échantillons de carbonates analysés provenant de corps de carbonatites du monde entier (Taylor et al., 1967). Une estimation de la plage générale (encadré) de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonatites primaires non affectées par les eaux météoriques ou par une altération hydrothermale est incluse.

2.6. Données géochimiques préexistantes sur le gisement de Gakara

Il existe très peu de données géochimiques disponibles sur le gisement de Gakara. Les données isotopiques (Sr, Nd) préexistantes sont celles de Lehmann et al. (1994) et les données d'inclusions fluides sont celles de Hein (1998). Dans ce travail, nous avons réinvesti un travail original qui couple les inclusions fluides et les isotopes stables. La pertinence d'une étude complémentaire exhaustive sur la géochimie des minerais (par LA-ICPMS par exemple) est présentée dans les perspectives générales de ce manuscrit.

2.6.1. Données en Éléments de Terres Rares

Les données sur la bastnaésite de Gakara et sur les échantillons de référence de Mountain Pass, États-Unis (**système de carbonatite**) et de la région de Pikes Peak, Colorado, États-Unis (**système granitique**) sont présentées dans la figure 2.8 (d'après Lehmann et al., 1994). Le spectre d'ETR normalisé aux chondrites de la bastnaésite de Gakara est proche d'une ligne droite avec un fractionnement extrême La/Lu. Ce motif est similaire à celui de la bastnaésite de l'environnement de carbonatite de Mountain Pass et diffère nettement de celui des échantillons de bastnaésite issus de la région de Pikes Peak (origine granitique), qui présentent des anomalies négatives en Eu et un fractionnement LREE/HREE moins prononcé. Les mêmes schémas généraux sont valables pour la bastnaésite et la monazite d'autres localités (Mariano, 1989a).

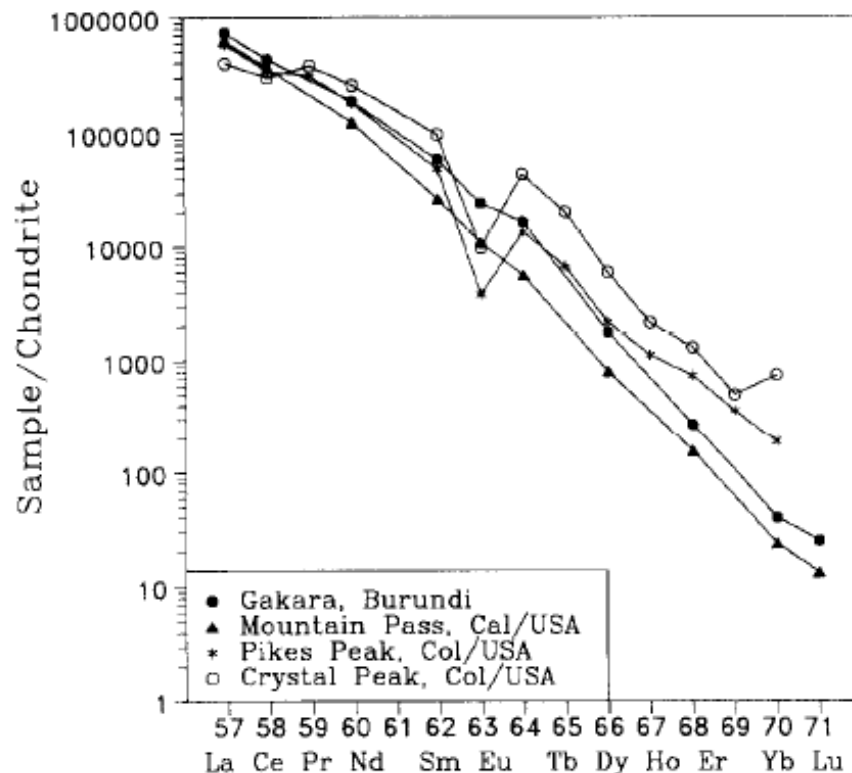


Figure 2.8: Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites d'échantillons de bastnaésite de Gakara, Burundi, Mountain Pass, Californie, et du pluton de Pikes Peak, Colorado. Les bastnaésites de Pikes Peak et de Crystal Peak proviennent d'un environnement granitique, les bastnaésites de Gakara et de Mountain Pass proviennent d'un environnement carbonatitique (Lehmann et al., 1994).

2.6.2. Isotopes de Sr et Nd

Les données relatives aux isotopes du néodyme et du strontium (Lehmann et al., 1994) pour la bastnaésite de Gakara sont représentées dans la figure 2.9. Les échantillons de bastnaésite de Gakara présentent essentiellement une constante $\epsilon_{Nd}(T)$ de -11,9 et un large écart dans les valeurs initiales de $^{87}Sr/^{86}Sr$. La plage des valeurs isotopiques du Sr peut être attribuée à une interaction variable du système hydrothermal avec les roches granitiques de l'enceinte kibarien, riche en ^{87}Sr radiogénique. Le rapport isotopique Sr le plus bas (0,7075) définit une limite supérieure pour les fluides primaires. Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ le plus élevé (0,7329) indique un échange de Sr entre 20 et 80% avec les roches encaissantes pour la plupart (données sur les isotopes de Sr tirées de (Liégeois et al., 1982)). Une contamination en néodyme du système hydrothermal par des roches encaissantes est peu probable, au vu de la constance remarquable des valeurs d' $\epsilon_{Nd}(T)$ (Lehmann et al., 1994).

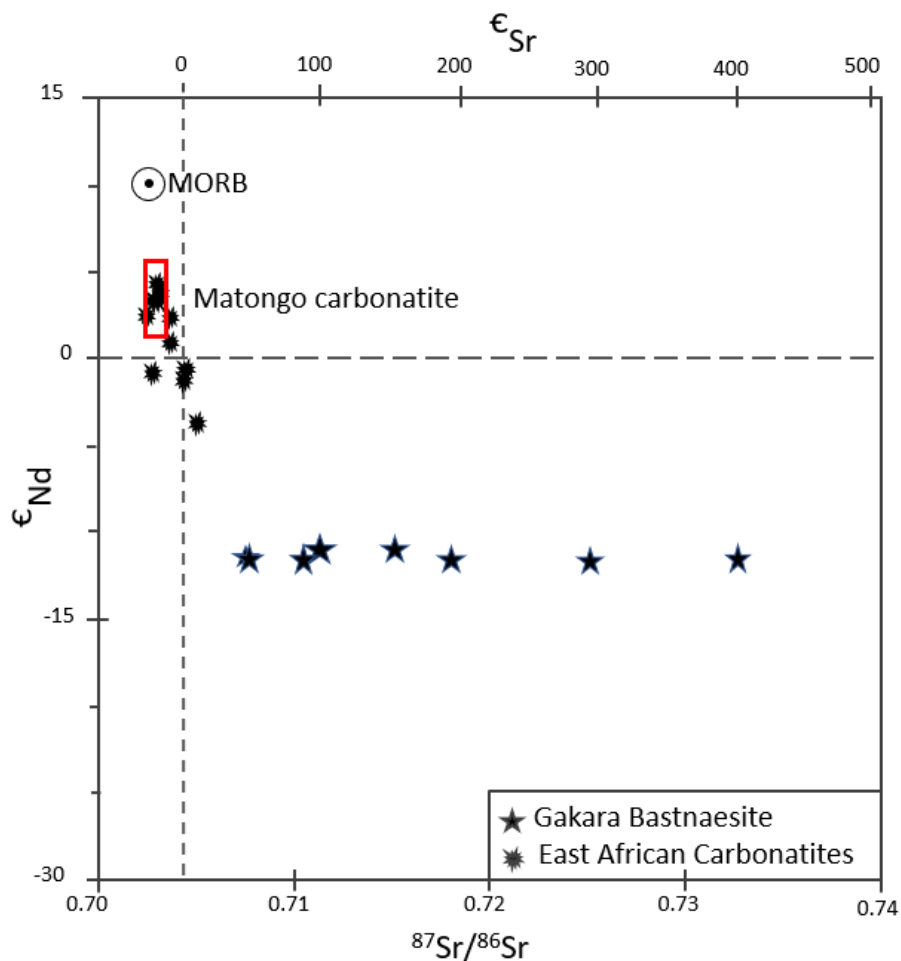


Figure 2.9: Diagramme de variation initiale ISr- ϵ_{Nd} (T = 587 Ma) pour des échantillons de bastnaésite de Gakara, au Burundi (extrait de Lehmann et al., 1994). Données de référence: carbonatite de Matongo,

Burundi (705 Ma) de (Midende et al., 2014); carbonatites d'Afrique orientale de Bell et Blenkinsop (1989); manteaux MORB actuels et réservoirs du manteau enrichi (EM 1) de Zindler et Hart (1986).

2.6.3. Données d'inclusions fluides

Des inclusions fluides ont été caractérisées (Figure 2.10) par Hein (1998) dans les cristaux de quartz fumés et dans les cristaux transparents de bastnaésite qui ne sont pas affectés par la monazitization. Deux principaux types d'inclusions ont été distingués par ce chercheur selon leur contenu de phases observables dans la chambre de température : 1) *Inclusions gazeuses* sont généralement développées comme cristaux négatifs et leur taille peut dépasser 120µm. Ils contiennent le CO₂ liquide et dans peu de cas visible un fin film de fluide aqueux sur les bords de l'inclusion. De plus rares solides sont piégés dans ces inclusions ; 2) *Les inclusions de saumure* contiennent un liquide aqueux avec jusqu'à 7 cristaux transparents et jusqu'à 2 cristaux opaques et une bulle de gaz riche en CO₂. Bien qu'il n'existe pas de données expérimentales sur le système Na-K-Cl-SO₄-CO₂-H₂O, les solides trouvés dans les inclusions de saumures incluent halite (NaCl), sylvite (KCl), arcanite (K₂SO₄) comme phases majeures et pyrite (FeS₂), sidérite (FeCO₃) et anhydrite (CaSO₄) comme phases mineures. Les inclusions gazeuses sont dominées par le CO₂ avec de petites quantités de CH₄ et N₂.

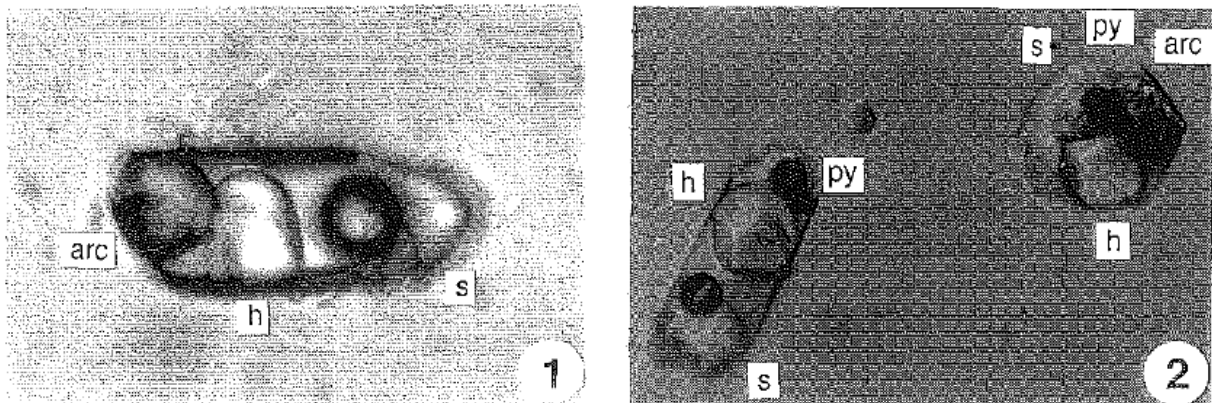


Figure 2.10: Quelques exemples d'inclusions solides identifiées par Hein (1998) dans les échantillons de bastnaésite et de quartz de Gakara. Arc=arcanite, h=halite, s=sylvite, py=pyrite.

2.7. Résumé article#2

Gakara est l'un des plus riches gisements d'Éléments de Terres Rares légères au monde, situé le long du rift est-africain. Le gisement de Gakara est constitué de plusieurs petits gisements qui se trouvent dans des veines et des stockwerks minéralisés au cours d'un stade précoce de précipitation de bastnaésite et d'un stade avancé de monazitisation partielle avec formation de grands cristaux de quartz euhédral. La population d'inclusions fluides étudiée dans la bastnaésite et le quartz se caractérise par l'apparition de trois grandes familles: (1) les inclusions fluides aquo-carboniques biphasés de faible à moyenne salinité qui s'homogénéisent en phase liquide (Lc-w) ou en phase vapeur (Vc-w); (2) triphasé ou polyphasé à haute salinité (H₂O liquide + CO₂ vapeur + halite + éventuellement d'autres solides) inclusions fluides qui s'homogénéisent en phase liquide ou vapeur (Lc-ws ou Vc-ws) par dissolution finale aux halites et présentent une salinité minimale élevée autour 50% en poids éq. NaCl ; et (3) les inclusions carboniques monophasées (Lc ou Vc). Ces familles d'inclusions fluides sont interprétées comme résultant de la séparation de phases survenant dans des fluides magmatiques à des températures supérieures à 400°C. La salinité élevée des inclusions primaires indique le caractère fortement alcalin des fluides primaires et suggère une origine dérivée d'un magmatisme carbonatitique. Des inclusions fluides de faible salinité ($\approx 5\%$ en poids éq. NaCl) ont été trouvées dans le quartz ainsi que dans la bastnaésite, soulignant l'implication de fluides secondaires dilués. Les valeurs isotopiques du carbone des inclusions fluides de $\delta^{13}\text{C}$ varient de -8 à $-11,5\%$ pour le quartz et de $\delta^{13}\text{C} = -15$ à $-20,5\%$ pour la bastnaésite. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ pour la bastnaésite elle-même sont comprises entre -12 et -17% . Le fractionnement important et surprenant des isotopes du carbone est probablement dû aux processus de séparation de phases. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ($+11,5$ à $+16,5\%$) pour la bastnaésite sont compatibles avec une formation à haute température à partir de fluides magmatiques-hydrothermaux. Toutes les données sont cohérentes et supportent un système métallogénique associé à un magma de carbonatite sis en profondeur. Nous proposons qu'un fluide magmatique s'exsolve du magma carbonatitique et subisse ensuite une séparation de phases à haute température, processus susceptible de provoquer une minéralisation mise dans les faibles profondeurs de la croûte terrestre.

The Gakara Rare Earths giant deposit, Burundi: fluid inclusions and stable isotopes studies

Seconde Ntiharirizwa^{1,2*}, Vanessa Elongo³, Philippe Boulvais¹, Marie-Christine Boiron⁴, Yannick Branquet^{1,5}, Michel Cathelineau⁴, Alexandre Tarantola⁴, Christian France-Lanord⁶, Joël Ntungwanayo⁷, Cesare Morelli⁷, Gilbert Midende^{2,7}

¹Géosciences Rennes-UMR 6118, University of Rennes 1, CNRS, 35000 Rennes-France

²University of Burundi, Earth Sciences Department, 2700 Bujumbura, Burundi

³University of Alberta, Edmonton, Canada

⁴GeoRessources Lorraine-UMR 7359, University of Lorraine, CNRS, CREGU, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy-France

⁵Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Orleans University, CNRS: UMR7327, BRGM – Orleans - France

⁶Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)-UMR 7358 CNRS-UL, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy - France

⁷Rainbow Rare Earths, Boulevard du Japon, Bujumbura-Burundi

*Corresponding author: secondenti1@gmail.com

In preparation for submission in Ore Geology Reviews

Abstract

Gakara is one of the world's richest Light Rare Earth Elements (LREE) deposits located along the East African Rift. The Gakara deposit consists of several small deposits that occur in veins and stockworks which were mineralized during an early stage of bastnaesite precipitation and a late stage of partial monazitization with which large euhedral quartz crystals formed. The fluid inclusions population studied in bastnaesite and quartz are characterized by the occurrence of three major families: (1) low- to medium-salinity biphasic aquo-carbon fluid inclusions which homogenize into the liquid phase (Lc-w) or the vapor phase (Vc-w); (2) high-salinity triphasic or polyphasic (liquid H₂O +vapor CO₂ +halite+ eventually other solids) fluid inclusions which homogenize into the liquid or vapor phase (Lc-w-s or Vc-w-s) by halite final dissolution and exhibit high minimal salinities around 50 wt% eq. NaCl; and (3) monophasic carbonic inclusions (Lc or Vc). These fluid inclusion families are interpreted as resulting from phase separation occurring in magmatic fluids at temperatures higher than 400°C. The high salinity of primary inclusions indicates the strong alkaline character of primary fluids and suggests an origin from carbonatitic magmatism. Low salinities (≈ 5 wt% eq. NaCl) fluid inclusions have been found in quartz as well in bastnaesite, pointing out the involvement of secondary dilute fluids. The carbon isotope values of fluid inclusions range from $\delta^{13}\text{C} = -8$ to -11.5‰ for quartz and from $\delta^{13}\text{C} = -15$ to -20.5‰ for bastnaesite. The $\delta^{13}\text{C}$

values for bastnaesite itself are between -12 and -17‰. The surprising large fractionation of carbon isotopes are likely due to phase separation processes. The $\delta^{18}\text{O}$ values (+11.5 to +16.5 ‰) for bastnaesite are compatible with a high-temperature formation from magmatic-hydrothermal fluids. All data are consistent and support a metallogenic system associated with a carbonatite magma at depth. We propose that a magmatic fluid exsolve from the magma and then underwent phase separation at high temperature, a process likely causing mineralization at low crustal depths.

Key words: Bastnaesite, monazite, quartz, fluid inclusions, stable isotopes, Gakara, Burundi

Introduction

The rare earth elements (referred to as REE) have become the focus of international attention in the last ten years, being viewed as critical metals because of China's domination of their supply chain (Goodenough et al., 2018). REE deposits usually occur in a continental rift environment, such as observed in the East African Rift (Mitchell and Garson, 1981). They generally have a close genetic relationship with mantle-derived carbonatites (Xie et al., 2009). Carbonatite and alkaline intrusive complexes, as well as their weathering products, are the primary sources of REE (Jones and Wyllie, 1986; Verplanck et al., 2014; Goodenough et al., 2018). Carbonatites are naturally enriched in light rare earth elements (LREE) over heavy rare earth elements (HREE) (Cullers and Graf, 1984; Verplanck et al., 2014). Primary REE mineralization forms from late magmatic fluids or hydrothermal fluids (Lottermoser, 1992; Ngwenya, 1994; Andrade and Moller, 1999; Williams-Jones et al., 2012; Migdisov et al., 2016) and is comprised of bastnaesite, monazite, and others carbonate and phosphate REE minerals (Ngwenya, 1994).

Gakara is an exceptional example of hydrothermal deposits showing a high LREE enrichment (47-67% REO), of which bastnaesite and monazite are the main REE minerals (Nakai et al., 1988; Lehmann et al., 1994; Ntiharirizwa et al., 2018). Many occurrences of REE-bearing veins have been discovered for a long time in the Gakara area (Fig. 1). Rainbow Mining Burundi company started the mining operation in Gakara area in September 2017. Gakara is presently the only REE deposit worked in Africa. Despite its economic importance, the origin and the evolution of this deposit remain poorly understood. Previous studies (Thoreau et al., 1958; Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977a; Lehmann et al., 1994; Hein, 1998) indicate that the ore-forming system at Gakara area is complex, as indicated by coexistence of numerous types of fluid inclusions (liquid, gas and solid) trapped in the REE minerals and in

the gangue (Hein, 1998). Although not definitively confirmed, the hypothesis commonly accepted is that the Gakara REE deposit is related with a carbonatitic magmatism (Van Wambeke, 1977; Lehmann et al., 1994; Ntiharirizwa et al., 2018). However, no carbonatite intrusion has been discovered to date in the Gakara area. Alkaline complex and carbonatite are known at Matongo to about 60 km north of Gakara (Midende, 1984; Tack et al., 1984; Midende et al., 2014; Decrée et al., 2015, 2016) but there, magmatism is 700 Ma old, whereas mineralization is dated near 600 Ma at Gakara (Ntiharirizwa et al., 2018). This paper presents new data on fluid inclusions and stable isotopes (oxygen and carbon) of both bastnaesite and quartz, the latter being syngenetic to the monazitic alteration that formed at the expense of bastnaesite. Based on those new data, we discuss the origin and evolution of ore-forming fluids and REE ore-forming processes, ending with an improved metallogenic model for Gakara REE deposit.

2. Geological setting

2.1. Carbonatites occurrences in the East African Rift region

The Gakara REE deposit is located near Lake Tanganyika, in the region of East African Rift (Fig. 1). The whole region hosts numerous carbonatites and alkaline complexes of variable ages (Tack et al., 1984; Van Straaten, 1989; Lehmann et al., 1994). Three major periods of carbonatite-alkaline intrusions are recognized in this region: Late Proterozoic (750-600), Cretaceous (120-100 Ma), and Cenozoic (40-0Ma). The emplacement of those intrusions is spatially associated with repeatedly rejuvenated fault and shear zones (Tack et al., 1984; Van Straaten, 1989). Except for Ngwalla carbonatite in Tanzania (1040 Ma, Fig. 1), all Proterozoic alkaline-carbonatite complexes were intruded either during or shortly before the initial phase of Pan-African thermo-tectonic rejuvenation (Van Straaten, 1989; Kröner and Stern, 2005). Among them, the Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex (URAPC) and the Matongo carbonatite (at ca. 700 Ma, Midende et al., 2014). The intermittent association of carbonatites within a restricted area of the Earth's crust in East and Central Africa, over a long time-span, and the spatial relationships to structural features, suggest that carbonatite magmatism is related to recurrent reactivation of older structures (Van Straaten, 1989). Three carbonatite types are common and can occur within the same complex. These are, in descending order of volume and age: sövite, magnesiocarbonatite and ferrocarnatite. Less common are varieties rich in rare earth elements (REE) minerals (Van Straaten, 1989).

In the first description of the Gakara REE deposits (Thoreau et al., 1958), the origin of the mineralization was assumed to be related to a carbonatite intrusion. A carbonatitic origin was postulated by Van Wambeke (1964) based on mineralogical evidence after a detailed study of the carbonatites of the Kaiserstuhl area in the Federal Republic of Germany. However, Aderca (1971) favored a connection with some granitic activity. The main arguments advanced by Aderca for a probable granitic origin of the rare earth mineralization were the absence of visible alkaline rocks in the Gakara area, the simplicity of the mineral assemblage compared to the carbonatites of Mountain Pass in U.S.A. and especially the absence of simple carbonates (calcite, dolomite). By intense silicification, as it occurred in Gakara area, simple carbonates would have therefore disappeared. Some remnants of calcite seem even to have been locally found in quartz (Van Wambeke, 1977a). Van Wambeke (1977a) added new evidences for a carbonatitic origin of the Gakara REE mineralization in the absence of any age measurements of the mineralization and despite a lack of fluid inclusion and stable isotope data (especially the O and C isotopes). In this work, we present new data of fluid inclusions combined with a stable isotope study, to improve the understanding of REE mineralization mechanisms in the Gakara region.

2.2. Geology of western Burundi

Except for the Cenozoic alluvial deposits, two Precambrian units are currently known in western part of Burundi: 1) the Mugere Archean complex (2500-2700 Ma), consisting of gneisses of amphibolite facies (DemaiFFE and Theunissen, 1979); 2) the Burundian unit covering the greater part of the country and belonging to the Mesoproterozoic Kibaran orogenic belt (Tack et al., 2010). The Burundian unit in the western part has evolved in a different way from that of the eastern part during the Kibaran orogeny. The geology of western part consists of metasedimentary rocks that were intruded by voluminous granitoid massifs and subordinate mafic bodies (Fig. 2). The granitoids have been dated by Tack et al. (2010) at 1379 ± 10 Ma (SHRIMP U–Pb zircon), whereas a late tectonic phase affected the whole region (Liégeois, Theunissen, et al., 1982). The granite pegmatites of Gakara area have been dated at 969 ± 17 Ma by the Rb-Sr isochron method on whole rock (Lehmann et al., 1994).

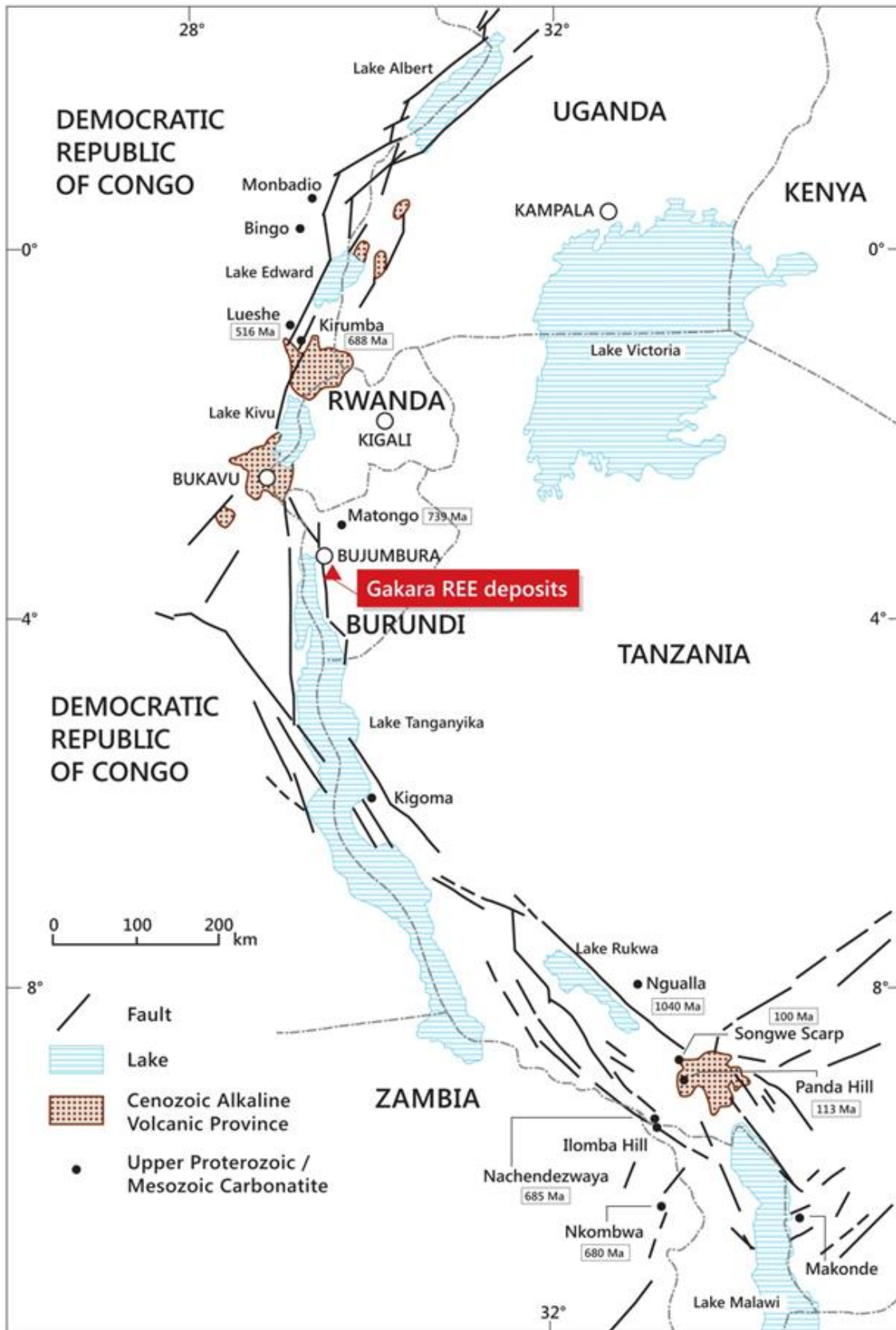


Figure 1: Location of the Gakara REE deposits in Burundi, and distribution of carbonatites and Cenozoic alkaline volcanic fields along the western branch of the East African rift system (bold lines: major faults) (after Tack et al., 1984; Woolley, 1987; Van Straaten, 1989; Lehmann et al., 1994).

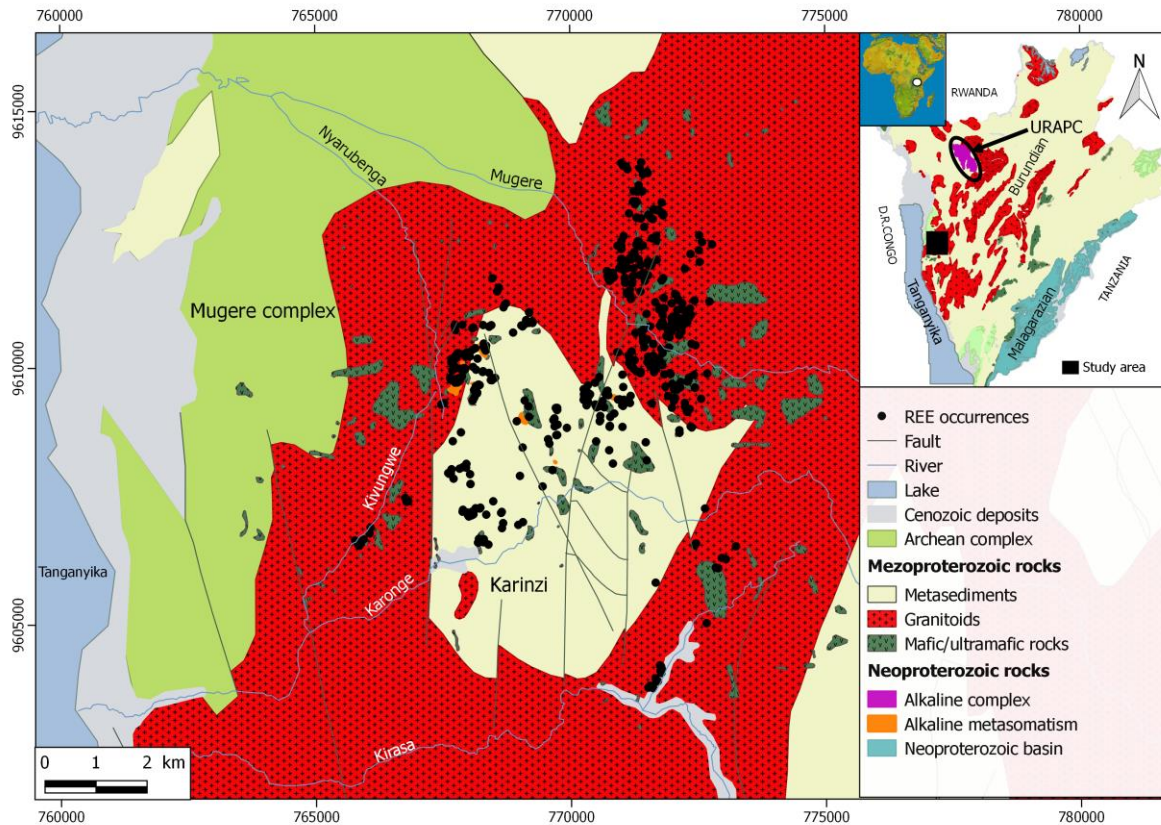


Figure 2: Geological map of Gakara area showing REE occurrences and their country rocks.

2.3. Mineralization

The REE veins cut across all the surrounding lithologies and then mineralization is younger than the country rocks ages (Aderca and Van Tassel, 1971; Lehmann et al., 1994; Ntiharirizwa et al., 2018). The Gakara REE mineralization has been dated at ca 600 Ma by the U-Th-Pb method on bastnaesite and monazite (Ntiharirizwa et al., 2018), confirming the La-Ba age of Nakai et al. (1988). The geochronological data show that the Gakara REE mineralization occurred in successive stages beginning by the bastnaesite precipitation rapidly followed by monazite crystallization in a continuous hydrothermal history (Ntiharirizwa et al., 2018).

The REE mineralization is mainly hosted within a network of REE-bearing veins which range in thickness from a few centimeters to a ten of centimeters. Some veins outcrop at surface on steep slopes or river incisions but are frequently covered by a lateritic soil layer. The nature of the rugged terrain and the dense cultivation prevent an assessment of lateral continuity and down-dip extent of individual vein occurrences. Veins longer than several tens of meters have been exploited at the Gasagwe mining site. The veins exhibit variable orientations (NE-SW, NW-SE, E-W, N-S), although there appears to be a broad correlation with regional structures

and lineaments. Despite the scarcity of outcrops, several types of mineralization have been observed in the field. Many veins present strike and thickness variations and therefore display a curved aspect.

Veins are hosted in orthogneiss and mylonites of Kibaran age. They contain a variety of minerals (Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977a; Ntiharirizwa et al., 2018) recording two main stages of mineralization : stage 1 is comprised of bastnaesite (fig. 3a), barite, quartz, biotite, galena, pyrite, molybdene and stage 2 is comprised of monazite (fig. 3b), quartz (fig. 3c), goethite. A late lateritic overprint is marked by the development of Lamonazite, goyazite, pyromorphite, vermiculite, kaolinite, fluocerite, tridymite, crandallite-florencite, cerianite and rhabdophane. Veins texture does not bear any ductile shear component and corresponds to brittle opening, with bastnaesite crystalizing in the resulting open spaces. “Monazitization” of bastnaesite occurred during a subsequent brittle increment responsible for mosaic-like breccia of former bastnaesite crystals. Many host rock clasts (gneiss, pegmatites) are incorporated within the ore, a feature in a good agreement with the brecciation of the REE vein host rocks by numerous ore veinlets, which corresponds to an irregular damage zone formed during the REE mineralizing event. Most of the REE veins are localized in former anisotropies within the basement. Former Kibaran structures coupled with the rheology of crosscut lithologies are then a major control for the REE veins system (Ntiharirizwa et al., 2018).

Finally, dark idiomorphic quartz crystals are frequently found between the hydraulic breccia and the massive ore (Fig. 3b, c). The long axes of these crystals appear to be randomly oriented between a normal to a parallel orientation with respect to the contact between the wall rock and the REE-bearing veins. These dark quartz crystals seem to be associated with the monazite alteration rather than with an early bastnaesite crystallization. Both bastnaesite crystals and these euhedral quartz crystals have been selected for fluid inclusion and stable isotope analyses.



Figure 3: a) Coarse-grained, monomineralic bastnaesite ore; b) Fine-grained, monazite-rich ore associated with large euhedral crystals of dark quartz (c).

3. Analytical methods

3.1. Fluid inclusions

Fluid inclusions study was carried out at GeoRessources Lorraine (France) using three non-destructive methods that are petrography, microthermometry and Raman spectroscopy. The studied fluid inclusions are in bastnaesite and quartz crystals collected in the Gakara area during our fieldwork in October 2017 (Figure 3a, c). The fluid inclusion study was performed on ten (five for bastnaesite and five for quartz) doubly polished thick sections (250 μm).

The microthermometry study was carried out using a heating-cooling platinum [®]Linkam connected to a microscope [®]Olympus in order to allow the observation of phase change temperatures especially CO₂ melting temperature ($T_{m\text{CO}_2}$), eutectic temperature (T_e), ice melting temperature ($T_{m\text{ice}}$), clathrate melting temperature ($T_{m\text{Cl}}$), CO₂ homogenization temperature ($T_{h\text{CO}_2}$), solids dissolution temperature, and final homogenization temperature ($T_{h\text{f}}$). Inclusions were not heated above 400°C to prevent decrepitation; which implies that salinities reported for some inclusions are then minimal. The volatile phase composition and the molecular solid phases were determined using a Raman [®]LabRAM spectrometer.

The ionic solid phases were determined according to their habitus (shape, color) and the eutectic temperature which is a function of the cations present in solution. The global composition and molar volumes were calculated using the properties of each inclusion studied in the corresponding system (Bakker, 1999). The methodology used to classify fluid

inclusions is based on petrography (Roedder, 1979b). Primary inclusions are those that are trapped during crystal growth (so they are observed in crystalline defects or on crystal growth bands), secondary ones are trapped after crystal growth along fractures intersecting with crystals growth bands and pseudo-secondary inclusions are those that are trapped before the end of crystal growth and are found inside the crystal along healed microfractures (Samson et al., 2003). Fluid inclusions types have been established based on microthermometric data. The fluid inclusions homogenizing in the liquid phase are denoted L and those homogenizing in the vapor phase are denoted V, and according to their composition at room temperature the letters w (for water), c (for CO₂) and s (for solids) are added. The fluid inclusions observed are carbonic (Lc or Vc), aquo-carbon (Lc-w or Vc-w) and aquo-carbon with solid(s) (Lc-w-s or Vc-w-s) inclusions.

3.2. Stable isotopes: carbon and oxygen

Carbon and oxygen isotopes were analyzed for bastnaesite and quartz samples from Gakara. The experimental fractionation between CO₂ and bastnaesite is not known. Some studies have already reported the C and O isotope compositions of bastnaesite (Fang et al., 1996; Sini, 2003; Liu et al., 2015) but the analytical procedure is not given in details. We have then adopted an original procedure, based on the conventional method described by McCrea (1950). It involves digestion of the carbonate powders by anhydrous phosphoric acid and the liberated CO₂ is analyzed on a VG OPTIMA triple collector mass spectrometer. The acid attack has been conducted at variable temperatures (50, 110, 140, 210°C) in order to obtain the relationship between fractionation ($1000\ln\alpha(\text{CO}_2\text{-Bst})$) and temperature ($1/T^2$). We have selected two samples of pure bastnaesite to repeat the procedure. We have used vegetable oil for the bath as its boiling temperature is about 180°C; the highest temperature (210°C) was obtained with a hot air gun pointed at reactor for 5 minutes. The experimental results are reported in table 1 and figure 4 where they are compared with the relationship established for common carbonate species. The $\delta^{18}\text{O}$ values of bastnaesite is set at variable values and we selected $\delta^{18}\text{O}$ values of 12-14‰ for which our experimental straight lines match the lines for other carbonates. By calculating the mean value for the two samples used for experiments, we end up with the relationship:

$$1000\ln\alpha_{\text{CO}_2\text{-Bastnaesite}} = 2.8 (\pm 1.1) + 8.1344(\pm 1.5) \times 10^5/T^2$$

This relationship was applied for the other samples analyzed in this study, the results of which being reported in table 2 and figure 5.

Deuxième partie

Carbonate	Formula	Temperature (°C)	¹⁸ O(‰) Bastnaesite	1000lnα (‰)	Reference
Calcite	CaCO ₃	25–95		$3.89 + 5.61 \times 10^5/T^2$	Sharma et al., 2002
Magnesite	MgCO ₃	50–100		$4.23 + 6.84 \times 10^5/T^2$	Sharma et al., 2002
Smithsonite	ZnCO ₃	25–72		$3.96 + 6.69 \times 10^5/T^2$	Gilg et al., 2003
Siderite	FeCO ₃	25–150		$3.85 + 6.84 \times 10^5/T^2$	Rosenbaum and Sheppard, 1986
Rhodochrosite	MnCO ₃	20–90		$2.29 + 6.91 \times 10^5/T^2$	Böttcher, 1996
Strontianite	SrCO ₃	25–62		$5.30 + 4.59 \times 10^5/T^2$	Sharma and Sharma, 1969a
Cerussite	PbCO ₃	25–72		$5.13 + 4.79 \times 10^5/T^2$	Gilg et al., 2003
Whiterite	BaCO ₃	20–90		$5.76 + 4.58 \times 10^5/T^2$	Böttcher, 1996
Aragonite	CaCO ₃	25–75		$4.24 + 5.44 \times 10^5/T^2$	Guo et al., 2009, recalculated from Kim et al. 2007
Bastnaesite	(REE)CO ₃ F	50-210	13	$3,7969 + 6,6228 \times 10^5/T^2$	This study
KIVU 17-49				R ² = 1	
Bastnaesite	(REE)CO ₃ F	50-210	13	$1,9088 + 9,646 \times 10^5/T^2$	This study
KIVU 17-52				R ² = 0,9997	

Table 1: Isotopic fractionation data of some carbonates as a function of temperature (Sharma and Sharma, 1969; Rosenbaum and Sheppard, 1986; Böttcher, 1996; Sharma et al., 2002; Gilg et al., 2003; Guo et al., 2009).

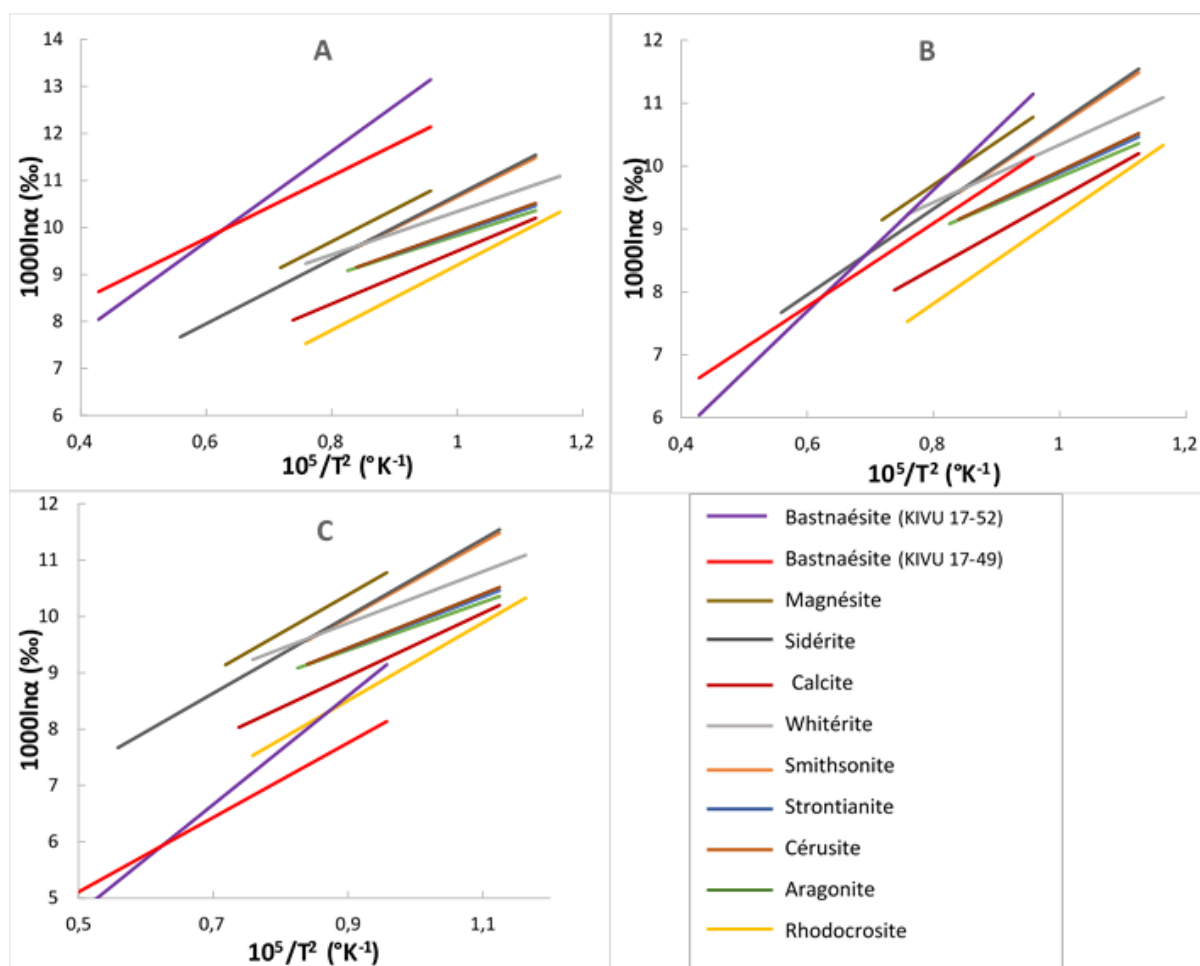


Figure 4: Experimentally determined relationships between oxygen isotope fractionation between CO₂ and bastnaesite and temperature for two samples from Gakara.

Deuxième partie

Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{bastnaesite}}$ (SMOW) (‰)
KIVU 17-49*	-13,6	[12,0 ; 14,0]
KIVU 17-52*	-16,8	[11,8 ; 13,8]
KIVU 17-50	-15,9	[12,0 ; 14,0]
KIVU 17-54	-14,3	[11,5 ; 13,6]
KIVU 17-56	-14,4	[11,6 ; 11,7]
KIVU 17-51	-15,6	[12,0 ; 14,0]
KIVU 17-55*	-11,8	[14,4 ; 16,4]
KIVU 17-53	-11,8	[13,5 ; 15,5]

Table 2: Carbon and oxygen isotope compositions of bastnaesite samples from Gakara. The two values for $\delta^{18}\text{O}$ represent the extremes of the $\delta^{18}\text{O}$ value.

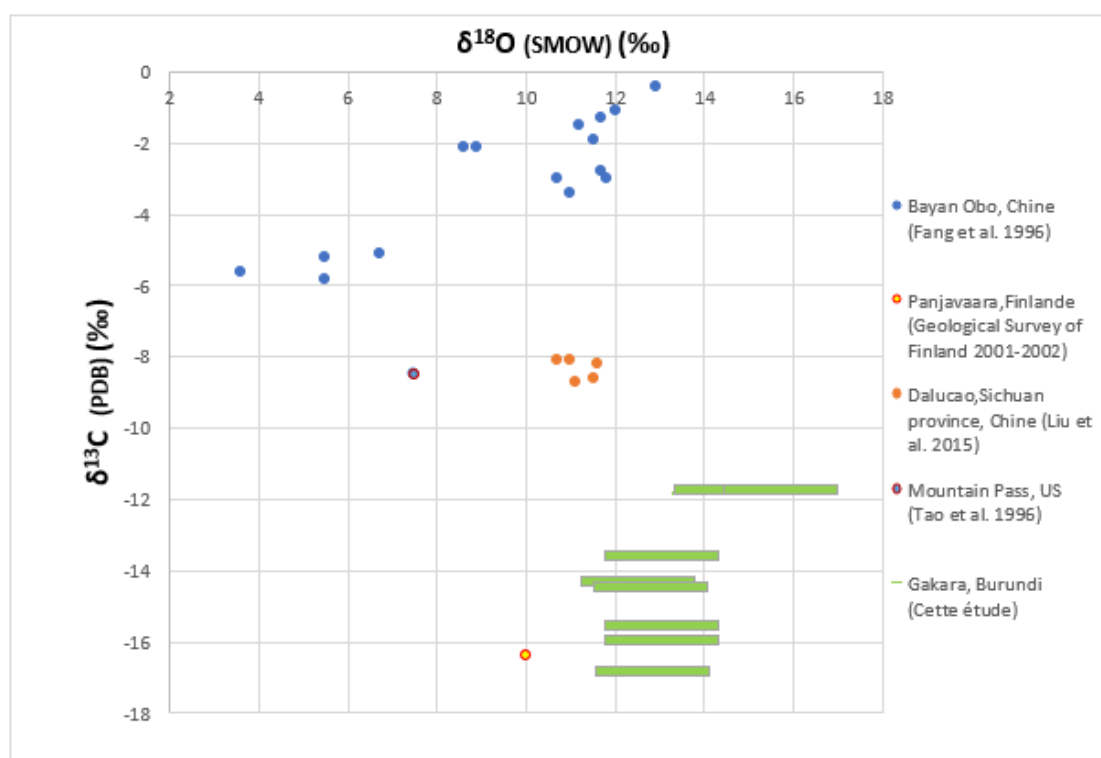


Figure 5: Isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ diagram) of bastnaesites from different deposits (Fang et al., 1996; Liu et al., 2015, Geological Survey of Finland 2001-2002) and from Gakara (wide green bar).

The $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz has been measured on three samples at the CRPG Stable isotopes laboratory (Nancy, France). Each sample has been sawed in small pieces in order to identify any core-rim differences (Fig. 6 below). Sub-samples have been crushed in boron carbide mortar. About 7 mg of powder have been reacted with BrF_5 as an oxidizing agent. The liberated O_2 was reacted with hot graphite to form CO_2 , which was then analyze on a mass spectrometer. The $\delta^{18}\text{O}$ of quartz are reported in table 3 as the delta notation, with an analytical precision of 0.15‰.

Deuxième partie



Figure 6 : Photographs showing the three samples of quartz from Gasagwe and the small sections analyzed

Sample	$\delta^{18}\text{O}$ (‰SMOW)
GAZA17-7A	11,6
GAZA17-7B	11,4
GAZA17-7C	11
GAZA17-10A	11,1
GAZA17-10B	11
GAZA17-10C	11
GAZA17-13A	11
GAZA17-13B	11,3
GAZA17-13C	11,5

Table 3: $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz samples from Gakara (samples from the Gasagwe site)

The $\delta^{13}\text{C}$ value of fluid inclusions has been measured on bastnaesite and quartz grains at the CRPG Stable isotopes laboratory (Nancy, France). We have selected the grains where a large amount of fluid inclusions was visible. Also, we tried to analyze the fluid inclusions in crystals for which we independently measured the carbon and/oxygen composition of the grain itself. Grains were crushed in small grit and then have been crushed under vacuum in order to liberate the enclosed fluid. CO_2 was then separated from other volatiles by cryogenics and analyzed isotopically on a mass spectrometer. The results are reported in table 4 using the delta notation, with an analytical precision of 0.2‰.

Deuxième partie

Sample	Type	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Bst}}(\text{‰})$
GASA 17-6	Qz	-10,3	19,2	
GASA 17-7	Qz	-11,2	22,0	
GASA 17-10	Qz	-8,9	24,3	
MURA 17-20	Qz	-8,3	25,0	
KIVU 17-49	Bst	-20,7	34,5	-7,1
KIVU 17-52	Bsrt	-19,5	44,2	-2,7
KIVU 17-55	Bst	-15,1	40,4	-3,3

Table 4: Carbon and oxygen isotopic composition of the fluid inclusions from quartz and bastnaesite samples from Gakara.

4. Results

4.1. Fluid inclusions

One hundred and fifty-three (153) inclusions in bastnaesite, and one hundred and forty-one (141) inclusions in quartz have been studied at GeoRessources Lorraine, France. These inclusions are of various size (5 to 80 μm) and are observed as well dispersed (primary), along healed microfractures inside the crystal (pseudo-secondary) and along microfractures intersecting the crystal (secondary). They can be monophasic (liquid), biphasic (liquid + vapor), triphasic (liquid + vapor + solid) or polyphasic (liquid 1 (H_2O) with sometimes liquid 2 (CO_2) + vapor (CO_2) + 1 to 7 solids) to ambient temperature.

Three main types of fluid inclusions named type 1, type 2 and type 3 were classified according to their composition. Their subtypes present in the bastnaesite and quartz crystals are shown in figures 7 and 8. Characteristics of these fluid inclusions are summarized in a table (see Appendix A). (1) low- to medium-salinity Liquid/Vapor fluid inclusions; (2) low- to medium-salinity Liquid/Vapor fluid inclusions which homogenize into the (Vc-w); and (3) high-salinity fluid inclusions (Lc-w-s or Vc-w-s).

Type 1: aquo-carbon with solid inclusions

They include the subtypes Lc-w-s and Vc-w-s. Lc-w-s inclusions which homogenize into the liquid or vapor phase. They are primary in bastnaesite, primary and pseudosecondary in quartz; Vc-w-s inclusions are secondary only in quartz. The size of these inclusions varies from 5 to 80 μm and the volatile phase occupies a very variable volume between 5 and 70% of the total volume. The CO_2 homogenization temperatures (T_{hCO_2}) vary between 1.3 and 29.4°C, the clathrate melting temperatures (T_{fCl}) vary between 4.2 and 9.0°C and the ice

melting temperatures ($T_{m_{ice}}$) vary between -14.5 and -0.4°C . For the final homogenization temperatures (T_h), three ranges are observed: $195-203^{\circ}\text{C}$, $316-356^{\circ}\text{C}$, $>400^{\circ}\text{C}$.

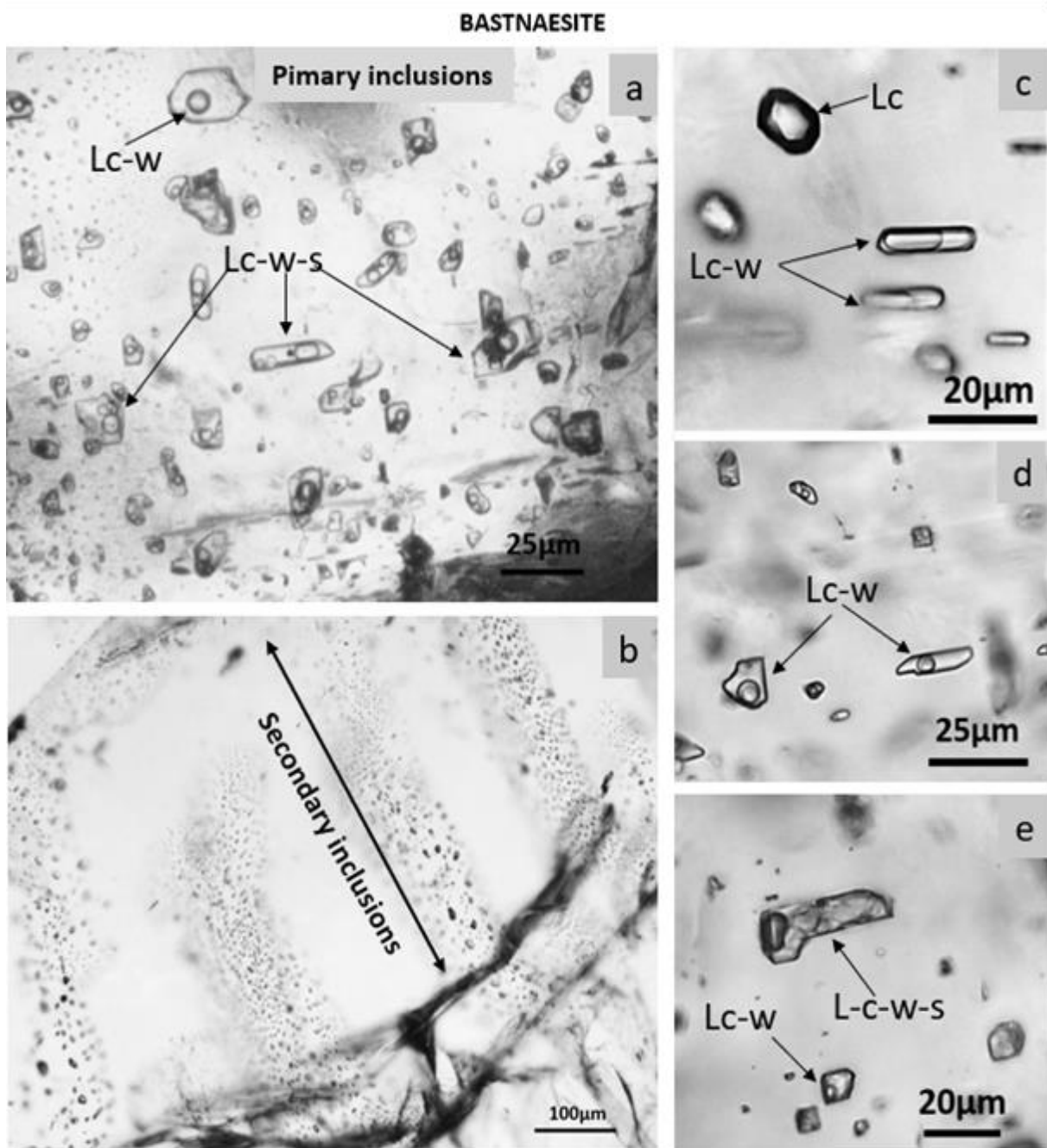


Figure 7: Fluid inclusions (FI) in bastnaesite crystals: a) primary fluid inclusions; b) secondary fluid inclusions. FI are various c) single and bi-phase with a large volume of gas ($\geq 80\%$); d) bi-phase with a very small volume of gas ($\leq 20\%$); a-e) multiphase with solids. Inclusions in bastnaesite have an irregular shape.

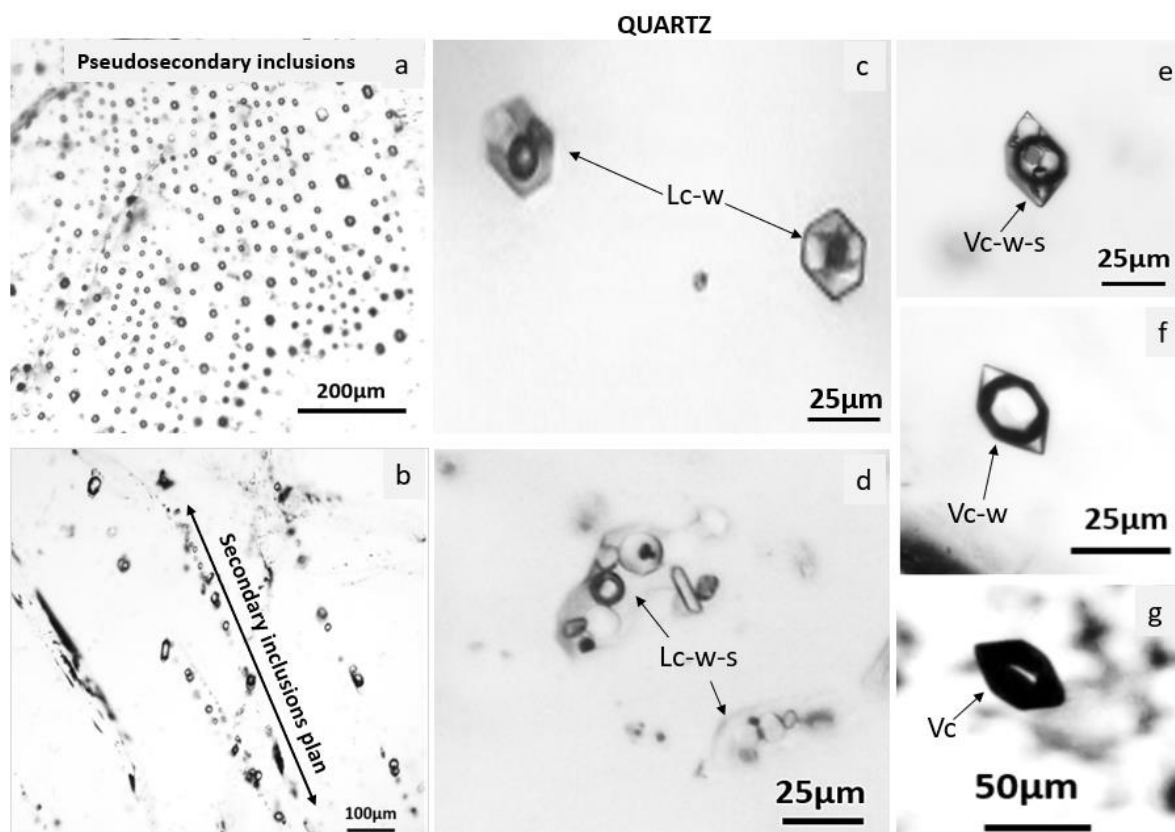


Figure 8: Fluid inclusions in the quartz: a) Pseudo-secondary inclusions; b) Secondary inclusions; c) Bi-phase L-V inclusions with small volume of gas; d) Multiphase L-V-S inclusions with daughter minerals; e) Tri-phase L-V-S with a wide volume of gas; f) Bi-phase V-L with a wide volume of gas; g) Mono-phase only gas. Most inclusions have hexagonal shape.

Type 2: aquo-carbon inclusions

They include the subtypes Lc-w and Vc-w which homogenize respectively into the liquid phase and the vapor phase. Lc-w inclusions are primary and secondary in bastnaesite, pseudosecondary in quartz; Vc-w inclusions are secondary in both quartz and bastnaesite. The size of these inclusions varies from 5 to 80 μm and the volatile phase occupies a very variable volume of between 10 and 95% of the total volume. T_{hCO_2} range between 0.9 and 26.3°C, T_{fCl} are between 3.8 and 8.6°C and $T_{\text{m ice}}$ are between -13.1 and -1°C. For Th, two ranges are observed: 252-396 °C, > 400 °C.

Type 3: carbonic inclusions

They include the subtypes Lc and Vc. They are single-phase (CO₂ liquid or vapor) or two-phase (liquid CO₂ + CO₂ vapor) at room temperature. Lc inclusions are secondary in bastnaesite, pseudosecondary and secondary in quartz; Vc are secondary only in quartz. The

Deuxième partie

size of these inclusions varies from 10 to 55 μm . T_{HCO_2} are divided into four ranges: -2.6-3.6 $^{\circ}\text{C}$, 5.6-9.4 $^{\circ}\text{C}$, 15.5-15.9, 20.8-20.9 $^{\circ}\text{C}$.

The eutectic temperatures (T_e) are similar for all types of inclusions and range from -34.4 to -23.8 $^{\circ}\text{C}$ for bastnaesite (Fig. 9a) and -35.6 to -21.6 $^{\circ}\text{C}$ for quartz (Fig. 9b), the reference T_e being -21.2 $^{\circ}\text{C}$ for the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ system, -22.9 $^{\circ}\text{C}$ for the $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ system, and -35 $^{\circ}\text{C}$ for the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$. It is therefore likely a system of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl} \pm \text{MgCl}_2$ type for both bastnaesite and quartz. The salinity of the inclusions is expressed as a percentage equivalent weight NaCl (wt% eq. NaCl). The solids present in the Lc-w-s and Vc-w-s inclusions were analyzed by Raman spectroscopy. The majority have characteristics of sulphate minerals (SO_4^{2-}). Other daughter crystals may be halite (NaCl) and sylvite (KCl) given their (cubic) form and eutectic temperatures that indicate the presence of Na^+ , K^+ and Cl^- ions in solution.

The homogenization temperatures of CO_2 (T_{mCO_2}) are consistent and similar for bastnaesite and quartz, all types combined. They are between -57.4 and -56.6 $^{\circ}\text{C}$ with a maximum between -56.8 and -56.6 $^{\circ}\text{C}$ with some rare additional inclusions in bastnaesite showing $T_{\text{mCO}_2} < -57.4$ $^{\circ}\text{C}$ (Fig. 9c, d). T_{mCO_2} values lower than -56.6 $^{\circ}\text{C}$ (pure CO_2 melting temperature) involve the contribution of other gases in the volatile phase. The salinity of halite-bearing inclusions is calculated from the melting temperature of halite which is the last solid phase that melts during heating (Bodnar et al., 1989). However, for these inclusions, it is difficult to calculate the salinity because the volatile-liquid-salts interaction is not considered.

Deuxième partie

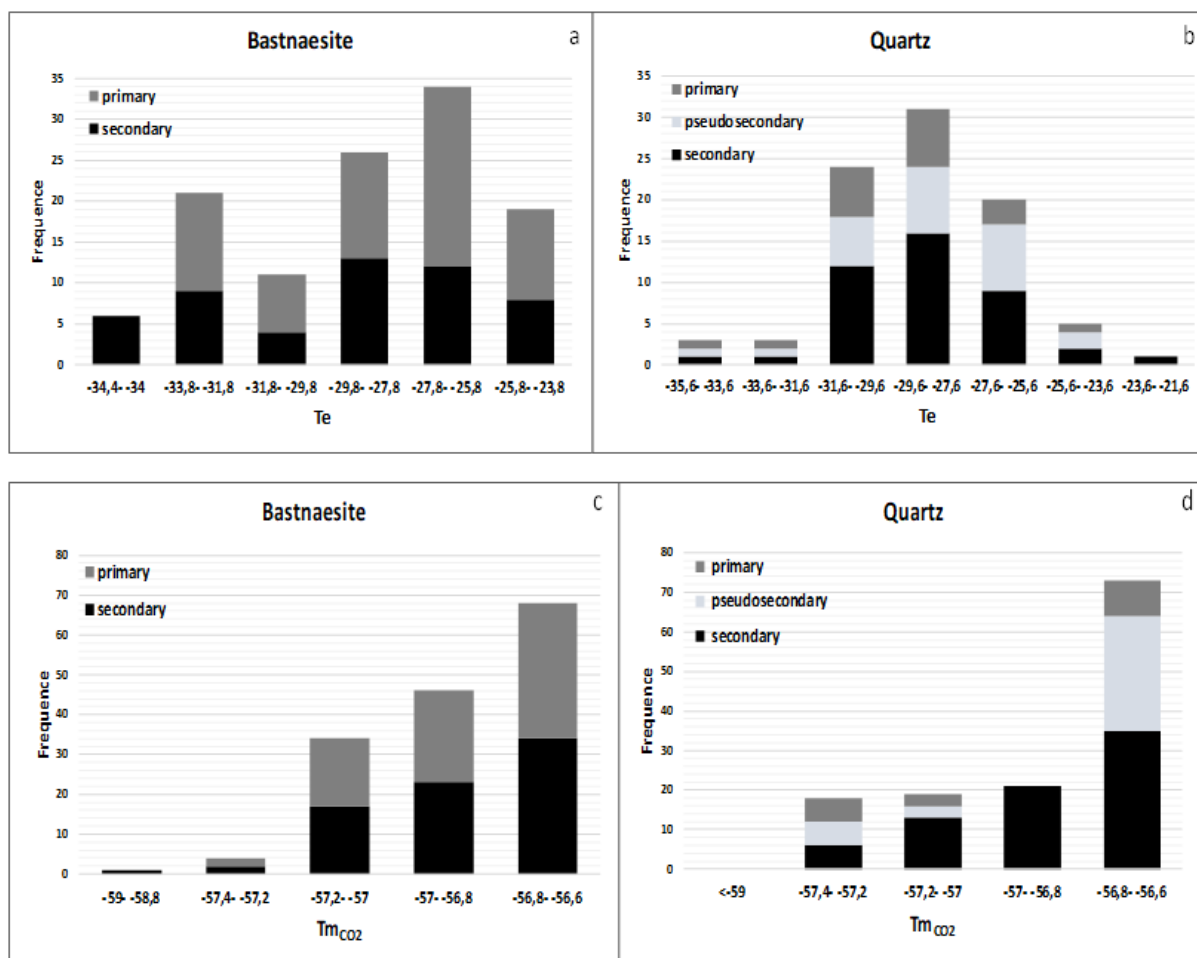


Figure 9: Microthermometric data. (a, b) Eutectic temperatures (Te) of fluid inclusions in bastnaesite and in quartz; (c, d) Homogenization temperatures (TmCO₂) of CO₂ inclusions in bastnaesite and in quartz (see text for details).

Salinity vs. homogenization temperature diagrams (Figures 10 and 11) illustrate the distribution of fluid inclusions types in bastnaesite and quartz. The salinity is very high (>30 wt % eq. NaCl) in Lc-w-s or Vc-w-s type for both primary and secondary fluid inclusions. The salinity is low to medium in Lc-w and Vc-w types for primary secondary and pseudo-secondary fluid inclusions.

Raman spectroscopy analyzes display the presence of N₂ representing 0.3 to 15.2% of the volatile phase (Table 5, 6). The global compositions for inclusions without salt cubes (Fig. 12) were calculated in the H₂O-CO₂-N₂-NaCl system.

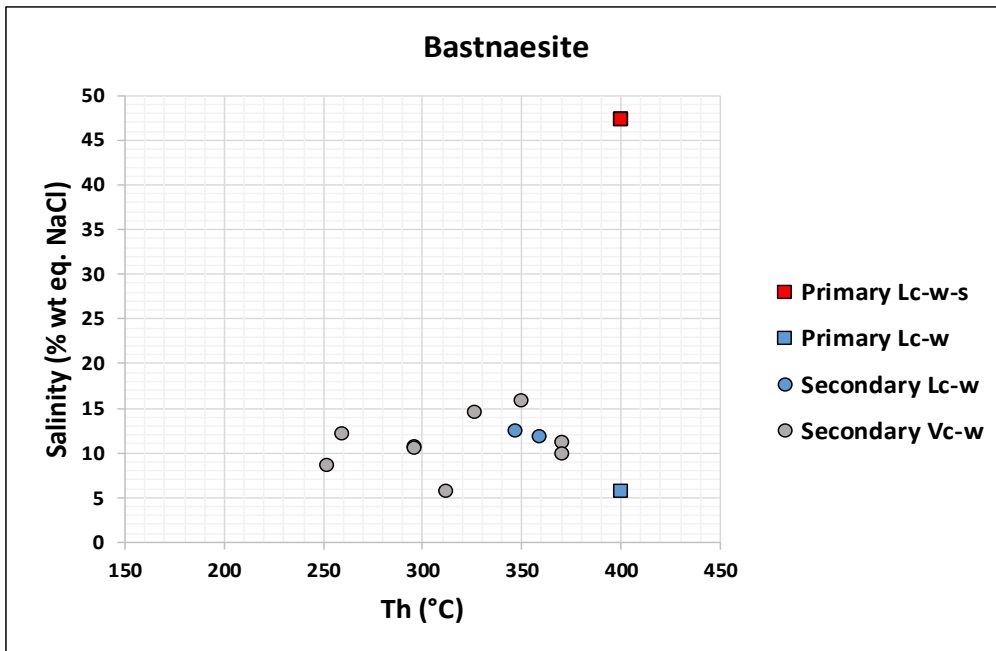


Figure 10: Salinity vs. homogenization temperature diagram for fluid inclusions in bastnaesite. The points at 400 ° C represent several inclusions whose heating was stopped to avoid decrepitation; the values reported for these inclusions are therefore minimum.

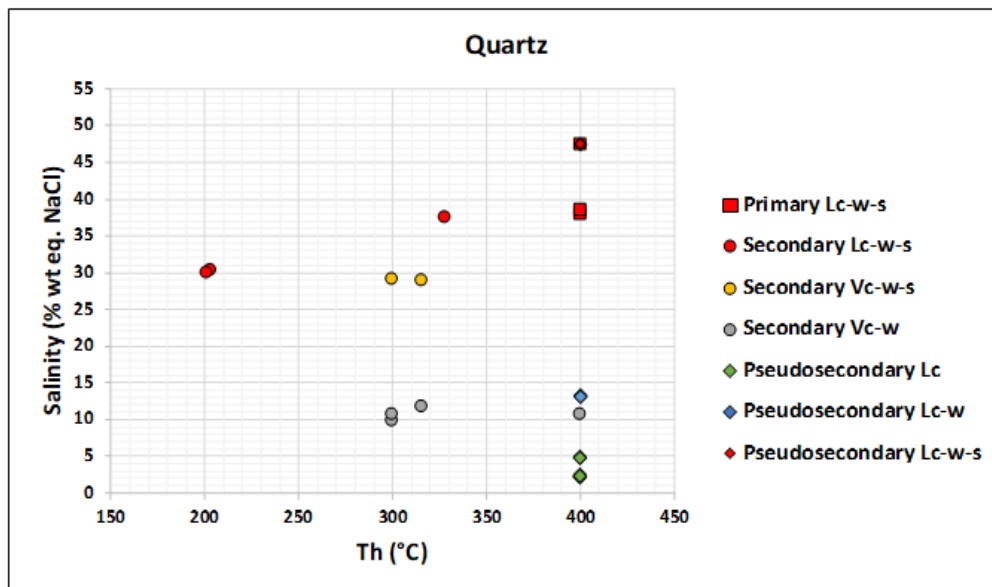


Figure 10: Salinity vs. Homogenization temperature diagram for fluid inclusions in quartz. The points at 400 ° C represent several inclusions whose heating was stopped to avoid decrepitation; the values reported for these inclusions are therefore minimum.

Deuxième partie

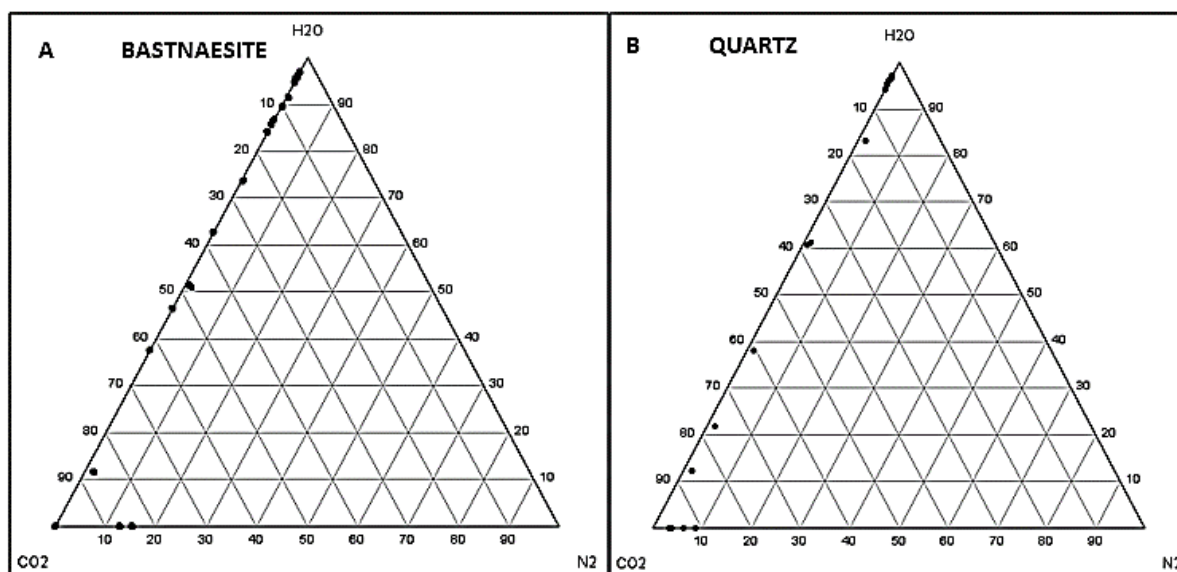


Figure 12: Ternary diagram illustrating global compositions (excepted solids) of fluid inclusions trapped in bastnaesite and quartz.

Inclusion	Type	Origin	Subtype	Volatile composition (mole %)		Overall composition (mole %)			
				CO ₂	N ₂	H ₂ O	CO ₂	N ₂	NaCl
GASH 1B A3 4 1	Type 1	P	Lc-w-s	97,3	2,7	87,9	10,0	0,2	*
GOMV 3 A4 4 2			Lc-w-s	96,4	3,6	93,4	4,9	0,1	*
GASA A2 2 1			Lc-w-s	100	0	84,2	14,0	0,0	*
GASA A2 2 2			Lc-w-s	100	0	85,0	13,1	0,0	*
NTOBO A1 1 1			Lc-w-s	97,3	2,7	96,5	3,4	0,0	*
NTOBO A1 1 4			Lc-w-s	98,8	1,2	95,1	4,2	0,0	*
NTOBO A1 4 1			Lc-w-s	99,1	0,9	96,5	3,1	0,0	*
GASH 1B A3 4 23			P	Lc-w	92,3	7,7	90,0	7,8	0,5
MASE 2 A1 2 1	Type 2	S	Lc-w	96,7	4,3	92,1	3,8	0,1	4,1
MASE 2 A1 2 2			Lc-w	96,2	3,8	91,2	4,9	0,1	3,8
GASH 1B A3 2 1			Vc-w	98,3	1,7	71,8	25,1	0,4	2,7
GASH 1B A3 2 2			Vc-w	100	0	81,7	15,3	0,0	3,0
GASH 1B A3 2 3			Vc-w	100	0	62,1	36,8	0,0	1,2
GASH 1B A3 2 24			Vc-w	96,9	3,1	49,7	46,2	1,4	2,6
GASH 1B A1 9 1			Vc-w	99	1	37,2	61,7	0,0	1,1
GASH 1B A1 9 2			Vc-w	96,7	3,3	86,4	9,7	0,3	3,7
GASH 1B A1 9 24			Vc-w	100	0	45,4	52,0	0,0	2,6
GASH 1B A1 24 6			Vc-w	97,9	2,1	11,5	86,2	1,8	0,5
GASH 1B A1 24 10			Vc-w	98,3	1,7	50,6	46,9	0,8	1,7
GASH 1B A1 9 17			Type 3	S	Lc	87,2	12,8	0,0	87,2
GASH 1B A1 9 18	Lc	84,8			15,2	0,0	84,8	15,2	0,0
GASH 1B A1 9 19	Lc	100			0	0,0	100,0	0,0	0,0

Table 5: Raman data for bastnaesite (volatile phase composition) and overall compositions of some inclusions contained in bastnaesite. * For type 1 inclusions (Lc-w-s or Vc-w-s), the salinity has been recalculated considering the melting of the salt cubes, which implies a different composition (see the text). P = primary; S = secondary.

Deuxième partie

Inclusion	Type	Origin	Subtype	Volatile composition (mole %)		Overall composition (mole %)				
				CO ₂	N ₂	H ₂ O	CO ₂	N ₂	NaCl	
GASA 17-7 A1 12 1	Type 1	P	Lc-w-s	98,4	1,6	88,6	5,3	0,1	*	
GAKA 17-24 A4 3 1			Lc-w-s	99,6	0,4	92,1	4,7	0,0	*	
GAKA 17-24 A4 3 7			Lc-w-s	99,4	0,6	92,6	4,7	0,0	*	
GASA 17-7 A3 3 1		PS	Lc-w-s	97,1	2,9	91,8	4,4	0,1	*	
GASA 17-7 A3 3 10			Lc-w-s	88,8	12,3	78,6	14,4	1,6	*	
GASA 17-7 A3 3 11			Lc-w-s	95,9	12,3	92,1	2,7	0,0	*	
GASA 17-7 A3 3 15			Lc-w-s	98,7	1,3	92,2	3,9	0,0	*	
GASA 17-8 A1 5 1		S	Lc-w-s	96,1	3,9	59,3	36,1	1,4	*	
GASA 17-6 A4 2 21			Lc-w-s	99,7	0,3	92,5	3,3	0,0	*	
GASA 17-6 A4 2 23			Lc-w-s	100	0	92,9	3,3	0,0	*	
GAKA 17-24 A1 1 8			Vc-w-s	97,6	2,4	59,2	37,2	0,9	*	
GAKA 17-24 A1 1 9			Vc-w-s	97,7	2,3	92,5	2,8	0,0	*	
GASA 17-7 A3 1 27		Type 2	PS	Lc-w	96,1	3,9	11,6	84,5	3,4	0,5
GASA 17-7 A3 1 28				Lc-w	96,2	3,8	50,0	46,2	1,8	2,0
GASA 17-7 A3 1 31				Lc-w	96,6	3,4	11,5	85,0	3,0	0,5
GASA 17-6 A4 2 8	S		Vc-w	98,8	1,2	54,1	43,4	0,5	2,0	
GAKA 17-24 A1 1 1			Vc-w	97,6	2,4	37,6	59,7	1,4	1,3	
GAKA 17-24 A1 1 18			Vc-w	97,7	2,3	21,5	75,9	1,8	0,9	
GAKA 17-24 A1 1 21	Vc-w	97,8	2,2	12,1	85,6	1,9	0,4			
GASA 17-7 A3 1 2	Type 3	PS	Lc	96,2	3,8	0,0	96,2	3,8	0,0	
GASA 17-6 A4 2 1		S	Lc	96,8	3,2	0,0	96,8	3,2	0,0	
GASA 17-6 A4 2 3			Lc	93,7	6,3	0,0	93,7	6,3	0,0	
GASA 17-6 A4 2 6			Lc	91,3	8,7	0,0	91,3	8,7	0,0	
GASA 17-6 A4 2 28			Vc	96,3	3,7	0,0	96,3	3,7	0,0	

Table 6: Raman data for quartz (volatile phase composition) and overall compositions of some inclusions contained in bastnaesite. * For type 1 inclusions (Lc-w-s or Vc-w-s), the salinity has been recalculated considering the melting of the salt cubes, which implies a different composition (see the text). P = primary; PS = pseudo-secondary; S = secondary.

4.2. Oxygen and carbon isotope composition

4.2.1. Minerals

The $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz crystals are homogeneous, between 11.0 and 11.6‰. No difference has been detected between cores and rims.

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of bastnaesite grains plot outside the field of primary carbonatites, with distinctive low $\delta^{13}\text{C}$ values (Figure 5). Despite unprecise, the $\delta^{18}\text{O}$ values of bastnaesite, between 11.5 and 16.5‰, is significantly higher than those of quartz. Actually, there is no theoretical or empirical isotopic fractionation between these two minerals, but the higher value for bastnaesite is very likely the sign of isotopic disequilibrium, quartz being one of the highest $\delta^{18}\text{O}$ minerals in the geological realm.

4.2.2. Fluid inclusions

The $\delta^{13}\text{C}$ of fluid inclusions hosted in quartz and bastnaesite is very different, between -8 and -11‰ and between -15 and -21‰, respectively. Again, it shows that the two populations of fluids are not in equilibrium. If we calculate the theoretical value of a calcite in equilibrium with the two populations of fluids, using the CO₂-calcite fractionation of Golyshev et al.

(1981) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Cal}} = +1.7\text{‰}$ at 400°C), one estimate a $\delta^{13}\text{C}$ value of calcite between -9.7 and -12.7‰ (equilibrium with fluids in quartz) and between -16.7 and -22.7‰ (equilibrium with fluids in bastnaesite). These are extremely low values, much lower than classical carbonatites ($\delta^{13}\text{C}$ between -4 and -8). Again, these values are likely the sign of isotopic disequilibrium in the system.

The carbon isotope fractionation between the fluid hosted in bastnaesite and bastnaesite itself ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Bst}} = -2.7$ to -7.1‰ ; Table 4) is in favour of bastnaesite. The carbon isotope fractionation between CO_2 and common carbonates ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Carb}}$) is between -0.5 and +2‰ at 400°C (using again the fractionation factor of Golyshev et al. (1981). Here, the negative value we obtained by measuring both the mineral and its fluid inclusions is very likely the sign of disequilibrium.

Finally, even if little can be said about the $\delta^{18}\text{O}$ values of fluid inclusions considering the complexity of fluids hosts in inclusions, it is interesting to note that FI in quartz and bastnaesite display very distinct $\delta^{18}\text{O}$ values (between +19 and +25‰ for quartz, between +34 and +44‰ for bastnaesite). Disequilibrium is pointed out again.

5. Discussion

5.1. Estimation of formation conditions

The formation conditions of the Gakara REE mineralization have been firstly estimated by Hein (1998) at temperatures about $400\text{-}450^\circ\text{C}$ and pressure between 2.0 and 2.4 kbar for bastnaesite precipitation, and pressure higher than 2.4 kbar for quartz precipitation. Taking into account our own microthermometric measurements, we have calculated the isochores for the different types of fluids hosted in inclusions in quartz and bastnaesite. The results are reported in figure 13 (A, B). Considering several geothermal gradients, we end up with conditions of entrapment at $400\text{-}400^\circ\text{C}$ for a pressure between 170 and 340 Mpa (i.e. 1.7 to 3.4 kbar), comparable to the estimates of Hein (1998).

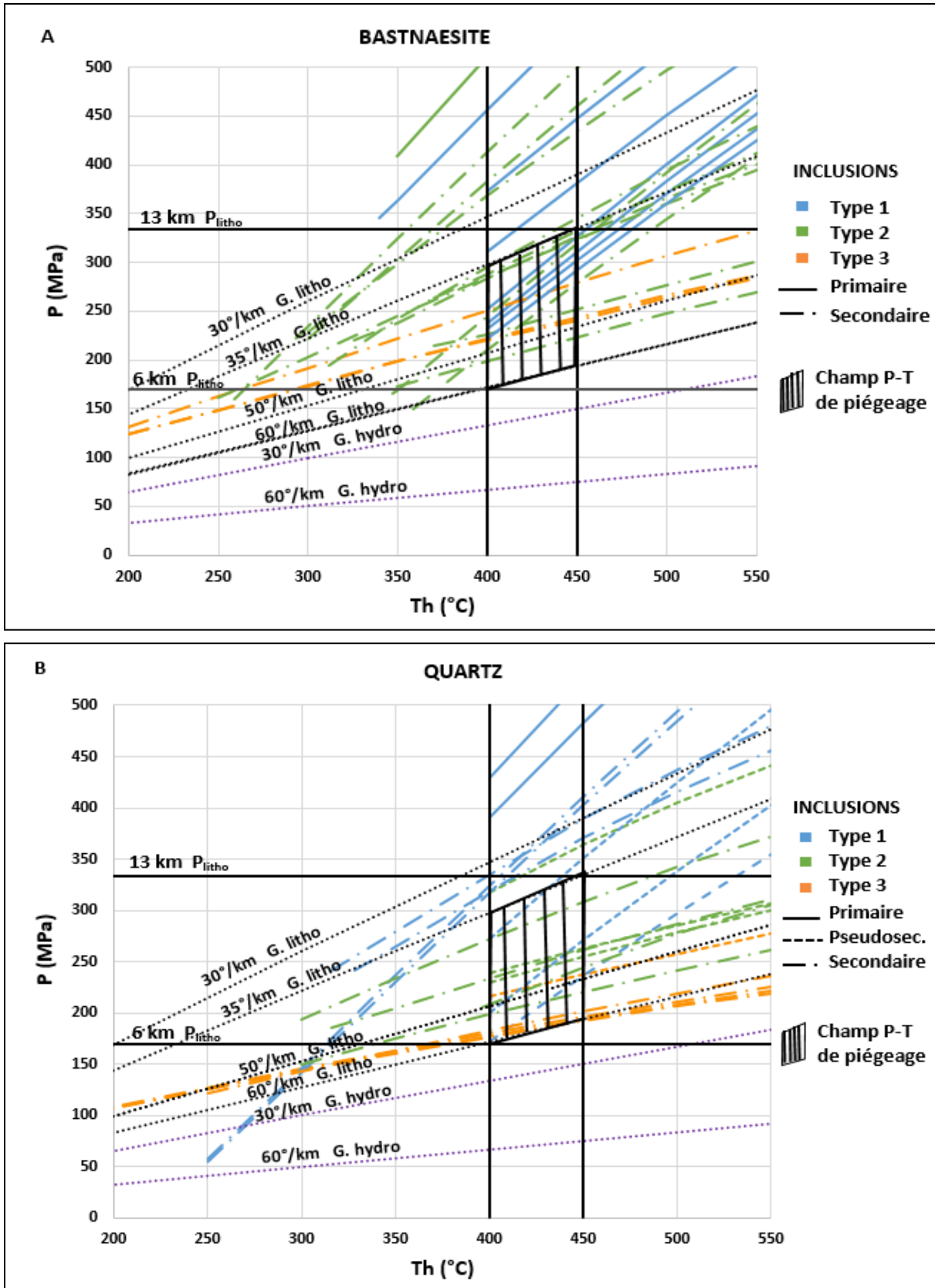


Figure 13: Pressure-temperature diagram showing the isochors calculated from the composition of fluid inclusions (colored lines) and reference lithostatic and hydrostatic gradients. The estimated P-T conditions of entrapment of the Gakara mineralizing fluids are highlighted by the dashed boxes.

Field characterization informed us that vein formation occurred in the brittle crust, possibly close to the surface. The structural heterogeneities inherited from the Kibaran event were re-opened thanks to the influx of the mineralizing fluids. Also, locally, nearly horizontal microgranites likely acted as impermeable barriers, leading to local fluid overpressure (Ntiharirizwa et al., 2018). At the microscale, brecciation is ubiquitous with fracturing of bastnaesite crystals and synchronous replacement by monazite, and locally, hydraulic fracturing likely promoted brecciation. In fact, all observations are consistent. The rather large range of pressure estimates (a factor 2 between 170 and 340 MPa; Fig. 13) pleads for variable fluid pressures during mineralization in the brittle upper crust. One cannot exclude in addition that the geometry of some mineralized veins that tend to propagate several tens of meters along inherited structures (like at the Gasagwe site; Ntiharirizwa et al., 2018) is the sign of their formation in the very upper crust (the analogy with magmatic dykes that propagate over similar distance is striking). The availability of surface-derived fluids was likely at such conditions, and even if the stable isotope systematics undertaken in this study does not allow identifying the involvement of low- $\delta^{18}\text{O}$ fluids (as the ones from the surface), we identified low salinity secondary inclusions in both quartz and bastnaesite grains. These may represent some mixing between the mineralizing brines and the country rock hosted ambient upper crustal fluids.

5.2. Evolution of fluid composition

The oxygen isotope compositions of bastnaesite grains are not precise thanks to the precautions taken during the estimate of the experimental fractionation coefficient of oxygen between bastnaesite and the CO_2 extracted during acid digestion. Nevertheless, these isotopic compositions, in the range +11.5 - +16.5‰, are typical of hydrothermal conditions in connection with magmatism. More specifically, such values are expected for carbonatitic rocks that have undergone deuteric or hydrothermal alteration (Taylor et al., 1967; Jones et al., 2013). These isotopic signatures, together with the composition of the fluid inclusions population (with aqueous brines and CO_2 vapor), are consistent with a hydrothermal origin of the Gakara bastnaesites in connection with a carbonatite intrusion at depth.

A wide variety of primary fluid inclusions in both bastnaesite and quartz crystals has been documented. Inclusions display all the intermediates between a quasi-totally saline aqueous end-member to a quasi-totally volatile end-member (rich in CO_2). This strongly suggests a process of phase separation at the time of bastnaesite and quartz crystallizations. Demixtion of

a CO₂ vapor rich fluid leaving a high-saline aqueous brine is likely, and consistent with the emplacement of mineralization in the upper levels of the brittle crust. Also, secondary inclusions are noticeable by their low salinity, which suggests the involvement of an external fluid, possibly derived from the ambient crust.

The work of Hsu (1992) indicates that bastnaesite-Ce and bastnaesite-La and their OH-analogs can be stable at P= 1 kbar and T = 400 to 900°C in a part of the system (Ce, La)-F-H-C-O. The overall compositions of fluid inclusions in bastnaesite and quartz associated with monazite are relatively similar and encompass this P-T range. However, the cause of the transition from fluoro-carbonate mineralization (bastnaesite) to phosphate mineralization (monazite) remains less understood. The brine inclusions contain halite (NaCl) and sylvite (KCl) suggesting a strong alkaline character (Hein, 1998). The highly alkaline character is typical of late-stage hydrothermal fluids of carbonatites and related systems (Rankin, 1973, 1975, 1977; Le Bas, 1981). The composition of fluids derived from carbonatitic magmas is dominated by Na⁺, K⁺, Cl⁻, CO₃²⁻, SO₄²⁻, F⁻ and PO₄³⁻ (Verplanck et al., 2014). REE stability models (Wood, 1990; Haas et al., 1995b) have suggested that REE form complexes with ligands especially F⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, CO₃²⁻, OH⁻ or Cl⁻ transported in the hydrothermal fluids. The stability of complexes formed with the divalent anions is marked by the sequence CO₃²⁻ > SO₄²⁻ > PO₄³⁻ (Pearson, 1963). According to the stability of REE-ligand complexes, monazite is thus formed when the activity of PO₄³⁻ ions increases at the expense of the activity of CO₃²⁻ and SO₄²⁻, as a result of the crystallization of carbonate and sulfate minerals. In the Gakara area, the primary paragenesis (Aderca and Van Tassel, 1971; Van Wambeke, 1977a; Ntiharirizwa et al., 2018) includes carbonates such as bastnaesite and sulphates such as barite. The monazite present in the secondary paragenesis can, therefore, be explained as described above, when PO₄³⁻ ions derived from the primary carbonatite fluid became available. Indeed, an increase of phosphorus chemical activity during a magmatic-hydrothermal activity is commonly observed in carbonatites and/or IOA (Iron Oxide apatite) deposits (Frietsch and Perdahl, 1995; Harlov, 2015; Decrée et al., 2016; Chen et al., 2017).

5.3. Primary versus secondary origin of isotopic disequilibrium

According to some authors (Hubberten et al., 1988; Reid and Cooper, 1992), the low-depth carbonatites may have lower δ¹³C signatures, resulting from a degassing process that may be characterized by a Rayleigh fractionation. In such process, the ¹³C-enriched CO₂ is removed from the magma and the residual carbon would be depleted in ¹³C, explaining the low values

Deuxième partie

of $\delta^{13}\text{C}$. By analogy, the low $\delta^{13}\text{C}$ values of bastnaesite samples from Gakara could suggest at first thought that they precipitated from a residual saline fluid depleted in ^{13}C thanks to degassing of a ^{13}C -enriched CO_2 . Actually, the $\delta^{13}\text{C}$ value of the fluid inclusions (-15 to -21‰) is lower than the $\delta^{13}\text{C}$ of bastnaesite itself (-12 to -17‰). This observation is at variance with the above reasoning, pointing out disequilibrium effects. Actually, carbon isotopes may be highly fractionated under high pH conditions (e.g. Fourcade et al., 2007). Whether or not high pH values may have reached by some fluid's species in the Gakara has to be thought more deeply, but it is known that fluids evolved from alkaline intrusions or carbonatites may be noticeably basic (F. Gaillard, pers. comm.).

Similarly, there are other evidence of isotopic disequilibrium. 1/ Bastnaesite displays $\delta^{18}\text{O}$ values higher than those of quartz, which should be the opposite. 2 / Bastnaesite inclusions display much lower $\delta^{13}\text{C}$ values than quartz, whereas given their comparable fluid composition one could have expected comparable isotopic values. 3/ The $\delta^{18}\text{O}$ values for bastnaesite fluid inclusions are greater than those for quartz; we acknowledge that very little is known regarding the meaning $\delta^{18}\text{O}$ values of fluids hosted in fluid inclusions, but the documented difference of 15 to 30‰ between the two fluid inclusions populations seems enormous.

The question of the primary vs. secondary origin of the isotopic compositions has thus to be raised. Indeed, the isotopic disequilibrium of $\delta^{13}\text{C}$ values between fluid inclusions and bastnaesite (table 4) could result from isotopic fractionation due to the retrograde evolution as illustrated on figure 14. Considering the carbon mass balance in the system bastnaesite-fluid inclusion hosted in bastnaesite, the weight of the mineral is tremendously higher than the fluid budget. In other words, the mineral isotopically buffers the fluids hosted in fluid inclusions: during retrograde evolution, the $\delta^{13}\text{C}$ values of the bastnaesite mineral would remain constant while the $\delta^{13}\text{C}$ values of its inclusions may have decreased. At this stage, this scheme is highly speculative given that nothing is known about the carbon isotope fractionation between CO_2 and bastnaesite. It remains that the $\delta^{13}\text{C}$ values of the fluid hosted in quartz are very low, and that the retrograde carbon isotope exchange between CO_2 and quartz is impossible, which makes us infer that the very negative $\delta^{13}\text{C}$ values measured in this study are rather a primary feature than a secondary, retrograde overprinted, signature.

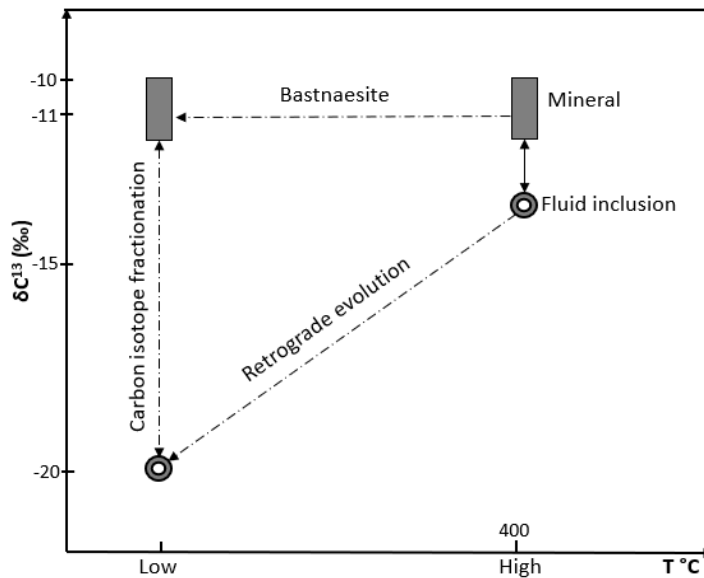


Figure 14: Possible retrograde evolution of the carbon isotope in bastnaesite fluid inclusion, considering that bastnaesite is enriched in ^{13}C relative to CO_2 , which is not supported by any experimental data.

5.4. Comparison of Gakara with other REE deposits

When plotted on a $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram (Fig. 5), the isotopic values of bastnaesite samples from Gakara fall outside of the "primary carbonatite box" (Taylor et al., 1967), as well as most other deposits (Bayan Obo in China, Fang et al., 1996; Matongo in Burundi, Decrée et al., 2015; and Dulucao in China, Liu et al., 2015). The Gakara samples display distinctively low $\delta^{13}\text{C}$ values, similar to those from the Panjavaara deposit, Finlande (Sini, 2003). The oxygen isotope composition of the quartz crystals can be attributed to magmatic water, possibly with the involvement of some CO_2 from the decarbonation of carbonatite (Liu et al., 2015). In any case, based on oxygen isotope compositions, meteoric water and CO_2 from decarbonation would be minor contributions to the ore-forming fluids, and magmatic water appears to have been the main component during mineralization. The Bayan Obo deposit is marked by high $\delta^{13}\text{C}$ values (Fig. 5). This is highly likely the sign of a marine carbonate-derived CO_2 (the Bayan Obo deposit is consistently hosted in dolomites formerly corresponding to marine limestones). This high- $\delta^{13}\text{C}$ value thus does not correspond to a physical-chemical process inherent to magmatic-hydrothermal activity. The very negative $\delta^{13}\text{C}$ value of Gakara, despite hardly to interpret, is on the contrary, a signature of the intrinsic processes leading to an exceptional REE mineralization.

Conclusion

Fluid inclusion characterization and the stable isotope (C and O) study of Gakara symptomatic minerals (bastnaesite, quartz) has been undertaken in order to specify both the origin of the mineralizing fluids involved in the Gakara system and the processes active during mineralization. The primary fluid inclusions in both bastnaesite and quartz consist of a variety of fluids, between a aqueous saline end-member and a CO₂-rich vapor one. The very negative $\delta^{13}\text{C}$ values measured in bastnaesite and in fluid inclusions hosted in both bastnaesite and quartz seem to represent a primary feature, indicative of the processes of fluid separation. Overall, the fluid inclusions and isotopic data are consistent with the hypothesis that the mineralizing fluids originated from a carbonatitic magma at depth.

Acknowledgements: We are very grateful for Rainbow Mining Burundi's good collaboration and support during the field work. The first author thanks Embassy of France in Burundi and the Campus France Agency for the promotion of French higher education abroad.

Deuxième partie

Appendix A: Summary of microthermometric measurements of bastnaesite and quartz fluid inclusions. P=Primary, PS=Pseudosecondary, S=Secondary

Mineral	Type	Subtype	Origin	Amount	size (µm)	Vapor %	Tm CO2 (°C)	Te (°C)	Tm ice (°C)	Tm Cl (°C)	Th CO2 (°C)	Th (°C)	Salinity (% wt NaCl)	
Bastnaesite	Type 1	Lc-w-s	p	62	[5;48]	[5 ;40]	[-57,2 ; -56,6]	[-33,9 ; -24,2]	[-14,5 ; -0,4]	[4,6 ; 9,0]	[19,0 ; 21,8] (1) + [24,0 ; 28,7](2)	> 400	> 49,7	
		Lc-w	P	14	[6;32]	[10 ;30]	[-57,4 ; -56,9]	[-29,2 ; -25,2]	[-9,1 ; -4,0]	[5,1 ; 7,1]	[14,1 ; 14,2] + [19,9 ; 24,3]	> 400	5,82	
	Type 2	Lc-w	S	17	[7;24]	[10 ;45]	[-57,8 ; -56,6]	[-34,2 ; -24,6]	[-13,0 ; -6,2]	[4,6 ; 8,6]	[19,9 ; 26,3]	330 (2 data)	[11,9 ; 12,5]	
		Vc-w	S	54	[6;41]	[10 ;95]	[-57,7 ; -56,6]	[-34,4 ; -21,8]	[-9,0 ; -1,0]	[3,9 ; 8,6]	[5,0 ; 14,6] + 16,0 ; 18,1; 23,9	[252 ; 370]	[5,7 ; 15,9]	
Type 3	Lc	S	6	[7;19]	100	[-59,0 ; -57,1]	/	/	/	/	[-2,6 ; -2,8] + [5,6 ; 9,4]	/	/	
Quartz	Type 1	Lc-w-s	P	19	[11;80]	[5 ;20]	[-57,3 ; -56,7]	[-35,6 ; -27,8]	[-13,3 ; -11,3]	[4,3 ; 6,9]	[7,8 ; 8,2] + [18,9 ; 27,3]	> 400	> 49,7	
		Lc-w-s	PS	14	[11;32]	[10 ;20]	[-57,3 ; -56,6]	[-31,9 ; -27,5]	[-13,6 ; -11,9]	[4,6 ; 8,3]	[1,3 ; 1,7] (1) + [26,0 ; 27,5] (2)	> 400	> 49,7	
		Lc-w-s	S	15	[17;45]	[10 ;60]	[-57,2 ; -56,6]	[-35,4 ; -28,2]	[-13,7 ; -10,7]	[4,2 ; 6,1]	[25,7 ; 29,4]	[328 ; 341] + [195 ; 203]	[37,1 ; 37,4] + [29,9 ; 30,3]	
		Vc-w-s	S	14	[12;33]	[10 ;70]	[-57,2 ; -56,8]	[-30,5 ; -27,3]	[-13,9 ; -12,1]	[4,4 ; 6,1]	2,3 + [5,4 ; 7,4] + [24,7 ; 27,3]	[316 ; 356]	[28,9 ; 38,2]	
	Type 2	Lc-w	PS	6	[12;42]	[10 ;95]	[-57,3 ; -57,1]	[-30,2 ; -29,9]	[-11,4 ; -10,5]	[5,3 ; 7,4]	[0,9 ; 3,4]	> 400	[13,1 ; 13,3]	
		Vc-w	S	31	[9;79]	[70 ;95]	[-57,2 ; -56,6]	[-28,5 ; -21,6]	[-13,1 ; -8,5]	[5,5 ; 6,8]	[7,8 ; 10,2] + [15,3 ; 15,8] + [25,8 ; 26,1]	[301 ; 396]	[9,72 ; 11,78]	
	Type 3	Lc	PS	18	[9;25]	100	[-57,3 ; -57,1]	/	/	/	/	[0,8 ; 1,5] + [3,6 ; 5,7]	/	/
		Lc	S	7	[13;54]	100	[-57,3 ; -57,1]	/	/	/	/	[20,8 ; 20,9]	/	/
	Vc	S	8	[13;31]	100	[-56,7 ; -56,6]	/	/	/	/	[15,5 ; 15,9]	/	/	

References

- Aderca, B.-M., and R. Van Tassel, 1971, Le gisement de terres rares de la Karonge (République du Burundi): Académie royale des sciences d'outre-mer, 117 p.
- Andrade, F. R. D., and P. Moller, 1999, Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: behaviour of selected trace elements and stable isotopes C, O/: p. 23.
- Bakker, R. J., 1999, Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O–CO₂–CH₄–N₂–NaCl system: *Chemical Geology*, v. 154, no. 1, p. 225–236, doi:10.1016/S0009-2541(98)00133-8.
- Böttcher, M. E., 1996, 18O/16O and 13C/12C Fractionation During the Reaction of Carbonates with Phosphoric Acid: Effects of Cationic Substitution and Reaction Temperature: *Isotopes in Environmental and Health Studies*, v. 32, no. 2–3, p. 299–305, doi:10.1080/10256019608036323.
- Chen, W., H. Honghui, T. Bai, and S. Jiang, 2017, Geochemistry of Monazite within Carbonatite Related REE Deposits: *Resources*, v. 6, no. 4, p. 51, doi:10.3390/resources6040051.
- Cullers, R. L., and J. L. Graf, 1984, Chapter 7 - Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Predominantly Basic and Ultrabasic Rocks, *in* P. Henderson, ed., *Developments in Geochemistry*: Elsevier, Rare Earth Element Geochemistry, p. 237–274, doi:10.1016/B978-0-444-42148-7.50012-5.
- Decrée, S., P. Boulvais, C. Cobert, J.-M. Baele, G. Midende, V. Gardien, L. Tack, G. Nimpagaritse, and D. Demaiffe, 2015, Structurally-controlled hydrothermal alteration in the syntectonic Neoproterozoic Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex (Burundi): Implications for REE and HFSE mobilities: *Precambrian Research*, v. 269, p. 281–295, doi:10.1016/j.precamres.2015.08.016.
- Decrée, S., P. Boulvais, L. Tack, L. André, and J.-M. Baele, 2016, Fluorapatite in carbonatite-related phosphate deposits: the case of the Matongo carbonatite (Burundi): p. 453–466.
- Demaiffe, D., and K. Theunissen, 1979, Données géochronologiques U-Pb et Rb-Sr relatives au complexe archéen de kikuka (Burundi), Rapport annuel: Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren (Belgique), Dépt. Géol. Min., 65–69 p.
- Fang, T., Y. Qiu, and X. Qiu, 1996, Carbon and oxygen isotopic characteristics of REE-fluorocarbonate minerals and their genetic implications, Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, China: *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 15, no. 1, p. 82–86, doi:10.1007/BF03166799.
- Fourcade, S., L. Trotignon, P. Boulvais, I. Techer, M. Elie, D. Vandamme, E. Salameh, and H. Khoury, 2007, Cementation of kerogene-rich marls by alkaline fluids released during weathering of thermally metamorphosed marly sediments. Part I: Isotopic (C, O) study of the Khushaym Matruk natural analogue (central Jordan): *Applied Geochemistry*, v. 22, p. 1293–1310.
- Frietsch, R., and J.-A. Perdahl, 1995, Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types: *Ore Geology Reviews*, v. 9, no. 6, p. 489–510, doi:10.1016/0169-1368(94)00015-G.
- Gilg, H. A., U. Struck, T. Vennemann, and M. Boni, 2003, Phosphoric acid fractionation factors for smithsonite and cerussite between 25 and 72°C: Associate editor: M. Kusakabe: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, no. 21, p. 4049–4055, doi:10.1016/S0016-7037(03)00169-8.
- Golyshev, S. I., N. L. Padalko, and S. A. Pechenkin, 1981, Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems: *Geochemistry International*, v. 18, p. 85–99.
- Goodenough, K. M., F. Wall, and D. Merriman, 2018, The Rare Earth Elements: Demand, Global Resources, and Challenges for Resourcing Future Generations: *Natural Resources Research*, v. 27, no. 2, p. 201–216, doi:10.1007/s11053-017-9336-5.

Deuxième partie

- Guo, W., J. L. Mosenfelder, W. A. Goddard, and J. M. Eiler, 2009, Isotopic fractionations associated with phosphoric acid digestion of carbonate minerals: Insights from first-principles theoretical modeling and clumped isotope measurements: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, no. 24, p. 7203–7225, doi:10.1016/j.gca.2009.05.071.
- Haas, J. R., E. L. Shock, and D. C. Sassani, 1995, Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, no. 21, p. 4329–4350, doi:10.1016/0016-7037(95)00314-P.
- Harlov, D. E., 2015, Apatite: A Fingerprint for Metasomatic Processes: *Elements*, v. 11, no. 3, p. 171–176, doi:10.2113/gselements.11.3.171.
- Hein, U. F., 1998, The bastnaesite-monazite deposits of Gakara / Burundi: composition of fluid inclusions and genetic implications: *C 475.- Hans-Jürgen Behr-Festschrift, Freiberg*, p. 95–105.
- Hsu, L. C., 1992, Synthesis and stability of bastnaesites in a part of the system (Ce,La)-F-H-C-O: *Mineralogy and Petrology*, v. 47, no. 1, p. 87–101, doi:10.1007/BF01165299.
- Hubberten, H.-W., K. Katz-Lehnert, and J. Keller, 1988, Carbon and oxygen isotope investigations in carbonatites and related rocks from the Kaiserstuhl, Germany: *Chemical Geology*, v. 70, no. 3, p. 257–274, doi:10.1016/0009-2541(88)90097-6.
- Jones, A. P., M. Genge, and L. Carmody, 2013, Carbonate Melts and Carbonatites: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 75, no. 1, p. 289–322, doi:10.2138/rmg.2013.75.10.
- Jones, A. P., and P. J. Wyllie, 1986, Solubility of rare earth elements in carbonatite magmas, indicated by the liquidus surface in $\text{CaCO}_3\text{Ca}(\text{OH})_2\text{La}(\text{OH})_3$ at 1 kbar pressure: *Applied Geochemistry*, v. 1, no. 1, p. 95–102, doi:10.1016/0883-2927(86)90040-5.
- Kim, S.-T., A. Mucci, and B. E. Taylor, 2007, Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75 °C: Revisited: *Chemical Geology*, v. 246, no. 3, p. 135–146, doi:10.1016/j.chemgeo.2007.08.005.
- Kröner, A., and R. J. Stern, 2005, *Pan-African Orogeny: Amsterdam, AFRICA*.
- Le Bas, M. J., 1981, Carbonatite magmas: *Mineral. Mag*, p. 133–140.
- Lehmann, B., S. Nakai, A. Höhndorf, J. Brinckmann, P. Dulski, U. F. Hein, and A. Masuda, 1994, REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, no. 2, p. 985–992, doi:10.1016/0016-7037(94)90520-7.
- Liégeois, J. P., K. Theunissen, E. Nzojibwami, and J. Klerkx, 1982, Granitoïdes syncinématiques kibariens au Burundi: pétrographie, géochimie et géochronologie préliminaire: *Annales de la Société Géologique de Belgique*, no. 105, p. 345–356.
- Liu, Y., Z. Chen, Z. Yang, X. Sun, Z. Zhu, and Q. Zhang, 2015, Mineralogical and geochemical studies of brecciated ores in the Dalucao REE deposit, Sichuan Province, southwestern China: *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 613–636, doi:10.1016/j.oregeorev.2015.03.006.
- Lottermoser, B. G., 1992, Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes: *Ore Geology Reviews*, v. 7, no. 1, p. 25–41, doi:10.1016/0169-1368(92)90017-F.
- Midende, G., 1984, *La carbonatite de Matongo (Burundi): Etude pétrologique, minéralogique et géochimique*, Unpublished PhD thesis: *Belgique, Université Libre de Bruxelles*, 318 p.
- Midende, G., P. Boulvais, L. Tack, F. Melcher, A. Gerdes, S. Dewaele, D. Demaiffe, and S. Decrée, 2014, Petrography, geochemistry and U–Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi):

Deuxième partie

- Migdisov, A., A. E. Williams-Jones, J. Brugger, and F. A. Caporuscio, 2016, Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations: *Chemical Geology*, v. 439, p. 13–42, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.06.005.
- Mitchell, A. H. G., and M. S. Garson, 1981, *Mineral Deposits and Global Tectonic Settings*: Academic Press, 432 p.
- Nakai, S., A. Masuda, and B. Lehmann, 1988, La-Ba dating of bastnaesite: *Chemical Geology*, v. 70, no. 1, p. 12, doi:10.1016/0009-2541(88)90211-2.
- Ngwenya, B. T., 1994, Hydrothermal rare earth mineralisation in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, no. 9, p. 2061–2072, doi:10.1016/0016-7037(94)90285-2.
- Ntiharirizwa, S., P. Boulvais, M. Poujol, Y. Branquet, C. Morelli, J. Ntungwanayo, and G. Midende, 2018, Geology and U-Th-Pb Dating of the Gakara REE Deposit, Burundi: *Minerals*, v. 8, p. 394, doi:10.3390.
- Rankin, A. H., 1975, Fluid inclusion studies in apatite from carbonatites of the Wasaki area of western Kenya: *Lithos*, v. 8, no. 2, p. 123–136, doi:10.1016/0024-4937(75)90020-1.
- Rankin, A. H. (Andy H.), 1973, Fluid inclusion studies in apatite from some East African carbonatites and ijolites.: ProQuest.
- Rankin, A. H., 1977, Fluid-inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of eastern Uganda: *Mineralogical Magazine*, v. 41, no. 318, p. 155–164, doi:10.1180/minmag.1977.041.318.02.
- Reid, D. L., and A. F. Cooper, 1992, Oxygen and carbon isotope patterns in the Dicker Willem carbonatite complex, southern Namibia: *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 94, no. 4, p. 293–305, doi:10.1016/0168-9622(92)90004-T.
- Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids: p. 684–737.
- Rosenbaum, J., and S. M. F. Sheppard, 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, no. 6, p. 1147–1150, doi:10.1016/0016-7037(86)90396-0.
- Samson, I., A. Andersson, and D. D. Marshall, 2003, Fluid inclusions: analysis and interpretation: Samson, I., Anderson, A., & Marshall, D. D., *Mineralogical Association of Canada*.
- Sharma, S. D., D. J. Patil, and K. Gopalan, 2002, Temperature dependence of oxygen isotope fractionation of CO₂ from magnesite-phosphoric acid reaction: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, no. 4, p. 589–593, doi:10.1016/S0016-7037(01)00833-X.
- Sharma, S. K., and T. Sharma, 1969, Oxygen isotope fractionation factor between CO₂ and CO₃²⁻: *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics*, v. 2, no. 4, p. 367–371, doi:10.1016/0020-7381(69)80031-8.
- Sini, A., 2003, *Geological Survey of Finland, Current Research 2001-2002*: Sini Autio, Geological Survey of Finland.
- Tack, L., P. De Paepe, S. Deutsch, and J. P. Liégeois, 1984, The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western rift., in *African Geology*: Klerx, J., Michot, J. (Eds), p. 91–114.
- Tack, L., M. T. D. Wingate, B. De Waele, J. Meert, E. Belousova, B. Griffin, A. Tahon, and M. Fernandez-Alonso, 2010, The 1375Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime: *Precambrian Research*, v. 180, no. 1, p. 63–84, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.022.

Deuxième partie

- Taylor, H. P., J. Frechen, and E. T. Degens, 1967, Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, no. 3, p. 407–430, doi:10.1016/0016-7037(67)90051-8.
- Thoreau, J., B.-M. Aderca, and L. Van Wambeke, 1958, Le gisement de terres rares de la Karonge (Urundi): *Académie royale des sciences d'outre-mer*, p. P.715.
- Van Straaten, 1989, Nature and structural relationships of carbonatites from southwest and west Tanzania, *in* Carbonatites, genesis, and evolution: Unwin Hyman, Bell K., p. 177–199.
- Van Straaten, P., 1989, Nature and structural relationships of carbonatites from Southwest and West Tanzania, *in* Carbonatites, genesis and evolution: Unwin Hyman, Bell K., p. 177–199.
- Van Wambeke, L., 1964, Géochimie minérale des carbonatites du Kaiserstuhl dans “les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl,” *Rapp. EUR 1827 d, f, e: Federal Republic of Germany*, 65–9 and 93–154 p.
- Van Wambeke, L., 1977a, The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical data and origin of the mineralization: *Mineralium Deposita*, v. 12, no. 3, p. 373–380, doi:10.1007/BF00206173.
- Van Wambeke, L., 1977b, The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical data and origin of the mineralization: *Mineralium Deposita*, v. 12, no. 3, p. 373–380, doi:10.1007/BF00206173.
- Verplanck, B. S. Van Gosen, R. R. Seal, and A. E. McCafferty, 2014, A Deposit Model for Carbonatite and Peralkaline Intrusion-Related Rare Earth Element Deposits, Scientific Investigations Report 2010–5070–J: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey, Mineral Deposit Models for Resource Assessment, 72 p.
- Williams-Jones, A. E., A. A. Migdisov, and I. M. Samson, 2012, Hydrothermal Mobilisation of the Rare Earth Elements – a Tale of “Ceria” and “Yttria”: *Elements*, v. 8, no. 5, p. 355–360, doi:10.2113/gselements.8.5.355.
- Williams-Jones, A. E., I. M. Samson, and G. R. Olivo, 2000, The Genesis of Hydrothermal Fluorite-REE Deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico: *Economic Geology*, v. 95, no. 2, p. 327–341, doi:10.2113/gsecongeo.95.2.327.
- Wood, S. A., 1990, The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters: *Chemical Geology*, v. 82, p. 159–186, doi:10.1016/0009-2541(90)90080-Q.
- Woolley, A. R., 1987, Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites, Malawi: *Journal of African Earth Sciences* (1983), v. 6, no. 6, p. 891–898, doi:10.1016/0899-5362(87)90048-0.
- Xie, Y., Z. Hou, S. Yin, S. C. Dominy, J. Xu, S. Tian, and W. Xu, 2009, Continuous carbonatitic melt–fluid evolution of a REE mineralization system: Evidence from inclusions in the Maoniuping REE Deposit, Western Sichuan, China: *Ore Geology Reviews*, v. 36, no. 1, p. 90–105, doi:10.1016/j.oregeorev.2008.10.006.

2.8. Conclusion sur la deuxième partie

Les observations de terrain et la paragenèse minérale du gisement de Gakara indiquent que ce gisement est d'origine hydrothermale. La circulation des fluides hydrothermaux de haute température dans cette région est marquée par une importante albitisation des minéraux potassiques (remplacements des feldspaths-K et biotites) et la dissolution du quartz de roches encaissantes granitiques. L'âge des rutilles remplissant les cavités de dissolution du quartz dans les aplites albitiques est très proche de l'âge de la minéralisation (autour de 600 Ma) ce qui suggère que l'albitisation et la mise en place de la minéralisation se sont produits dans le continuum d'hydrothermalisme pendant l'événement Panafricain. Les inclusions fluides contenues dans la bastnaésite et dans le quartz sont de types variés : aquo-carboniques, aquo-carboniques à solides (nombreux et variés), carboniques et aqueux. Toutes ces inclusions sont majoritairement primaires à pseudo-secondaires. La température d'homogénéisation varie de 250°C jusqu'à plus de 400°C. Les salinités varient également fortement, de 5 à 50 pds% eq. NaCl comme le montre la présence de cubes de sels. La phase volatile est quasi-exclusivement constituée de CO₂, avec une contribution mineure de CH₄ et N₂. Les conditions de piégeage estimées à partir du calcul des isochores sont compatibles avec une minéralisation dans la croûte supérieure telle que suggérée par les observations de terrain, à des températures supposées de 400 à 450°C. Les analyses des isotopes stables (O et C) ont permis d'obtenir des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ compatibles avec une formation à assez haute température à partir de fluides magmatiques et des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ indiquant un fractionnement des isotopes du carbone au cours de processus de séparation de phases du fluide, suggérées par la coexistence de fluides à CO₂ avec des inclusions de saumures très salées. L'ensemble des résultats est compatible, renforce même, l'interprétation du gisement de Gakara à partir de fluides dérivés d'une intrusion de carbonatite en profondeur, telle que la région du rift est-africain a réussi à en produire régulièrement ce dernier milliard d'années.

TROISIEME PARTIE

INTEGRATION DES DONNEES GEOPHYSIQUES ET GEOCHIMIQUES AU MODELE METALLOGENIQUE GLOBAL DE GAKARA

Introduction

L'intégration de toutes les données géoscientifiques disponibles, la consolidation et l'interprétation complète de tous les jeux de données (géologie, géochimie et les données géophysiques acquises par Rainbow) contribuent à une meilleure compréhension de la géologie et des structures, ainsi qu'à l'identification des zones potentielles de la minéralisation en terres rares dans la région de Gakara.

Les données géologiques et géochimiques acquises dans le cadre de cette thèse montrent que la minéralisation des terres rares s'est mise en place dans la croûte supérieure fragile. Les roches encaissantes de la minéralisation (en particulier les gneiss) ont été affectées par une déformation ductile visible à toutes les échelles correspondant à un système de bandes de cisaillement, auxquelles se superposent des failles et des fractures. L'existence de cet héritage structural kibarien (âge > 1,0 Ga) a joué un rôle important dans le contrôle de la mise en place des fluides minéralisateurs. Les veines minéralisées en terres rares sont jeunes par rapport à leur encaissant. Les âges obtenus pour la bastnaésite (602 ± 7 Ma) et pour la monazite (589 ± 8 Ma) sont très proches dans la marge d'erreur, indiquant une continuité de l'hydrothermalisme. L'âge autour de 600 Ma signe le contexte tectonique panafricain lors de la minéralisation. Les données d'inclusions fluides ainsi que les signatures isotopiques que nous avons acquises suggèrent fortement que les fluides minéralisateurs sont d'origine carbonatitique.

Dans cette troisième partie du manuscrit de thèse, nous essayons d'intégrer les données géophysiques et géochimiques acquises par la société Rainbow afin d'améliorer notre modèle métallogénique et donc améliorer la prospection. Ces données se trouvent dans des rapports internes (non publiés) de Rainbow rédigés en anglais par les experts géophysiciens (Kubanza, 2012, 2013, 2017, 2018 ; Le Roux et Steenkamp, 2017) des entreprises Benzu Minerals et Xcalibur respectivement. Diverses méthodes ont été utilisées notamment le levé gravimétrique au sol, le levé magnétométrique au sol et aéroporté. Je présente d'abord les principaux résultats et en tire les informations principales. Par ailleurs, une analyse spatiale a été réalisée par moi-même en 2016 sur la base de données géochimiques acquises par le laboratoire ALS Chemex (Johannesburg 2012) ; j'en synthétise ici les principaux résultats. Une meilleure compréhension des facteurs de contrôle de la minéralisation est attendue de ces différentes méthodes et de leur confrontation.

CHAPITRE 1. LEVE GRAVIMETRIQUE AU SOL

1.1. Introduction

Un levé gravimétrique d'orientation a été effectué par Benzu Minerals en mai 2012 sur cinq sites (Kiyenzi, Kivungwe, Gomvyi, Murambi et Mugere) afin de vérifier l'efficacité de la technique gravimétrique dans la détection de la présence de veines de bastnaésite/monazite (Kubanza, 2012). Les veines de bastnaésite/monazite généralement denses (4,9 à 5,2) par rapport à la géologie de fond composée de granitoïdes et de métasédiments (2,4 à 2,8) devaient donner un contraste de densité positif : les résultats du levé d'orientation se sont révélés positifs. Ainsi, la même méthode a été utilisée, en juin 2017, sur le prospect de Kiyenzi (Kubanza, 2017) et en juillet 2018, sur les prospects de Murambi-Sud et de Gomvyi (Kubanza, 2018). Ce chapitre présente la synthèse des résultats des travaux de levé gravimétrique réalisés sur le prospect de Kiyenzi où nous avons réalisé nous-mêmes des travaux de terrain et réussi à mesurer des structures ; les données des autres sites sont présentées dans les annexes.

1.2. Levé gravimétrique au sol sur le prospect de Kiyenzi

1.2.1. Paramètres géologiques et minéralisation

La géologie locale du site Kiyenzi est principalement constituée de roches métasédimentaires composées de quartzites micacés et parfois de phyllites appartenant à la formation de Karinzi et des granitoïdes de Mugere (Figure 3.1). Des intrusions de roches gabbroïques et doléritiques affleurent par endroits. Des filons de pegmatites et d'aprites ainsi que des veines de quartz sont également rencontrés dans la localité de Kiyenzi. Quelques veines de bastnaésite/monazite ont été aussi observées, associées à des fractures qui recoupent les différentes lithologies de cette localité. De larges blocs de brèches polygéniques constitués de clastes de bastnaésite et de fragments de l'encaissant se trouvent sur le versant sud de la colline Kiyenzi, au cœur d'une faille orientée N-S. Un levé gravimétrique a été réalisé dans l'environnement immédiat de ces brèches et veines minéralisées afin de déterminer éventuellement la source de la minéralisation ainsi que de détecter et de tracer la continuité latérale possible des quelques veines in situ connues dans les zones où il n'y a pas d'affleurements géologiques.

Troisième partie

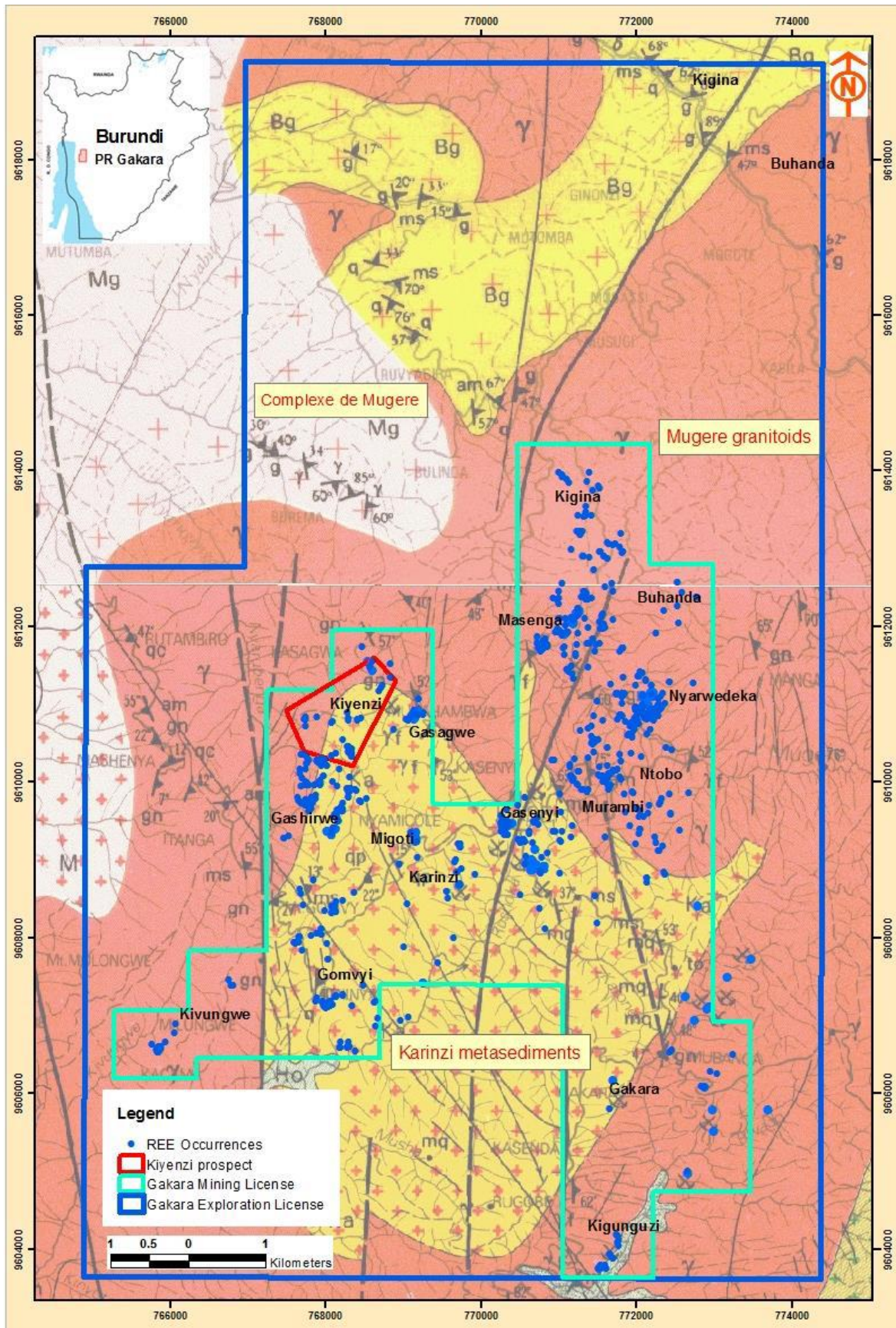


Figure 3.1: Carte géologique de la zone cible étudiée et des occurrences de terres rares.

1.2.2. Méthodologie et équipements

Une « anomalie de gravité » est définie comme la différence entre la gravité observée et la gravité théorique. Selon l'expert géophysicien Kubanza Médard qui a dirigé les travaux, une anomalie de gravité est localisée au poste d'observation après l'application de la correction topographique et d'autres corrections de routine. Le gravimètre mesure des augmentations d'accélération très minimes, qui suggèrent la présence de roches denses ou de minéraux lourds dans le sous-sol. Les valeurs sont ensuite tracées le long d'un profil ou d'une carte. Pour une meilleure définition du corps à l'origine des perturbations du champ de gravité, les données gravimétriques doivent être collectées le plus près possible de l'espacement des stations. De plus, les altitudes des stations gravimétriques doivent être déterminées à 0,2 mètre près. En utilisant des emplacements et des altitudes très précises ainsi que tous les autres facteurs quantifiables pouvant affecter les données gravimétriques, les données collectées sur le terrain sont traitées pour éliminer tous ces effets prévisibles. Les données traitées les plus couramment utilisées sont les anomalies de gravité de Bouguer, mesurées en mGal. L'interprétation des anomalies de gravité de Bouguer va de l'inspection manuelle de la grille ou des profils aux méthodes plus complexes consistant à séparer l'anomalie gravimétrique due à un objet d'intérêt du champ gravimétrique régional. On peut en déduire des corps et des structures pouvant servir à la modélisation géologique ou la modélisation des ressources.

Les mesures gravimétriques ont été prises à l'aide d'un gravimètre Scintrex CG-5, tandis qu'un Javad DGPS a enregistré les positions des stations (Figure 3.2). Les lectures des boucles de base ont été recueillies au moins cinq fois par jour pour corriger la déviation des appareils. La déviation standard moyenne était $<0,02$, ce qui indique une répétabilité élevée et, partant, un niveau élevé de précision des données de l'enquête. Avant de représenter les données de terrain, elles doivent être réduites ou corrigées, ce qui consiste à éliminer les effets masquant la valeur de gravité réelle à un endroit donné. Afin de générer une carte de gravité de Bouguer corrigée, les corrections de données énumérées ci-dessous, ont été appliquées aux données de terrain en utilisant une densité standard basée sur la densité moyenne de la croûte continentale ($2,67 \text{ g/cm}^3$) : (1) marée terrestre ; (2) déviation instrumentale et résiduelle ; (3) élévation ; (4) corrections de terrain ; (5) Air libre et (6) anomalie de Bouguer. L'utilisation de la densité moyenne de la croûte continentale ne donne pas toujours des résultats précis. Pour améliorer la résolution, une densité moyenne de $2,20 \text{ g/cm}^3$ spécifique du socle rocheux local a été appliquée. Une tendance de premier ordre représentant le champ régional a été supprimée des

données de Bouguer afin d'obtenir un ensemble de données résiduelles. Le traitement et la modélisation des données utilisant respectivement Grav2DC et 3D Voxi de Geosoft ont été effectués par des géophysiciens de GeoFocus (Havemann M.B. et Selfe G.), et ont été ratifiés par le géophysicien en chef de Benzu Minerals (Kubanza M.).



Figure 3.2: Equipements utilisés pour l'étude gravimétrique : a) Gravimètre Scintrex CG-5 ; b) Javad DGPS

1.2.3. Spécifications de l'enquête et disposition de la grille

Les mesures gravimétriques ont été effectuées le long de 12 lignes de levé à des intervalles optimaux de manière à définir les corps d'intérêt déduits, dans notre cas des veines minéralisées en terres rares. Les lignes étaient orientées NW-SE afin de recouper les tendances géologiques probables E-W et NE-SW dans le prospect de Kiyenzi. Le levé couvrait une distance totale d'environ 4,4 km sur le bloc de levé choisi, soit une superficie d'environ 10 ha. Les longueurs de lignes de 400 m en moyenne ont été relevées avec un espacement de 25 m et de 5 m entre les stations. Cela équivaut à quelque 920 stations (ou points de mesure). Pour une meilleure définition du corps à l'origine des perturbations du champ de gravité, les données gravimétriques ont été collectées le plus près possible de l'espacement des stations. De plus, les altitudes des stations gravimétriques ont été déterminées à 0,2 mètre près. En utilisant des emplacements et des altitudes très précises ainsi que tous les autres facteurs quantifiables pouvant affecter les données gravimétriques, les données collectées sur le terrain sont traitées pour éliminer tous ces effets prévisibles. Les

paramètres de l'enquête et, finalement, les lectures totales ont été modifiés pour tenir compte des zones inaccessibles et/ou des mauvaises conditions de l'enquête rencontrées au cours de l'enquête. La figure 3.3 présente le contour de la grille de levé gravimétrique du bloc Kiyenzi superposé à la carte topographique. L'enquête a débuté le 9 juin 2017 et s'est terminée le 14 juin 2017.

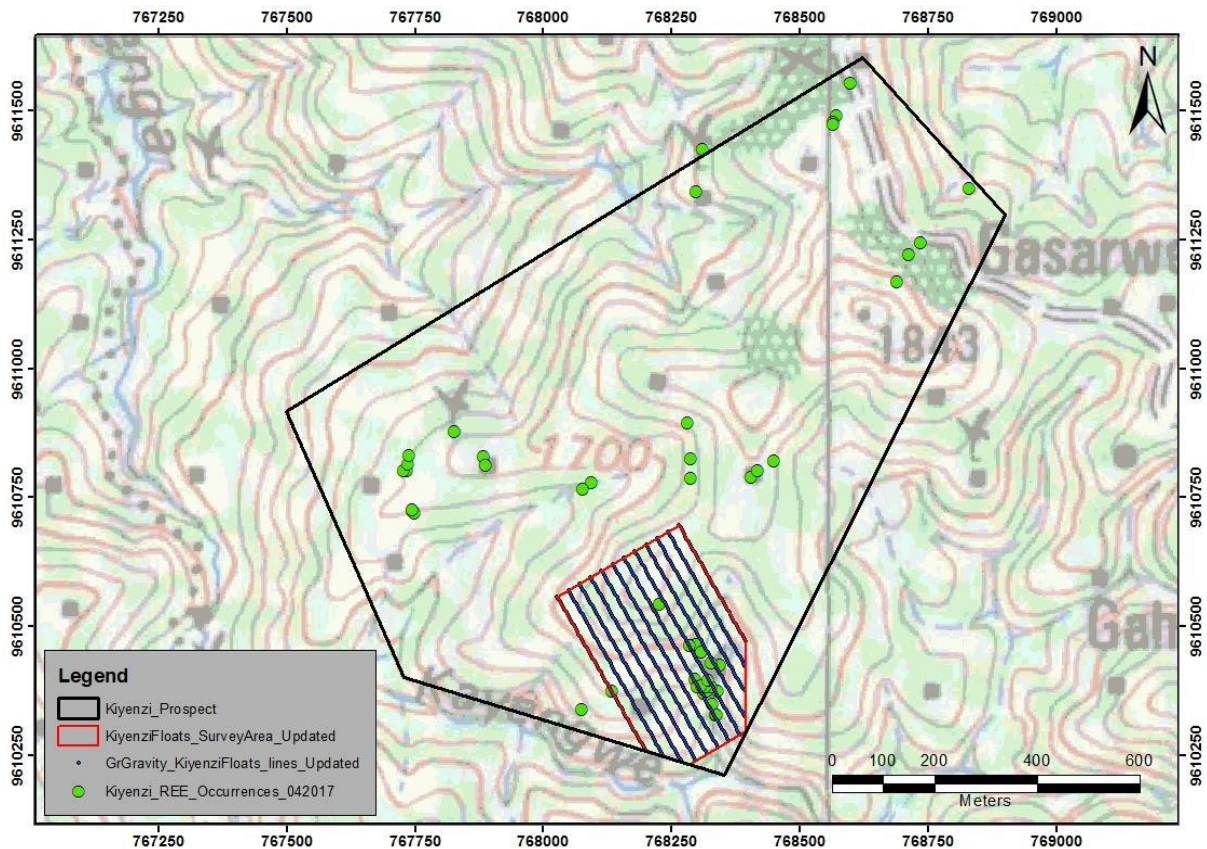


Figure 3.3: Grille d'enquête de la zone cible sur la carte topographique (Kubanza, 2017).

1.2.4. Résultats et interprétation

Les valeurs de gravité mesurées sont réduites en anomalies de gravité de manière que les caractéristiques à l'étude ressortent aussi clairement et correctement que possible. Une fois que les données gravimétriques sont réduites à la forme d'anomalies gravimétriques, l'étape suivante consiste généralement à les mailler pour produire une carte, appliquer des filtres ou faciliter les interprétations 2D et 3D. L'algorithme de maillage standard de courbure minimale a été appliqué aux anomalies de gravité pour produire des images à interpréter.

Un certain nombre de détails ont été vérifiés par des profils gravimétriques espacés de 5 m. En gros, la variation spatiale du contraste de densité due aux changements locaux de la

Troisième partie

géologie est bien observée dans le bloc de levé. Il existe des régions de contraste de densité élevée, modérée et faible, impliquant des variations lithologiques sous la zone d'étude. La précision du levé gravimétrique et la quantité d'informations géologiques disponibles déterminent le type d'interprétation à utiliser. L'interprétation des anomalies de gravité peut être qualifiée de qualitative ou quantitative.

1.2.4.1. *Élévation*

Le bloc de relevé de Kiyenzi se situe sur le versant sud d'une colline assez escarpée, avec une dénivellation totale d'environ 160 m (Figure 3.4). Le réglage topographique approximatif n'était pas favorable à une collecte rapide de données gravimétriques. La figure 3.5 montre la carte d'élévation du bloc de relevé de Kiyenzi avec un intervalle de 20 m de contours superposé à l'image. La partie nord du bloc d'étude présente une caractéristique topographique élevée (sommets de la colline) par rapport au côté sud (vallée). Les altitudes varient entre 1599 m et 1759 m au-dessus du niveau moyen de la mer.



Figure 3.4: Photographie illustrant le haut sommet de la colline au nord de la tranchée ligne 7 du prospect de Kiyenzi. La zone broyée à droite de la photo correspond à une faille (cf. Figure 5 de Ntiharirizwa et al., 2018, page 61 de ce manuscrit).

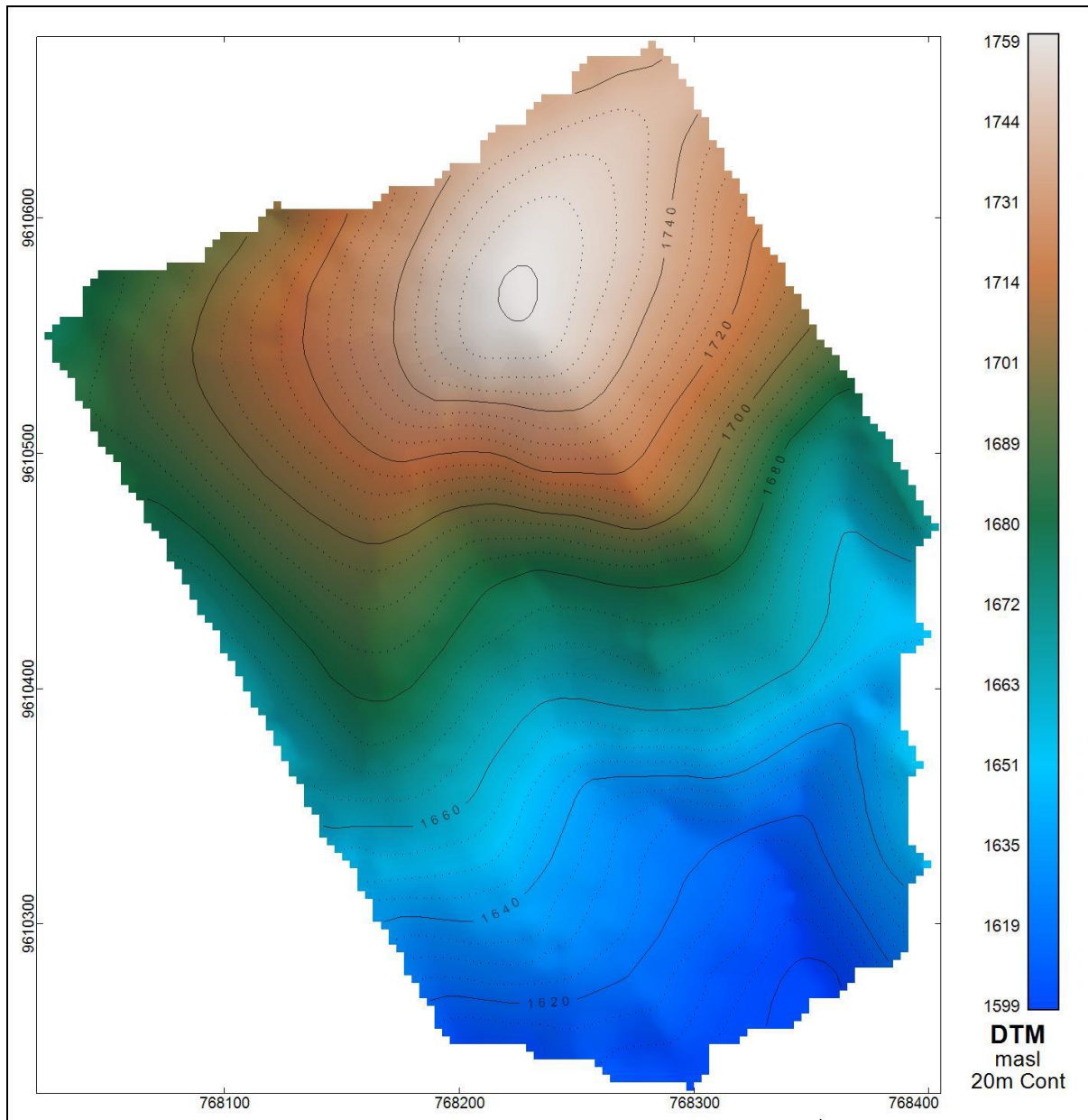


Figure 3.5: Carte d'élévation du bloc de relevé de Kiyenzi avec un intervalle de contour de 20 m (Kubanza, 2017).

1.2.4.2. Anomalie relative de Bouguer

Une carte d'anomalie relative de Bouguer donne une bonne indication de la densité sous la surface au premier passage. Les valeurs faibles (ou négatives) de l'anomalie de Bouguer indiquent des lithologies de densité faible sous le point de mesure, tandis que les valeurs élevées (ou positives) de l'anomalie de Bouguer indiquent des corps lithologiques de densité élevée. La figure 3.6 montre la carte de l'anomalie relative de Bouguer du bloc de relevé de Kiyenzi avec un intervalle de contours de 0,5 mGal. Une anomalie de gravité élevée évidente

se situe au milieu de la grille, puis s'étend largement vers l'est. La carte de l'anomalie relative de Bouguer est caractérisée par une structure à grande échelle (anomalie régionale) et n'est donc pas le produit final de l'enquête.

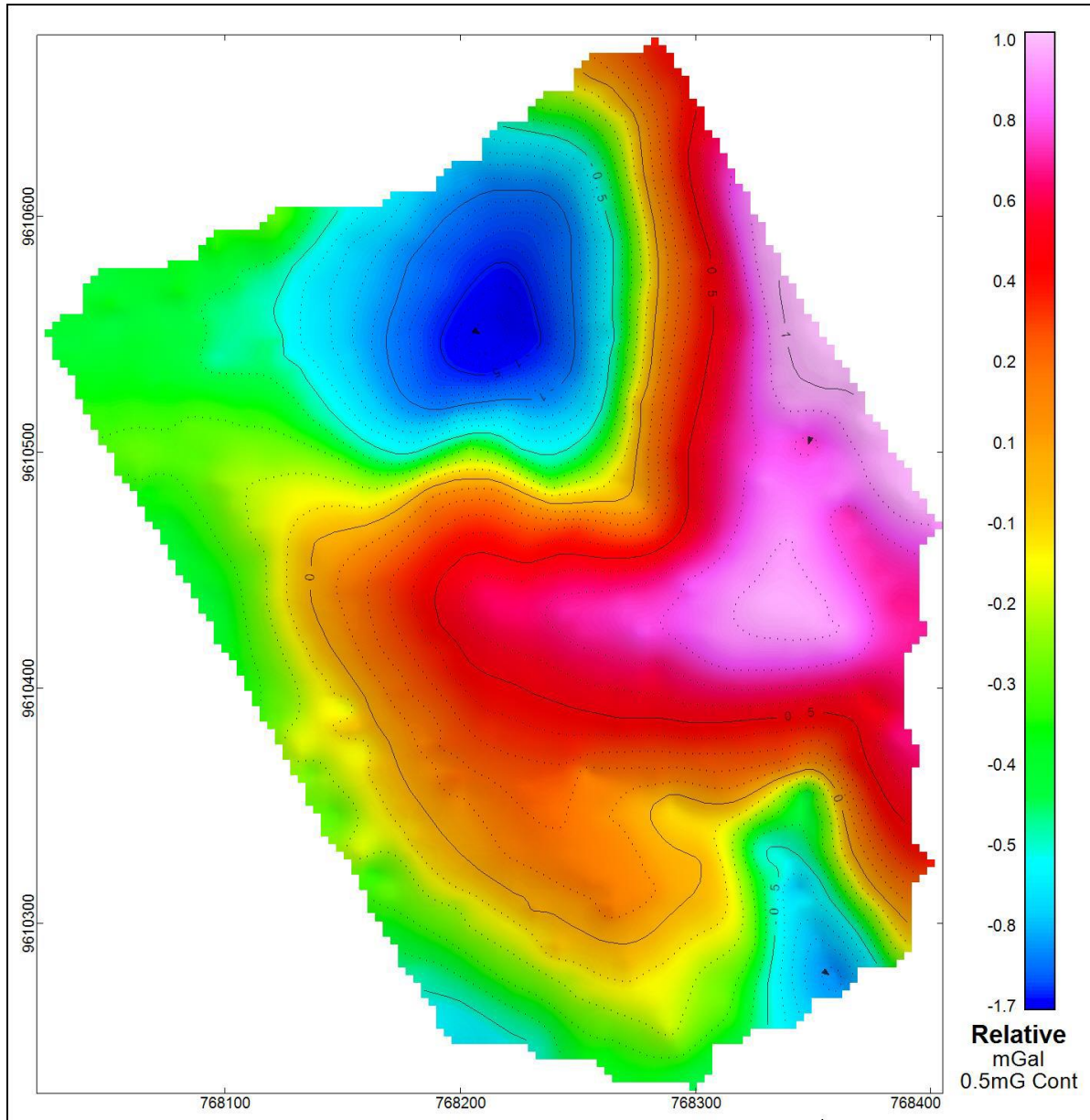


Figure 3.6: Carte d'anomalies relatives de Bouguer du bloc de relevé de Kiyenzi avec un intervalle de contours de 0,5 mGal (Kubanza, 2017).

1.2.4.3. Anomalie résiduelle de Bouguer - élimination de l'anomalie régionale

La relation entre l'amplitude de l'anomalie et la longueur de l'échelle montre que toute anomalie souhaitée se superposera presque inévitablement à une plus grande anomalie avec une plus grande échelle spatiale. Pour interpréter la caractéristique souhaitée, il convient de

Troisième partie

soustraire l'anomalie à grande échelle. C'est ce qu'on appelle « l'élimination de l'anomalie régionale » et le reste s'appelle le résidu. Comme l'anomalie de gravité régionale est souvent beaucoup plus volumineuse que l'anomalie de gravité locale, il est impératif de développer un moyen de supprimer efficacement cet effet de nos observations gravimétriques avant de tenter d'interpréter les résultats de la gravitation pour des structures géologiques locales. La figure 3.7 illustre la carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer du bloc de relevé de Kiyenzi. La carte résiduelle améliore fondamentalement l'amplitude de l'anomalie de Bouguer afin de refléter les caractéristiques locales. La variation spatiale des données gravimétriques est simple ; les données de faible gravité vont de -1,5 à -0,5 mGal; le contraste modéré s'étend de -0,5 à 0,1 mGal et le contraste élevé de 0,1 à 0,7 mGal.

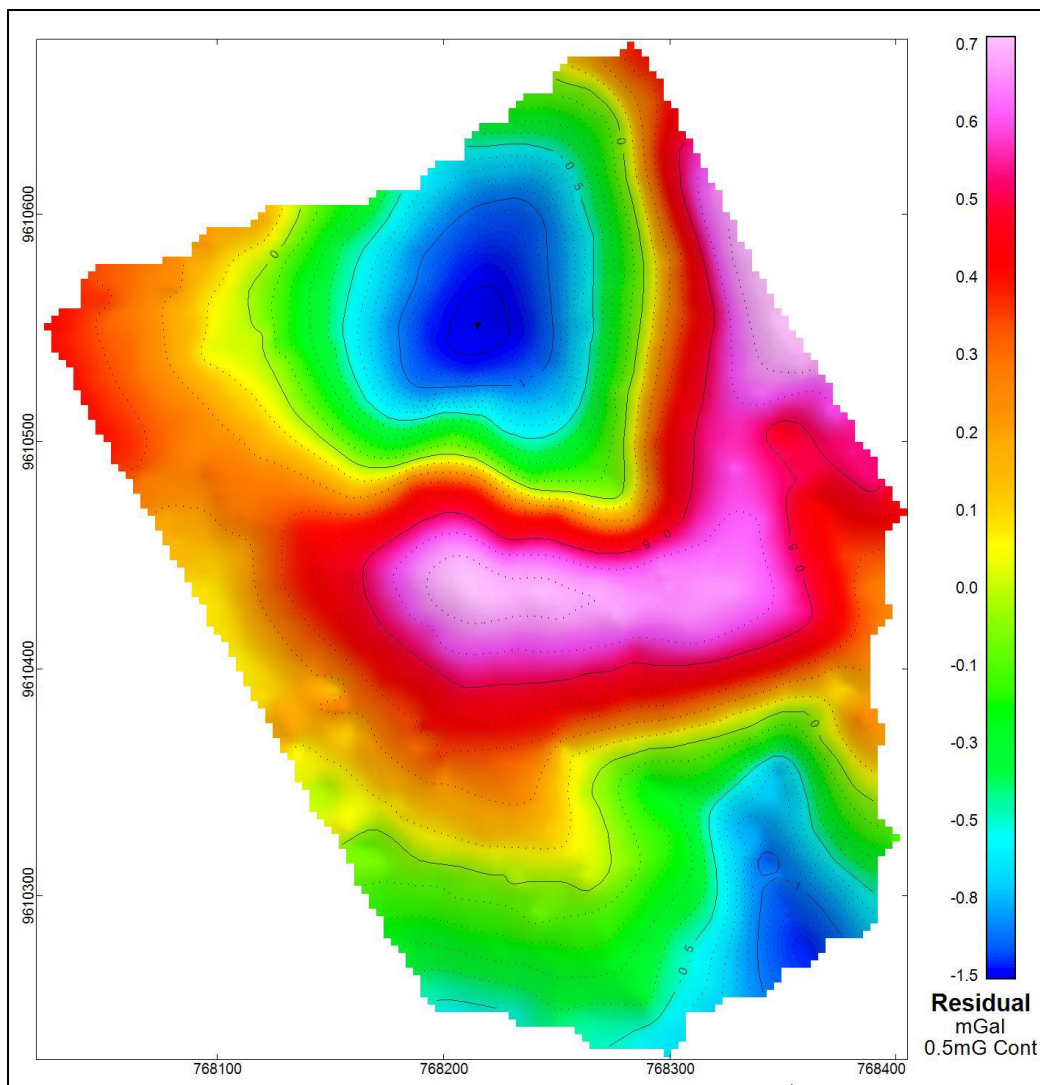


Figure 3.7: Carte d'anomalie résiduelle de Bouguer du bloc de relevé Kiyenzi avec un intervalle de contours de 0,5 mGal (Kubanza, 2017).

Troisième partie

Le processus d'isolement de l'anomalie locale est probablement l'aspect le plus difficile de l'interprétation par gravité. Le continuum d'échelles rend très difficile la séparation sans ambiguïté d'une caractéristique souhaitée sans connaître la réponse. Un énoncé mathématique du problème est qu'il faut appliquer un filtre passe-haut sans connaître le spectre de la cible. Étant donné que la gravité résiduelle basée sur la grille a eu une influence topographique sur les données, une grille de données de $2,2 \text{ g/cm}^3$ dépourvue de raie de Bouguer a été maillée pour améliorer le modèle, comme indiqué à la figure 3.8.

Le modèle de variation spatiale des données gravimétriques est également moins complexe. Les données de faible gravité vont de $-1,5$ à $-0,5 \text{ mGal}$; le contraste modéré s'étend de $-0,5$ à $0,1 \text{ mGal}$ et le contraste élevé de $0,1$ à $0,7 \text{ mGal}$. On peut noter l'augmentation presque symétrique de l'anomalie de gravité de Bouguer convergeant vers le milieu du bloc de sondage. Ceci est interprété comme étant dû à la présence de matériaux de haute densité à cet endroit spécifique.

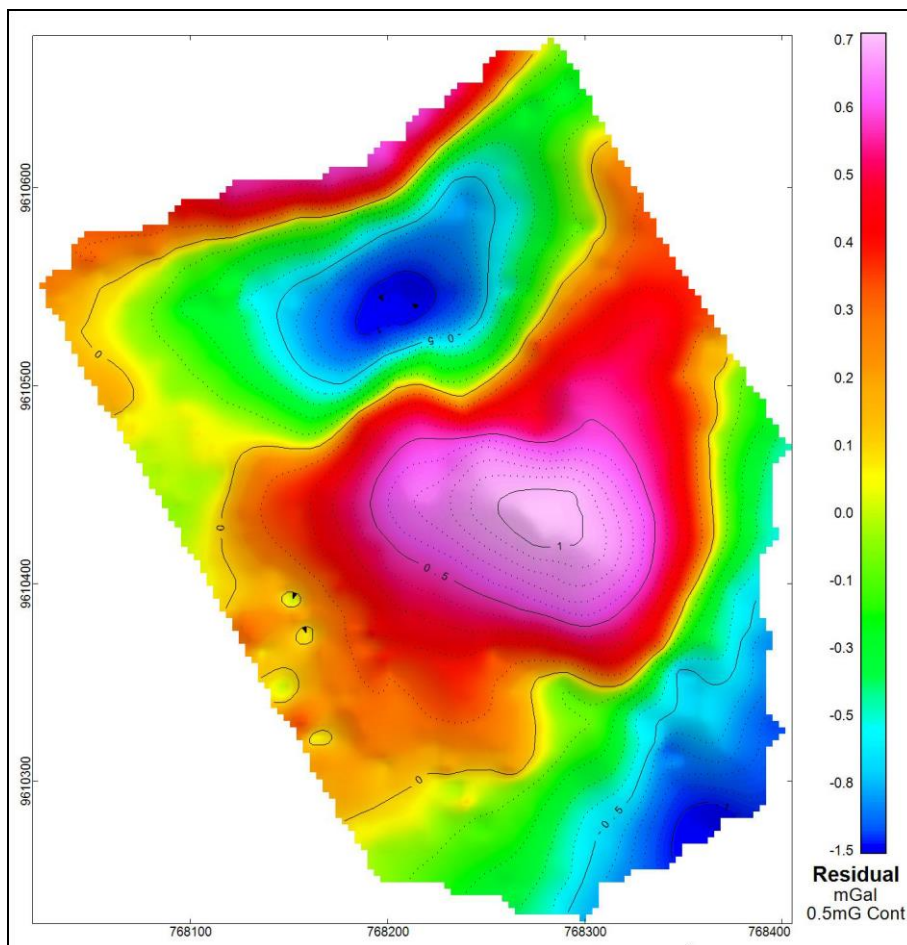


Figure 3.8: Carte d'anomalie résiduelle de Bouguer corrigée du bloc de relevé de Kiyenzi avec un intervalle de contours de $0,5 \text{ mGal}$ (Kubanza, 2017).

1.2.5. Interprétation qualitative de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

1.2.5.1. Analyse des profils gravimétriques

L'analyse des profils gravimétriques s'est révélée très utile pour indiquer les traces probables de veines de terres rares. Sur chaque ligne de relevé, l'altitude, l'anomalie relative et l'anomalie résiduelle de Bouguer sont observées (Figure 3.9). L'élimination de l'anomalie régionale sur chaque ligne de relevé donne une description claire de l'anomalie résiduelle, qui représente en fait l'anomalie de gravité locale. Les pics positifs le long des profils sont en corrélation avec les occurrences connues de veines de terres rares, ce qui donne confiance de l'efficacité de la technique. D'autres pics peuvent indiquer une continuité de veines de terres rares avec une épaisseur relativement étroite et/ou une couverture épaisse.

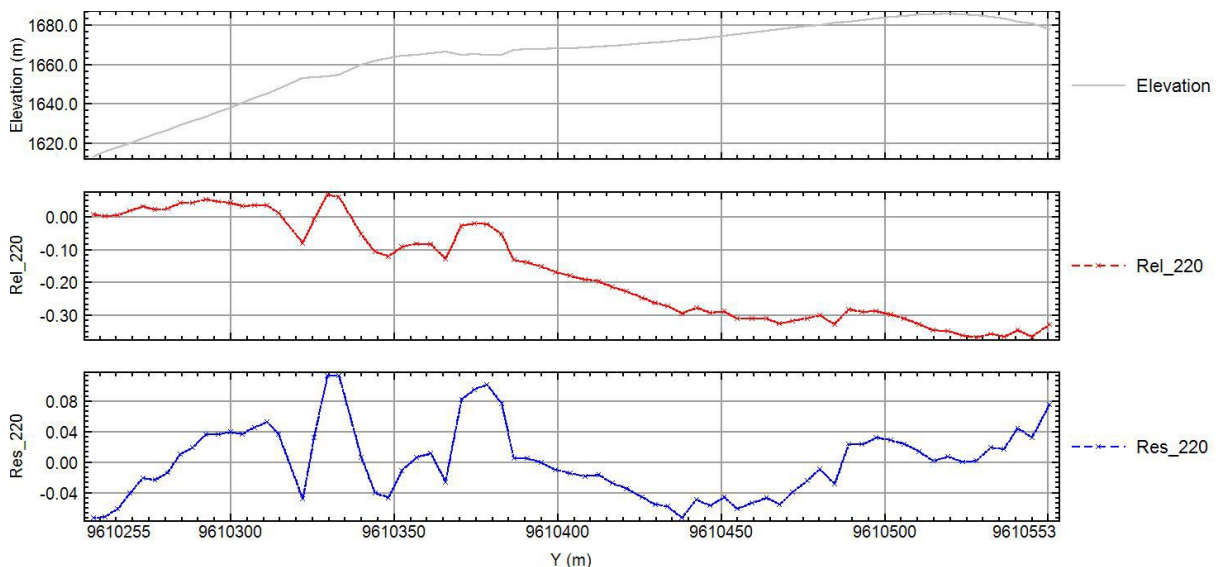


Figure 3.9: Exemple de profil gravimétrique (Kubanza, 2017).

Les profils gravimétriques des lignes L5 à L9 (Figure 3.10) indiquent une anomalie importante au centre du bloc de levé et indiquent que l'anomalie de gravité change rapidement dans le sens des lignes du profil. Il s'agit généralement d'un comportement d'anomalie de gravité locale. Théoriquement, le corps minéralisé enfoui de manière moins profonde produit une grande anomalie qui est confinée à une région du profil directement au-dessus du corps minéralisé. Par conséquent, la forme des profils de gravité des lignes L5 à L9 indique que la source de cette anomalie doit avoir une étendue spatiale relativement petite et être proche de la surface. Les résultats des modèles 2D et 3D présentés à la section 1.2.6 de ce chapitre donnent une indication de la profondeur de la source de cette grande anomalie détectée au centre du bloc de sondage.

Troisième partie

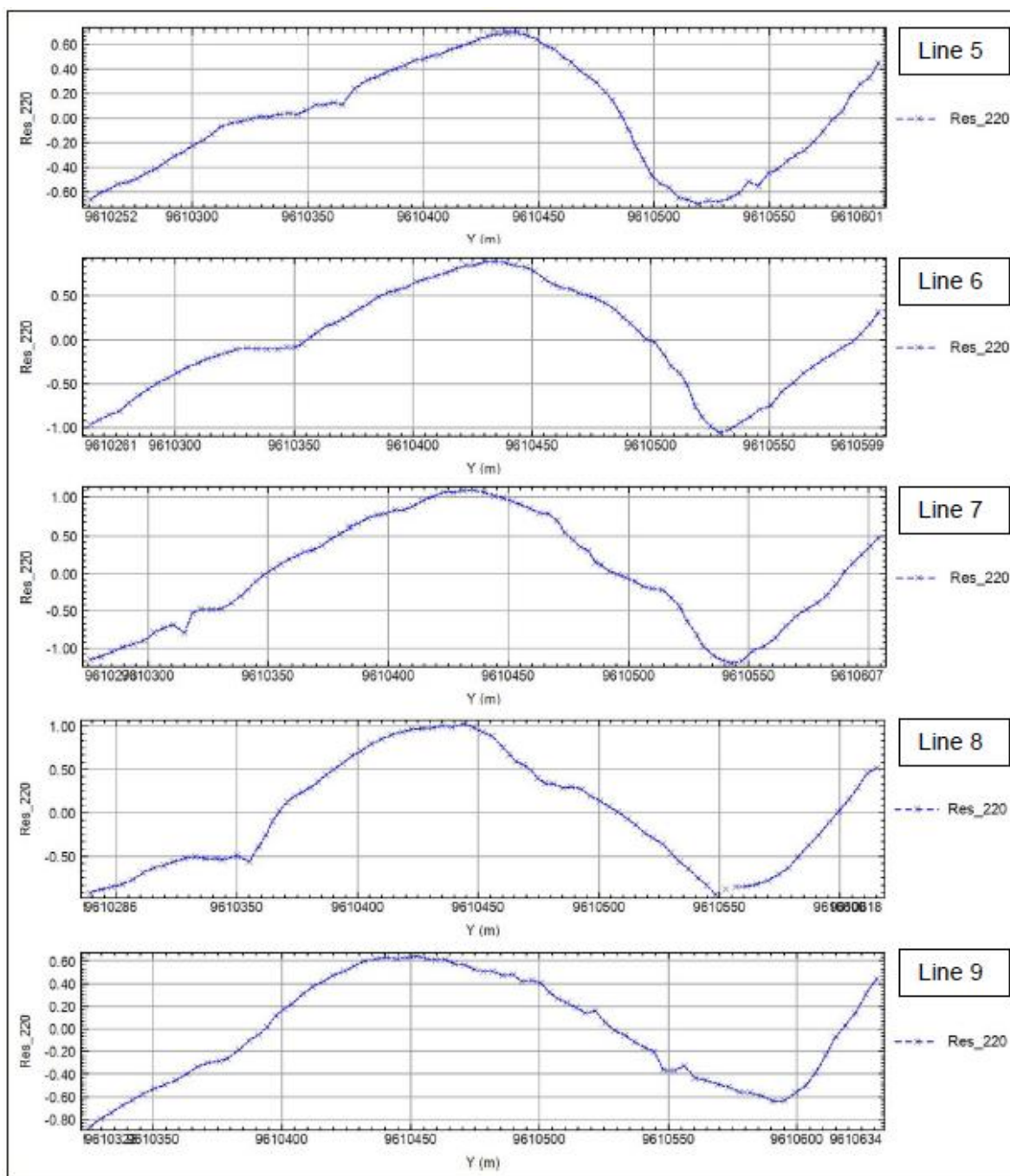


Figure 3.10: L'anomalie de gravité résiduelle des lignes 5 à 9. L'anomalie importante est observée au centre du bloc de kiyenzi.

1.2.5.2. Elimination de la tendance basée sur la grille de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

L'analyse qualitative des données gravimétriques basées sur les cartes résiduelles de Bouguer a mis en lumière la variation spatiale du contraste de densité due aux changements locaux de la géologie et, plus intéressant encore, la délimitation d'un corps enfoui à haute densité au centre du bloc étudié. La figure 3.11 présente une carte d'anomalie résiduelle de Bouguer

corrigée basée sur la grille du bloc de levé de Kiyenzi avec l'interprétation géophysique associée. L'amplitude de l'anomalie de gravité diminue progressivement du centre vers le nord-ouest et également vers le sud-est du bloc étudié.

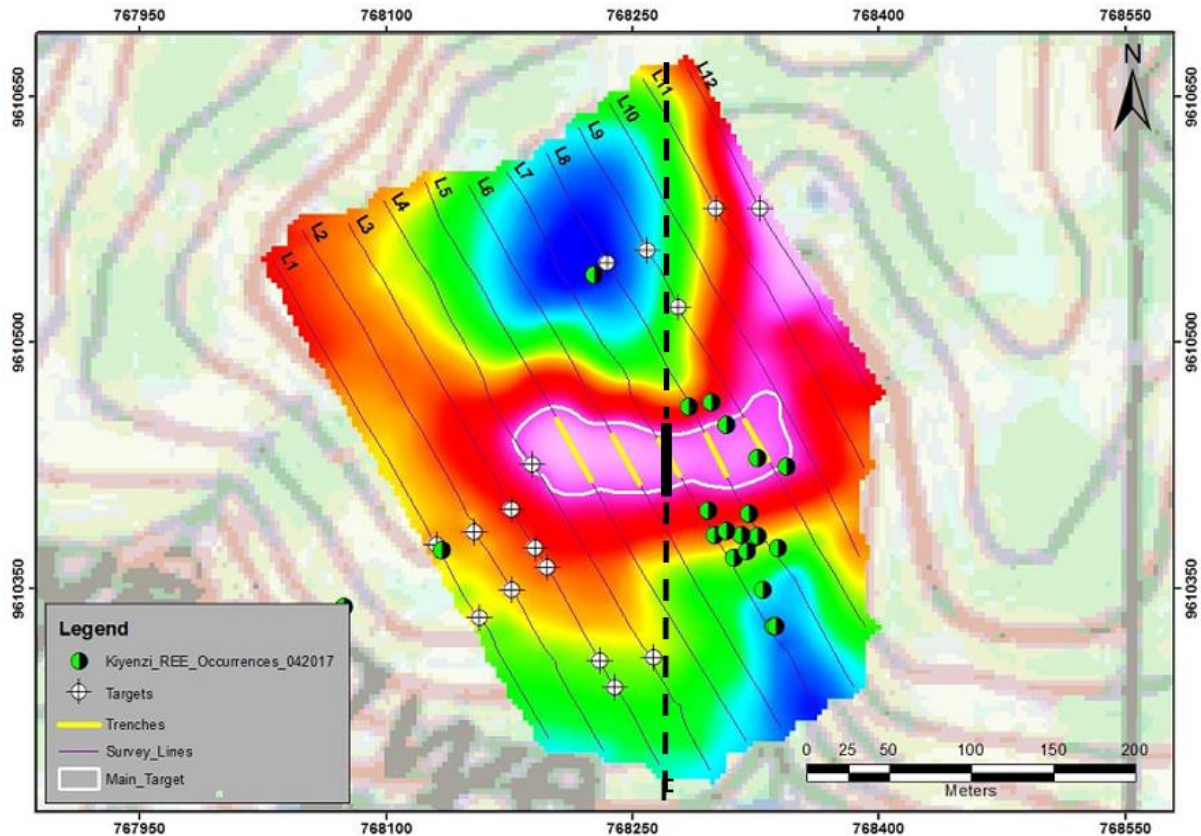


Figure 3.11: Interprétation sur la carte d'anomalie résiduelle de Bouguer basée sur la grille (Kubanza, 2017). Cette anomalie semble limitée à l'est par une la zone de faille orientée nord-sud orientée dans la tranchée L7, prolongée sous forme d'une ligne tiretée ici.

1.2.5.3. Elimination de la tendance basée sur les lignes de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

La caractéristique géologique pertinente détectée par un levé gravimétrique est le contraste de densité entre le corps minéralisé, la roche encaissante et le mort-terrain. La figure 3.12 indique l'interprétation géophysique basée sur la carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer basée sur les lignes. Les régions de contraste faible, modéré et élevé en raison de changements de la géologie locale sont bien délimitées. Bien que la zone de relevé soit circonscrite, le contraste de densité élevée observé au centre de la grille est orienté NE-SW, perpendiculairement aux lignes étudiées et décroît progressivement en amplitude à partir du point de concentration le plus élevé au centre. Cette anomalie de gravité élevée reste ouverte au NE et également au SW du bloc de levé, mais présente une faible amplitude. La gravité est principalement affectée par les morts-terrains constitués de sol latéritique, qui sont moins

denses que le socle rocheux ; par conséquent, le contraste de densité négatif entre les deux peut être validé pour surcharger l'épaisseur.

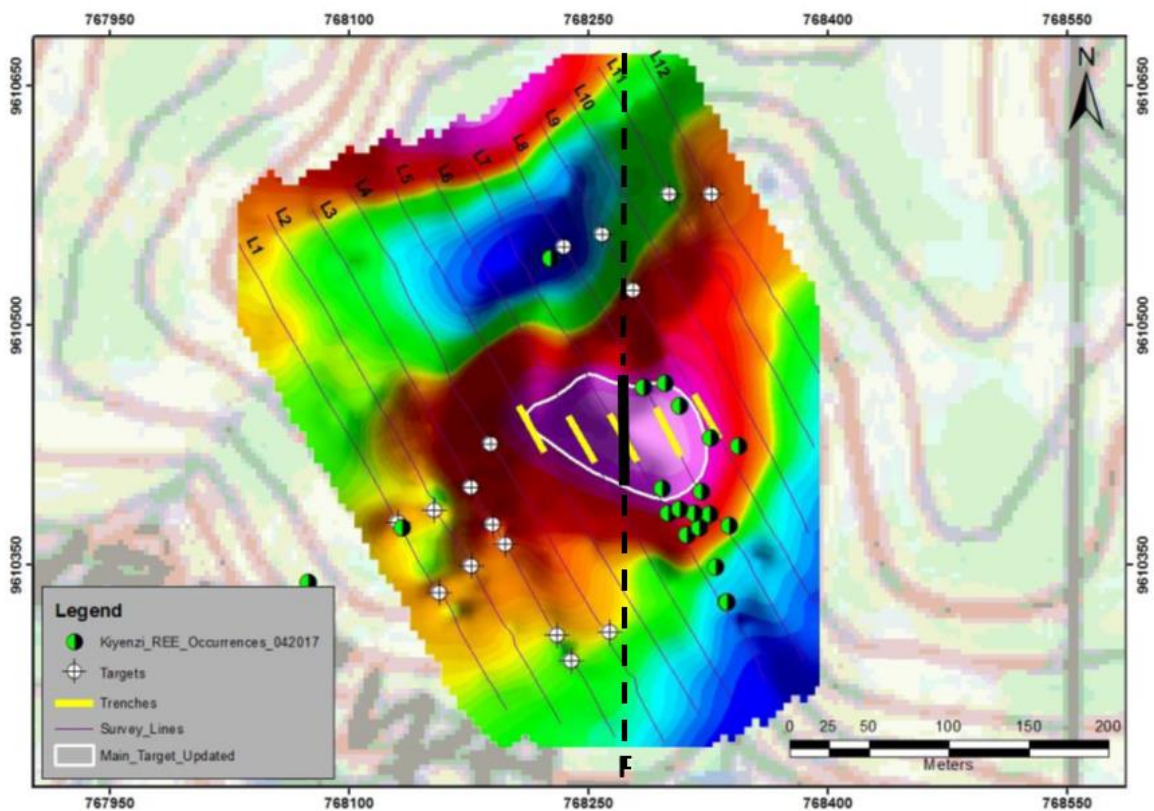


Figure 3.12: Interprétation sur la carte de l'anomalie résiduelle de Bouguer basée sur les lignes (Kubanza, 2017).

1.2.6. Interprétation des résultats

Les observations de terrain indiquent que la partie centrale de l'anomalie résiduelle de Bouguer est occupée par une zone de brèche tectonique qui a subi une latéritisation. Cette zone est traversée par une zone de faille telle qu'illustré sur les figures 3.11 et 3.12. La minéralisation en terres rares correspond aux clastes d'anciennes veines incrustées dans la cataclasite (Figure 3.13) plus ou moins cimentée par des oxydes de fer tardifs et du quartz. Par conséquent, les anciennes veines de terres rares, ont été fragmentées par une cataclase postérieure en raison d'une bréchification tectonique tardive. Ceci est un indice important lors de la mesure des veines de terres rares : à un endroit donné, elles peuvent avoir été fragmentées et pivotées après leur mise en place. Sur des affleurements peu exposés, cela peut entraîner une acquisition erronée de données structurales.



Figure 3.13: Zone de faille affectant une minéralisation en bastnaésite, elle-même bréchique d'origine (prospect de Kiyenzi).

Bien que les données de forages ne fournissent aucune information sur la configuration latérale des horizons intersectés, elles montrent clairement que les roches encaissantes (essentiellement composées de gneiss) ont subi une fracturation très importante et que l'injection massive de fluides hydrothermaux dans ces fractures a conduit à une altération hydrothermale des roches traversées (Figure 3.14). L'altération hydrothermale sur le site de Kiyenzi et sur les autres sites (notamment Gashirwe et Nyamikole) est représentée par une albitisation intense des protholithes gneissiques conduisant à la formation d'une roche toute blanche finement grenue que nous avons surnommée « aplite blanche » du fait de sa composition minéralogique (albite abondante >80%, microcline, quartz et muscovite moins abondants).

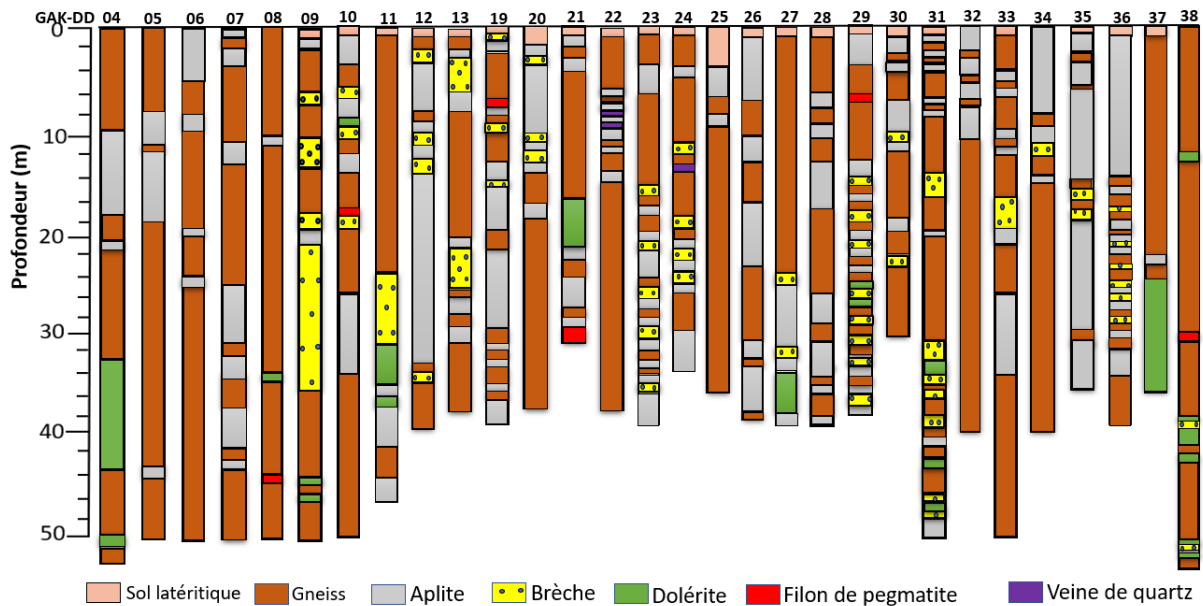


Figure 3.14: Logs de forage de Kiyenzi (lévés par géologues de Rainbow). Les carottes de forage permettent d'évaluer la variabilité lithologique verticale, mais ne fournissent aucune information sur la configuration latérale des horizons intersectés.

1.2.7. Interprétation quantitative de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

La modélisation gravimétrique est généralement la dernière étape de l'interprétation gravimétrique et consiste à tenter de déterminer la densité, la profondeur et la géométrie d'un ou de plusieurs corps souterrains. La procédure de modélisation implique généralement l'utilisation d'une anomalie gravimétrique résiduelle. Il existe de nombreuses techniques différentes pour effectuer une modélisation quantitative.

Ce travail a été réalisé par *Benzu Minerals*. Ici j'en reprends les grandes lignes, en vue de les intégrer dans une discussion sur le modèle métallogénique de formation des veines minéralisées. Dans ce projet, les deux méthodes suivantes ont été appliquées : modélisation en aval à l'aide de la modélisation inverse en deux dimensions (2D) et en trois dimensions (3D). Ces techniques impliquent une modélisation itérative, dans laquelle le champ gravitationnel lié au modèle est calculé et comparé aux anomalies de gravité observées ou résiduelles. Si les valeurs calculées ne correspondent pas aux anomalies observées, le modèle est modifié et la procédure est répétée jusqu'à ce que la correspondance entre les valeurs calculées et les anomalies observées soit jugée suffisamment proche.

1.2.7.1. Modélisation 2D de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

La modélisation 2D a été initialement entreprise sur la gravité résiduelle de Bouguer basée sur une grille corrigée à $2,2 \text{ g/cm}^3$. Comme la densité résiduelle basée sur la grille utilisée pour la modélisation linéaire 2D affiche une dépression circulaire au nord, provoquée par la présence de la colline d'environ 160 m de hauteur, une gamme de densités de Bouguer a été utilisée afin de déterminer la densité d'arrière-plan qui pourrait générer le moins d'effet topographique. Les plus faibles densités ($2,0$ et $2,2 \text{ g/cm}^3$) ont donné les meilleurs résultats. Un contraste de densité potentiel entre le minerai et la géologie de fond a été indiqué, pouvant atteindre $1,9 \text{ g/cm}^3$. La figure 3.15 indique que ce corps a une largeur d'environ 80 m, une longueur de 200 m et une profondeur de 10 m si le contraste de densité est de $0,5 \text{ g/cm}^3$. En revanche, la figure 3.16 montre que le corps mesure environ 70 m de large, 200 m de long et à une profondeur de 20 m si le contraste de densité est de $0,9 \text{ g/cm}^3$. Pratiquement, plus le contraste de densité utilisé est élevé, plus le corps devient profond et légèrement étroit.

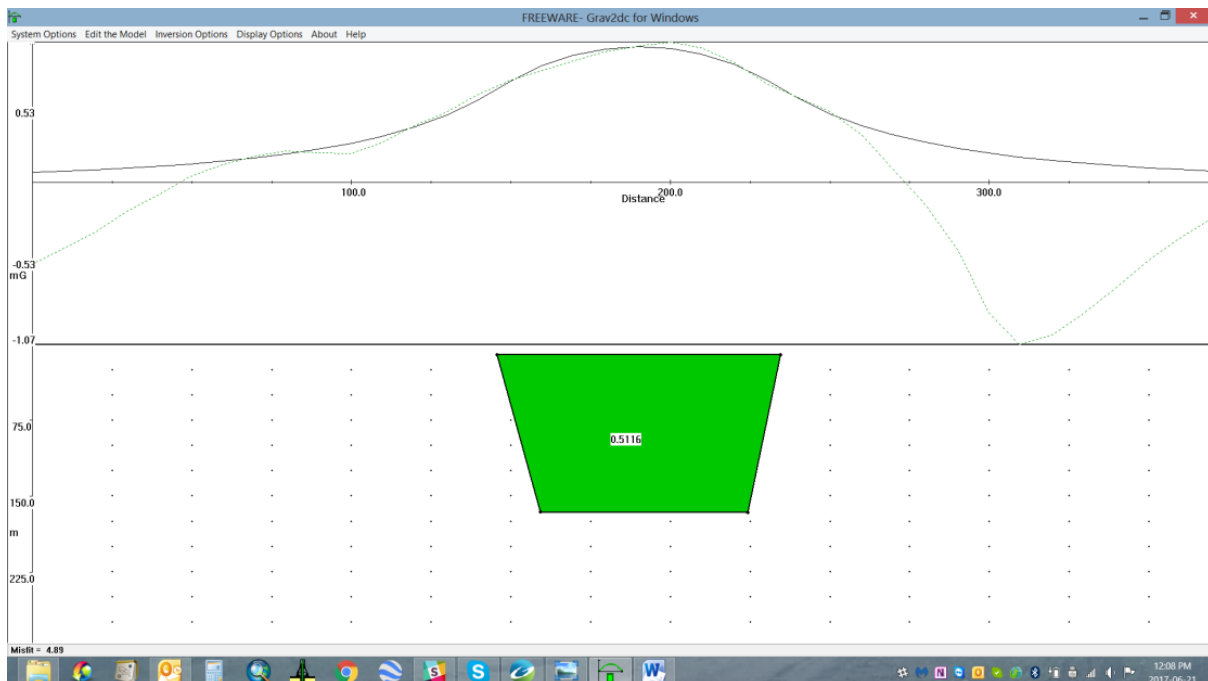


Figure 3.15: Résultat du modèle Grav2DC de la ligne 6 à un contraste de densité de $0,5 \text{ g/cm}^3$. Ce corps a une largeur d'environ 80 m, une longueur de 200 m et une profondeur de 10 m si le contraste de densité est de $0,5 \text{ g/cm}^3$ (Kubanza, 2017).

Troisième partie

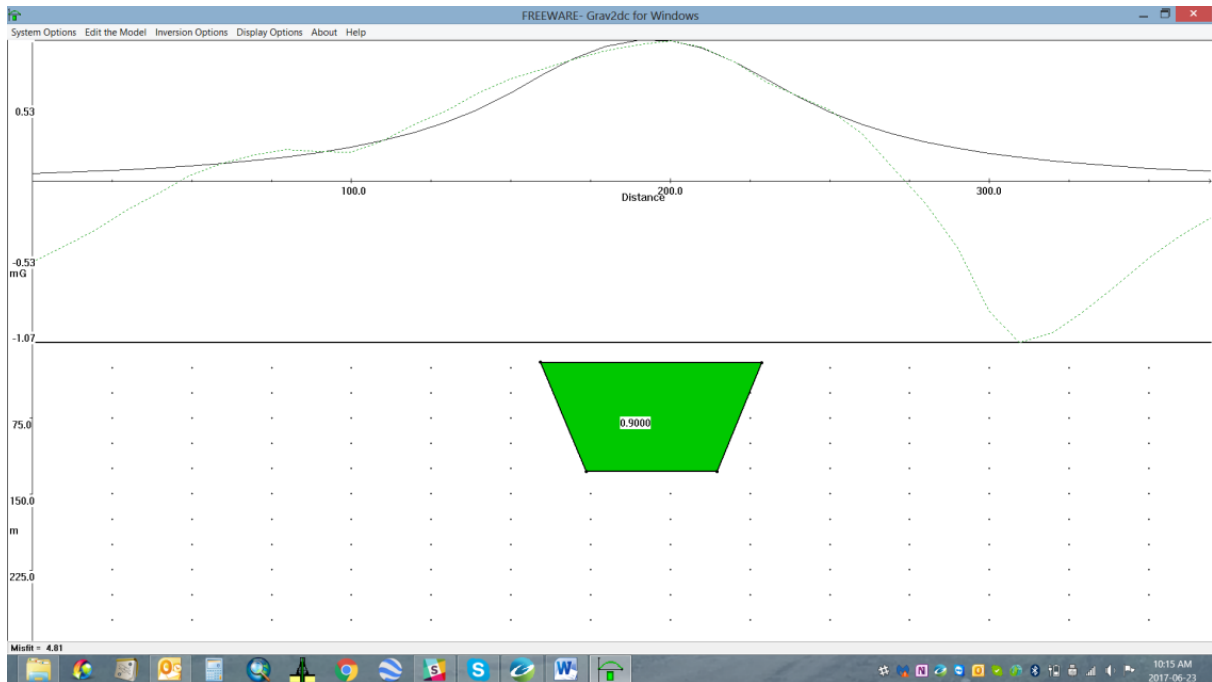


Figure 3.16: Résultat du modèle Grav2DC de la ligne 6 à un contraste de densité de 0,9 g/cm³. Ce corps a une largeur d'environ 70 m, une longueur de 200 m et une profondeur de 20 m si le contraste de densité est de 0,9 g/cm³ (Kubanza, 2017).

1.2.7.2. Modélisation 3D Voxi de l'anomalie de gravité de Kiyenzi

Les modèles 2D donnent une bonne compréhension initiale et servent à confiner le modèle 3D. Le modèle 3D a été réalisé à l'aide du logiciel de modélisation Voxi de Geosoft. Ce modèle a été contraint pour donner un résultat près de la surface avec des contrastes de densité approchant 0,9 g/cm³. Il a été prouvé que l'anomalie gravimétrique résiduelle tendance éliminée est fortement affectée par le terrain, car la colline est assez importante (Figure 3.17). Cependant, la complication est qu'une couche dense à la base de la colline aurait exactement le même aspect. Pour tenter d'éviter tout effet de relief, la modélisation 3D Voxi a été effectuée sur les données non linéaires de Bouguer de 2,2 g/cm³ et avec les données non linéaires de Bouguer de 2,67 g/cm³. Le résultat indique la présence d'une anomalie subcirculaire au centre de la grille, comme illustré à la figure 3.18. Les deux densités modélisées (2,2 et 2,67 g/cm³) ont donné un résultat similaire, avec un corps situé à environ 10-20 m de profondeur en-dessous du point de gravité. Ce corps s'étend jusqu'à une profondeur de 100 m, le résultat 3D Voxi est considéré comme plus fiable car il produit un corps dense, beaucoup plus localisé et plus concentré.

Troisième partie

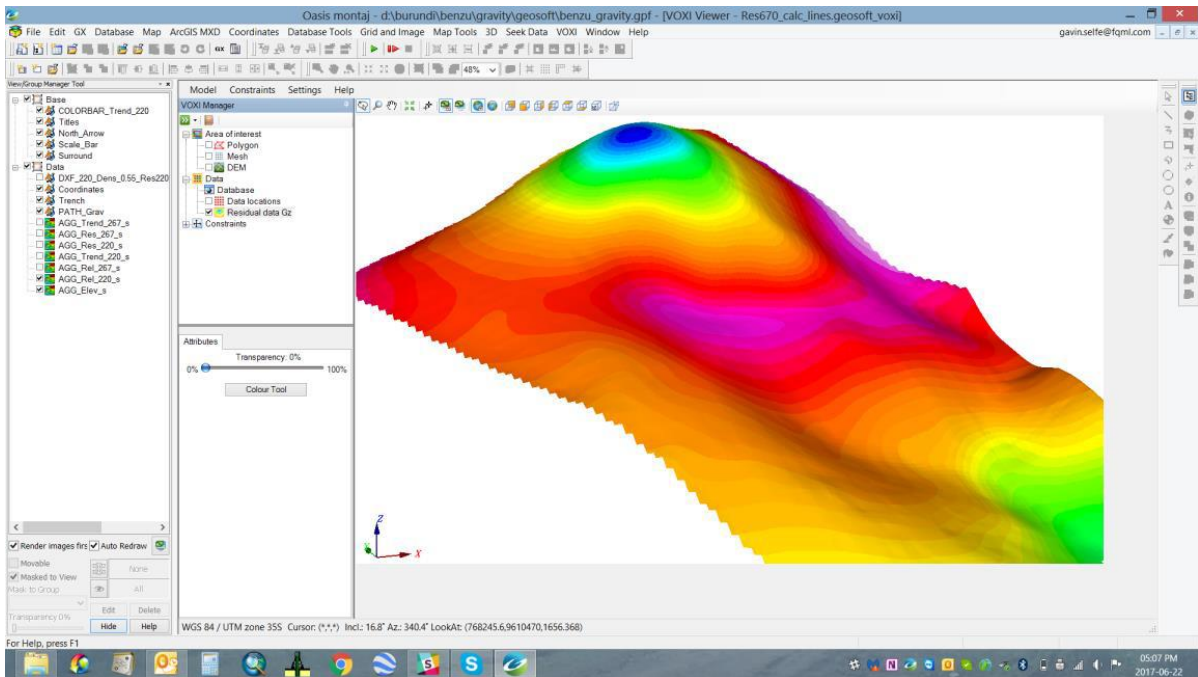


Figure 3.17: L'élimination de la tendance basée sur la grille pour atteindre la gravité résiduelle ($2,2 \text{ g/cm}^3$) semble être affectée par le terrain (Kubanza, 2017).

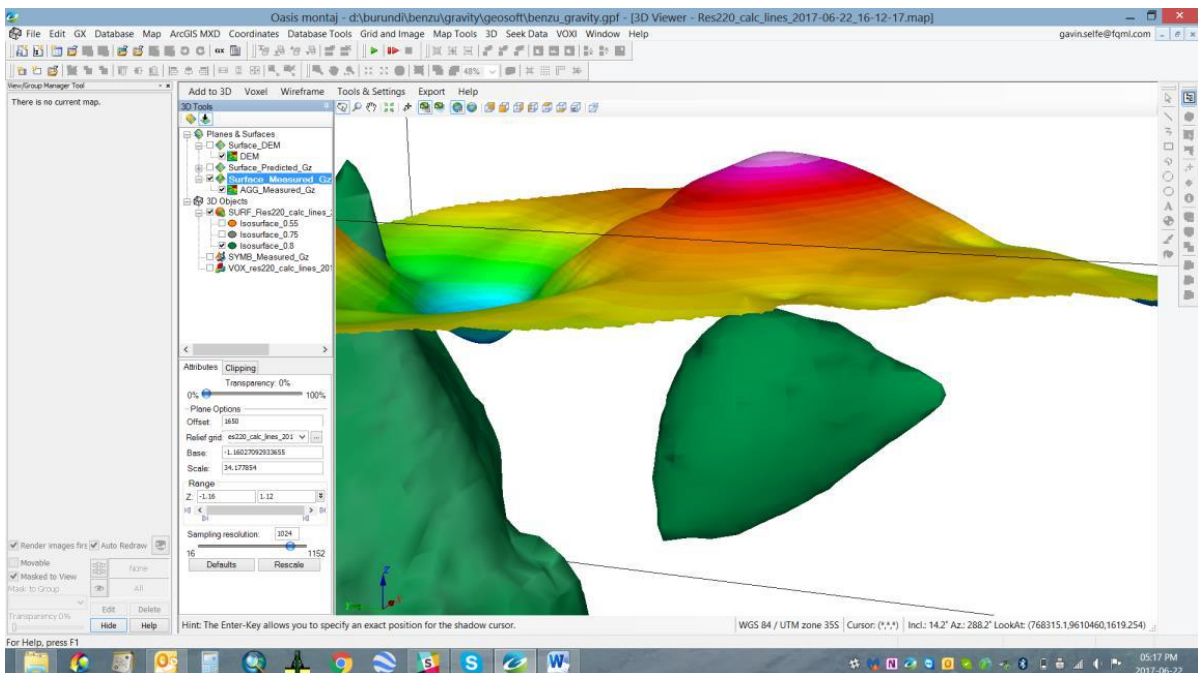


Figure 3.18: Résultat 3D Voxi avec une grille résiduelle linéaire de $2,2 \text{ g/cm}^3$. Vue vers l'est de l'anomalie $0,8 \text{ g/cm}^3$ de la coquille (Kubanza, 2017).

1.2.8. Conclusion sur le levé gravimétrique au sol

Les résultats du levé gravimétrique au sol sont en accord avec la distribution connue des veines de bastnaésite/monazite qui produisent un contraste de densité modéré à élevé. Bien que le relief basé sur la grille soit affecté par la topographie, la présence d'un corps de haute densité dissimulé au centre de la grille étudiée reste évidente sur les cartes résiduelles de Bouguer basées sur la grille et sur les lignes.

Les observations de terrain indiquent que le gisement de Kiyenzi est caractérisé par la présence de la minéralisation dans les grandes unités de brèche, mais aussi dans les grosses veines plus propres et dans les veinules minces à microscopiques dans les roches hôtes (gneiss, pegmatites, aplites). L'invasion des fluides riches en terres rares a généré un corps minéralisé volumineux, qui est possiblement la source de la grande anomalie gravimétrique détectée sur le site Kiyenzi. La faille identifiée en bordure de l'anomalie gravimétrique a sans doute joué très tardivement ; elle recoupe la minéralisation. Les brèches polygéniques contenant des clastes de bastnaésite et des fragments de l'encaissant sont ainsi probablement le résultat de la fracturation de roches liée à la faille.

Sur la faille, elle semble limiter à l'est l'anomalie gravimétrique. Vu la largeur à l'affleurement, au moins deux mètres, il est raisonnable de la prolonger de quelques dizaines de mètres vers le nord et/ou vers le sud. Assez clairement, la faille bréchifie la minéralisation en Eléments de Terres Rares antérieure. La géométrie initiale du corps minéralisé, peut-être de type « breccia pipe », a vraisemblablement été affectée par la faille. Il conviendrait donc, pour la société Rainbow, de caractériser ce type de failles que l'on rencontre peut-être ailleurs dans la région. Je note d'ailleurs que des failles méridiennes sont figurées sur la carte géologique. L'âge de ces failles est incertain. Il est possible qu'elles aient existé déjà il y a 600 Ma (car la minéralisation s'y est faite dans la croûte fragile), il est probable qu'elles aient été réactivées pendant la formation du rift est-africain. Dans tous les cas, un effort de caractérisation de ces failles me semble nécessaire.

CHAPITRE 2. LEVE MAGNETIQUE AU SOL

2.1. Introduction

Des travaux d'exploration antérieurs et en cours utilisant des méthodes classiques ont déjà établi la présence de la minéralisation en terres rares (bastnaésite / monazite) dans le permis de Gakara, les structures contrôlant cette minéralisation n'étant toujours pas révélées. Les méthodes magnétiques sont souvent utiles pour déduire les lithologies et les structures souterraines susceptibles de faciliter indirectement l'identification des roches minéralisées, les modèles de flux d'effluents et l'extension de zones favorables pour les dépôts sous la couverture superficielle. En septembre 2012, la société Rainbow a décidé de déployer un levé magnétique terrestre sur cinq sites expérimentaux relevant de la licence Gakara : Gasagwe, Gomvyi, Kivungwe, Mugere-2 et Murambi. Ces travaux de levé magnétique au sol ont été réalisés par l'entreprise Benzu Minerals et les résultats ont été synthétisés dans un rapport interne de Rainbow (Kubanza, 2013).

Le levé magnétique a été réalisé dans l'objectif de délimiter des zones minéralisées et des structures/linéaments pouvant être liés à la minéralisation. Cette enquête d'orientation a été effectuée de septembre à octobre 2012 sur les sites expérimentaux sélectionnés notamment Gasagwe, Gomvyi, Kivungwe, Mugere-2 et Murambi. Sur chaque site, l'orientation des lignes de levé a été dictée par la direction connue des veines de terres rares, les lignes devant être perpendiculaires à ces veines. Les lignes de sondage mesuraient 150 m de long et étaient espacées de 25 m. Des lectures magnétiques ont été effectuées tous les 1 m afin de disposer plus de points permettant de mieux définir les corps d'intérêt. Il était important d'essayer d'intercepter les zones connues de minéralisations exploitées par des organisations antérieures telles que le site Gasagwe. Dans ce chapitre, je présente la synthèse des résultats des travaux de levé magnétométrique au sol réalisés sur le prospect de Gasagwe où nous avons observé les structures géologiques, ce qui permettra de confronter les résultats géophysiques aux données de terrain

2.2. Acquisition de données sur le terrain

Le travail d'acquisition de données sur le terrain et de traitement de données a été réalisé par l'expert géophysicien (Kubanza Médard) de Benzu Minerals. Des magnétomètres à mémoire de protons Geotron-G5 ont été utilisés. Un champ de réglage de 32 000 à 33 000 nT a été sélectionné. Les mesures ont été prises sur des profils de 150 mètres de long, espacés de 25 mètres et l'intervalle d'observation de 1 mètre. Les positions des stations ont été relevées à l'aide d'un GPS MAP 60CSx de Garmin. À chaque station, l'unité collecte des données satellitaires et établit sa position actuelle. Toutes les données ont été ensuite enregistrées et traitées par le SIG dans le système de projection UTM 35 Sud en utilisant le Datum WGS84. Les variations du champ magnétique terrestre ont été surveillées par une station de base, c'est-à-dire un magnétomètre de contrôle de station diurne, et les lectures ont été effectuées toutes les 10 secondes tout au long du levé, à la station de base. Les diurnes ont été corrigées pour la réduction et l'analyse des données magnétiques.

2.3. Traitement de données

Les données magnétiques mesurées ont été enregistrées sur le magnétomètre et transférées dans l'ordinateur à l'aide du logiciel de vidage Geotron-G5. Les données sont initialement enregistrées en tant que feuille de calcul Microsoft Excel, puis au format geosoft gdb pour un traitement ultérieur. Une correction diurne a été effectuée et des techniques d'amélioration des données ont été appliquées afin d'extraire un maximum d'informations à partir de données magnétiques. Les données de terrain totales ont été maillées à une taille de cellule de 5 en utilisant l'option de maillage aléatoire (courbure minimale) et quadrillées en utilisant le système de cartographie et de traitement Geosoft Oasis Montaj. Les images magnétiques améliorées principalement utilisées dans l'interprétation de différents blocs de prospection sont les suivantes : (1) intensité magnétique totale (TMI), (2) signal analytique du champ magnétique total (AS-TMI), (3) dérivée de l'inclinaison du champ magnétique total (TDR_TMI) et (4) la première dérivée verticale du champ magnétique total (VD1_TMI). AS-TMI est l'amplitude calculée des champs magnétiques vectoriels dérivés de la dérivée des composantes horizontales (x, y) et de la composante verticale (z) de l'intensité magnétique totale. Transformer les données de cette manière semble localiser les anomalies directement

sur les sources ou formations causatives par rapport à la géologie locale préétablie. TDR_TMI et sa dérivée horizontale totale sont utiles pour la cartographie des structures de sous-sol peu profondes et des cibles d'exploration minérale. VD1_TMI a été calculée à l'aide d'un filtre FFT 2-D et montre des sources magnétiques plus profondes que celles pouvant être résolues avec le gradient horizontal mesuré.

Plusieurs images des données filtrées par la grille magnétique ont été générées pour aider à la cartographie des unités et des structures géologiques. L'interprétation a été effectuée qualitativement sur les plateformes Oasis Montaj et ArcGisTM. Dans ce chapitre, les résultats du levé magnétique au sol du site Gasagwe sont présentés afin de les confronter aux données de géologie de terrain, les données des autres sites seront présentées dans les annexes.

2.4. Résultats du bloc de prospection de Gasagwe

La carte TMI de Gasagwe affiche de zones magnétiques faibles, modérées et élevées, comme illustré à la figure 3.19. L'anomalie magnétique faible s'étend de 32944,7 à 32984,8 nT; l'anomalie modérée s'étend de 32984,8 à 33013,5 nT et l'anomalie élevée de 33013,5 à 33037,5 nT. Les anomalies magnétiques élevées sont dispersées dans la grille de relevé et les anomalies les plus élevées se localisent dans la partie ouest de la grille. Le schéma des anomalies est un peu compliqué par la répétition et l'interruption des lits magnétiques par des failles. La carte TMI affiche également les contacts entre des unités ayant différentes propriétés magnétiques. Les veines de terres rares se localisent dans des zones fortement magnétiques, le long des contacts et des structures magnétiques. L'image est filtrée par AS-TMI telle qu'elle est généralement appliquée aux données magnétiques, bien que l'élimination de l'effet dipolaire des anomalies magnétiques et des informations d'inclinaison, soit extrêmement utile pour positionner les contacts et centrer les anomalies directement sur leurs sources responsables. L'application de ce filtre aux données a permis d'améliorer les anomalies moins évidentes dans la carte TMI.

La figure 3.20 présente la carte des signaux analytiques du bloc de prospection Gasagwe. Les anomalies magnétiques élevées se situent principalement au milieu de la grille de prospection, avec une tendance W–E. Des zones d'anomalie magnétique élevée sont également observées au nord et au sud du réseau. La plupart des veines de terres rares connues se trouvent dans des zones magnétiques élevées et certaines veines se trouvent au contact de zones magnétiques hautes et basses. Le principal avantage de ces données analytiques magnétiques est que les

Troisième partie

pics positifs sont directement corrélés au centre des sources magnétiques, quelle que soit l'orientation du champ magnétique de la Terre ou les éventuels effets de magnétisme permanent dans les corps sources. Pour cette prospection, en raison de la conception de base courte, le signal analytique mesuré tend à améliorer les sources magnétiques proches de la surface. Le TDR_TMI (Figure 3.21) est beaucoup plus sensible aux entités proches de la surface et aux limites entre les unités possédant des propriétés magnétiques différentes. TDR_TMI a cartographié les structures de sous-sol peu profondes et en affiche plus clairement les bords. Les structures entrecroisées sont devenues beaucoup plus évidentes comparées à d'autres images filtrées du champ total. Le schéma des anomalies magnétiques montre la répétition et l'interruption des lits magnétiques en raison de failles dans différentes directions. Certaines veines connues sont alignées sur des structures magnétiques alors que d'autres ne le sont pas. La VD1_TMI et la TDR_TMI, qui permettent généralement de cartographier des contacts, affichent des signatures magnétiques presque similaires.

La figure 3.22 montre la carte VD1_TMI du bloc de levé avec des terminaisons claires et systématiques d'anomalies magnétiques élevées dans différentes directions interprétées ici comme des failles. Les structures et les contacts magnétiques entrecroisés sont bien cartographiés. En vrac, les traces magnétiques, les contacts et les failles sont clairement détectables bien que des anomalies magnétiques soient dispersées dans les grilles de prospection. Ce produit s'est également révélé très utile pour la mise en correspondance des structures et des contacts principaux, comme le fait le TDR_TMI.

La plupart des veines de terres rares connues se trouvent dans une zone magnétique élevée. Certaines veines sont associées à des structures et à des contacts magnétiques, alors que d'autres ne le sont pas. La figure 3.23 montre la carte d'interprétation avec des puits étudiés. La plupart des puits minéralisés se trouvent dans des zones fortement magnétiques.

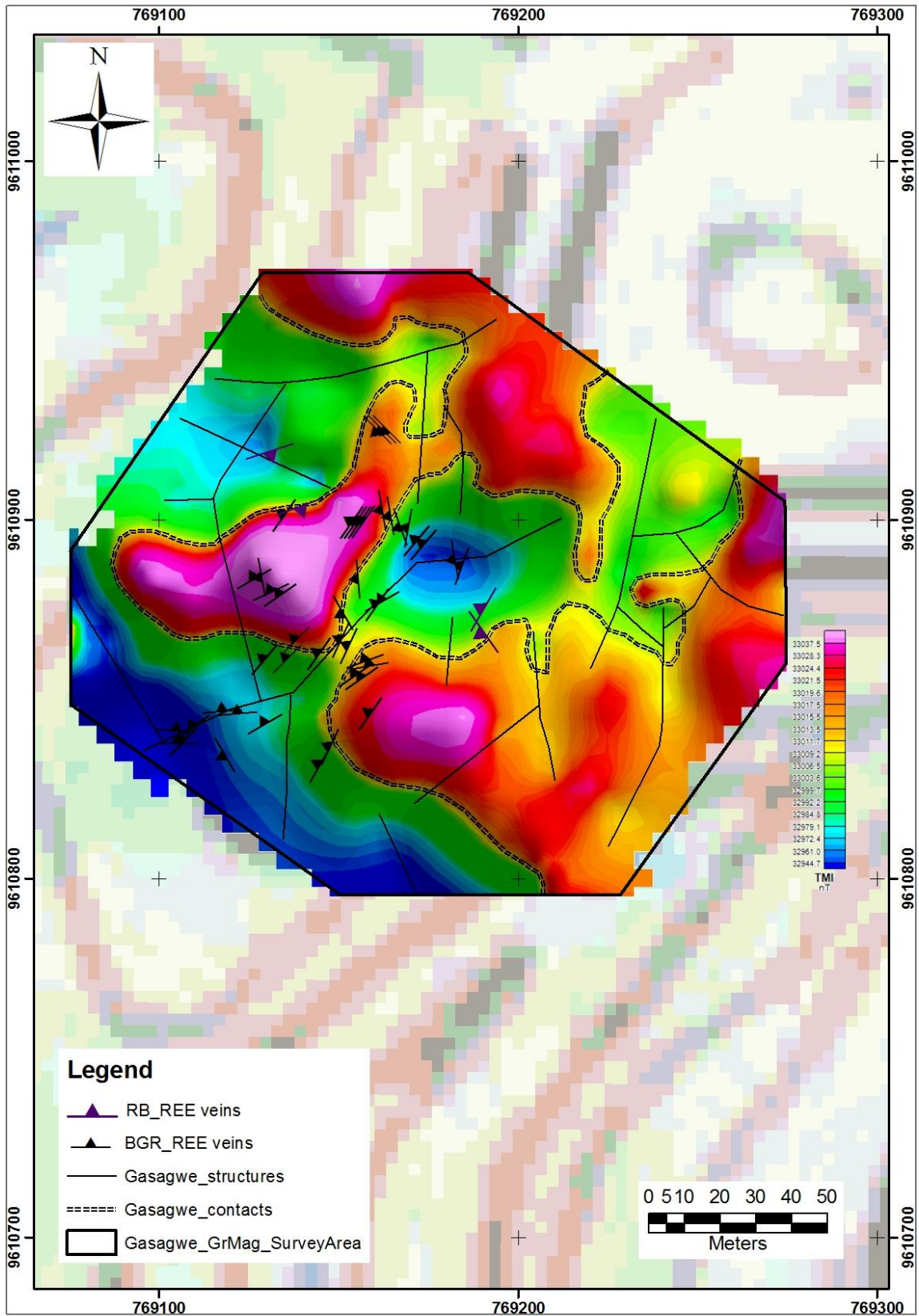


Figure 3.19: Carte d'intensité magnétique totale (TMI) montrant les linéaments et les structures interprétées à Gasagwe (Kubanza, 2013).

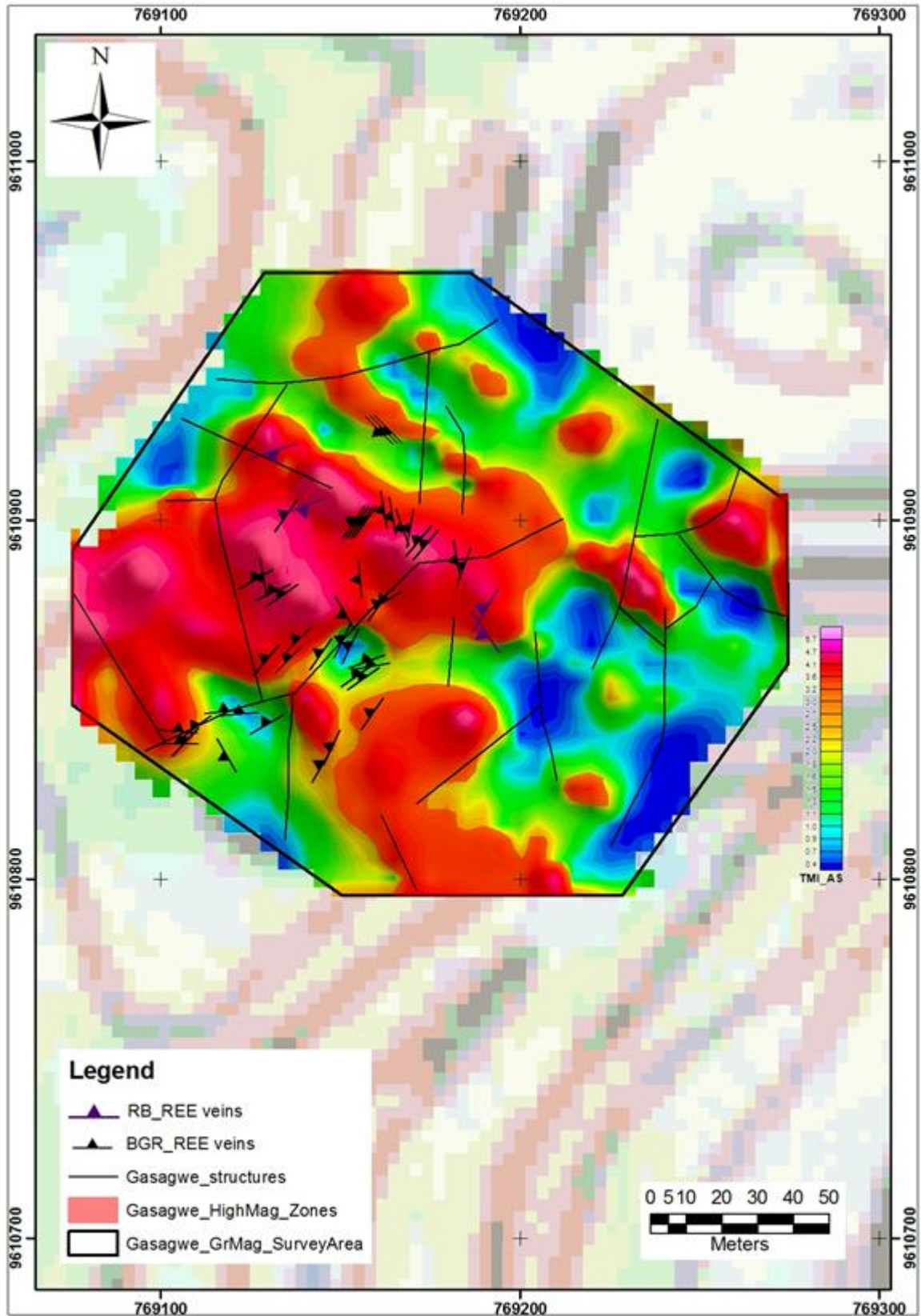


Figure 3.20: Image filtrée du signal analytique du champ magnétique total (AS-TMI) de la grille étudiée à Gasagwe (Kubanza, 2013).

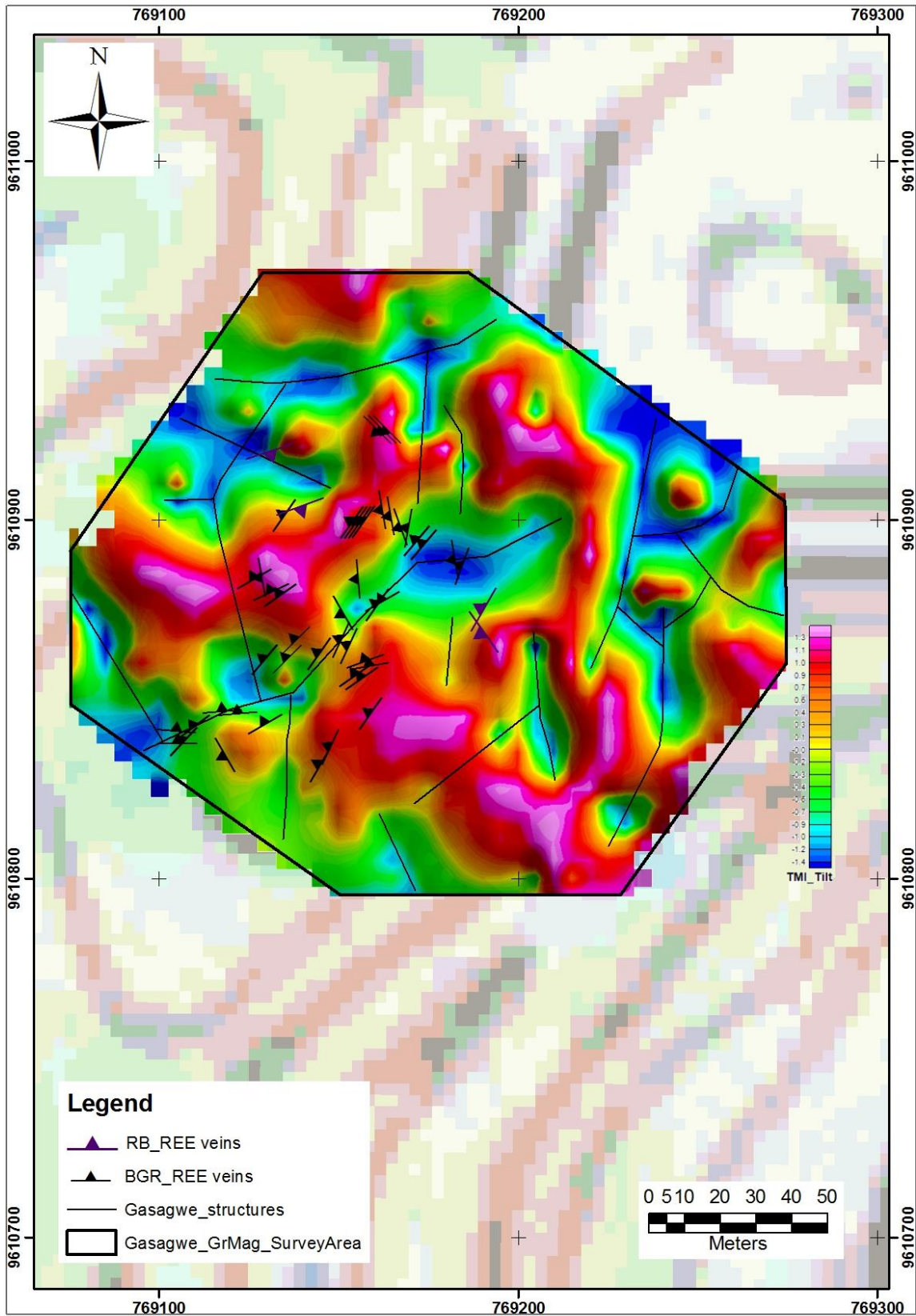


Figure 3.21: Image filtrée dérivée de l'inclinaison du champ magnétique total (TDR_TMI) de la grille étudiée à Gasagwe (Kubanza, 2013).

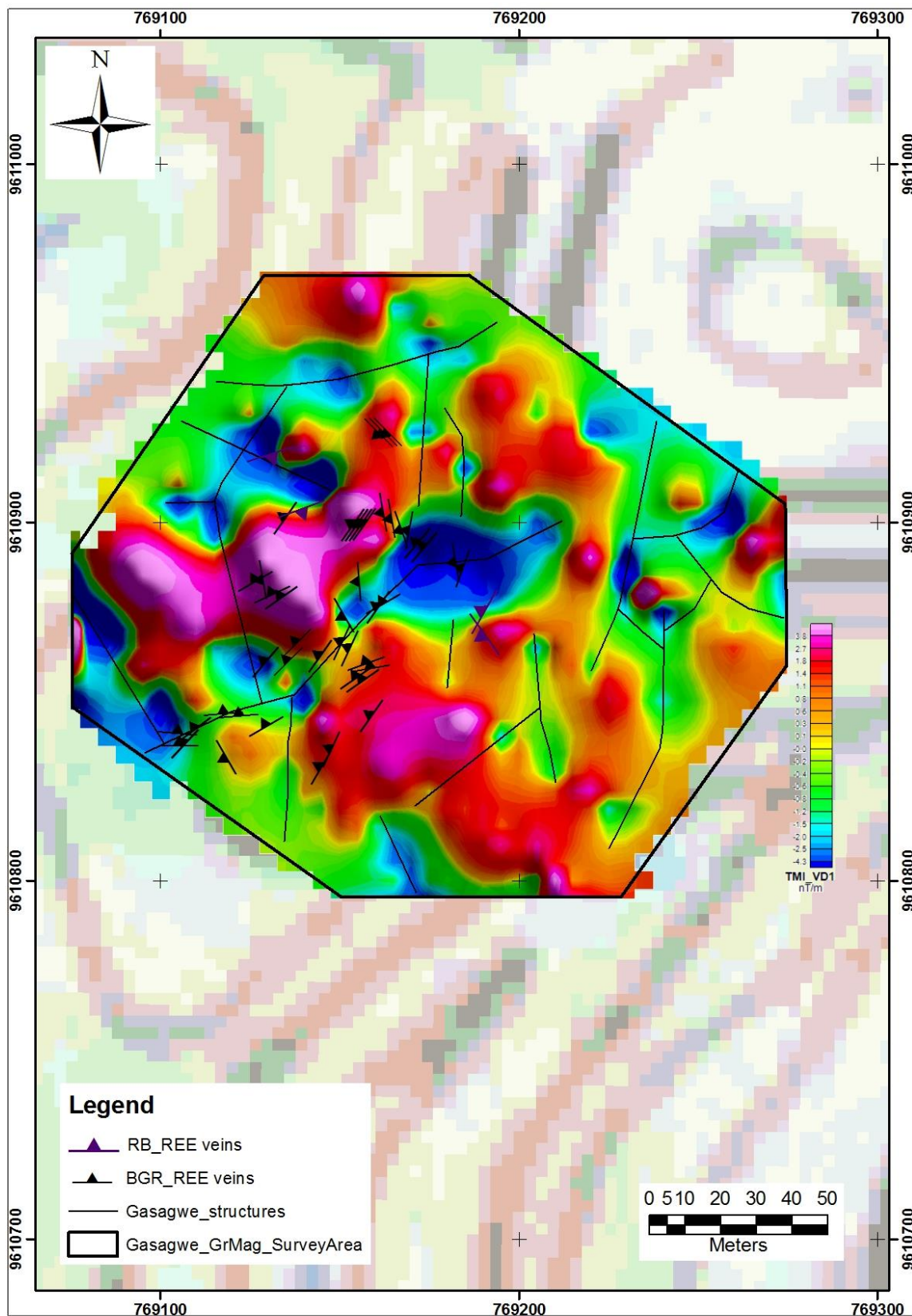


Figure 3.22: Image filtrée de la première dérivée verticale du champ magnétique total (VD1_TMI) de la grille étudiée de Gasagwe (Kubanza, 2013).

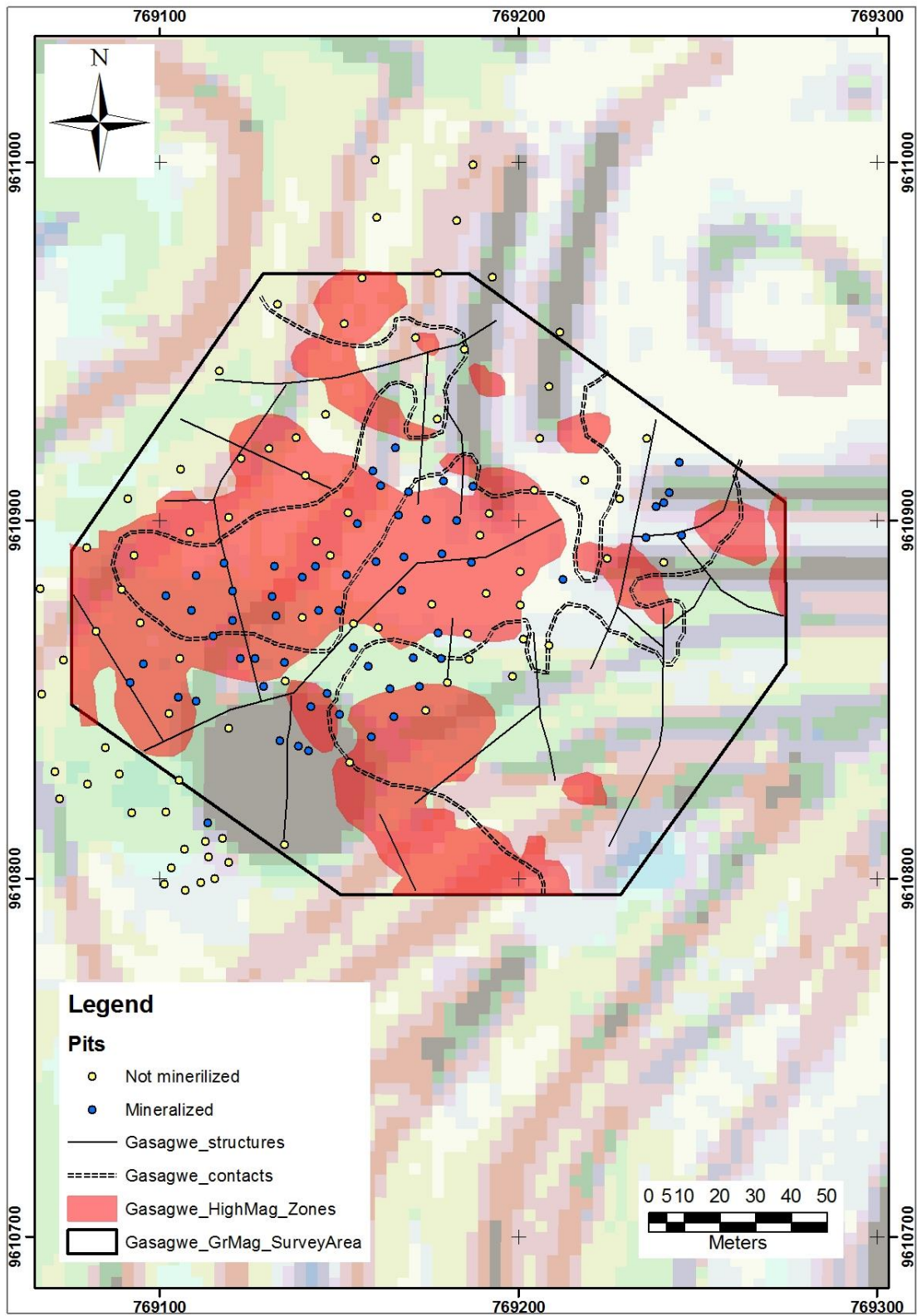


Figure 3.23: Carte d'interprétation avec des puits dans la grille étudiée à Gasagwe (Kubanza, 2013)

2.5. Interprétation des résultats

Les jeux de données magnétiques se sont révélés utiles pour la délimitation des contacts magnétiques et la cartographie des structures de la zone d'étude de Gasagwe. La tendance générale de la forte anomalie révélée par la carte filtrée par AS_TMI est dans la direction E-W (cf Figure 3.20). Les observations de terrain montrent que l'essaim de veines de terres rares du site Gasagwe s'incline largement vers l'ouest, mais les zones de relais de veines ont induit de nombreuses branches avec des variations de direction, de pendage et d'épaisseur tel qu'illustré par la figure 3.24.

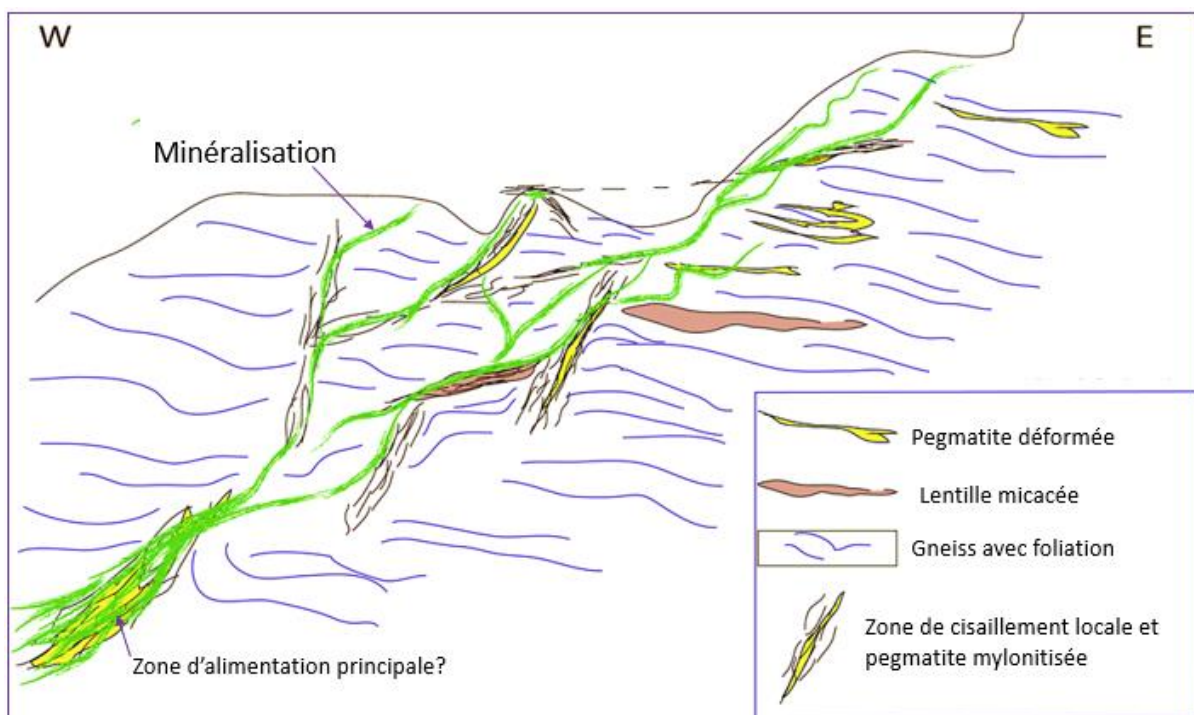


Figure 3.24: Coupe conceptuelle E-W de la mine Gasagwe, non à l'échelle (Ntiharirizwa et al., 2018).

Les données géophysiques indiquent que certaines veines de terres rares connues et des occurrences minéralisées sont associées à des structures et à des contacts magnétiques tandis que d'autres veines de terres rares se trouvent dans des zones magnétiques élevées mais ne sont pas liées aux structures et/ou aux contacts magnétiques. En effet, les fluides minéralisateurs ont utilisé les hétérogénéités préexistantes dans les roches hôtes (fractures ou failles). Là où de telles hétérogénéités sont absentes, les corps minéralisés enregistrent des phénomènes de surpression de fluides marqués par plusieurs fragments de roches encaissantes (gneiss, pegmatites) incorporés dans le minerai. Ceci correspond à une bréchification par

plusieurs veinules de terres rares comme le montre la figure 3.25. Cette zone correspond à une zone de broyage irrégulière formée pendant la mise en place de la minéralisation. Sur le terrain, nous avons fréquemment observé des roches finement foliées correspondant à des pegmatites déformées ou des mylonites. Ceci est attesté par les zones de cisaillement observées dans les orthogneiss qui présentent des plans de cisaillement avec une linéation marquée. Certaines de ces zones de cisaillement ont été utilisées par des fluides minéralisateurs.

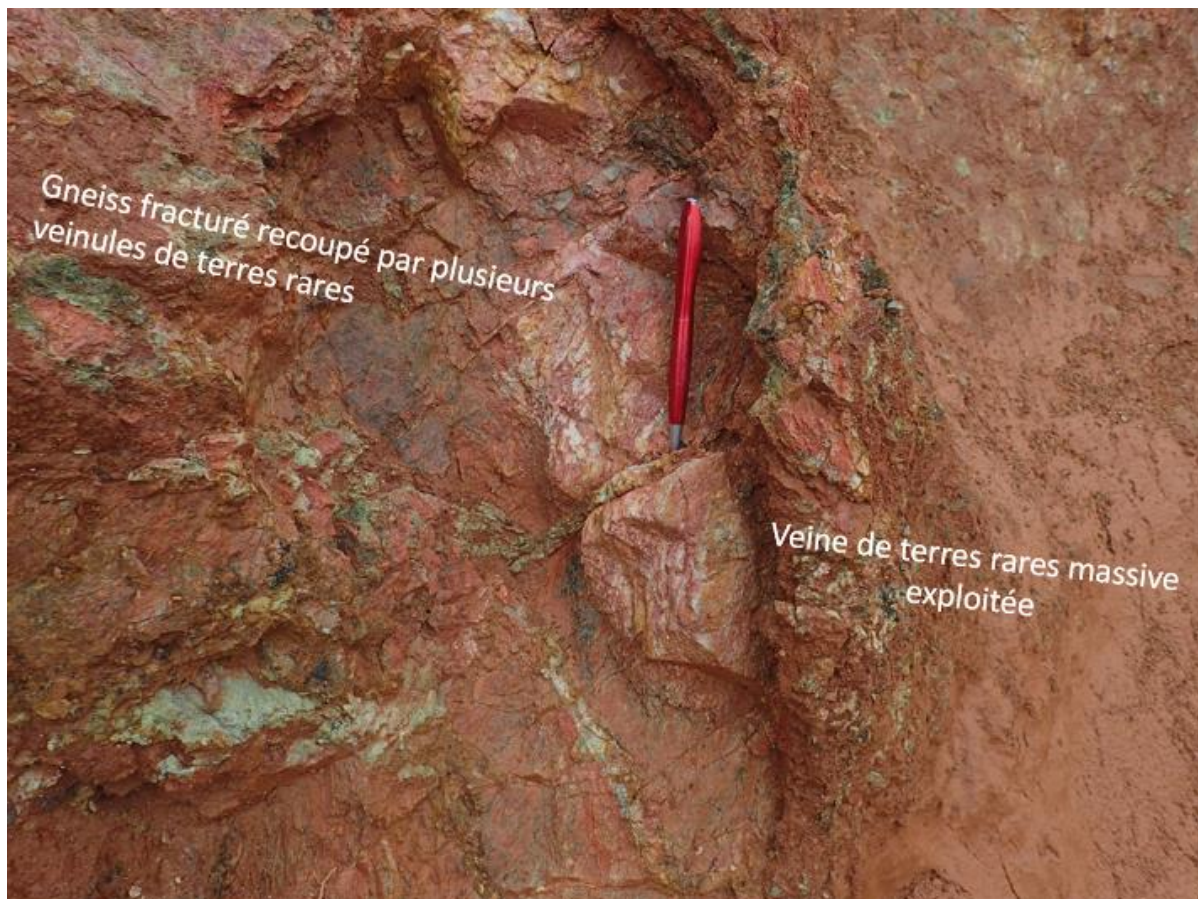


Figure 3.25: Bréchification à tendance hydraulique développée dans la roche encaissante gneissique lors de la minéralisation.

2.6. Conclusion sur le levé magnétique au sol

L'étude du champ magnétique total a mis en évidence les contacts entre des unités ayant des propriétés magnétiques différentes, indicatrices de changement dans le comportement géologique au sein de la grille d'enquête. Le levé magnétique au sol s'est révélé être un outil efficace pour cartographier les contacts et les structures géologiques. Certaines veines de terres rares connues, ainsi que des occurrences minéralisées sont associées à des structures et

à des contacts magnétiques, tandis que d'autres veines de terres rares sont situées dans des zones magnétiques élevées, mais ne sont pas associées à des structures et à des contacts. Certaines structures sont associées à des zones magnétiques élevées alors que d'autres ne le sont pas. En effet, les veines de terres rares de la mine Gasagwe ont été formées dans un régime de déformation fragile et les hétérogénéités antérieures des roches hôtes gneissiques ont été réutilisées par les fluides minéralisateurs. Cependant, là où ces hétérogénéités n'existent pas la fracturation de l'encaissant a été renforcée par la fracturation hydraulique, avec des pressions de fluide supra-hydrostatiques probables pouvant présenter un caractère pulsatile lors du dépôt de la bastnaésite et de la monazitisation ultérieure. La texture des veines ne montre aucun composant de cisaillement ductile et correspond à une ouverture fragile avec une cristallisation de bastnaésite à espace ouvert. Par ailleurs, le minerai de Gasagwe est fortement monazitisé. La monazitisation de la bastnaésite primaire s'est produite au cours d'une augmentation de la déformation fragile successive de la bréchification affectant d'anciens cristaux de bastnaésite, observation réalisée en lame mince par ailleurs (exemple Figure 3.26)

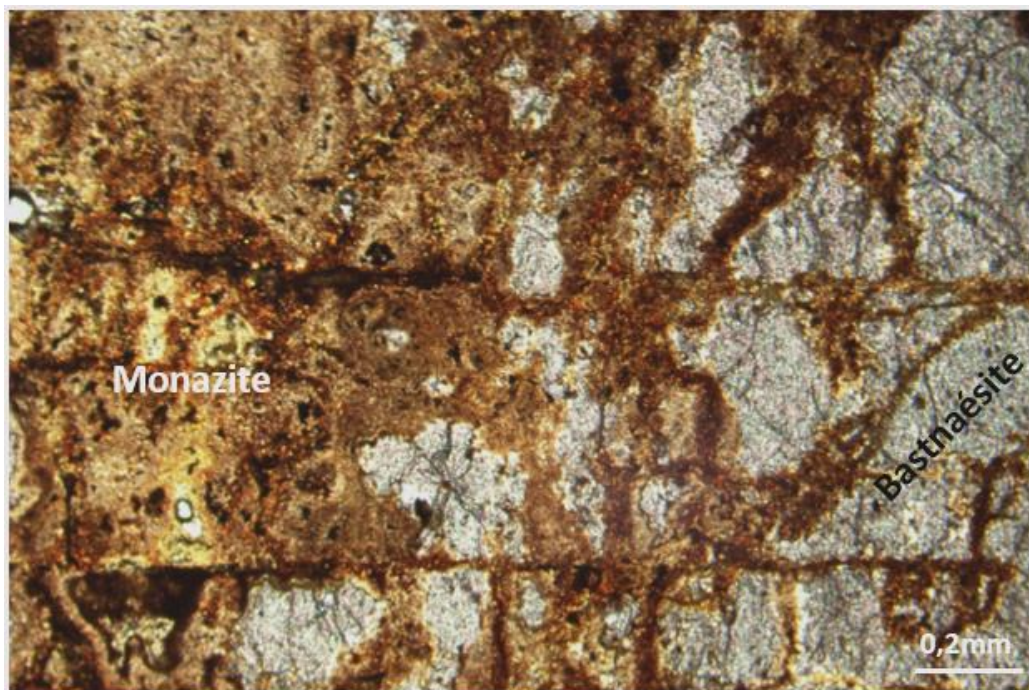


Figure 3.26: Microphotographie illustrant l'envahissement de la bastnaésite par la monazite le long de fractures affectant de larges cristaux de bastnaésite.

CHAPITRE 3. LEVE MAGNETIQUE AEROPORTE

3.1. Introduction

Le levé magnétique aéroporté sur l'ensemble du permis de Gakara été réalisé par Xcalibur (airborne geophysics) sur la base des recommandations formulées à partir des résultats du levé magnétique au sol (Kubanza, 2013) afin d'obtenir une meilleure compréhension et un meilleur jugement sur le paramètre fondamental contrôlant la minéralisation. Xcalibur dispose de systèmes géophysiques de pointe visant à acquérir des données magnétiques à ultra haute résolution sur des terrains accidentés. Les systèmes composés de magnétomètres sont installés sur les ailes des hélicoptères Ecureuil AS350 B2 & B3 E d'Eurocopter. Les plates-formes sélectionnées ont fait l'objet de tests individuels rigoureux pour garantir la précision des données magnétiques et, le cas échéant, une démagnétisation.

L'objectif principal de ce levé magnétique aéroporté était d'identifier les roches magnétiques qui pourraient être associées à un ou plusieurs systèmes de carbonatite pour les investigations sur le terrain et/ou les forages. Ici je présente une synthèse des résultats établie à partir de rapports rédigés en Anglais fournis à Rainbow. Et, dans la mesure du possible, je confronte ces résultats de l'aéroporté aux informations géologiques propres à mon travail de thèse.

3.2. Modélisation magnétique des cibles sélectionnées

En plus des cibles définies par Benzu Minerals, de nouvelles cibles ont été identifiées par Xcalibur (Steenkamp and Le Roux, 2018). Les nouvelles cibles sont représentées par les polygones verts et les cibles de Benzu par les polygones bleus (Figure 3.27).

L'objectif était de modéliser les cibles sélectionnées et d'indiquer, dans la mesure du possible, la profondeur des corps causatifs. Il faut noter qu'il y a une aimantation permanente importante sur certaines cibles. En raison de la persistance de l'aimantation, l'inversion 3D donne les meilleurs résultats. Les inversions 3D forcent tout à remonter à la surface. Les profondeurs des cibles modélisées vont de près de la surface à 67 m.

Les données TMI mesurées ont été poursuivies à la hausse sur 100 m puis filtrées dans le filtre passe-haut afin de renforcer les anomalies fondamentales provoquées par des unités rocheuses relativement peu profondes, de sorte que la signature de type « carbonatite » puisse être plus facilement reconnue (Figure 3.28). La figure 3.29 illustre la signature d'une carbonatite de Nebraska : un motif semi-circulaire typique est bien visible.

Troisième partie

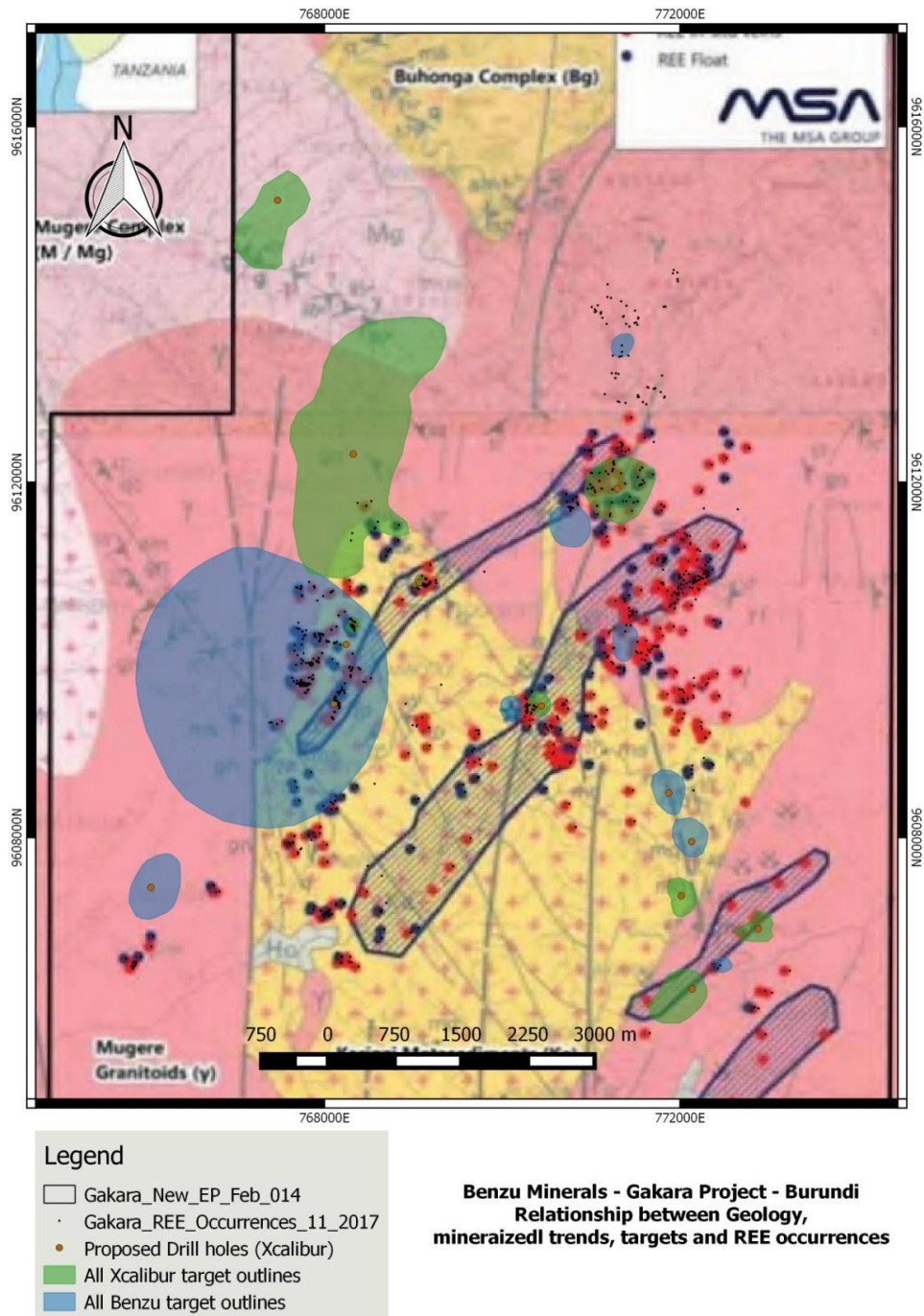


Figure 3.27: Cibles en relation avec les tendances géologiques et minéralisation (Le Roux et Steenkamp, 2017).

Au Burundi, de structures semi-circulaires ne sont pas bien visibles, mais plusieurs petits corps dispersés sont observés. Il est recommandé de forer les anomalies magnétiques évidentes afin d'établir si elles sont ou non causées par la carbonatite ou des roches alcalines associées. Il faut noter que la carbonatite dans le Nebraska est enterrée à environ 183 mètres sous la surface ce qui indique que la carbonatite de la région de Gakara pourrait aussi être enterrée à une grande profondeur. Comme la minéralisation se trouve près de la surface, les

forages réalisés (exemple à Kiyenzi, Figure 3.14 page 156) se sont limités pour la plupart à 50 m de profondeur.

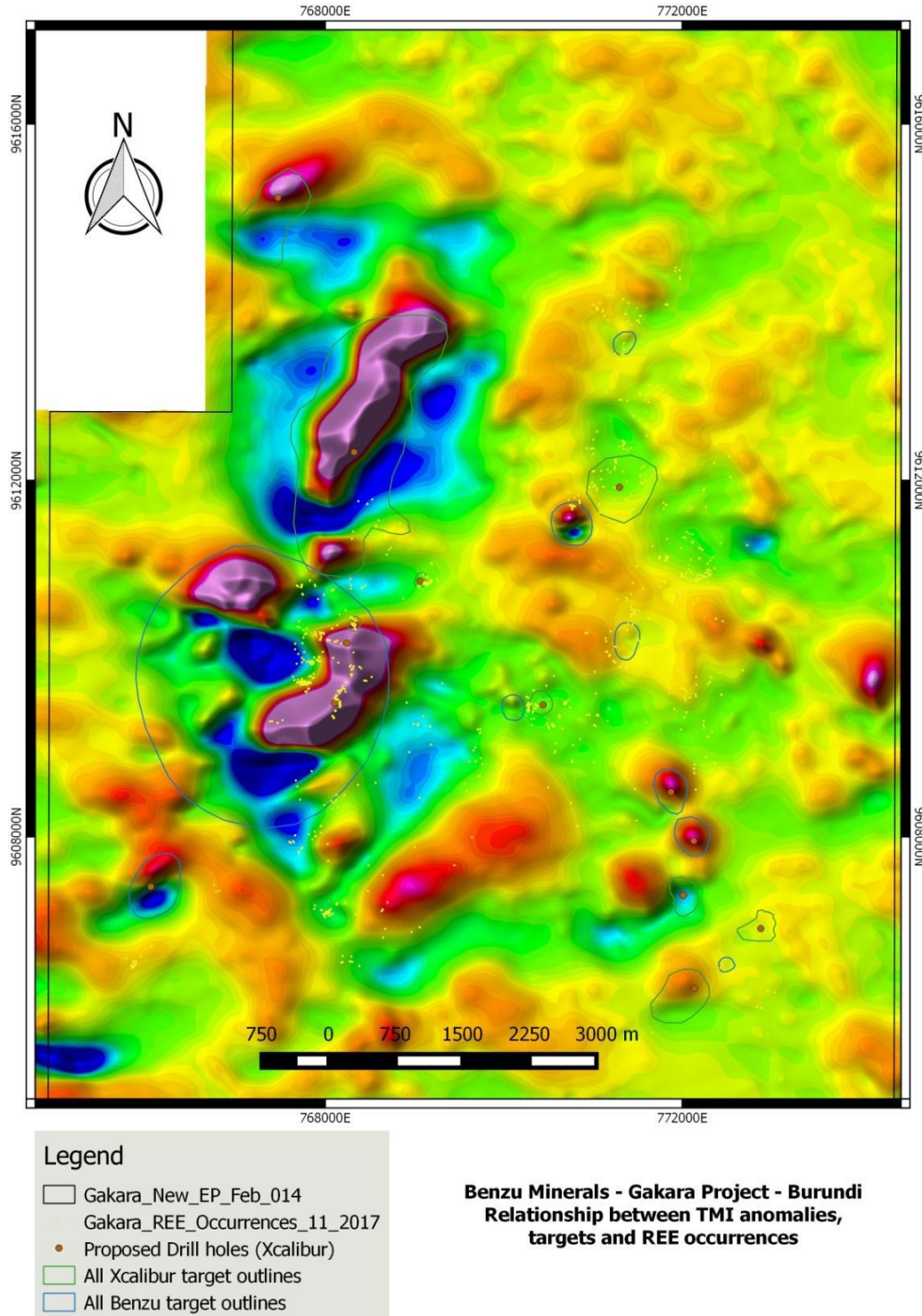


Figure 3.28: Cibles en relation avec l'intensité magnétique totale (TMI). Un grand motif semi-circulaire typique des carbonatites n'est clairement pas observé à Gakara mais plusieurs petits corps disséminés sont observés (Le Roux et Steenkamp, 2017).

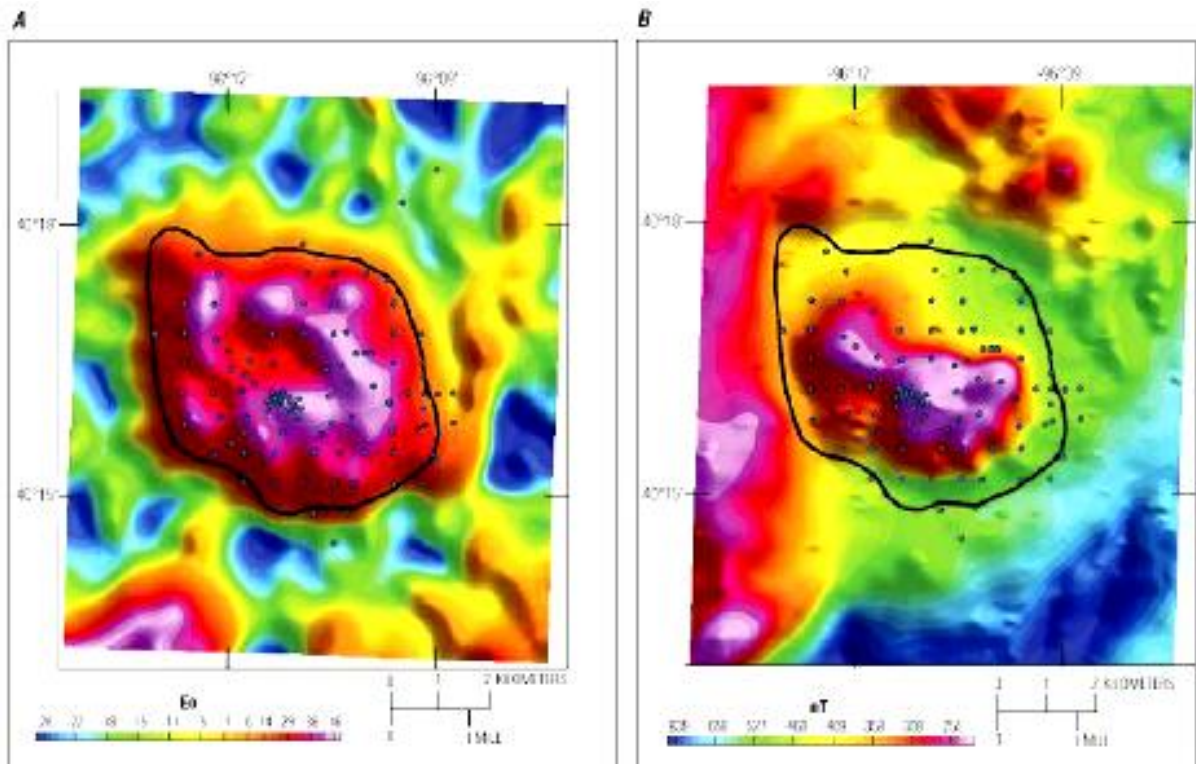


Figure 3.29: A) carte de gradient gravimétrique vertical sur le gisement Nb-REE hébergé par une carbonatite, sud-est du Nebraska; B) carte d'anomalie magnétique réduite au pôle. En noir, le contour de la carbonatite, qui est enterrée à environ 183 mètres sous la surface. Les petits points bleus représentent les trous de forages (Steenkamp and Le Roux, 2018).

3.4. Conclusion sur le levé magnétique aéroporté

L'objectif principal du levé magnétique aéroporté était de localiser une ou plusieurs intrusions de carbonatites qui sont la source vraisemblable des fluides minéralisateurs en terres rares. À cette fin, plusieurs anomalies magnétiques ont été identifiées et révèlent des phases magnétiques de formes irrégulières de ces systèmes géologiques complexes. Les données magnétiques aéroportées suggèrent que les occurrences de terres rares sont fortement contrôlées par la structure. Xcalibur propose donc que la carbonatite de la région de Gakara soit davantage un système de dykes/sills et non un intrusif de grande taille à zones concentriques, auquel cas une interprétation structurale ajouterait encore plus de valeur. Ces conclusions ou ces préconisations de Xcalibur sont intéressantes lorsqu'on les confronte à la géologie. En outre, l'idée qu'un corps massif ne soit pas identifié, mais plutôt un système de dykes/sills soit proposé, est intéressante pour l'établissement d'un modèle métallogénique.

3.5. Apport des données géophysiques à la compréhension de la mise en place de la minéralisation, sous contrôle de la géologie

L'observation la plus remarquable issue de données géophysiques est que certaines veines de terres rares connues et des occurrences minéralisées sont associées à des structures et à des contacts magnétiques et que certaines autres veines de terres rares se trouvent dans des zones magnétiques élevées mais ne sont pas liées aux structures et aux contacts magnétiques. De plus, certaines structures sont associées à des zones magnétiques élevées alors que d'autres ne le sont pas. Selon ces données, il n'y a pas de solution de distinction dans le paramètre qui prévaut dans le contrôle de la minéralisation en terres rares. Les données géologiques donnent une lumière sur le contrôle de la minéralisation. En effet, des preuves de réactivation et de réutilisation des hétérogénéités mécaniques plus anciennes (par exemple, les anciennes zones de cisaillement) sont visibles au sein des roches encaissantes de la minéralisation. Ces réactivations conduisent à une distribution spatiale plus hétérogène des veines minéralisées que ce à quoi on pourrait s'attendre si les veines se développaient dans un socle isotrope.

Indépendamment du modèle structural, l'hydro-fracturation le long de parois des veines contenant des terres rares met en évidence la pression du fluide supra-hydrostatique locale et il existe des signes de déformation post-minéralisation, par exemple via de larges failles verticales. Les orientations et les pendages des veines minéralisées sont très variables entre les différentes occurrences ainsi qu'au sein des occurrences ou des prospects d'un même réseau. Cette haute variabilité peut être en partie liée aux événements tectoniques tardifs (post-minéralisation), qui pourraient être responsables des rotations/basculements de blocs. Cela se produit le long de zones de faille, de cataclasites polyphasées sont réactivées probablement à chaque événement tectonique, hautement probables le long de la branche occidentale du Rift africain. La continuité des veines de terres rares dans la région de Gakara n'est pas donc assurée et le minerai peut correspondre à des clastes de lentilles discontinues dans une matrice de cataclasite avec un décalage variable entre elles. Dans ce cas, tel ou tel forage pourrait manquer de grandes lentilles de minéralisation. Un travail plus avancé sur le champ de failles, difficile certes vu les conditions d'affleurement, constitue donc une priorité pour la prospection.

Troisième partie

CHAPITRE 4. PROSPECTION GEOCHIMIQUE

4.1. Introduction

Rainbow Mining Burundi a réalisé en 2012, une première phase d'échantillonnage géochimique des sols sur trois sites sélectionnés pour des travaux de prospection géochimique d'orientation. Les blocs choisis étaient situés sur les prospects de Gomvyi, Murambi et Mugere 2. La dimension de chacun de ces blocs était de 500 m x 500 m. Les échantillons de sol étaient prélevés tous les 25 m le long des profils espacés de 50 m, chacun d'une longueur de 500 m. La deuxième phase d'échantillonnage géochimique des sols a été réalisé sur les sites Gomvyi, Mugere-2, Murambi 1 et 2, sur les mêmes lignes utilisées lors des levés gravimétriques et magnétométriques au sol et à la même maille (c'est-à-dire les lignes de 25 m x 1 m espacement des échantillons). Cinq lignes longues de 150 m ont été ainsi échantillonnées. L'objectif de cet exercice est de comparer les données géochimiques du sol aux données géophysiques au sol afin de déterminer s'il y a une corrélation entre les divers ensembles de données pour une contribution potentielle à l'orientation future de l'exploration. La confrontation de la géophysique et de la géochimie est un travail original de ma thèse.

4.2. Méthodes analytiques

Au total 591 échantillons prélevés lors de la première phase d'échantillonnage, en 2011-2012, ont été d'abord analysés par Rainbow à l'aide du spectromètre XRF portable Niton directement sur les échantillons ensachés. Les échantillons ont été par la suite soumis au laboratoire ALS Chemex (ALSC) accrédité au niveau international à Johannesburg (Afrique du Sud), pour une analyse complète de tous les éléments de terres rares. Les trois procédures analytiques utilisées par ALS sont ME-MS81h (par fusion ICP-MS), OGREE et ME-XRF06. Les données de l'ALSC ont permis de calibrer le spectromètre XRF Niton de Rainbow qui analysait seulement quatre éléments (La, Ce, Pr, Nd) et en plus, les données Niton étaient inférieures de 9% en moyenne par rapport à celles du laboratoire ALSC. Les échantillons prélevés lors de la deuxième phase ont été analysés en utilisant le spectromètre XRF Niton calibré au mode Ta/Hf (directement sur les sacs d'échantillons sans aucune préparation préalable).

4.3. Résultats et interprétation

Les échantillons de roches prélevés sur des occurrences de veines sélectionnées et sur des différents prospects ont été analysés au laboratoire ALS Chemex de Johannesburg. De ces analyses, il ressort clairement que la teneur en ETR est élevée variant de 30% à plus de 50% pour la somme totale des oxydes d'ETR majeures (Ce + La + Nd + Pr + Sm + Y). Ces résultats confirment donc les teneurs exceptionnellement élevées du minerai de Gakara annoncées par tous les précédents explorateurs/exploitants miniers et chercheurs. Comparée aux autres gisements de Terres Rares (exemple Mountain Pass, Californie), la très haute qualité du minerai de Gakara a été confirmée étant donné son contenu en Terres Rares soit plus de 50% TREO par rapport aux 6% de Mountain Pass (cf tableau 3 de l'introduction générale page 21). Bien que les teneurs soient différentes, la répartition individuelle des ETR dans le minerai de Gakara est comparable à celle du minerai de Mountain Pass (Californie, USA) clairement associé à la carbonatite (Figure 3.30).

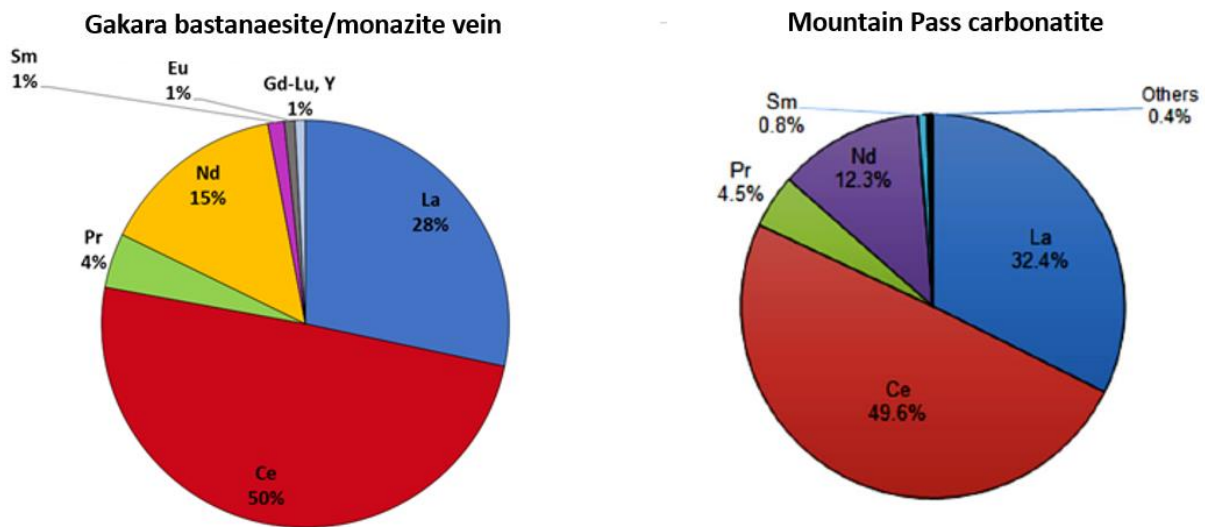


Figure 3.30: Distribution des éléments de terres rares dans les échantillons du gisement de Gakara et dans les échantillons du gisement de Mountain Pass (le diagramme de Mountain Pass est extrait de Goodenough et al., 2018).

La bonne qualité du minerai de bastnaésite/monazite de Gakara est aussi confirmée par son faible contenu en éléments radioactifs tels que le thorium (Th) et l'Uranium (U). Généralement, les monazites magmatiques (granites, pegmatites) sont caractérisées par des concentrations Th/U importantes (Franz et al., 1996) sauf dans les carbonatites où ces concentrations sont plus faibles (Wall and Mariano, 1996; Zhu and O'Nions, 1999). Dans les roches métamorphiques, des variations importantes de la concentration en Th peuvent être

contrôlées par le minéral précurseur de la monazite, les conditions de pression-température ou des interactions avec un fluide (Janots et al., 2008, 2012). Cependant, il n'existe pas de relation claire entre la concentration en Th et le degré du métamorphisme (Janots et al., 2008). Seules les monazites diagénétiques, dites « monazites grises », contiennent généralement peu de Th (Cabella et al., 2001). Les monazites hydrothermales peuvent aussi avoir des concentrations en ThO_2 quasi-nulle (~ 0.2 ppm, Kempe et al., 2008) ou, au contraire, de plusieurs pourcents ($\sim 4-5$ wt.% ThO_2). Les concentrations en Th/U des monazites de Gakara (cette étude) sont comparables à celles des monazites des carbonatites et/ou des monazites hydrothermales (Figure 3.31).

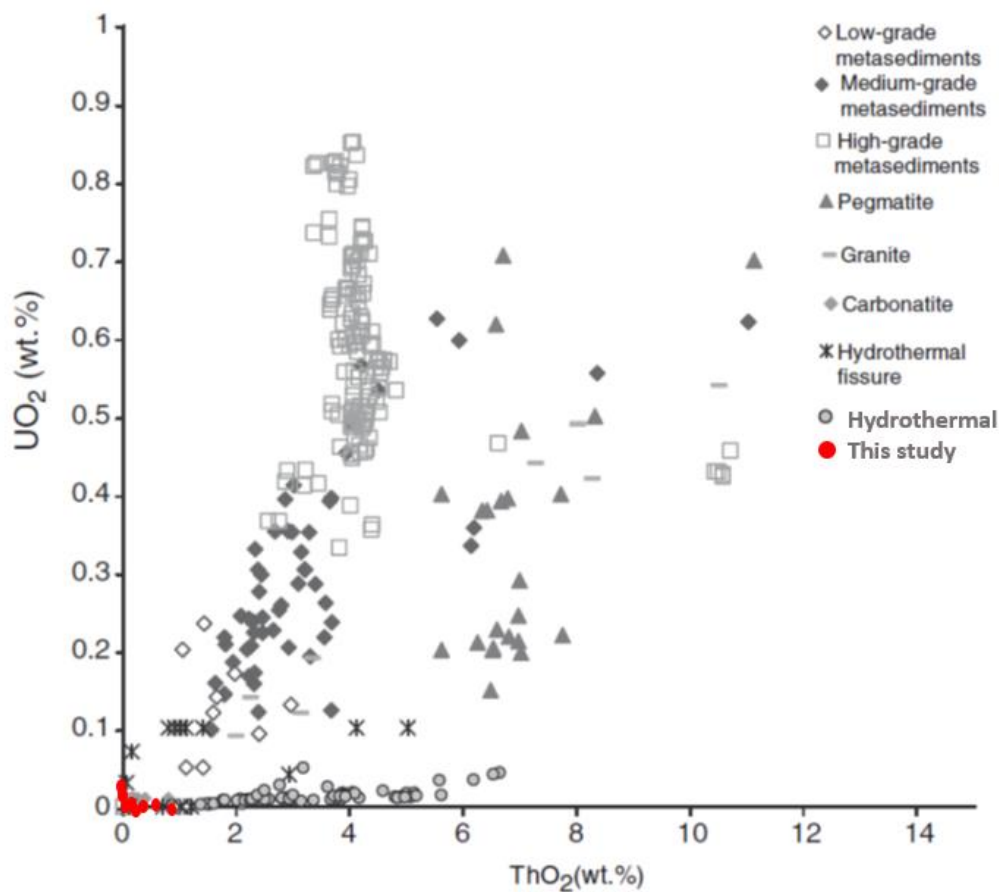


Figure 3.31: Comparaison des concentrations en Th et U des échantillons de Gakara avec les données sélectionnées de la littérature des monazites provenant de métasédiments (Pyle et al., 2005; Rasmussen and Muhling, 2007; Janots et al., 2008), granite (Zhu and O'nions, 1999), pegmatite (Mannucci et al., 1986; Demartin et al., 1991), carbonatite (Zhu and O'nions, 1999), veines hydrothermales (Mannucci et al., 1986; Kempe et al., 2008) (légèrement modifié de Janots et al., 2012).

4.4. Analyse spatiale

Une analyse spatiale a été réalisée dans le but de cibler les zones propices pour chaque élément de terres rares. Habituellement, l'analyse spatiale est réalisée avec un Système d'Information Géographique (SIG). Ce travail a donc fait l'objet d'un stage de perfectionnement en SIG que j'ai effectué de juin à décembre 2016 à l'Institut de Gestion de l'Environnement et d'Aménagement du Territoire (IGEAT), Université Libre de Bruxelles (Belgique). Ce travail est antérieur à ma thèse mais je saisis l'opportunité de ce mémoire pour y intégrer les informations principales. Le travail a été motivé par le fait que certains éléments de terres rares (exemple le Néodyme) sont très recherchés sur le marché international. L'étude a été réalisée sur la base de cent cinquante échantillons de roches prélevés (par Rainbow en 2012) sur des occurrences de veines sélectionnées et sur différents prospects (Figure 3.32). Les analyses chimiques complètes de ces échantillons ont été réalisées au laboratoire ALS Chemex (Johannesburg). Compte tenu de la distribution irrégulière des points d'échantillonnage, une méthode d'interpolation adaptée a été utilisée afin d'estimer de manière optimale les valeurs à des endroits où aucun échantillon n'a été collecté.

4.4.1. Interpolation par splines régulées avec tension (v.surf.rst)

L'interpolation par splines régulées avec tension (v.surf.rst) est une méthode d'interpolation spatiale adaptée pour les données irrégulièrement espacées comme c'est le cas ici (voir Figure 3.32). Cette méthode est formellement équivalente au krigeage universel. Le traitement de données a été réalisé à l'aide du logiciel GRASS GIS. L'approche est basée sur la minimisation des écarts par rapport aux points donnés ainsi que la minimisation de la rugosité (lissage). Plusieurs essais ont été effectués pour trouver les paramètres de tension et de lissage adéquats. Une tension de 200 et un lissage de 0,01 sont les paramètres qui ont été utilisés pour avoir de meilleurs résultats. Les 150 points dont les valeurs sont connues, ont été subdivisés en cinq partitions de 30 points chacune afin de pouvoir faire la validation croisée des modèles. L'évaluation de la précision d'interpolation a été réalisée par le calcul des écarts, les meilleurs modèles considérés sont ceux dont les écarts sont très faibles.

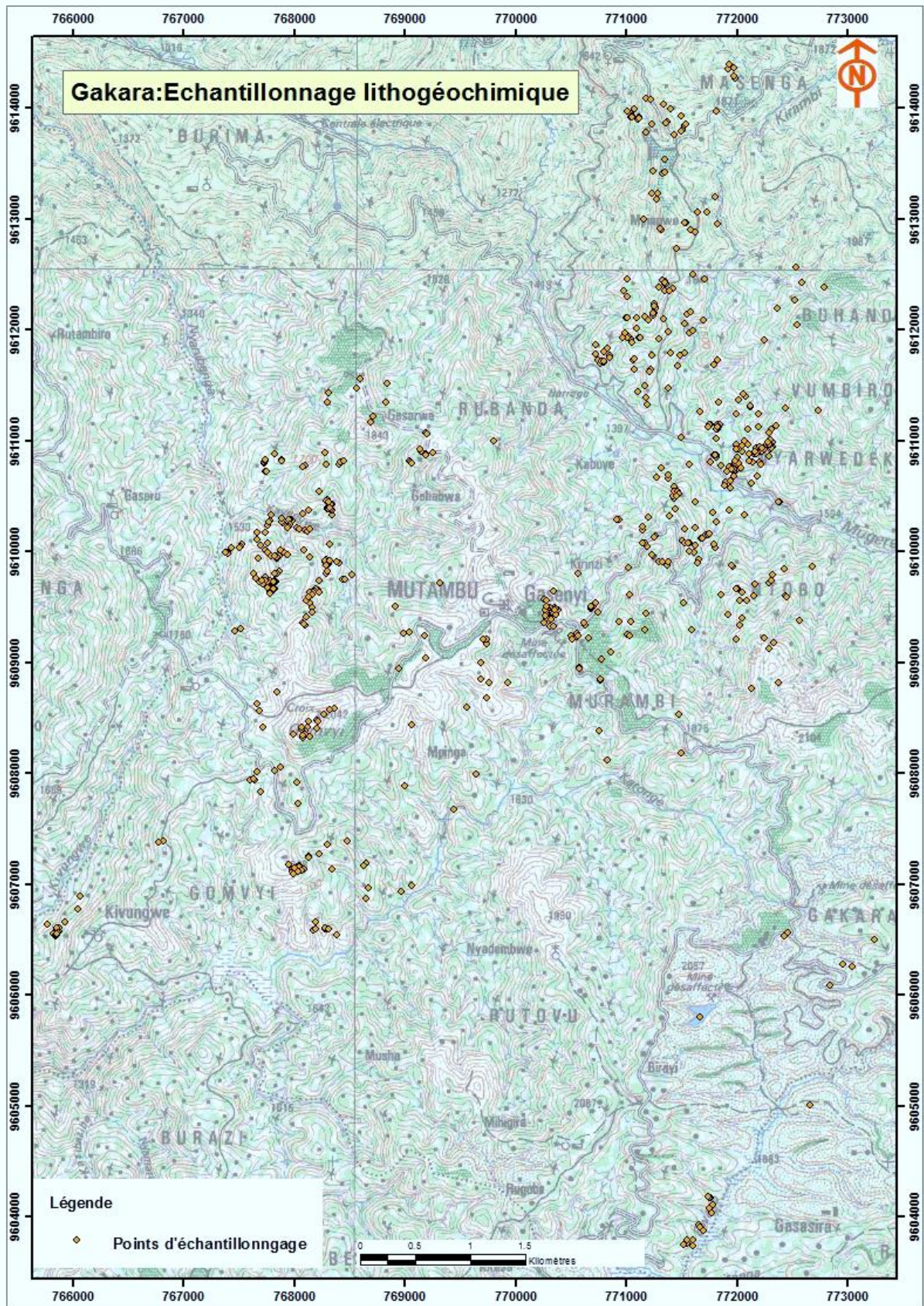


Figure 3.32: Distribution des points d'échantillonnage ayant servi à l'interpolation spatiale (source : Rainbow 2012).

4.4.2. Résultats

Le traitement de données montre sur des images élémentaires des anomalies en éléments de terres rares. Des zones très favorables, favorables, assez favorable et moins favorables ont été bien délimitées pour chaque élément de terres rares. Ici, je donne l'exemple du cérium et du néodyme. Deux grandes anomalies de cérium s'observent, l'une au centre et l'autre au nord-est de la zone d'étude (Figure 3.33). Pour le néodyme (Figure 3.34), plusieurs petites anomalies sont observées au nord de la zone d'étude. Une anomalie de néodyme est aussi observée dans le coin sud-est de la zone d'étude.

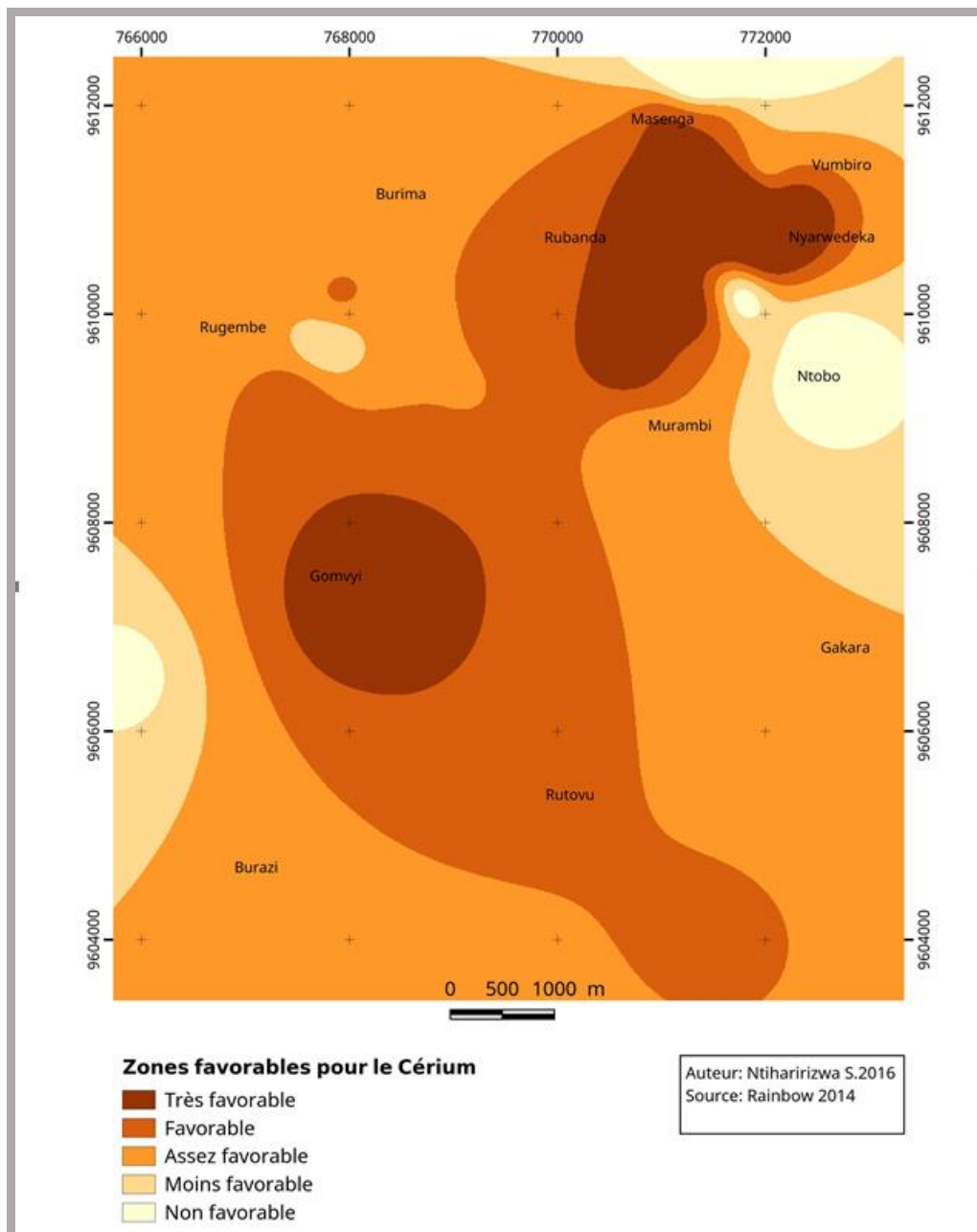


Figure 3.33: Carte illustrant les zones favorables pour le cérium

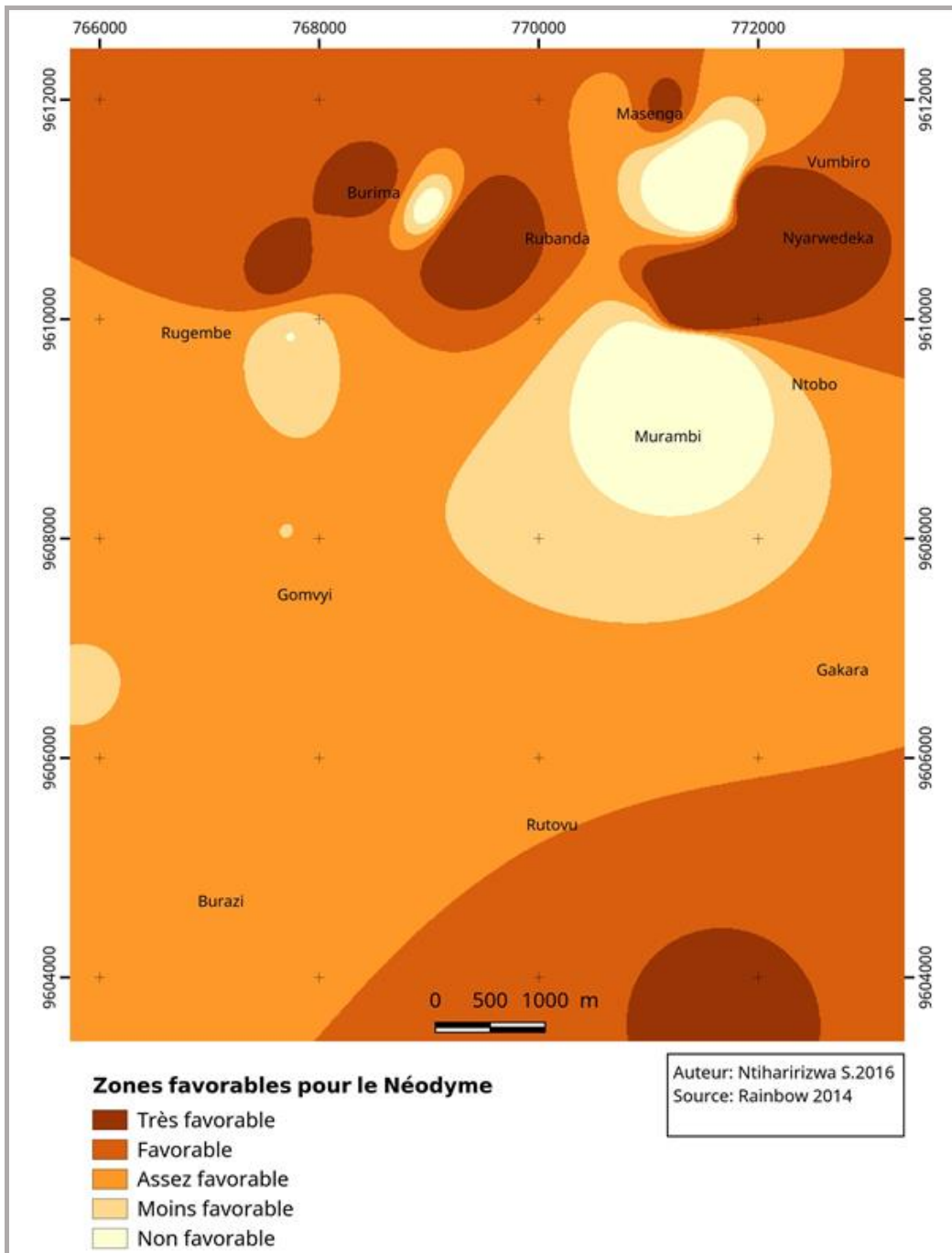


Figure 3.34: Carte illustrant les zones favorables pour le néodyme.

4.5. Intégration de données SIG comme outil d'exploration

Les travaux de prospection géophysique et géochimique réalisés sur différents sites de la région de Gakara ont permis de découvrir de nouvelles veines minéralisées. Toutefois, la grande partie de cette région est toujours inexplorée. L'exploration future a besoin d'un guide afin de pouvoir cibler facilement des zones potentielles sans perdre beaucoup de temps et de moyens. Le meilleur outil pour établir ce guide est l'intégration de données SIG. Dans cette optique, j'ai essayé de réaliser une carte qui montre les zones potentielles en utilisant la méthode d'interpolation « Pondération par Distance Inverse ou IDW » (sous QGIS). Les données géochimiques acquises par le laboratoire ALS Chemex et qui sont disponibles chez Rainbow ont été utilisées pour réaliser ce travail. Les valeurs du Cérium (Ce) qui est l'élément de terres rares le plus abondant et omniprésent dans presque tous les échantillons analysés ont été sélectionnées. Comme résultats, des zones très favorables, favorables, assez favorables et moins favorables ont été délimitées.

Les prospects déjà explorés (Kiyenzi, Gasagwe, Murambi, Mugere², Gomvyi et Kivungwe) correspondent à 95% avec les zones très favorables (Figure 3.35). Toutefois, on observe qu'il y a beaucoup de zones très favorables qui ne sont pas encore explorées ou qui sont explorées pour une petite partie (exemple au nord-est et au sud-est de la zone d'étude). Les données géophysiques ont indiqué que certaines régions d'anomalie positive restent ouvertes en raison de la taille limitée de l'enquête. Cela peut suggérer une extension latérale des veines de bastnaésite/monazite au-delà des blocs étudiés. Par suite de la répartition irrégulière des points d'échantillonnage, certaines zones d'anomalie positive peuvent être surestimées ou sous-estimées. Néanmoins, la carte réalisée sera utile pour l'exploration à venir dans le périmètre de Gakara.

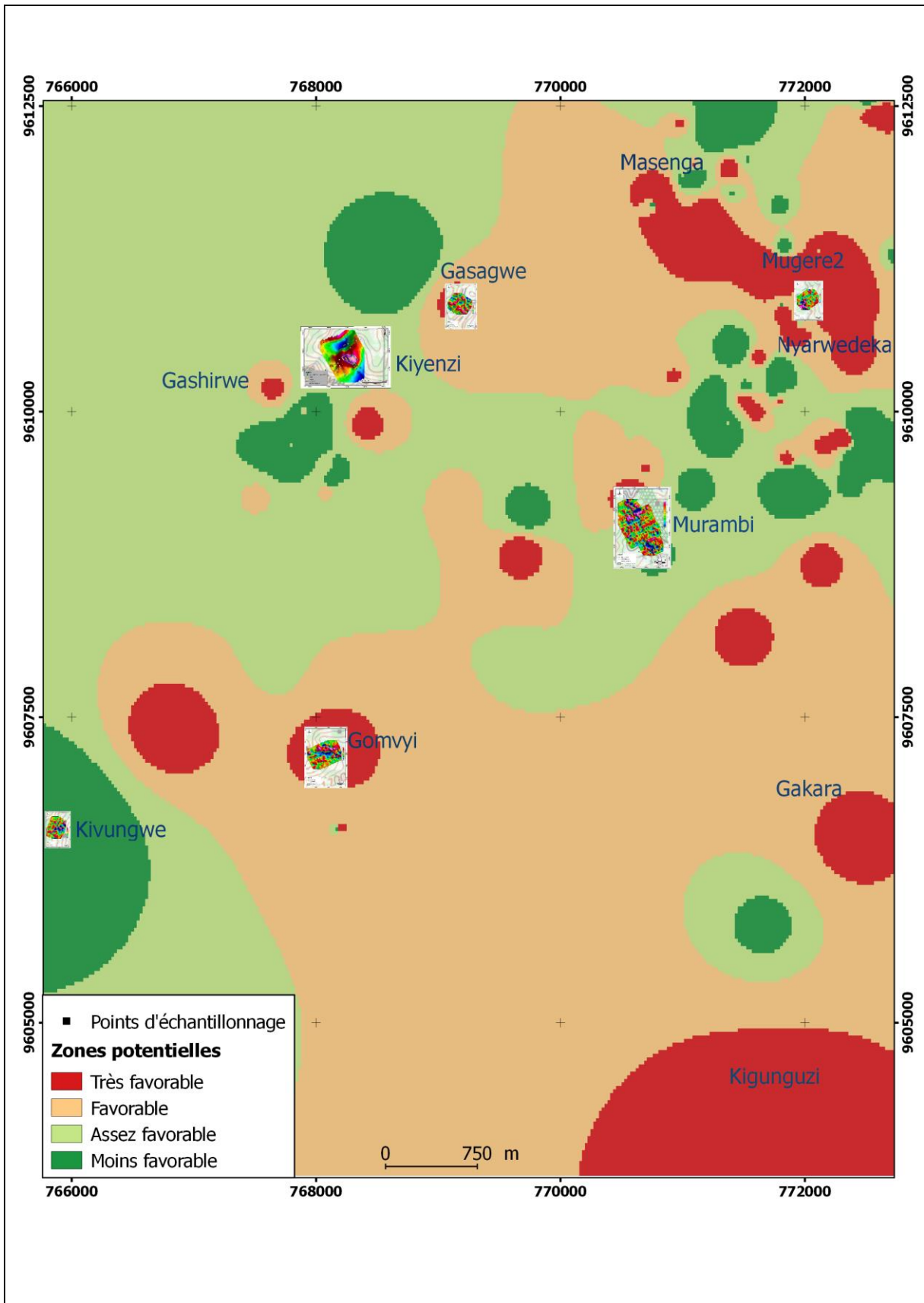


Figure 3.35: Carte illustrant la répartition des zones explorées et des zones potentielles. Les zones explorées sont représentées par les cartes géophysiques superposées.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

1. Conclusion Générale

1.1. Conclusion factuelle

Le district minier à Eléments de Terres Rares (ETR) de la région de Gakara au Burundi est situé sur l'épaule orientale de la branche ouest du Rift Est-africain. Il fait actuellement l'objet d'intenses travaux d'exploration et d'exploitation par la société Rainbow Mining Burundi. Les nouveaux affleurements, mis en évidence par les travaux de développement de la mine, permettent d'en améliorer considérablement la connaissance géologique. Ainsi, dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons pu établir que les roches encaissantes de la minéralisation, d'âge Mésoprotérozoïque Kibarien, ont été affectées par une déformation ductile correspondant à des couloirs de cisaillement et à une foliation régionale. Certaines zones de déformation sont diagnostiques d'une mise en place syn-tectonique des protolithes granitiques. Les granitoïdes déformés sont probablement issus d'une fusion partielle des métasédiments kibariens avoisinants. De nombreux filons de pegmatites kibariennes, stériles en métaux rares, s'injectent fréquemment dans la foliation des gneiss et sont également affectées par la déformation. Les veines d'ETR se sont mises en place à la faveur de toutes ces hétérogénéités mécaniques kibariennes.

Les orientations et les pendages des veines minéralisées sont très variables de l'échelle du district à celle de la mine. Certaines de ces veines sont courbes avec des épaisseurs et des pendages variables évoquant des géométries 3D de filons hypo-volcaniques. Les textures de la plupart des veines d'ETR ne montrent pas de cisaillement ductile, mais une cataclase synchrone de la circulation des fluides minéralisateurs. Les veines massives de bastnaésite non cataclasées présentent des textures "pegmatitiques" multidirectionnelles, avec localement des évidences de fracturation hydraulique. Un épisode d'altération monazitique affecte la minéralisation en bastnaésite, et est synchrone de la déformation cassante. Les données géochronologiques montrent que l'âge de la bastnaésite (602 ± 7 Ma) est très proche, dans la marge d'erreur, de l'âge de la monazite (589 ± 8 Ma) suggérant que les divers types de minerai observés sur le terrain doivent être réconciliés en un seul événement de minéralisation. Parallèlement, un métasomatisme sodique enregistré notamment dans des filons d'aplite et daté à 614 ± 12 Ma par U-Pb sur rutile produit lors de l'albitisation est à intégrer à l'histoire hydrothermale.

Une déformation postérieure à la minéralisation fragmente les veines. Le corps minéralisé correspond alors à une cataclasite où des fragments de veines d'ETR sont remaniés dans des couloirs de faille. L'âge de cette déformation n'est pas contraint, mais est possiblement aussi récent que la formation du rift est-africain, active depuis le Cénozoïque.

Ces nouvelles données acquises sur le terrain montrent que les minéralisations en éléments de terres rares de la région de Gakara se sont mises en place dans la croûte supérieure, dans un domaine fragile/cassant avec des gradients de pression importants accentuant la fracturation de l'encaissant et des veines minéralisées elles-mêmes. Les données d'inclusions fluides et les données isotopiques suggèrent que la minéralisation primaire est issue d'un fluide exsolvé d'un magma carbonatitique qui a ensuite subi une démixtion à cause des différentiels de pression rencontrés lors de son ascension le long des fractures dans lesquelles elle a précipité.

1.2. Intégration de toutes les données à la construction d'un modèle métallogénique

Les résultats obtenus dans cette étude permettent d'affirmer que le gisement de Gakara est de type hydrothermal et que le passage de la minéralisation primaire à la minéralisation secondaire se fait dans la continuité hydrothermale compte tenu du fait que la composition en éléments majeurs du fluide minéralisateur n'a pas changé entre les deux étapes de minéralisation. Sur les sites Gashirwe et Kiyenzi, les veines d'ETR se sont développées en association spatiale avec les filons des aplites blanches albitisées. L'âge de l'altération albitique (614 ± 12 Ma), obtenu par le rutile syngénétique de l'albitisation est très proche de l'âge de la bastnaésite ce qui suggère son association temporelle avec la minéralisation dont la mise en place est liée à l'événement Panafricain. Contemporain et responsable de la minéralisation riche en terres rares légères, nous pensons, à l'issue de ce travail et en accord avec les auteurs précédents, qu'il existe une intrusion alcaline profonde, avec un magmatisme carbonatitique associé.

Les données géophysiques suggèrent que la carbonatite de Gakara (si elle existe) n'est pas une intrusion de grande taille semi-circulaire mais plutôt, qu'elle se présente sous forme de dykes/sills. Il est intéressant de noter qu'avec la topographie actuelle, aucune carbonatite ou roche associée n'a été échantillonnée dans les cours d'eau le long des vallées. Toutefois, la composition des fluides contenus dans les cristaux de bastnaésite de Gakara ainsi que les signatures isotopiques suggèrent fortement que la minéralisation a précipité d'abord à partir

d'une saumure exsolvée d'un magma carbonatitique qui a ensuite subi une démixtion, et qu'un autre fluide de salinité plus faible s'y est mélangé plus tardivement au cours de la minéralisation. La contribution des eaux météoriques au stade de la monazitisation du minerai est suspectée par la présence d'inclusions fluides peu salées.

L'ensemble de toutes ces données permet d'établir le modèle métallogénique global du gisement de Gakara comme suit :

- 1) Des fluides magmatiques, exceptionnellement enrichis en terres rares légères, se sont exsolvés d'un magma carbonatitique dérivé du manteau et mis en place dans un contexte d'extension panafricain. Ces fluides magmatiques s'infiltrent dans la croûte supérieure (possiblement jusque près de la surface) à la faveur de nombreuses fractures et d'autres hétérogénéités préexistantes dans les roches encaissantes kibariennes.
- 2) Les variations de température et de pression surtout au moment de l'ascension de ces fluides magmatiques ont provoqué la démixtion ou la séparation de phases ce qui est confirmé par la coexistence d'inclusions fluides variées (saumures et inclusions à CO₂ par exemple), dans une même plage minérale (bastnaésite ou quartz). Cette séparation de phases est vraisemblablement la cause première de la précipitation des minéraux riches en ETR. L'infiltration d'eaux de surface joue possiblement un rôle accessoire dans le processus de minéralisation.

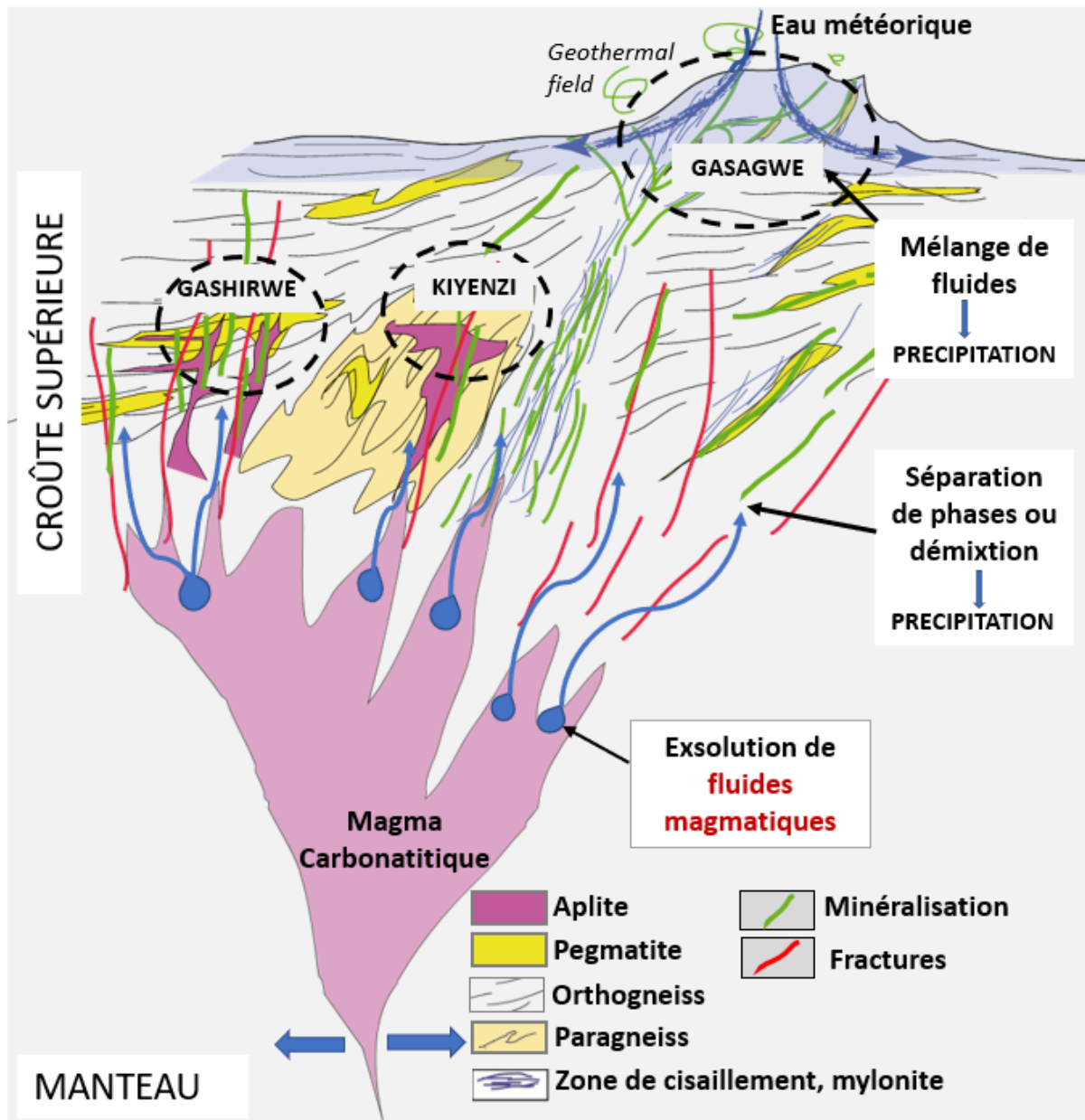


Figure 69 : Schéma illustrant l'événement de minéralisation en terres rares dans la région de Gakara. Les fluides exsolvés d'un magma carbonatitique montent à travers les fractures de l'encaissant dans la croûte supérieure. La séparation de phases entraîne la précipitation de la minéralisation primaire et le mélange de fluides magmatiques avec les eaux météoriques participe possiblement à la minéralisation secondaire.

2. Perspectives

- 1) Les anciennes structures kibariennes, associées à la rhéologie des lithologies recoupées par les veines minéralisées, exercent un contrôle important sur la géométrie de la minéralisation. De même, de larges failles, possiblement très récentes, affectent les corps minéralisés, comme à Kiyenzi.
 - À l'échelle de la cible, il est important de cartographier les structures dans les roches encaissantes notamment les filons de pegmatites, les zones de cisaillement, les foliations du gneiss et les failles. Une fois cela fait, il peut fournir un cadre structural réutilisé lors de l'injection et la cristallisation des fluides riches en terres rares.
 - De même, la géométrie des structures postérieures, possiblement en lien avec le rift, est à préciser, car leur jeu affecte la répartition des indices de minéralisation, comme on l'a vu à Kiyenzi où une large faille semble limiter une anomalie gravimétrique.
 - À l'échelle de la licence, une fois que les données géophysiques sont comparées aux lithologies environnantes, les linéaments de tendance NNW-SSE doivent être examinés sur le terrain afin de déterminer leur nature (zones de cisaillement ductile, failles cassantes, intercalation de roches metasédimentaires ou basiques...?).
 - Enfin, les grands filons de pegmatites kibariennes et les filons de microgranites faiblement pentés (exemple sur le site de Murambi) doivent être explorés avec soin car elles ont formé un piège rhéologique localisant la circulation de fluides minéralisateurs.
- 2) Comme dans la région un magmatisme basique est responsable de la mise en place de nombreuses intrusions doléritiques (comme des dykes ou des essaims de filons), il est important d'étudier ces corps doléritiques (un travail parallèle à cette thèse a été entrepris par le stage de Leny Montheil au printemps 2019, qui a abouti à une cartographie des corps basiques). Dater cet événement magmatique (par exemple, U-Pb sur apatite, e.g. Pochon et al., 2016) permettrait en outre de préciser sa place dans l'histoire géologique de la région. De plus, ces dolérites pourraient également

expliquer diverses anomalies magnétiques. Un test devrait être entrepris pour évaluer la correspondance entre les anomalies magnétiques/gravimétriques et ces corps basiques denses et magnétiques.

- 3) Il existe très peu de données géochimiques sur le gisement de Gakara. Une étude exhaustive en géochimie élémentaire (par LA-ICPMS par exemple) et isotopique (isotopes Sr-Nd en premier lieu) est maintenant pertinente pour affiner l'histoire métallogénique du gisement de Gakara, et le lien génétique avec un magmatisme carbonatitique. Des échantillons ont à ce titre été fournis à Michel Cathelineau et Marie-Christine Boiron (CNRS – Nancy) qui ont commencé une imagerie par fluorescence X des minerais. Ce lot d'échantillons permettra d'établir les bilans élémentaires au cours de l'altération monazitique de la bastnaésite, puis ceux associés à l'altération latéritique du minerai monazitique.

REFERENCES

- Aderca, B.-M., and R. Van Tassel, 1971, Le gisement de terres rares de la Karonge (République du Burundi): Académie royale des sciences d'outre-mer, 117 p.
- Andrade, F. R. D., and P. Moller, 1999, Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: behaviour of selected trace elements and stable isotopes $\delta^{13}C$, O/: p. 23.
- Aslund, T., N. H. S. Oliver, and I. Cartwright, 1995, Metasomatism of the Revenue Granite and aureole rocks, Mt Isa Inlier, Queensland: Syndeformational fluid flow and fluid-rock interaction: Australian Journal of Earth Sciences, v. 42, no. 3, p. 291–299, doi:10.1080/08120099508728203.
- Baertschi, P., 1957, Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O18 und C13 in Karbonatgesteinen und Mineralien.: Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd., v. 37, p. 73–162.
- Bakker, R. J., 1999, Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O–CO₂–CH₄–N₂–NaCl system: Chemical Geology, v. 154, no. 1, p. 225–236, doi:10.1016/S0009-2541(98)00133-8.
- Bao, Z., and Z. Zhao, 2008, Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China: Ore Geology Reviews, v. 33, no. 3, p. 519–535, doi:10.1016/j.oregeorev.2007.03.005.
- Barton, M. D., and D. A. Johnson, 1996, Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization: Geology, v. 24, no. 3, p. 259–262, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0259:ESMFIR>2.3.CO;2.
- Bell, K., and J. Blenkinsop, 1989, Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites, in Carbonatites, genesis, and evolution: Unwin Hyman, London, Bell K., p. 278–300.
- Bodnar, R. J., P. Lecumberri-Sanchez, D. Moncada, and M. Steele-MacInnis, 2014, Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits, in Treatise on Geochemistry: H.D. Holland et K.K. Turekian, p. 119–142.
- Boles, J. R., and D. S. Coombs, 1977, Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand: American Journal of Science, v. 277, no. 8, p. 982–1012, doi:10.2475/ajs.277.8.982.
- Böttcher, M. E., 1996, $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ Fractionation During the Reaction of Carbonates with Phosphoric Acid: Effects of Cationic Substitution and Reaction Temperature: Isotopes in Environmental and Health Studies, v. 32, no. 2–3, p. 299–305, doi:10.1080/10256019608036323.
- Boulvais, P., G. Ruffet, J. Cornichet, and M. Mermet, 2007, Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées): Lithos, v. 93, no. 1–2, p. 89–106.
- Brinckmann, J., B. Lehmann, U. Hein, A. Höhndorf, K. Mussallam, T. Weiser, and F. Timm, 2001, La Géologie et la Minéralisation Primaire de l'Or de la - Chaîne Kibarienne,

Nord-ouest du Burundi, Afrique Orientale:
<https://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510958771/Geologisches_Jahrbuch_Reihe_D_Heft_1> (accessed July 10, 2017).

- Brögger, W. C., 1921, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets IV. Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen: *Nors Vidensk Akad Oslo Skr Nat KI*, v. 9, p. 408.
- Bumby, A. J., and R. Guiraud, 2005, The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, no. 1, p. 1–12, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.016.
- Bussink, R. W., R. Kreulen, and A. F. M. de Jong, 1984a, Gas analyses, fluid inclusions and stable isotopes of the Panasqueira W-Sn deposits, Portugal: *Bulletin de Minéralogie*, v. 107, no. 6, p. 703–713, doi:10.3406/bulmi.1984.7813.
- Bussink, R. W., R. Kreulen, and A. F. M. de Jong, 1984b, Gas analyses, fluid inclusions and stable isotopes of the Panasqueira W-Sn deposits, Portugal: *Bulletin de Minéralogie*, v. 107, no. 6, p. 703–713, doi:10.3406/bulmi.1984.7813.
- Cabella, C., G. Gardini, D. Corpillo, G. Testore, S. Bedino, S. P. Solinas, C. Cravanzola, C. Vargiu, M. A. Grillo, and S. Colombatto, 2001, Transport and metabolism of agmatine in rat hepatocyte cultures: *European Journal of Biochemistry*, v. 268, no. 4, p. 940–947, doi:10.1046/j.1432-1327.2001.01955.x.
- Cahen, L., and J. Lepersonne, 1967, The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi, *in* The Geologic Systems. The Precambrian: USA, Kalervo Rankama, Interscience Publishers 3, p. 143–290.
- Campbell, L. S., and P. Henderson, 1997, Apatite paragenesis in the Bayan Obo REE-Nb-Fe ore deposit, Inner Mongolia, China: *Lithos*, v. 42, no. 1, p. 89–103, doi:10.1016/S0024-4937(97)00038-8.
- Cathelineau, M., 1986, The Hydrothermal Alkali Metasomatism Effects on Granitic Rocks: Quartz Dissolution and Related Subsolvus Changes: *Journal of Petrology*, v. 27, no. 4, p. 945–965, doi:10.1093/petrology/27.4.945.
- Chakhmouradian, A. R., and F. Wall, 2012, Rare Earth elements: Minerals, Mines, Magnets (and More): *Elements*, v. VOL. 8, p. PP. 333–340, doi:10.2113/gselements.8.5.333.
- Chao, E. C. T., J. M. Back, J. A. Minkin, and R. Yinchen, 1992, Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REEFe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P.R.C.: *Applied Geochemistry*, v. 7, no. 5, p. 443–458, doi:10.1016/0883-2927(92)90005-N.
- Coombs, D. S., 1954, The Nature and Alteration of Some Triassic Sediments from Southland, New Zeland: *Transactions of the Royal Society*, v. 82, p. 65–109.
- Cullers, R. L., and J. L. Graf, 1984, Chapter 7 - Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Predominantly Basic and Ultrabasic Rocks, *in* P. Henderson, ed., *Developments in Geochemistry: Elsevier, Rare Earth Element Geochemistry*, p. 237–274, doi:10.1016/B978-0-444-42148-7.50012-5.

- De Jong, G., and P. J. Williams, 1995, Giant metasomatic system formed during exhumation of mid-crustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 42, no. 3, p. 281–290, doi:10.1080/08120099508728202.
- De Waele, B., A. B. Kampunzu, B. S. E. Mapani, and F. Tembo, 2006, The Mesoproterozoic Irumide belt of Zambia: *Journal of African Earth Sciences*, v. 46, no. 1, p. 36–70, doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.01.018.
- Deans, T., 1966, Economic Mineralogy of African carbonatites, *in* *Carbonatites*: Interscience Publishers, p. 385–413.
- Debruyne, D., N. Hulsbosch, J. Van Wilderode, L. Balcaen, F. Vanhaecke, and P. Muchez, 2015, Regional geodynamic context for the Mesoproterozoic Kibara Belt (KIB) and the Karagwe-Ankole Belt: Evidence from geochemistry and isotopes in the KIB: *Precambrian Research*, v. 264, p. 82–97, doi:10.1016/j.precamres.2015.04.001.
- Decrée, S., P. Boulvais, C. Cobert, J.-M. Baele, G. Midende, V. Gardien, L. Tack, G. Nimpagaritse, and D. Demaiffe, 2015, Structurally-controlled hydrothermal alteration in the syntectonic Neoproterozoic Upper Ruvubu Alkaline Plutonic Complex (Burundi): Implications for REE and HFSE mobilities: *Precambrian Research*, v. 269, p. 281–295, doi:10.1016/j.precamres.2015.08.016.
- Decrée, S., P. Boulvais, L. Tack, L. André, and J.-M. Baele, 2016, Fluorapatite in carbonatite-related phosphate deposits: the case of the Matongo carbonatite (Burundi): p. 453–466.
- Deines, P., J. W. Harris, P. M. Spear, and J. J. Gurney, 1989, Nitrogen and ¹³C content of Finsch and Premier diamonds and their implications: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, no. 6, p. 1367–1378, doi:10.1016/0016-7037(89)90069-0.
- Demaiffe, D., 2008, Le magmatisme alcalin et carbonatitique: synthèse sur la province Paléozoïque de Kola (Russie) et caractéristiques générales du massif protérozoïque de Matongo (Burundi): *Bull. Séanc. Acad. R. Sci. Outre-Mer*, v. 54, no. 2, p. 171–196.
- Demaiffe, D., and K. Theunissen, 1979, Données géochronologiques U-Pb et Rb-Sr relatives au complexe archéen de kikuka (Burundi), Rapport annuel: Musée royal de l’Afrique centrale, Tervuren (Belgique), Dépt. Géol. Min., 65–69 p.
- Demartin, F., T. Pilati, V. Diella, S. Donzelli, and C. M. Gramaccioli, 1991, Alpine monazite; further data: *The Canadian Mineralogist*, v. 29, no. 1, p. 61–67.
- Dewaele, S., F. Henjes-Kunst, F. Melcher, M. Sitnikova, R. Burgess, A. Gerdes, M. A. Fernandez, F. D. Clercq, P. Muchez, and B. Lehmann, 2011, Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa): *Journal of African Earth Sciences*, v. 61, no. 1, p. 10–26, doi:10.1016/j.jafrearsci.2011.04.004.
- Dewaele, S., P. Muchez, R. Burgess, and A. Boyce, 2015, Geological setting and timing of the cassiterite vein type mineralization of the Kalima area (Maniema, Democratic Republic of Congo): *Journal of African Earth Sciences*, v. 112, p. 199–212, doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.09.006.

- Dewaele, S., L. Tack, M. Fernandez, A. Boyce, and P. Muchez, 2007, Cassiterite and columbite mineralization in pegmatites of the northern part of the Kibara orogen (Central Africa): the Gatumba area (Rwanda), *in* Proceedings: Irish Association for Economic Geology, p. 1489–1492.
- Dubois, M., 1992, Fluides crustaux : approche expérimentale et analytique. 1) détermination du solvus des systèmes H₂O-MCL (M=Li, K, Rb, Cs) et 2) caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du Diapir Vellave (S-E Massif Central Français).
- Dubois, M., 2003, Les grandes étapes du développement de l'étude des inclusions fluides: Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, v. 3ème série, no. tome 17, p. 1–22.
- von Eckermann, H., H. von Ubisch, and F. E. Wickman, 1952, A preliminary investigation into the isotopic composition of carbon from some alkaline intrusions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 2, no. 3, p. 207–210, doi:10.1016/0016-7037(52)90007-0.
- Elliott, J. E., 1965, The interpretation of the infra-red absorption spectra of some carbonate-containing apatites, *in* Tooth enamel: Its composition, properties, and fundamental structure: Wright, Bristol, U.K., M.V. Stack and RW, p. 20–58.
- Elliott, H. A. L., F. Wall, A. R. Chakhmouradian, P. R. Siegfried, S. Dahlgren, S. Weatherley, A. A. Finch, M. A. W. Marks, E. Dowman, and E. Dedy, 2018, Fenites associated with carbonatite complexes: A review: *Ore Geology Reviews*, v. 93, p. 38–59, doi:10.1016/j.oregeorev.2017.12.003.
- Fallourd, S., M. Poujol, P. Boulvais, J.-L. Paquette, M. de Saint Blanquat, and P. Rémy, 2014, In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example: *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, no. 3, p. 667–682, doi:10.1007/s00531-013-0978-1.
- Fan, H.-R., K.-F. Yang, F.-F. Hu, S. Liu, and K.-Y. Wang, 2016, The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: Controversy and ore genesis: *Geoscience Frontiers*, v. 7, no. 3, p. 335–344, doi:10.1016/j.gsf.2015.11.005.
- Fang, T., Y. Qiu, and X. Qiu, 1996, Carbon and oxygen isotopic characteristics of REE-fluorocarbonate minerals and their genetic implications, Bayan Obo deposit, Inner Mongolia, China: *Chinese Journal of Geochemistry*, v. 15, no. 1, p. 82–86, doi:10.1007/BF03166799.
- Fernandez-Alonso, M., H. Cutten, B. De Waele, L. Tack, A. Tahon, D. Baudet, and S. D. Barritt, 2012, The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): The result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two short-lived far-field compressional events: *Precambrian Research*, v. 216, p. 63–86, doi:10.1016/j.precamres.2012.06.007.
- Fourcade, S., L. Trotignon, P. Boulvais, I. Techer, M. Elie, D. Vandamme, E. Salameh, and H. Khoury, 2007, Cementation of kerogene-rich marls by alkaline fluids released during weathering of thermally metamorphosed marly sediments. Part I: Isotopic (C, O) study of the Khushaym Matruk natural analogue (central Jordan): *Applied Geochemistry*, v. 22, p. 1293–1310.

- Franz, G., G. Andrehs, and D. Rhede, 1996, Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany: *Eur. J. Mineral*, v. 8, p. 1097–1118.
- Gehrig, M., H. Lentz, and E. U. Franck, 1979, Thermodynamic Properties of Water — Carbon Dioxide — Sodium Chloride Mixtures at High Temperatures and Pressures, *in* K. D. Timmerhaus, and M. S. Barber, eds., *High-Pressure Science and Technology: Volume 1: Physical Properties and Material Synthesis / Volume 2: Applications and Mechanical Properties*: Boston, MA, Springer US, p. 539–542, doi:10.1007/978-1-4684-7470-1_69.
- Gérards, J., and D. Ledent, 1970, Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur l'âge de ces roches., *Annales Société Géologique* 93: Belgique, 477–489 p.
- Gilg, H. A., U. Struck, T. Vennemann, and M. Boni, 2003, Phosphoric acid fractionation factors for smithsonite and cerussite between 25 and 72°C Associate editor: M. Kusakabe: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, no. 21, p. 4049–4055, doi:10.1016/S0016-7037(03)00169-8.
- Goldstein, R. H., 2003, Petrographic analysis of fluid inclusions, *in* *Fluid inclusions: analysis and interpretation*: University of Kansas.
- Goldstein, R. H., and T. J. Reynolds (eds.), 1994, *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals: SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, doi:10.2110/scn.94.31.
- Golyshev, S. I., N. L. Padalko, and S. A. Pechenkin, 1981, Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems: *Geochemistry International*, v. 18, p. 85–99.
- Goodenough, K. M., F. Wall, and D. Merriman, 2018, The Rare Earth Elements: Demand, Global Resources, and Challenges for Resourcing Future Generations: *Natural Resources Research*, v. 27, no. 2, p. 201–216, doi:10.1007/s11053-017-9336-5.
- Guo, W., J. L. Mosenfelder, W. A. Goddard, and J. M. Eiler, 2009, Isotopic fractionations associated with phosphoric acid digestion of carbonate minerals: Insights from first-principles theoretical modeling and clumped isotope measurements: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, no. 24, p. 7203–7225, doi:10.1016/j.gca.2009.05.071.
- Haas, J. R., E. L. Shock, and D. C. Sassani, 1995a, Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, no. 21, p. 4329–4350, doi:10.1016/0016-7037(95)00314-P.
- Haas, J. R., E. L. Shock, and D. C. Sassani, 1995b, Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, no. 21, p. 4329–4350, doi:10.1016/0016-7037(95)00314-P.

- Harmer, R. E., and P. A. M. Nex, 2016, Rare Earth Deposits of Africa, *in* Rare earth elements in carbonate-rich melts from mantle to crust: p. 27.
- Hatch, G. P., 2012, Dynamics in the Global Market for Rare Earths: Elements, v. 8, no. 5, p. 341–346, doi:10.2113/gselements.8.5.341.
- Hein, U. F., 1998, The bastnaesite-monazite deposits of Gakara / Burundi: composition of fluid inclusions and genetic implications: C 475.- Hans-Jürgen Behr-Festschrift, Freiberg, p. 95–105.
- Hoefs, J., 2015, Theoretical and Experimental Principles, *in* J. Hoefs, ed., Stable Isotope Geochemistry: Cham, Springer International Publishing, p. 1–46, doi:10.1007/978-3-319-19716-6_1.
- Holtstam, D., U. B. Andersson, C. Broman, and J. Mansfeld, 2014, Origin of REE mineralization in the Bastnäs-type Fe-REE-(Cu-Mo-Bi-Au) deposits, Bergslagen, Sweden: Mineralium Deposita, v. 49, no. 8, p. 933–966, doi:10.1007/s00126-014-0553-0.
- Hsu, L. C., 1992, Synthesis and stability of bastnaesites in a part of the system (Ce,La)-F-H-C-O: Mineralogy and Petrology, v. 47, no. 1, p. 87–101, doi:10.1007/BF01165299.
- Janots, E., A. Berger, E. Gnos, M. Whitehouse, E. Lewin, and T. Pettke, 2012, Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite: Chemical Geology, v. 326, p. 61–71, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.07.014.
- Janots, E., M. Engi, A. Berger, J. Allaz, J.-O. Schwarz, and C. Spandler, 2008, Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C: Journal of Metamorphic Geology, v. 26, no. 5, p. 509–526, doi:10.1111/j.1525-1314.2008.00774.x.
- Johnson, S. P., B. De Waele, D. Evans, W. Banda, F. Tembo, J. A. Milton, and K. Tani, 2007, Geochronology of the Zambezi Supracrustal Sequence, Southern Zambia: A Record of Neoproterozoic Divergent Processes along the Southern Margin of the Congo Craton: The Journal of Geology, v. 115, no. 3, p. 355–374, doi:10.1086/512757.
- Johnson, S. P., T. Rivers, and B. De Waele, 2005, A review of the Mesoproterozoic to early Palaeozoic magmatic and tectonothermal history of south–central Africa: implications for Rodinia and Gondwana: Journal of the Geological Society, v. 162, no. 3, p. 433–450, doi:10.1144/0016-764904-028.
- Jones, A. P., and P. J. Wyllie, 1986, Solubility of rare earth elements in carbonatite magmas, indicated by the liquidus surface in $\text{CaCO}_3\text{Ca}(\text{OH})_2\text{La}(\text{OH})_3$ at 1 kbar pressure: Applied Geochemistry, v. 1, no. 1, p. 95–102, doi:10.1016/0883-2927(86)90040-5.
- Kamunzu, A. B., R. T. Lubala, M. N. Makutu, J.-P. H. Caron, G. Rocci, and P.-J. Vellutini, 1985a, Les complexes alcalins de la région interlacustre à l’est du Zaïre et au Burundi: un exemple de massifs anorogéniques de relaxation: Journal of African Earth Sciences (1983), v. 3, no. 1, p. 151–167, doi:10.1016/0899-5362(85)90033-8.

- Kampunzu, A. B., R. T. Lubala, M. N. Makutu, J.-P. H. Caron, G. Rocci, and P.-J. Vellutini, 1985b, Les complexes alcalins de la région interlacustre à l'est du Zaïre et au Burundi: un exemple de massifs anorogéniques de relaxation: *Journal of African Earth Sciences* (1983), v. 3, no. 1, p. 151–167, doi:10.1016/0899-5362(85)90033-8.
- Kampunzu, A. B., M. N. Makutu, G. Rocci, J. Kramers, F. Pineau, I. Louaradi, and F. Tembo, 1997, Neoproterozoic Alkaline and Carbonatite Magmatism Along the Western Rift in Central-Eastern Africa: Break-up of Rodinia Supercontinent and Reconstruction of Gondwana: *Gondwana Research*, v. 1, no. 1, p. 155–156, doi:10.1016/S1342-937X(05)70020-4.
- Kempe, U., B. Lehmann, D. Wolf, N. Rodionov, K. Bombach, U. Schwengfelder, and A. Dietrich, 2008, U–Pb SHRIMP geochronology of Th-poor, hydrothermal monazite: An example from the Llallagua tin-porphyry deposit, Bolivia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 72, no. 17, p. 4352–4366, doi:10.1016/j.gca.2008.05.059.
- Kiraranganya, A., 1984, Etude des minéralisations en terres rares du gisement de Gakara en vue de leur valorisation rationnelle: Université Libre de Bruxelles, p. 192p.
- Klerkx, J., J. Lavreau, and W. Claessens, 1986, Crustal evolution of the northern Kibaran belt, eastern and central Africa: *Tectonics* (Sous presse).
- Klerkx, J., J. Lavreau, and W. Claessens, 1987, Crustal evolution of the northern Kibaran Belt, eastern and central Africa, *in* Proterozoic Lithospheric Evolution: America, Kröner, A., p. 217–233.
- Klerkx, J., J. Lavreau, J. P. Liégeois, and K. Theunissen, 1984, Granitoïdes kibariens précoces et tectonique tangentielle au Burundi. Magmatisme bimodal lié à une distension crustale., *in* Géologie africaine-African geology: Tervuren, Klerkx, J., Michot, J. (Eds).
- Kokonyangi, J., R. Armstrong, A. B. Kampunzu, M. Yoshida, and T. Okudaira, 2004, U–Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt: *Precambrian Research*, v. 132, no. 1, p. 79–106, doi:10.1016/j.precamres.2004.02.007.
- Kokonyangi, J. W., A. B. Kampunzu, R. Armstrong, M. Yoshida, T. Okudaira, M. Arima, and D. A. Ngulube, 2006, The Mesoproterozoic Kibaride belt (Katanga, SE D.R. Congo): *Journal of African Earth Sciences*, v. 46, no. 1, p. 1–35, doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.01.017.
- Kokonyangi, J., T. Okudaira, A. B. Kampunzu, and M. Yoshida, 2001, Geological Evolution of the Kibarides Belt, Mitwaba, Democratic Republic of Congo, Central Africa: *Gondwana Research*, v. 4, no. 4, p. 663–664, doi:10.1016/S1342-937X(05)70460-3.
- Kramm, U., H. V. Maravic, and G. Morteani, 1997, Neodymium and Sr isotopic constraints on the petrogenetic relationships between carbonatites and cancrinite syenites from the Lueshe Alkaline Complex, east Zaire: *Journal of African Earth Sciences*, v. 25, no. 1, p. 55–76, doi:10.1016/S0899-5362(97)00062-6.
- Kröner, A., and R. J. Stern, 2005, Pan-African Orogeny: Amsterdam, AFRICA.

- Kubanza, M., 2017, Ground Gravity Survey over the Kiyenzi Target: Interpretation Report, Internal report: Republic of Burundi, Rainbow rare earths, Gakara Rare Earths Exploration Project, Burundi, 43 p.
- Kubanza, M., 2018, Ground Gravity Survey over the Murambi-South and Gomvyi Targets: Interpretation Report, Internal report: Republic of Burundi, Rainbow rare earths, Gakara Rare Earths Project, Burundi, 45 p.
- Kubanza, M., 2012, Ground gravity survey, processing and interpretation, Internal report: Republic of Burundi, Rainbow rare earths, Gakara rare earths project, 48 p.
- Kubanza, M., 2013, Ground Magnetic Survey, Processing and Interpretation, Internal report: Republic of Burundi, Rainbow rare earths, Gakara rare earths project.
- Lagache, M., and A. Weisbrod, 1977, The system: Two alkali feldspars-KCl-NaCl-H₂O at moderate to high temperatures and low pressures: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 62, no. 1, p. 77–101, doi:10.1007/BF00371028.
- Lai, X., X. Yang, Y. Liu, and Z. Yan, 2016, Genesis of the Bayan Obo Fe–REE–Nb deposit: Evidences from Pb–Pb age and microanalysis of the H8 Formation in Inner Mongolia, North China Craton: Journal of Asian Earth Sciences, v. 120, p. 87–99, doi:10.1016/j.jseaes.2016.01.024.
- Lattanzi, P., 1991, Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits: European Journal of Mineralogy, v. 3, no. 4, p. 689–701.
- Le Bas, M. J., 1981, Carbonatite magmas: Mineral. Mag, p. 133–140.
- Le Bas, M. J., 1987, Nephelinites and carbonatites, *in* Alkaline igneous rocks: London (UK), Fitton JG, Upton BGJ, p. 53–83.
- Le Bas, M. J., J. Aspden, and A. R. Woolley, 1977, Contrasting Sodic and Potassic Glassy Inclusions in Apatite Crystals from an Ijolite: JI.petro 18.
- Lee, W.-J., and P. J. Wyllie, 1998, Processes of Crustal Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility and Differentiation, Elucidated by Model Systems: Journal of Petrology, v. 39, no. 11–12, p. 2005–2013, doi:10.1093/petroj/39.11-12.2005.
- Lehmann, B., S. Nakai, A. Höhndorf, J. Brinckmann, P. Dulski, U. F. Hein, and A. Masuda, 1994, REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in the western Rift Valley: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, no. 2, p. 985–992, doi:10.1016/0016-7037(94)90520-7.
- Liégeois, K. Theunissen, E. Nzogibwami, and J. Klerkx, 1982, Granitoïdes syncinématiques kibariens au Burundi: étude pétrographique, géochimique et géochronologique préliminaire: Annales de la Société géologique de Belgique.
- Liégeois, J. P., Karel Theunissen, E. Nzogibwami, and J. Klerkx, 1982, Granitoïdes syncinématiques kibariens au Burundi: étude pétrographique, géochimique et géochronologique préliminaire: Annales de la Société géologique de Belgique.

- Liégeois, J. P., K. Theunissen, E. Nzojibwami, and J. Klerkx, 1982, Granitoïdes syncinématiques kibariens au Burundi: pétrographie, géochimie et géochronologie préliminaire: *Annales de la Société Géologique de Belgique*, no. 105, p. 345–356.
- Liu, Y., Z. Chen, Z. Yang, X. Sun, Z. Zhu, and Q. Zhang, 2015, Mineralogical and geochemical studies of brecciated ores in the Dalucao REE deposit, Sichuan Province, southwestern China: *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 613–636, doi:10.1016/j.oregeorev.2015.03.006.
- Liu, S., H.-R. Fan, K.-F. Yang, F.-F. Hu, B. Rusk, X. Liu, X.-C. Li, Z.-F. Yang, Q.-W. Wang, and K.-Y. Wang, 2018, Fenitization in the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit: Implication for REE mineralization: *Ore Geology Reviews*, v. 94, p. 290–309, doi:10.1016/j.oregeorev.2018.02.006.
- Lottermoser, B. G., 1992, Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes: *Ore Geology Reviews*, v. 7, no. 1, p. 25–41, doi:10.1016/0169-1368(92)90017-F.
- Mannucci, G., V. Diella, and C. M. Gramaccoli, 1986, A comparative study of some pegmatitic and fissuremonazite from the Alps: *Canadian Mineralogist* Vol. 24, pp. 469–474, v. 24, p. 469–474.
- Maravic, H. v., and G. Morteani, 1980, Petrology and geochemistry of the carbonatite and syenite complex of Lueshe (N.E. Zaire): *Lithos*, v. 13, no. 2, p. 159–170, doi:10.1016/0024-4937(80)90017-1.
- Maravic, H. v., G. Morteani, and G. Roethe, 1989, The cancrinite-syenite/carbonatite complex of Lueshe, Kivu/NE-Zaire: petrographic and geochemical studies and its economic significance: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 9, no. 2, p. 341–355, doi:10.1016/0899-5362(89)90077-8.
- McLelland, J., J. Morrison, B. Selleck, B. Cunningham, C. Olson, and K. Schmidt, 2002, Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss, Adirondack Mountains, New York: Origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, no. 1, p. 175–190, doi:10.1046/j.0263-4929.2001.00345.x.
- Midende, G., 1984, La carbonatite de Matongo (Burundi): Etude pétrologique, minéralogique et géochimique, Unpublished PhD thesis: Belgique, Université Libre de Bruxelles, 318 p.
- Midende, G., P. Boulvais, L. Tack, F. Melcher, A. Gerdes, S. Dewaele, D. Demaiffe, and S. Decrée, 2014, Petrography, geochemistry and U–Pb zircon age of the Matongo carbonatite Massif (Burundi): Implication for the Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 100, p. 656–674, doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.08.010.
- Migdisov, A., A. E. Williams-Jones, J. Brugger, and F. A. Caporuscio, 2016, Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations: *Chemical Geology*, v. 439, p. 13–42, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.06.005.

- Mitchell, R. H., 2005, Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites: The Canadian Mineralogist, v. 43, no. 6, p. 2049–2068, doi:10.2113/gscanmin.43.6.2049.
- Mitchell, A. H. G., and M. S. Garson, 1981, Mineral Deposits and Global Tectonic Settings: Academic Press, 432 p.
- Moldoveanu, G. A., and V. G. Papangelakis, 2012, Recovery of rare earth elements adsorbed on clay minerals: I. Desorption mechanism: Hydrometallurgy, v. 117–118, p. 71–78, doi:10.1016/j.hydromet.2012.02.007.
- Moody, J. B., J. E. Jenkins, and D. Meyer, 1985, An Experimental Investigation of the Albitization of Plagioclase: Canadian Mineralogist, v. 23, p. 583–596.
- Moon, K. J., 1991, Application of fluid inclusions in mineral exploration: Journal of Geochemical Exploration, v. 42, no. 1, p. 205–221, doi:10.1016/0375-6742(91)90068-6.
- Morad, S., M. a. K. El-Ghali, M. A. Caja, M. Sirat, K. Al-Ramadan, and H. Mansurbeg, 2010, Hydrothermal alteration of plagioclase in granitic rocks from Proterozoic basement of SE Sweden: Geological Journal, v. 45, no. 1, p. 105–116, doi:10.1002/gj.1178.
- Muchez, P., N. Hulsbosch, and S. Dewaele, 2015, Factors Controlling the Occurrence of Ta-Nb-Sn Pegmatites in the Gatumba Area (Rwanda): Implications for Exploration: . Proceedings, v. 2, p. 5.
- Nakai, S., A. Masuda, and B. Lehmann, 1988, La-Ba dating of bastnaesite: Chemical Geology, v. 70, no. 1, p. 12, doi:10.1016/0009-2541(88)90211-2.
- Ngwenya, B. T., 1994, Hydrothermal rare earth mineralisation in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, no. 9, p. 2061–2072, doi:10.1016/0016-7037(94)90285-2.
- Ntiharirizwa, S., P. Boulvais, M. Pujol, Y. Branquet, C. Morelli, J. Ntungwanayo, and G. Midende, 2018, Geology and U-Th-Pb Dating of the Gakara REE Deposit, Burundi: Minerals, v. 8, p. 394, doi:10.3390.
- Nzajibwami, E., 1987, Le Précambrien cristallin de la région de Bujumbura (Burundi), Unpublished PhD thesis: Belgium, Université de Liège, 232 p.
- Olson, J. C., D. R. Shawe, L. C. Pray, and W. N. Sharp, 1954, Rare-Earth Mineral Deposits of the Mountain Pass District San Bernardino County California: p. 91.
- Orville, P. M., 1963, Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases: American Journal of Science, v. 261, no. 3, p. 201–237, doi:10.2475/ajs.261.3.201.
- Pearson, R. G., 1963, Hard and Soft Acids and Bases: Journal of the American Chemical Society, v. 85, no. 22, p. 3533–3539.
- Petersson, J., and T. Eliasson, 1997, Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden: Lithos, v. 42, no. 1, p. 123–146, doi:10.1016/S0024-4937(97)00040-6.

- Pirajno, F., 1992, Alkali Metasomatism and Related Mineral Deposits, *in* Hydrothermal Mineral Deposits: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, p. 247–279, doi:10.1007/978-3-642-75671-9_9.
- Plümper, O., and A. Putnis, 2009, The Complex Hydrothermal History of Granitic Rocks: Multiple Feldspar Replacement Reactions under Subsolidus Conditions: *Journal of Petrology*, v. 50, no. 5, p. 967–987, doi:10.1093/petrology/egp028.
- Pohl, W., 1994, Metallogeny of the northeastern Kibara belt, Central Africa—Recent perspectives: *Ore Geology Reviews*, v. 9, no. 2, p. 105–130, doi:10.1016/0169-1368(94)90024-8.
- Pyle, J. M., F. S. Spear, J. T. Cheney, and G. Layne, 2005, Monazite ages in the Chesham Pond Nappe, SW New Hampshire, U.S.A.: Implications for assembly of central New England thrust sheets: *American Mineralogist*, v. 90, no. 4, p. 592–606, doi:10.2138/am.2005.1341.
- Ramelot, R., and Lambeau, 1968, Gisement de terres rares de la Karonge, Rapport technique de mission: Bujumbura, Burundi.
- Randive, K. R., K. R. Hari, M. L. Dora, D. B. Malpe, and A. A. Bhondwe, 2014, Study of Fluid Inclusions: Methods, Techniques and Applications: v. 29, no. 1 and 2, p. 19–28.
- Rankin, A. H., 2005, Carbonatite-associated rare metal deposits: composition and evolution of ore-forming fluids—the fluid inclusion evidence, Short Course Notes 17: Geological Association of Canada, 299–314 p.
- Rankin, A. H., 1975, Fluid inclusion studies in apatite from carbonatites of the Wasaki area of western Kenya: *Lithos*, v. 8, no. 2, p. 123–136, doi:10.1016/0024-4937(75)90020-1.
- Rankin, A. H. (Andy H., 1973, Fluid inclusion studies in apatite from some East African carbonatites and ijolites.: ProQuest.
- Rankin, A. H., 1977, Fluid-inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of eastern Uganda: *Mineralogical Magazine*, v. 41, no. 318, p. 155–164, doi:10.1180/minmag.1977.041.318.02.
- Rasmussen, B., and J. R. Muhling, 2007, Monazite begets monazite: evidence for dissolution of detrital monazite and reprecipitation of syntectonic monazite during low-grade regional metamorphism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no. 6, p. 675–689, doi:10.1007/s00410-007-0216-6.
- Roedder, E., 1979a, Fluid inclusions as sample of ore fluids, *in* *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: New York, Hubert L. Barnes, p. 684–737.
- Roedder, E., 1979b, Fluid inclusions as samples of ore fluids: p. 684–737.
- Roedder, E., 1981, Problems in the Use of Fluid Inclusions to Investigate Fluid-Rock Interactions in Igneous and Metamorphic Processes: *Fortschritte Der Mineralogie*, v. 59, no. 2, p. 267–302.

- Roedder, E. W., 1958, Technique for the extraction and partial chemical analysis of fluid-filled inclusions from minerals: *Economic Geology*, v. 53, no. 3, p. 235–269, doi:10.2113/gsecongeo.53.3.235.
- Roedder, E., and R. J. Bodnar, 1980, Geologic Pressure Determinations from Fluid Inclusion Studies: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 8, no. 1, p. 263–301, doi:10.1146/annurev.ea.08.050180.001403.
- Rosenbaum, J., and S. M. F. Sheppard, 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, no. 6, p. 1147–1150, doi:10.1016/0016-7037(86)90396-0.
- Rubie, D. C., and W. D. Gunter, 1983, The role of speciation in alkaline igneous fluids during fenite metasomatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 82, no. 2, p. 165–175, doi:10.1007/BF01166611.
- Rumvegeri, B. T., 1991, Tectonic significance of Kibaran structures in Central and Eastern Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 13, no. 2, p. 267–276.
- Rusk, B. G., M. H. Reed, and J. H. Dilles, 2008, Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana: *Economic Geology*, v. 103, no. 2, p. 307–334, doi:10.2113/gsecongeo.103.2.307.
- Samson, I., A. Andersson, and D. D. Marshall, 2003, Fluid inclusions: analysis and interpretation: Samson, I., Anderson, A., & Marshall, D. D., *Mineralogical Association of Canada*.
- Sanematsu, K., and Y. Watanabe, 2016, Characteristics and genesis of ion adsorption-type rare earth element deposits, *in* Rare earth and critical elements in ore deposits: Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists., P. Verplanck & M. Hitzman, *Economic Geology*, p. 55–79.
- Sharma, S. D., D. J. Patil, and K. Gopalan, 2002, Temperature dependence of oxygen isotope fractionation of CO₂ from magnesite-phosphoric acid reaction: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, no. 4, p. 589–593, doi:10.1016/S0016-7037(01)00833-X.
- Sharma, S. K., and T. Sharma, 1969, Oxygen isotope fractionation factor between CO₂ and CO₂–: *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Physics*, v. 2, no. 4, p. 367–371, doi:10.1016/0020-7381(69)80031-8.
- Simandl, G. J., and S. Paradis, 2018, Carbonatites: related ore deposits, resources, footprint, and exploration methods: *Applied Earth Science*, v. 127, no. 4, p. 123–152, doi:10.1080/25726838.2018.1516935.
- Sini, A., 2003, Geological Survey of Finland, Current Research 2001-2002: Sini Autio, Geological Survey of Finland.
- Skinner, B. J., 1979, Hydrothermal Mineral Deposits: What We Do And D'ont Know?, *in* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: Hubert L. Barnes, p. 1–29.
- Smith, M. P., L. S. Campbell, and J. Kynicky, 2015, A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe–REE–Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes

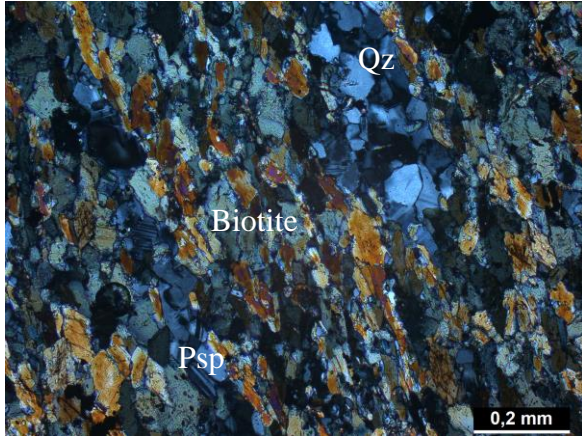
- and outstanding questions: *Ore Geology Reviews*, v. 64, p. 459–476, doi:10.1016/j.oregeorev.2014.03.007.
- Smith, M. P., K. Moore, D. Kavecsánszki, A. A. Finch, J. Kynicky, and F. Wall, 2016, From mantle to critical zone: A review of large and giant sized deposits of the rare earth elements: *Geoscience Frontiers*, v. 7, no. 3, p. 315–334, doi:10.1016/j.gsf.2015.12.006.
- Steenkamp, B., and T. Le Roux, 2018, REE Target selection from the NRG1725 Helicopter Mag-Rad survey, Internal report: Bujumbura, Rainbow rare earths, Gakara Rare Earths Exploration Project, Burundi, 26 p.
- Tack, L., P. De Paepe, S. Deutsch, and J. P. Liégeois, 1984, The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western rift., *in African Geology*: Klerkx, J., Michot, J. (Eds), p. 91–114.
- Tack, L., A. Deblond, P. De Paepe, J. C. Duchesne, and J. P. Liégeois, 1996, Proterozoic alignments of alkaline plutons revealing lithospheric discontinuities : evidence from Eastern Africa, *in Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts*: Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, Belgium, Demaiffe D., p. 219–226.
- Tack, L., J. P. Liégeois, A. Deblond, and J. C. Duchesne, 1994, Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi): *Precambrian Research*, v. 68, no. 3, p. 323–356, doi:10.1016/0301-9268(94)90036-1.
- Tack, L., M. T. D. Wingate, B. De Waele, J. Meert, E. Belousova, B. Griffin, A. Tahon, and M. Fernandez-Alonso, 2010, The 1375Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime: *Precambrian Research*, v. 180, no. 1, p. 63–84, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.022.
- Taylor, H. P., J. Frechen, and E. T. Degens, 1967, Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, no. 3, p. 407–430, doi:10.1016/0016-7037(67)90051-8.
- Theunissen, K., 1988, Kibaran Thrust Fold Belt (D1-2) and Shear Belt (D2’): TU Braunschweig and RMCA, Tervuren, p. 55–64.
- Theunissen, K., 1989, On the Rusizian Basement Rise in the Kibaran Belt of Northern Lake Tanganyika, *in Collision Belt Geometry or Restraining Bend Emplaced in Later Kibaran Strike Slip Environment*: p. 85–92.
- Thoreau, J., B.-M. Aderca, and L. Van Wambeke, 1958, Le gisement de terres rares de la Karonge (Urundi): *Académie royale des sciences d’outre-mer*, p. P.715.
- Van den Haute, P., 1986, Sphene fission-track dating of a precambrian alkaline pluton in Burundi (Central Africa): *Terra Cognita*, v. 6, p. 185.
- Van den Kerkhof, A. M., and U. F. Hein, 2001, Fluid inclusion petrography: *Lithos*, v. 55, no. 1, p. 27–47, doi:10.1016/S0024-4937(00)00037-2.

- Van Straaten, 1989, Nature and structural relationships of carbonatites from southwest and west Tanzania, *in* Carbonatites, genesis, and evolution: Unwin Hyman, Bell K., p. 177–199.
- Van Wambeke, L., 1977a, The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical data and origin of the mineralization: *Mineralium Deposita*, v. 12, no. 3, p. 373–380, doi:10.1007/BF00206173.
- Van Wambeke, L., 1977b, The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical data and origin of the mineralization: *Mineralium Deposita*, v. 12, no. 3, p. 373–380, doi:10.1007/BF00206173.
- Verplanck, B. S. Van Gosen, R. R. Seal, and A. E. McCafferty, 2014, A Deposit Model for Carbonatite and Peralkaline Intrusion-Related Rare Earth Element Deposits, Scientific Investigations Report 2010–5070–J: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey, Mineral Deposit Models for Resource Assessment, 72 p.
- Wall, F., and A. N. Mariano, 1996, Rare earth minerals in carbonatites: A discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi, *in* Rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits: London, A. P. Jones, F. Wall & C. T. Williams, p. 193–226.
- Wilkinson, J. J., 2001a, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, no. 1, p. 229–272, doi:10.1016/S0024-4937(00)00047-5.
- Wilkinson, J. J., 2001b, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, no. 1, p. 229–272, doi:10.1016/S0024-4937(00)00047-5.
- Williams-Jones, A. E., A. A. Migdisov, and I. M. Samson, 2012, Hydrothermal Mobilisation of the Rare Earth Elements – a Tale of “Ceria” and “Yttria”: *Elements*, v. 8, no. 5, p. 355–360, doi:10.2113/gselements.8.5.355.
- Williams-Jones, A. E., I. M. Samson, and G. R. Olivo, 2000, The Genesis of Hydrothermal Fluorite-REE Deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico: *Economic Geology*, v. 95, no. 2, p. 327–341, doi:10.2113/gsecongeo.95.2.327.
- Wood, S. A., 1990, The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters: *Chemical Geology*, v. 82, p. 159–186, doi:10.1016/0009-2541(90)90080-Q.
- Woolley, A. R., 2001, Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 3: Africa: Geological Society of London, p. 372.
- Woolley, A. R., 1987, Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites, Malawi: *Journal of African Earth Sciences* (1983), v. 6, no. 6, p. 891–898, doi:10.1016/0899-5362(87)90048-0.
- Woolley, A. R., and B. A. Kjarsgaard, 2008, Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: evidence from a global database: *The Canadian Mineralogist*, v. 46, no. 4, p. 741–752, doi:10.3749/canmin.46.4.741.

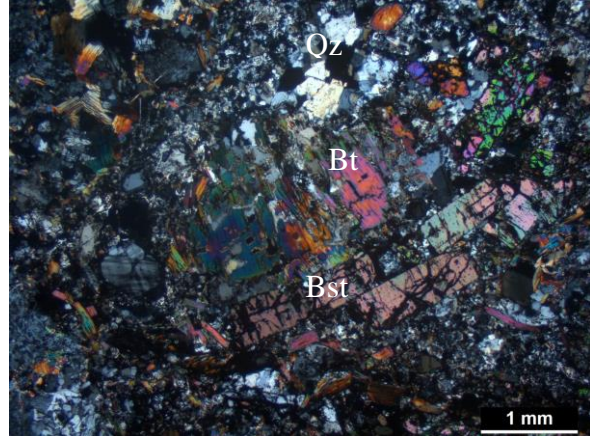
- Wu, C., 2008, Bayan Obo Controversy: Carbonatites versus Iron Oxide-Cu-Au-(REE-U): *Resource Geology*, v. 58, no. 4, p. 348–354, doi:10.1111/j.1751-3928.2008.00069.x.
- Wyllie, P. J., 1989, Origin of Carbonatites: Evidence from Phase Equilibrium Studies, *in* K. Bell, ed., *Carbonatites: genesis and evolution*: London, Unwin Hyman, p. 500–545.
- Wyllie, P. J., and W.-L. Huang, 1976, Carbonation and melting reactions in the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 54, no. 2, p. 79–107, doi:10.1007/BF00372117.
- Xie, Y., Z. Hou, S. Yin, S. C. Dominy, J. Xu, S. Tian, and W. Xu, 2009, Continuous carbonatitic melt–fluid evolution of a REE mineralization system: Evidence from inclusions in the Maoniuping REE Deposit, Western Sichuan, China: *Ore Geology Reviews*, v. 36, no. 1, p. 90–105, doi:10.1016/j.oregeorev.2008.10.006.
- Xu, C., J. Kynický, M. P. Smith, A. Kopriva, M. Brtnický, T. Urubek, Y. Yang, Z. Zhao, C. He, and W. Song, 2017, Origin of heavy rare earth mineralization in South China: *Nature Communications*, v. 8, p. 14598, doi:10.1038/ncomms14598.
- Xu, C., L. Wang, W. Song, and M. Wu, 2010, Carbonatites in China: A review for genesis and mineralization: *Geoscience Frontiers*, v. 1, no. 1, p. 105–114, doi:10.1016/j.gsf.2010.09.001.
- Yang, X.-M., X.-Y. Yang, Y.-F. Zheng, and M. J. Le Bas, 2003, A rare earth element-rich carbonatite dyke at Bayan Obo, Inner Mongolia, North China: *Mineralogy and Petrology*, v. 78, no. 1–2, p. 93–110, doi:10.1007/s00710-002-0220-5.
- Yao, K. F. E., 2014, Albitisation et oxydation des roches granitoïdes en relation avec la paléosurface triasique des Sudètes (SW Pologne): *École nationale supérieure des mines de Paris et Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy à Varsovie, Pologne*, 168 p.
- York, D., 1969, Least-squares fitting of a straight line with corrected errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 8, p. 320–324.
- Zhongxin, Y., B. Ge, W. Chenyu, Z. Zhongqin, and Y. Xianjiang, 1992, Geological features and genesis of the Bayan Obo REE ore deposit, Inner Mongolia, China: *Applied Geochemistry*, v. 7, no. 5, p. 429–442, doi:10.1016/0883-2927(92)90004-M.
- Zhu, X. K., and R. K. O’Nions, 1999, Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 137, no. 4, p. 351–363, doi:10.1007/s004100050555.
- Zindler, A., and S. Hart, 1986, Chemical geodynamics: *Ann. Rev Earth Planet. Sci.*, no. 14, p. 493–571.

ANNEXES

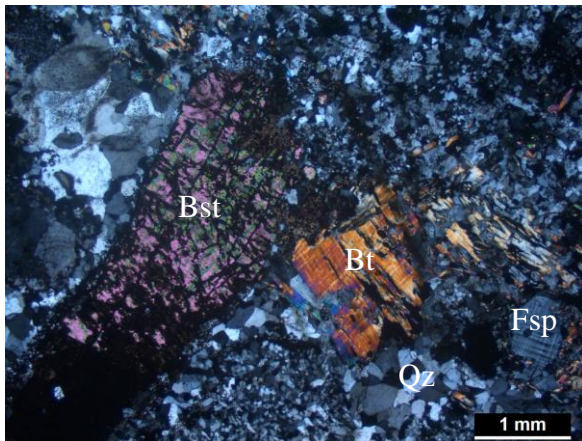
Annexe A. Planches photos des analyses pétrographiques



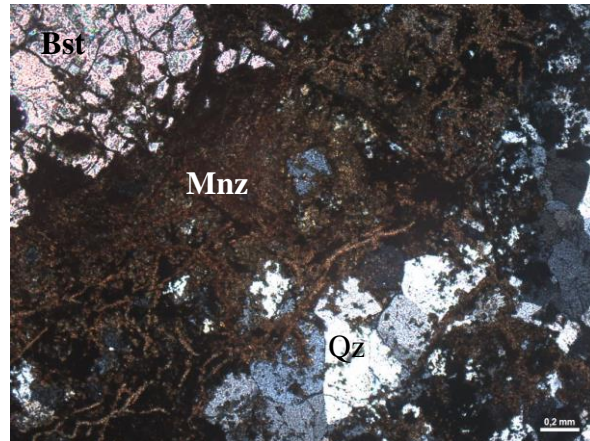
Encaissant de la minéralisation, orthogneiss riche en biotite



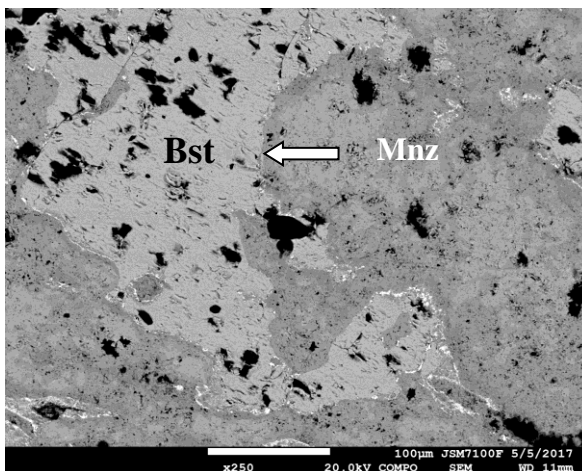
Brèche polygénique avec clastes de bastnaésite et de l'encaissant



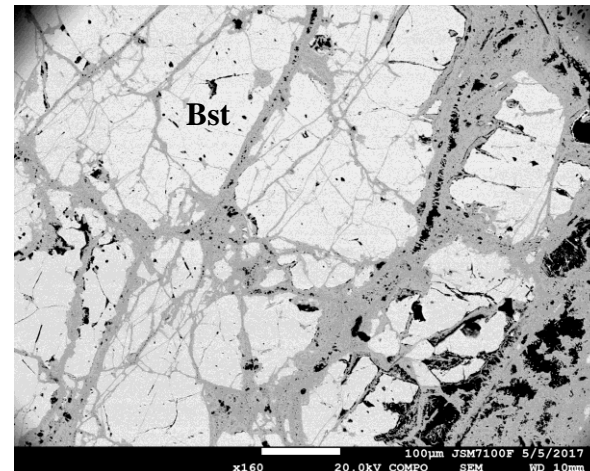
Veine de bastnaésite recoupant une pegmatite à Fsp+Qz+biotite



Monazitization de la bastnaésite et de l'encaissant



Remplacement progressive de la bastnaésite par la monazite



Segmentation et remplacement de la bastnaésite par la monazite

Annexe B. Résultats EDS des échantillons d'aprites albitisées de la région de Gakara

1. Composition chimique des échantillons de Kiyenzi

Memo	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Sc	Ti	Cr	Fe	Zr	Total(Mass%)
1	39,99				0,12							59,31	0,58			100
2	39,27				0,22							60,51				100
3	40,28				0,15							59,09	0,49			100
4	41,19											58,81				100
5	33,89				14,66										51,45	100
6	45,57		20,5		32,93								1			100
7	46,13	9,3		10,42	33,54					0,61				1		100
8	46,39		20,33	0,45	31,83									1		100
9	45,88	9,25		10,68	33,46					0,73						100
10	40,46				0,13							59,41				100
11	33,46				14,68										51,87	100
12	46,24	9,23		10,47	33,18					0,88						100
13	45,06	7,99		9,46	30,75					0,59					6,16	100
14	37,97				0,16							61,88				100
15	40,32			2,6	5,02	0,86						45,46	0,97	4,77		100
16	53,17			5,12	9,27	0,57						26,55	0,53	4,78		100
17	41,41	11,11	3,12	0,71	37,79		0,2			5,67						100
18	41,54				0,16							58,31				100
19	43,29			0,42	12,62					0,18	0,57				42,92	100
20	34,18				14,37										51,44	100
21	44,78		0,13		0,15							54,94				100
22	49,56	1,43	5,9	2,13	14,24							26,15		0,58		100
23	67,62				1,03	0,92		1,27				27,6		1,55		100
24	41,93				0,15							57,92				100
25	41,32											58,68				100
26	41,35											58,65				100
27	40,18				0,14							59,04	0,64			100
28	44,92			1,26	1,8							51,52	0,5			100
29	45,91	9,28		10,53	33,6					0,68						100
30	46,15	9,5		10,18	33,79					0,38						100
31	46,36	9,31		10,17	33,7					0,45						100
32	40,3											59,7				100
33	40,45											59,06	0,49			100
34	45,85	9,21		10,57	33,41					0,96						100
35	32,81				14,73										52,45	100
36	47,64	0,56		2,04	4,07	0,25			0,56			43,98		0,9		100
37	45,18	9,46		10,62	34,2					0,54						100
38	45,59	9,27		10,71	33,53					0,89						100
39	45,3	9,32		10,53	34,09				0,12	0,64						100
40	45,22	9,57		10,62	34,03					0,56						100
41	40,12				0,15							59,08	0,65			100
42	42,83			3,03	6,34	0,52	0,26					43,86		3,16		100
43	37,15											62,85				100
44	40,15											59,85				100
45	43,76	0,28			0,27							55,69				100
46	41,24			0,13	0,15							58,48				100
47	45,9	0,19		1,3	0,93	1,26						46,11	0,55	3,77		100
48	50,49			2,43	6,33	0,34						36,43	0,36	3,62		100
49	46,18	9,59		10,26	33,63					0,35						100
50	40,8				0,16							59,04				100
51	36,65			0,29	13,23					0,19	0,45				49,19	100
52	41,3											58,7				100
53	42,93				0,15							56,92				100
54	34,75	2,22		1,67	4,45											100
55	40,07	0,28										59,65				100
56	39,76											59,64	0,6			100
57	41,29											58,71				100
58	46,19	9,4		10,34	33,42					0,66						100
59	46,85	9,37		10,33	32,91					0,55						100
60	41,32			0,5	1,74							54,09	0,71	0,99	0,65	100
61	46,53	9,43		10,05	33,61					0,37						100
62	47,48		20,09		31,57									0,86		100
63	45,95	9,14		10,75	33,24					0,92						100

2. Composition chimique des échantillons de Gashirwe

Memo	O	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Fe	Zr	Total(Mass%)
1	34,51				14,48											51	100
2	44,45	0,28		1,24	1,37	1,07						49,16		1,33	1,1		100
3	45,37			1,27	1,33	1,21						48,84		1,24	0,74		100
4	44,45	4,19		3,58	18,58											29,2	100
5	36,04	0,06		0,16	14,3											49,44	100
6	38,43	1,23		0,99	15,1											44,25	100
7	37,29				14,39											48,32	100
8	46,1	9,88		9,98	34,04												100
9	45	9,15		10,15	35,7												100
10	40,29			1,39	1,37	1,24						53,41		1,4	0,9		100
11	44,03			0,57	2,43	0,55						50,32		1,27	0,83		100
12	44,16			1,07	3,23	1,07						48,38		1,1	1		100
13	47,12			0,79	1,99	0,45						47,84		1,05	0,75		100
14	47,73			0,34	8,09	0,37						41,8		0,76	0,91		100
15	47,18			0,64	4,85	0,64						44,49		0,9	1,3		100
16	43,76			1,3	1,47	1,15						49,98		1,25	1,08		100
17	36,93	0,35		0,62	2,37	0,63						55,68	1,52	0,94	0,95		100
18	45,34			0,78	1,95	0,44						49,6		0,99	0,91		100
19	51,73			0,84	7,24	0,49						37,63		0,76	1,31		100
20	48,53	2,68		3,44	8,99	0,81						34,09		0,86	0,6		100
21	43,75			1,19	2,82	0,85		0,17				48,5		1,18	1,55		100
22	45,51	9,87		10,21	34,42												100
23	45,41	9,84		10,23	34,52												100
24	45,7	9,82		10,19	34,29												100
25	46,09	10,08		10,01	33,82												100
26	35,49				14,4						0,19					49,92	100
27	34,72	0,37		0,21	14,24											50,46	100
28	45,07	9,76		10,24	34,82					0,12							100
29	46,08	9,71		10,11	33,95					0,15							100
30	45,36	9,72		10,1	34,82												100
31	46,12	9,94		10,19	33,75												100
32	45,58	9,58		10,23	34,4					0,2							100
33	45,69	9,76		10,21	34,22					0,13							100
34	34,62				14,4											50,98	100
35	35,49				14,37											50,13	100
36	21,1	3,77		2	7,46			31,21	34,46								100
37	16,67	4,52		4,38	16,69			27,66	30,09								100
38	45,32	10,95		9,89	33,23				0,45	0,16							100
39	45,02	11,36		9,5	32,03				2,09								100
40	44,89	11,31		9,61	32,5				1,68								100
41	45,89	9,71		10,12	34,05					0,22							100
42	43,44	12,36		9,23	32,07		0,12	0,26	2,04	0,49							100
43	46,02	6,13	3,67	9,89	19,51					0,2					14,56		100
44	30,27	14,35		9,62	33,24			9,51	3								100
45	39,68				0,23							60,09					100
46	42,42	0,44		0,5	1,33							54,34		0,96			100
47	43,03	0,94		1,2	3,05							50,57		0,72	0,49		100
48	39,75	0,79		0,22	0,61							57,51		1,12			100
49	48,09	2,37	13,17	3,8	32,57												100
50	46,01	9,62		10,06	34,1					0,21							100
51	46,04	9,71		10,16	34,09												100
52	46,1	9,64		10,04	34,03					0,18							100
53	46,44	9,98		9,93	33,65												100

Annexe C. Les données géophysiques sur d'autres sites

1. Levé gravimétrique au sol

Afin d'accroître les ressources au-delà du site minier de Gasagwe, deux perspectives sont actuellement ciblées, à savoir Murambi-Sud et Gomvyi. Une étude gravimétrique détaillée de ces prospects a été réalisée au mois de juillet 2018, dans le but de faciliter la détection et la traçabilité de la continuité latérale possible des quelques veines de terres rares connues dans des zones dépourvues d'affleurements géologiques. En fait, les blocs visés sont les prolongements de levés gravimétriques d'orientation menés en 2012 dans le but d'établir la continuité probable des systèmes de veines sur des centaines de mètres d'étendue latérale à partir d'occurrences connues de veines.

1.1. Paramètres géologiques et minéralisation

La géologie régionale des zones cibles est essentiellement dominée par les métasédiments de Karinzi (Figure C.1). Dans le prospect de Murambi, les lithologies rencontrées sont principalement des gneiss intrudés à grande échelle par des pegmatites à muscovite. En raison de l'épaisseur importante du mort-terrain, des affleurements de roches encaissantes se rencontrent le long des routes et des tranchées existantes où ils sont très altérés, voire complètement altérés. Les roches mafiques sont présentes sous forme de sills et de dykes d'extension limitée du côté de la formation de Karinzi. La tendance générale apparente des veines de terres rares dans le prospect de Murambi varie entre N130 et N160, avec un pendage vers l'ouest, de manière sub-parallèle à la topographie. Les veines minéralisées connues dans ce prospect sont encaissées dans des roches gneissiques et des pegmatites le long des fractures.

1.2. Spécifications de l'enquête et disposition de la grille

Sur chaque site, les lignes de levé ont été orientées perpendiculairement à la direction générale probable des quelques veines connues. À Murambi-Sud, les lignes de levé étaient orientées NE-SW afin de couper la tendance probable des veines NW-SE dans la zone cible. Des lignes de 60 m de long ont été relevées avec un espacement de 30 m et 1 m entre les stations. La figure C.2 présente le contour de la grille de sondage de la zone cible de Murambi-Sud superposé à l'image du drone. A Gomvyi, les tendances observées des veines de terres rares sont principalement orientées NE-SW ; par conséquent, les lignes de levés fonctionnaient du NW vers le SE. Les lignes de relevé mesurent 160 m de long et sont

distantes de 30 m et espacées de 2 m. La figure C.3 illustre la disposition de la grille de sondage de la zone cible de Gomvyi superposée à l'image du drone. Le levé couvrait une distance totale d'environ 1,16 km sur les deux blocs de relevé sélectionnés. Cela équivaut à quelque 798 points de mesure, dont 374 stations enquêtées à Murambi-Sud et 424 stations à Gomvyi. Toutes les données ont été enregistrées et traitées dans le système de projection UTM35 Sud en utilisant le Datum WGS84.

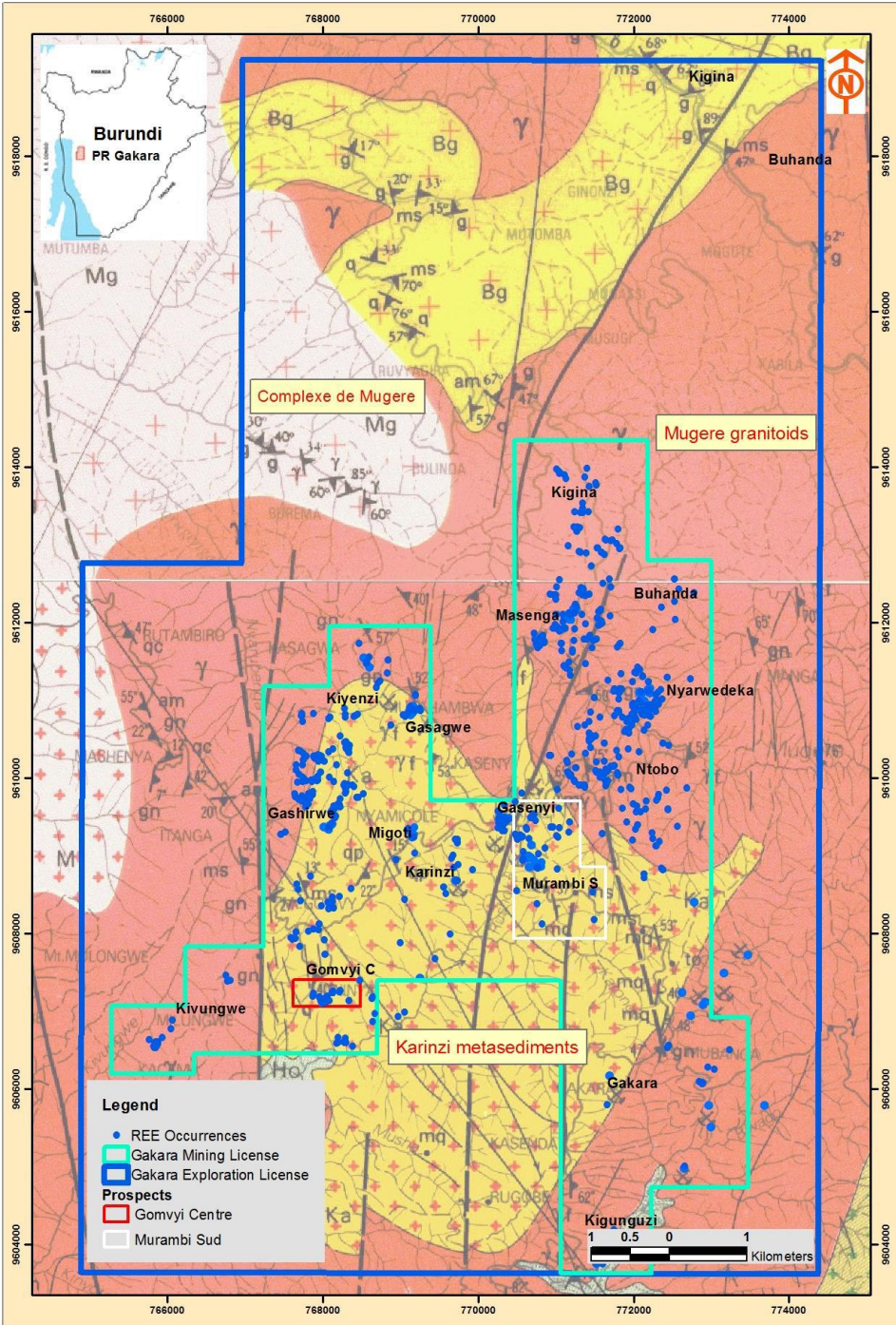


Figure C.1: Carte géologique des zones cibles étudiées (Gomvyi et Murambi-sud) et occurrences de terres rares (Kubanza, 2018).

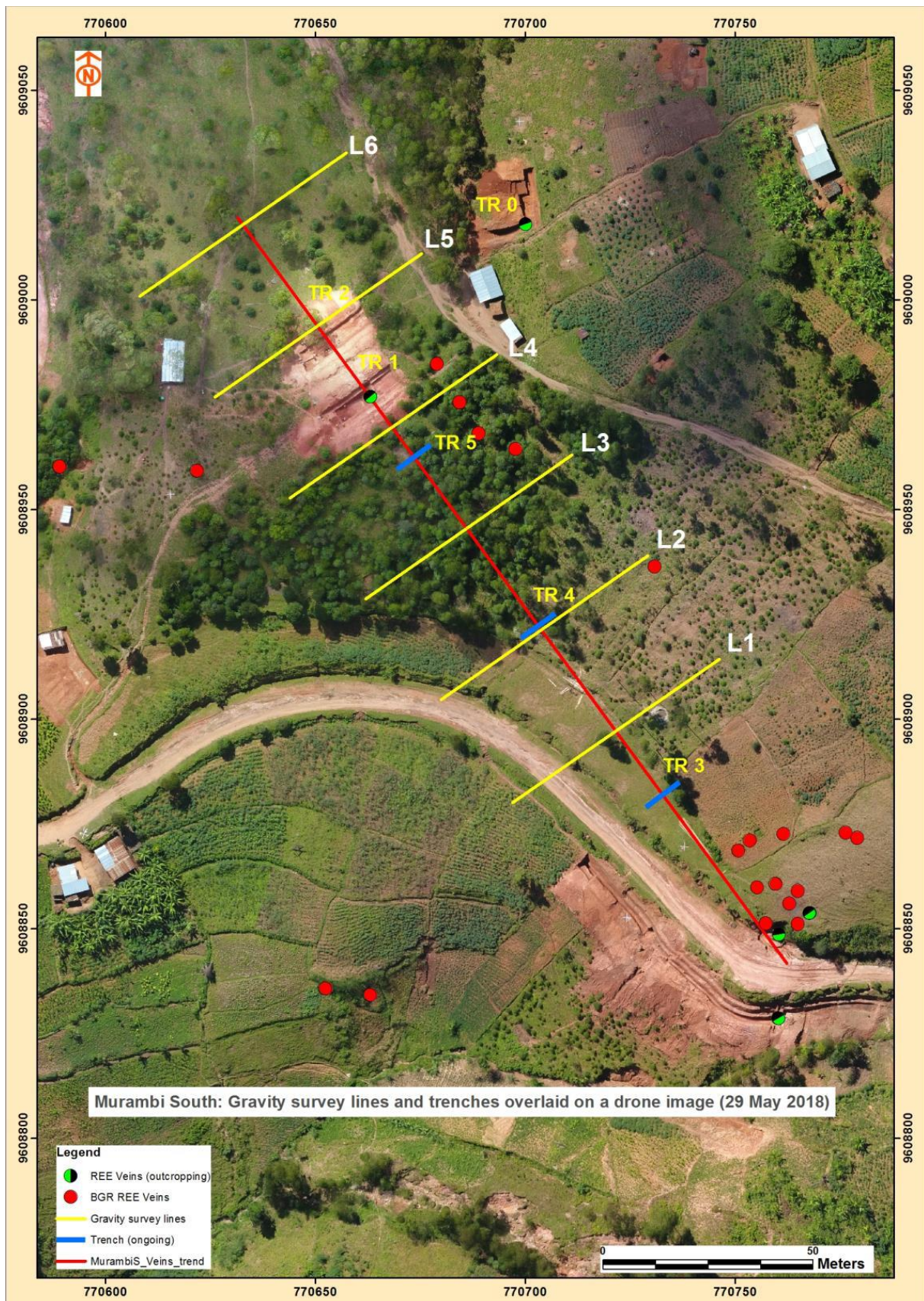


Figure C.2: Disposition de la grille de sondage de la zone cible Murambi-sud superposée à l'image du drone (Kubanza, 2018).

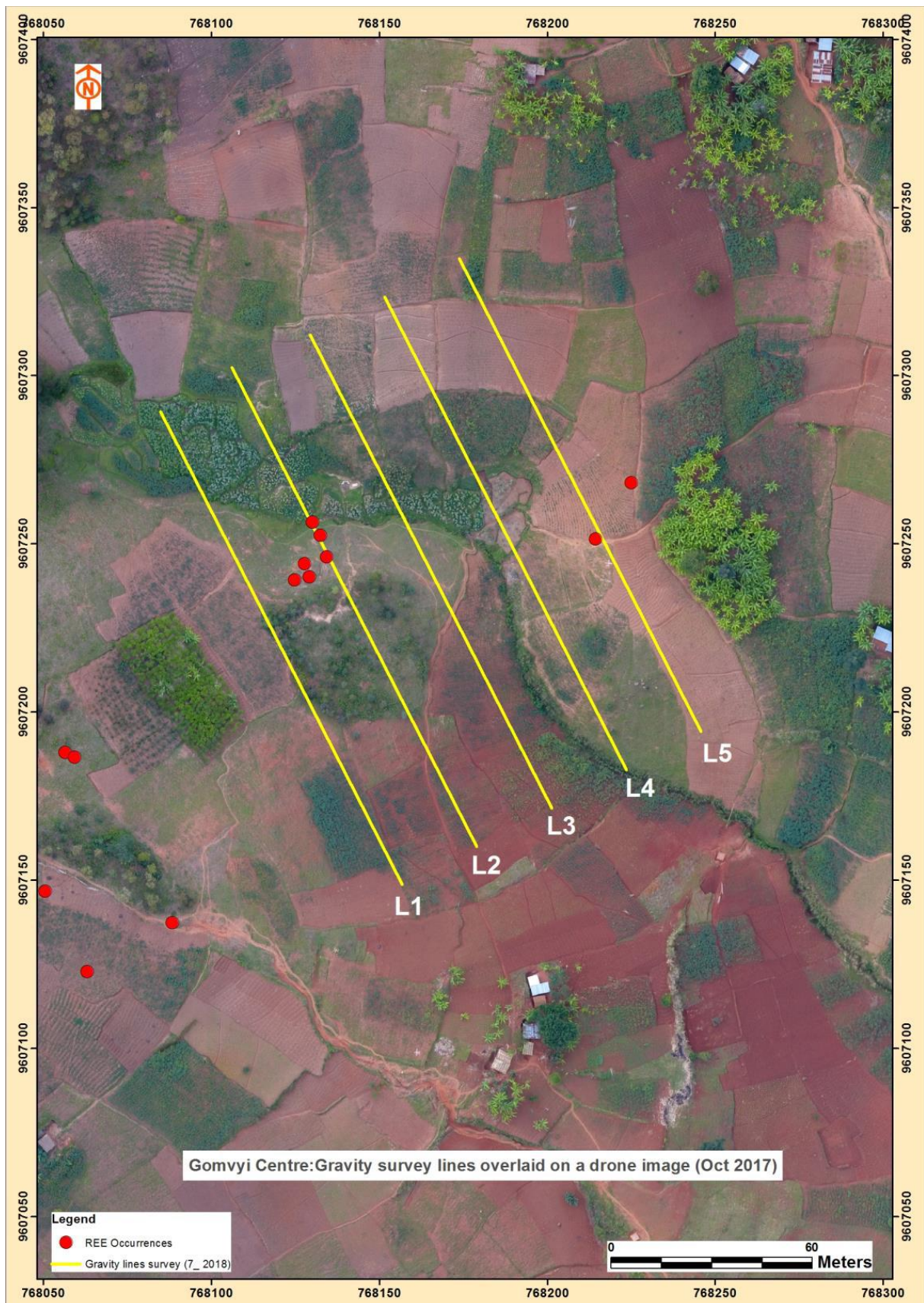


Figure C.3: Disposition de la grille de sondage de la zone cible Gomvy superposée à l'image du drone (Kubanza, 2018).

1.3. Résultats et interprétations

Les valeurs de gravité mesurées sont réduites en anomalies de gravité de manière que les caractéristiques à l'étude ressortent aussi clairement et correctement que possible. L'algorithme de maillage standard a été appliqué aux anomalies de gravité pour produire des images à interpréter. Un programme de maillage bidirectionnel a ensuite été exécuté pour afficher des entités linéaires étroites pour lesquelles la direction géologique est connue.

Les analyses des profils gravimétriques résiduels des lignes étudiées sur les sites de levés de Murambi-Sud et de Gomvyi ont été très utiles pour la détection des positions des veines minéralisées en terres rares probables à partir des sites connus. En gros, la variation spatiale du contraste de densité due aux changements locaux de la géologie est bien observée dans les blocs de relevé. Il existe des régions de contraste de densité élevée, modérée et faible, impliquant des variations lithologiques sous les zones de relevé.

1.3.1. Résultats du bloc d'étude de Murambi-Sud

Le bloc d'étude de Murambi-Sud est situé sur un relief modérément élevé sur le versant ouest de la colline, avec une dénivellation totale d'environ 34 m. La topographie relativement douce de la zone d'étude était favorable à une collecte rapide de données gravimétriques. La figure C.4 montre la carte d'élévation du bloc de sondage Murambi-Sud avec des intervalles de contour de 5 m. La partie nord-est du bloc d'étude présente une caractéristique topographique élevée (sommet de la colline) par rapport au côté sud-ouest (en direction de la vallée). Les altitudes varient entre 1778 m et 1812 m au-dessus du niveau moyen de la mer.

1.3.1.1. Anomalie de Bouguer corrigée

Une fois que les corrections Air libre et Bouguer ont été apportées (ce qui élimine les effets de la latitude et de l'élévation), l'anomalie de Bouguer devrait contenir des informations sur la densité de la géologie souterraine uniquement. Une carte de l'anomalie de Bouguer donne une bonne indication de la densité du sous-sol au premier passage. Les valeurs faibles (ou négatives) de l'anomalie de Bouguer indiquent des lithologies de densité inférieure sous le point de mesure, tandis que les valeurs élevées (ou positives) de l'anomalie de Bouguer indiquent des corps lithologiques de densité supérieure.

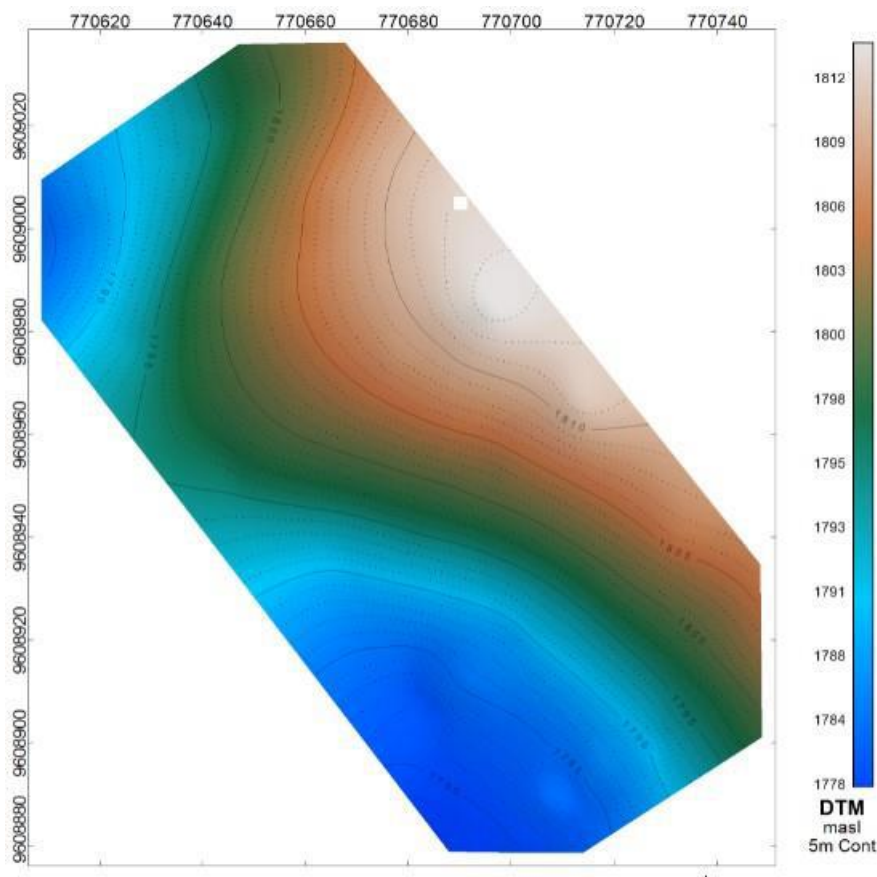


Figure C.4: Carte d'élévation du bloc de sondage de Murambi-sud avec un intervalle de contours de 5 m (Kubanza, 2018).

1.3.1.2. Anomalie résiduelle de Bouguer - élimination de l'anomalie régionale

La relation entre l'amplitude de l'anomalie et la longueur de l'échelle montre que toute anomalie souhaitée se superposera presque inévitablement à une plus grande anomalie avec une plus grande échelle spatiale. Pour interpréter la caractéristique souhaitée, il convient de soustraire l'anomalie à grande échelle. C'est ce qu'on appelle « l'élimination de l'anomalie régionale » et le reste s'appelle le résidu. Comme l'anomalie de gravité régionale est souvent beaucoup plus volumineuse que l'anomalie de gravité locale, il est impératif de développer un moyen de supprimer efficacement cet effet de nos observations gravimétriques avant de tenter d'interpréter les résultats de la gravitation pour des structures géologiques locales.

La figure C.5 illustre la carte de gravité résiduelle de Bouguer corrigée du bloc de relevé de Murambi-Sud, avec un intervalle de contours de 0,1 mGal. La carte résiduelle améliore fondamentalement l'amplitude de l'anomalie de Bouguer afin de refléter les caractéristiques locales. Le modèle de variation spatiale des données gravimétriques est simple : les données

gravimétriques basses vont de -0,19 à -0,10 mGal; le contraste modéré s'étend de -0,10 à -0,03 mGal et le contraste élevé de -0,03 à 0,17 mGal.

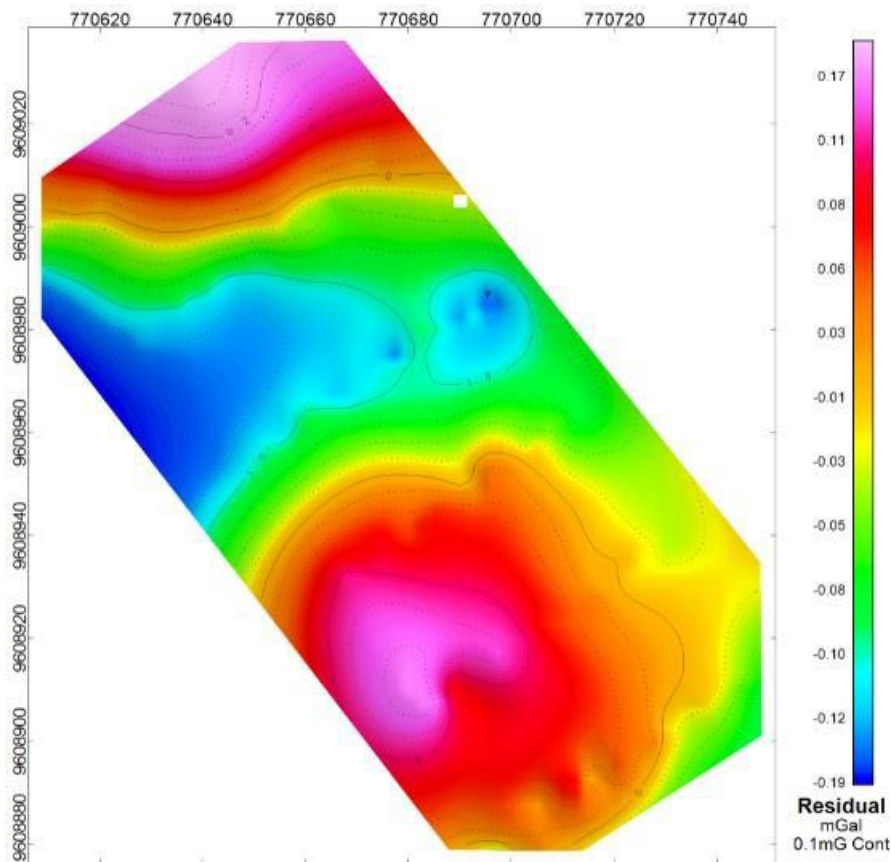


Figure C.5: Carte de gravité résiduelle de Bouguer corrigée du bloc de levé Murambi-sud avec un intervalle de contours superposés de 0,1 mGal (Kubanza, 2018).

1.3.1.3. Analyse des profils d'anomalies gravimétriques de Murambi-sud

L'analyse de profils gravimétriques s'est révélée très utile pour localiser les traces probables de veines de terres rares. Sur chaque ligne, l'altitude et l'anomalie de Bouguer résiduelle et corrigée sont observées. L'élimination de l'anomalie régionale sur chaque ligne de relevé donne une description claire de l'anomalie résiduelle, qui représente en fait l'anomalie de gravité locale.

La figure C.6 présente les profils de gravité de toutes les lignes étudiées sur le site de Murambi-Sud. Les pics positifs identifiés par les profils de gravité des lignes L1 à L6 sont interprétés comme des anomalies individuelles ou des cibles à explorer ultérieurement. Ces pics positifs indicatifs des pics de gravité linéaires sont facilement repérés de ligne en ligne afin de détecter les continuations de veines projetées entre les lignes. Les pics positifs le long des profils L4 sont en corrélation avec les occurrences connues des veines de

bastnaésite/monazite, ce qui permet de se fier à l'efficacité de la technique. D'autres pics peuvent indiquer une continuité des veines minéralisées en terres rares avec une épaisseur relativement étroite et/ou une couverture épaisse et doivent être confirmés par des tranchées, si nécessaire.

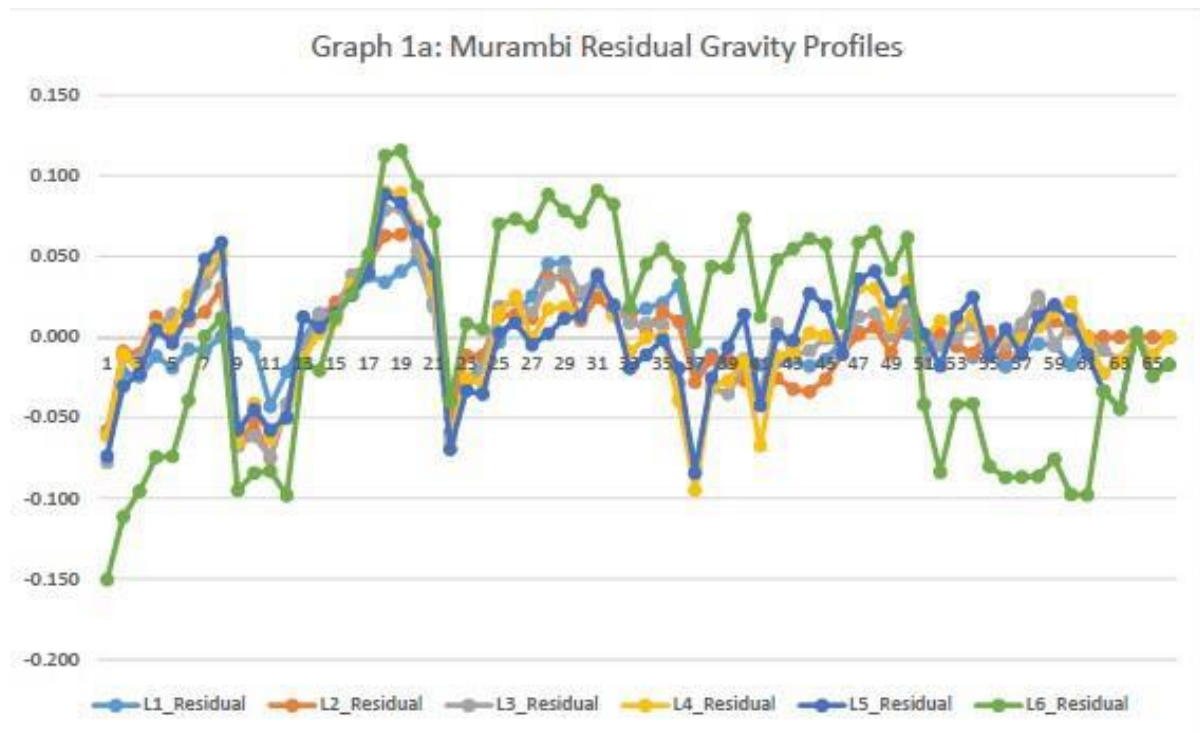


Figure C.6: Profils gravimétriques de toutes les lignes étudiées sur le site de Murambi-sud (Kubanza, 2018).

1.3.1.4. Variation spatiale d'Anomalies gravimétriques de Murambi-Sud

Les anomalies gravimétriques, en général, sont fonction des variations horizontales des densités de roches sous la surface de la terre ; par conséquent, l'interprétation des anomalies de gravité dépend des contrastes de densité. Des relations profondeur-taille probables à partir de considérations géologiques dans la zone concernée sont également nécessaires. L'analyse qualitative des données gravimétriques basées sur la carte résiduelle de Bouguer a mis en lumière la variation spatiale du contraste de densité due aux changements locaux de la géologie et, plus intéressant encore, la délimitation d'un corps enfoui à haute densité au sud du bloc étudié. Six lignes ont été recensées dans une orientation NE-SW (figure C.7), pour lesquelles les résultats maillés indiquent deux sommets de gravité généraux dans le centre-sud et à l'extrême nord-ouest de la zone d'étude. Ces deux anomalies d'altitude sont séparées par une dépression allongée est-ouest qui s'élargit vers l'ouest.

En raison du rapport relativement élevé espacement ligne/poste (30 m : 1 m), les anomalies plus petites d'une à deux stations sont masquées par les anomalies de gravité de plus longue longueur d'onde. Les anomalies plus petites sont mieux visualisées sous forme de profils de chaque ligne. Les veines de bastnaésite/monazite probables tendent vers NW-SE, comme le montre clairement la figure C.7.

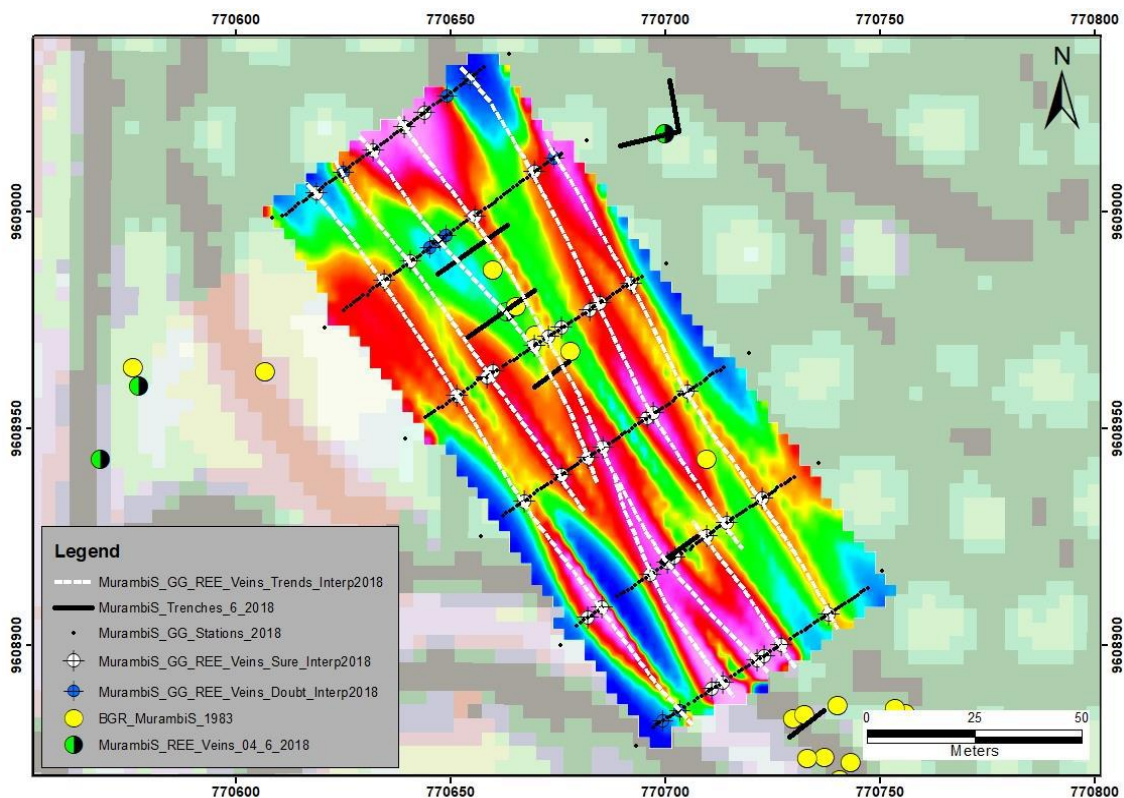


Figure C.7: Murambi - interprétation des hautes gravités linéaires étroites (lignes pointillées blanches) sur la carte résiduelle bidirectionnelle. Les veines de terres rares probables tendent vers le NW-SE (Kubanza, 2018).

1.3.2. Résultats du bloc d'étude de Gomvyi

Les parties ouest et nord du bloc d'étude (figure C.8) présentent une caractéristique topographique élevée (sommet des collines) par rapport au côté sud-est (vallée). Les altitudes varient entre 1683 m et 1743 m au-dessus du niveau moyen de la mer, ce qui donne un relief d'environ 60 m entre les zones de topographie la plus basse et la plus haute.

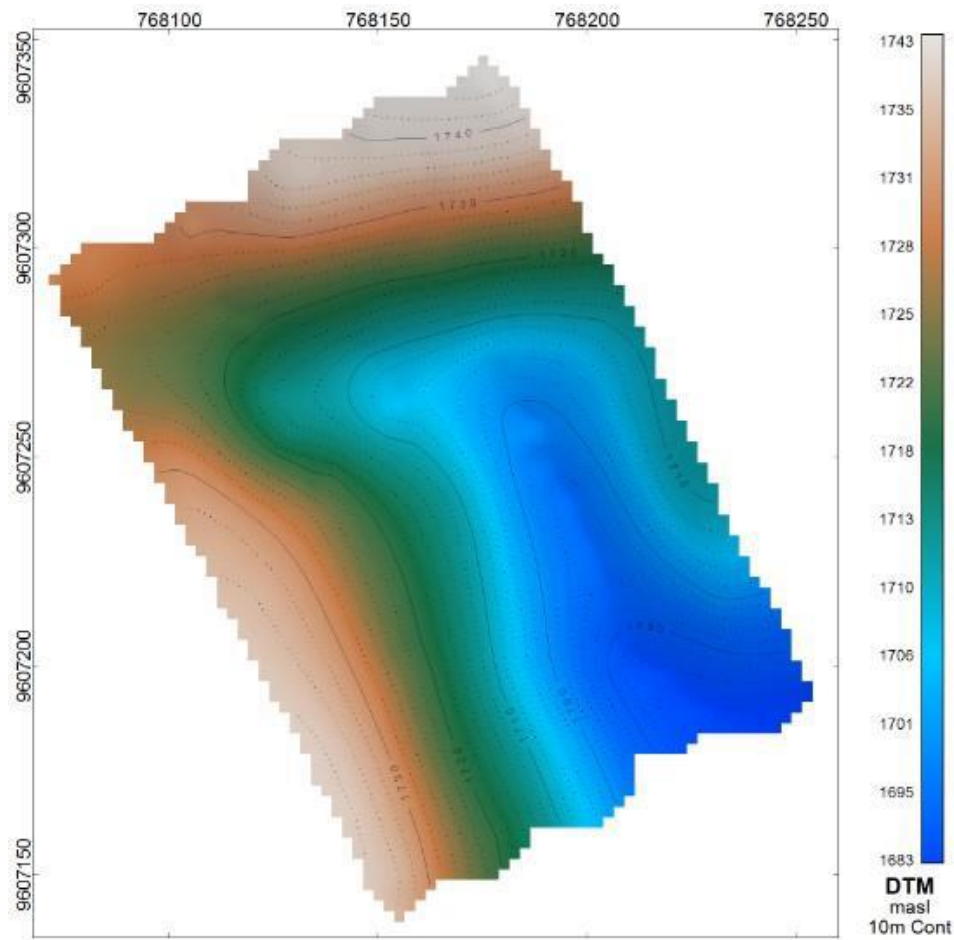


Figure C.8: Carte d'élévation du bloc de relevé de Gomvyi avec un intervalle de contours de 10 m (Kubanza, 2018).

1.3.2.1. Anomalie résiduelle de Bouguer - élimination de l'anomalie régionale

La figure C.9 montre la carte de Bouguer résiduelle du bloc de relevé de Gomvyi avec un intervalle de contours de 0,1 mGal. Lors de la suppression des anomalies régionales, la carte résiduelle a mis en évidence les anomalies de gravité élevée qui n'étaient pas aussi clairement observées sur la carte de Bouguer corrigée et a fourni la taille correcte de ces anomalies. En fait, la carte résiduelle a finalement augmenté l'amplitude de l'anomalie de Bouguer reflétant le comportement des caractéristiques locales de la subsurface. Deux anomalies de gravité élevée séparées par une bande d'anomalie de faible gravité ayant une orientation presque E-W sont évidentes vers le NW et le SE du bloc de relevé. Les deux anomalies de gravité élevée restent ouvertes, suggérant la continuation latérale des anomalies de gravité. Le schéma de la variation spatiale des données gravimétriques est moins complexe, les données gravimétriques faibles allant de -0,20 à -0,08 mGal; le contraste modéré s'étend de -0,08 à 0,01 mGal et le contraste élevé de 0,01 à 0,15 mGal.

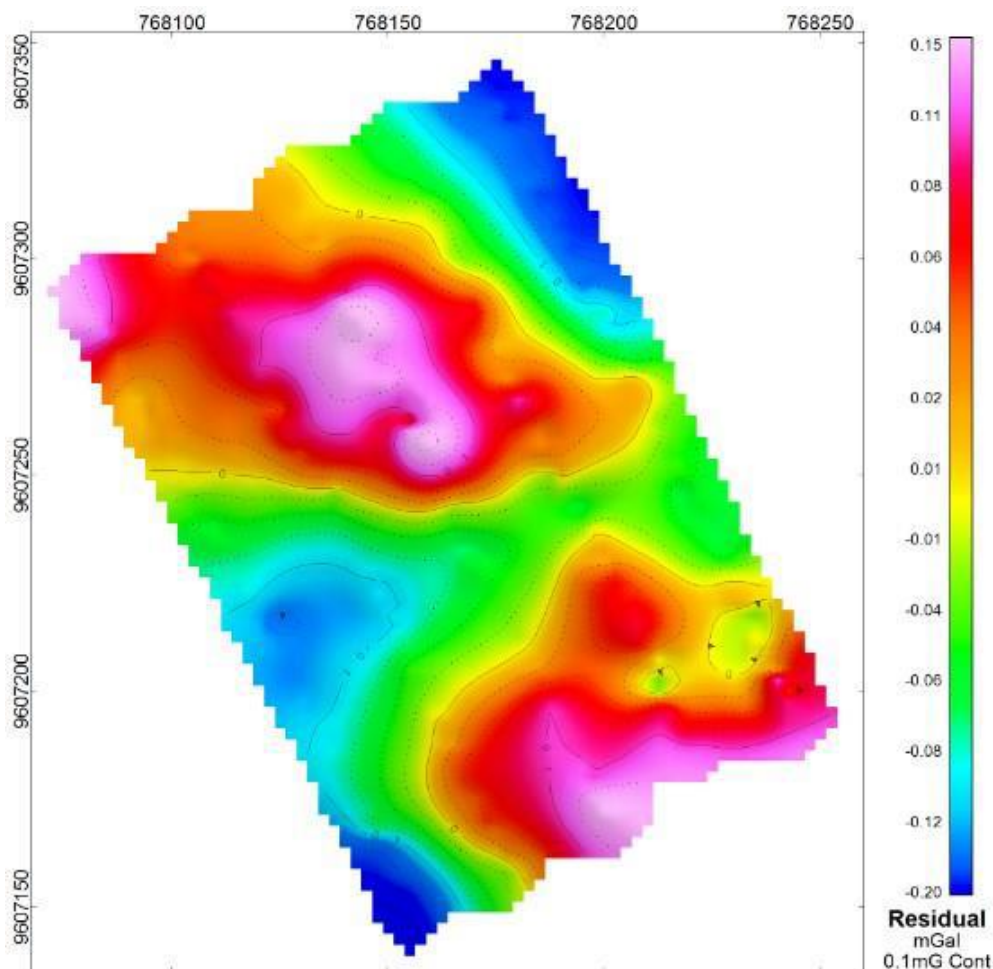


Figure C.9: Carte gravimétrique résiduelle de Bouguer du bloc de relevé de Gomvyi avec un intervalle de contours de 0,1 mGal (Kubanza, 2018).

1.3.2.2. Analyse de profils d'anomalies gravimétriques de Gomvyi

La taille du bloc de sondage étant limitée, une analyse des profils a été menée pour détecter des anomalies étroites de haute gravité sur chaque ligne de sondage qui pourraient être masquées par la présence de larges matériaux de haute densité dans le bloc. Sur chaque ligne, l'altitude, l'anomalie de Bouguer résiduelle et corrigée sont observées. L'élimination de l'anomalie régionale sur chaque ligne de relevé donne une description claire de l'anomalie résiduelle, qui représente en fait l'anomalie de gravité locale.

La figure C.10 présente les profils de gravité résiduelle de toutes les lignes étudiées sur le site de Gomvyi. Les pics positifs identifiés par les profils de gravité des lignes L1 à L5 sont interprétés comme des anomalies individuelles et sont donc des cibles pour une exploration ultérieure. Ces pics positifs indiquant des valeurs maximales de gravité linéaires sont facilement traçables d'une ligne à l'autre afin de modéliser les traces de veine de terres rares probables. Les veines de bastnaésite/monazite connues, d'une largeur de quelques

centimètres, sont à peine perceptibles de profil sur la ligne 2 qui traverse la majorité des points d'observation des veines. Bien que les pics positifs le long du profil L2 en direction du nord-ouest soient en corrélation avec les occurrences connues de veines de terres rares, l'observation sur le terrain n'est pas suffisante à ce stade pour décrire de manière appropriée la source de l'anomalie étroite et de gravité élevée observée le long de diverses lignes de relevé.

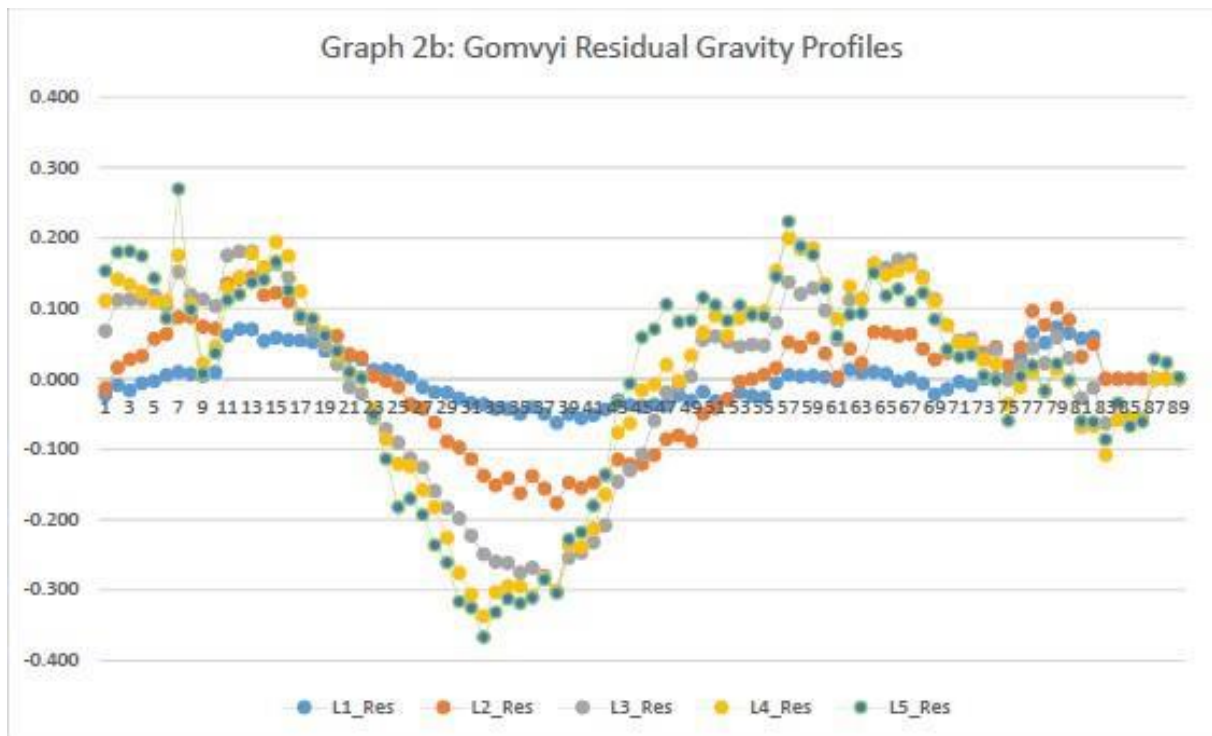
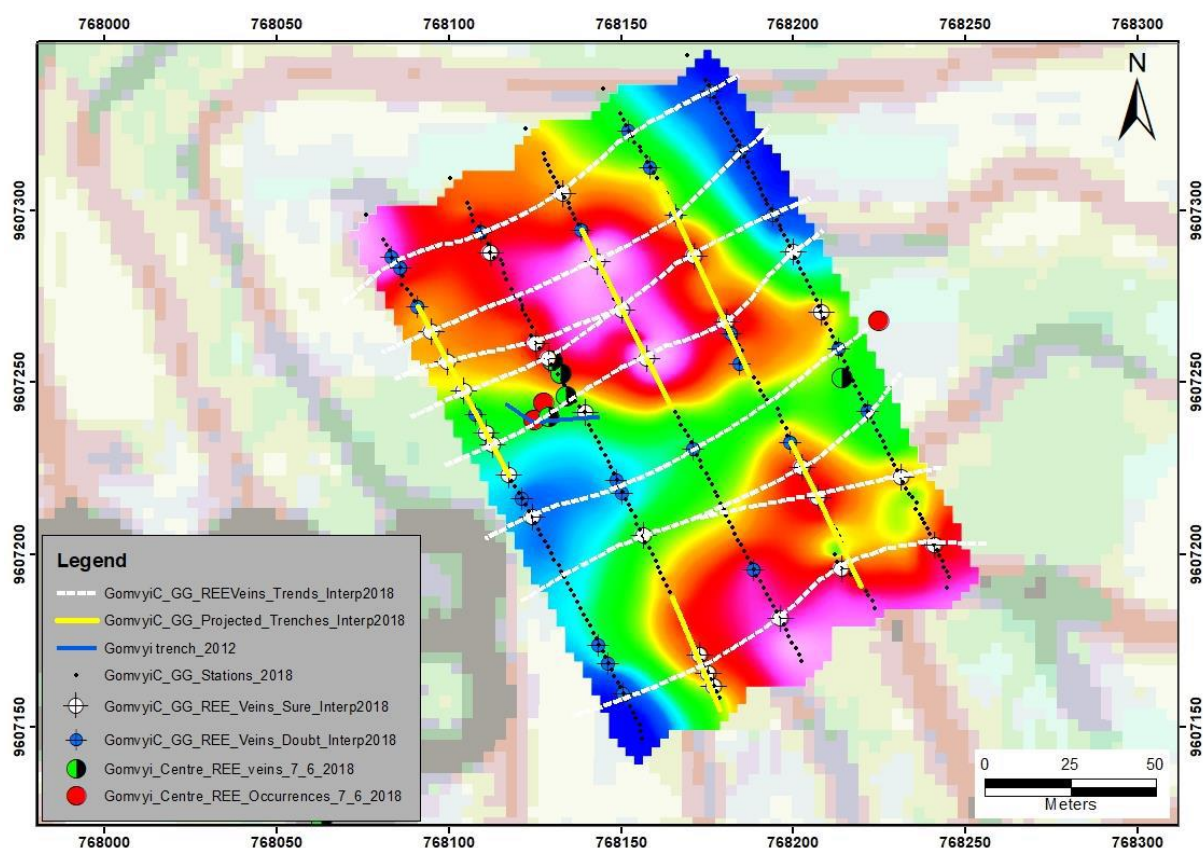


Figure C.10: Profils gravimétriques de toutes les lignes étudiées sur le site de Gomvyi (Kubanza, 2018).

1.3.2.3 Variation spatiale des anomalies de gravité

L'interprétation des anomalies de gravité dépend des contrastes de densité des matériaux sous la surface située sous la zone étudiée. Sur le bloc de Gomvyi, cinq lignes ont été étudiées selon une orientation NW-SE (Figure C.11). Les résultats maillés de la carte résiduelle de Bouguer corrigée indiquent deux grandes anomalies gravimétriques dans le centre-nord-ouest et au sud-est de la zone d'étude recoupés par une faible anomalie allongée qui s'élargit à l'ouest et au sud-ouest. Un autre niveau de gravité bas se manifeste dans le nord-est du bloc de levé. Jusqu'à ce que d'autres méthodes d'exploration (tranchées, puits ou forages) le prouvent, la cause de l'anomalie de plus grande densité dans le centre-nord-ouest ne peut être déterminée à ce stade.

Les petites anomalies sont à nouveau masquées par les caractéristiques de plus grande longueur d'onde résultant de la taille relativement élevée des cellules de la grille. Les observations de veines minéralisées en terres rares ne semblent pas indiquer de direction d'attaque préférentielle. Des routines de maillage normales ont donc été adoptées. Ces observations se situent toutefois à la limite d'une grande gravité dans le centre-nord-ouest de la zone d'étude. L'analyse corrigée des profils résiduels de Bouguer a permis de détecter de hauts niveaux de gravité linéaires qui sont interprétés comme des traces probables des veines de terres rares près de la surface. Ces cibles peuvent donc faire l'objet d'un suivi ultérieur avec d'autres techniques d'exploration, telles que le creusement de tranchées et/ou de puits. Une anomalie circulaire à haute densité plus large située dans le centre-nord-ouest du bloc étudié constitue une cible secondaire pour le suivi. Les veines de bastnaésite/monazite probables tendent vers NE-SW, comme le montre la figure C.11.



5. Levé magnétométrique au sol

5.3. Bloc de prospection de Gomvyi

La carte TMI du bloc de relevé de Gomvyi (Figure C.12) montre que l'anomalie magnétique faible s'étend de 32881,7 à 32910,7 nT, l'anomalie modérée de 32910,7 à 32930,8 nT et l'anomalie élevée de 32930,8 à 32973,4 nT. Les anomalies magnétiques les plus élevées se situent au nord du réseau et indiquent une tendance E–W. La carte TMI affiche également certaines terminaisons systématiques de zones magnétiques élevées pouvant être interprétées comme des failles. Des zones de contacts entre des unités de propriétés magnétiques différentes sont également perceptibles. L'application du filtre analytique aux données de champ magnétique a permis d'améliorer les anomalies moins évidentes sur la carte TMI et de placer les anomalies magnétiques au-dessus de leurs sources causales. La figure C.13 illustre la carte de signaux analytiques (AS-TMI) du bloc de prospection Gomvyi. Les anomalies magnétiques élevées se situent principalement au milieu de la grille de prospection avec une tendance W–E. Certaines structures sont liées à des zones magnétiques élevées alors que d'autres ne le sont pas. Les veines et les occurrences de terres rares identifiées se trouvent dans des zones fortement magnétiques, mais elles ne sont pas associées à des structures magnétiques.

La carte TDR_TMI affiche une répartition structurelle très claire à Gomvyi, comme illustré à la figure C.14. Les anomalies magnétiques élevées sont dispersées dans la grille de prospection, suivant approximativement une tendance E–W. Le motif des anomalies est un peu compliqué par la répétition et l'interruption des lits magnétiques par des failles telles qu'observées sur d'autres images magnétiques. La cartographie des failles croisées à partir de données magnétiques est discernable. Comme on le voit sur d'autres images filtrées du champ magnétique total, les structures sont principalement orientées E–W avec un alignement isolé NW–SE vers la partie sud de la grille. Cela indique que le filtre TDR-TMI est très vital dans cartographie des structures. La figure C.15 montre la carte VD1_TMI du bloc de Gomvyi avec des terminaisons claires et systématiques d'anomalies magnétiques élevées dans différentes directions interprétées ici comme des failles. Les structures magnétiques et les contacts sont bien cartographiés et principalement avec une orientation E–W comme observé sur l'image filtrée TDR_TMI. En vrac, les traces magnétiques, les contacts et les failles sont clairement détectables bien que des anomalies magnétiques soient dispersées dans la grille de prospection. Certaines structures sont associées à des zones magnétiques élevées et d'autres ne

le sont pas. Les veines et les occurrences de terres rares ne sont pas associées à des structures mais sont associées à des contacts magnétiques.

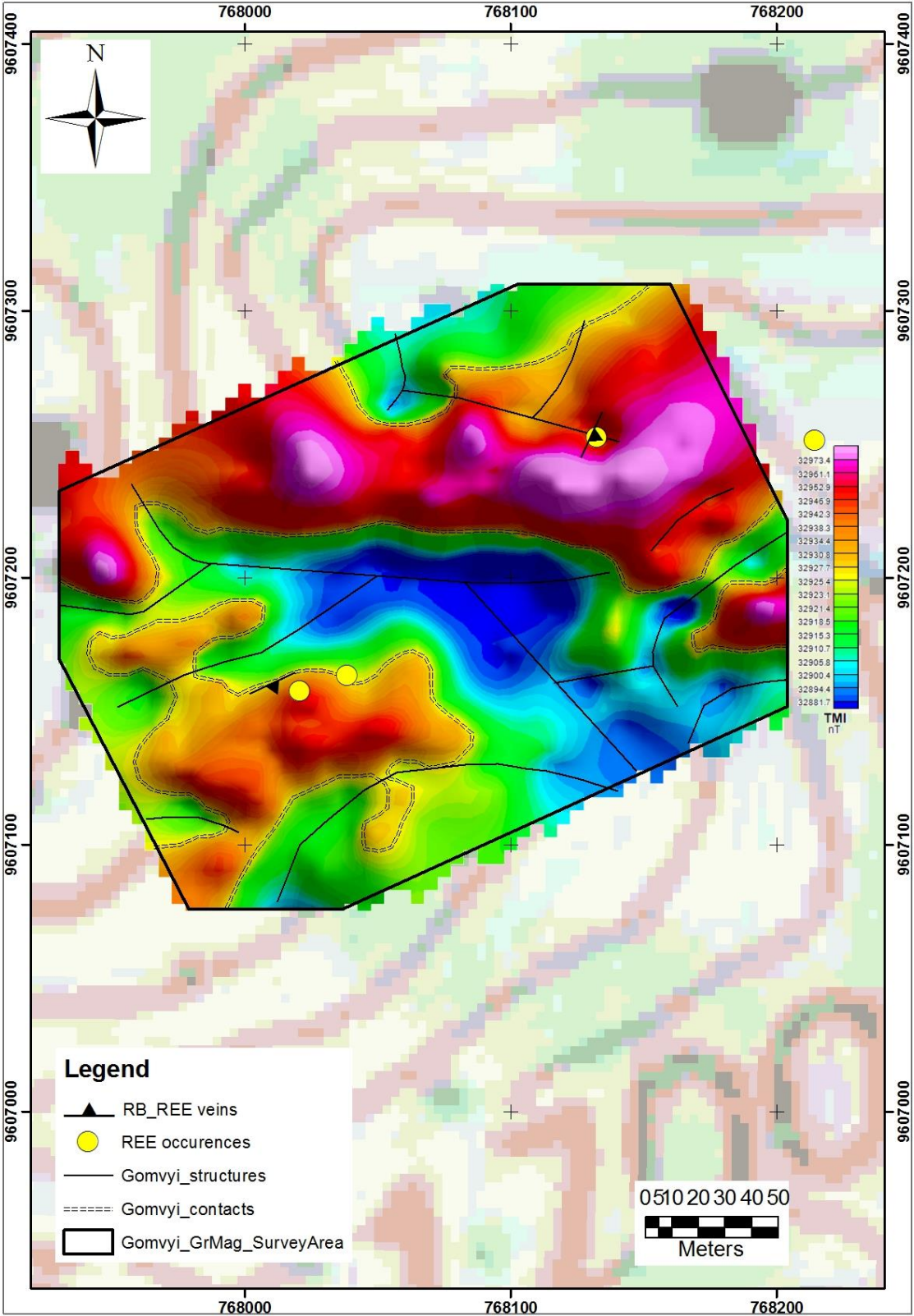


Figure C.12: Carte TMI de la grille étudiée de Gomvyi (Kubanza, 2013).

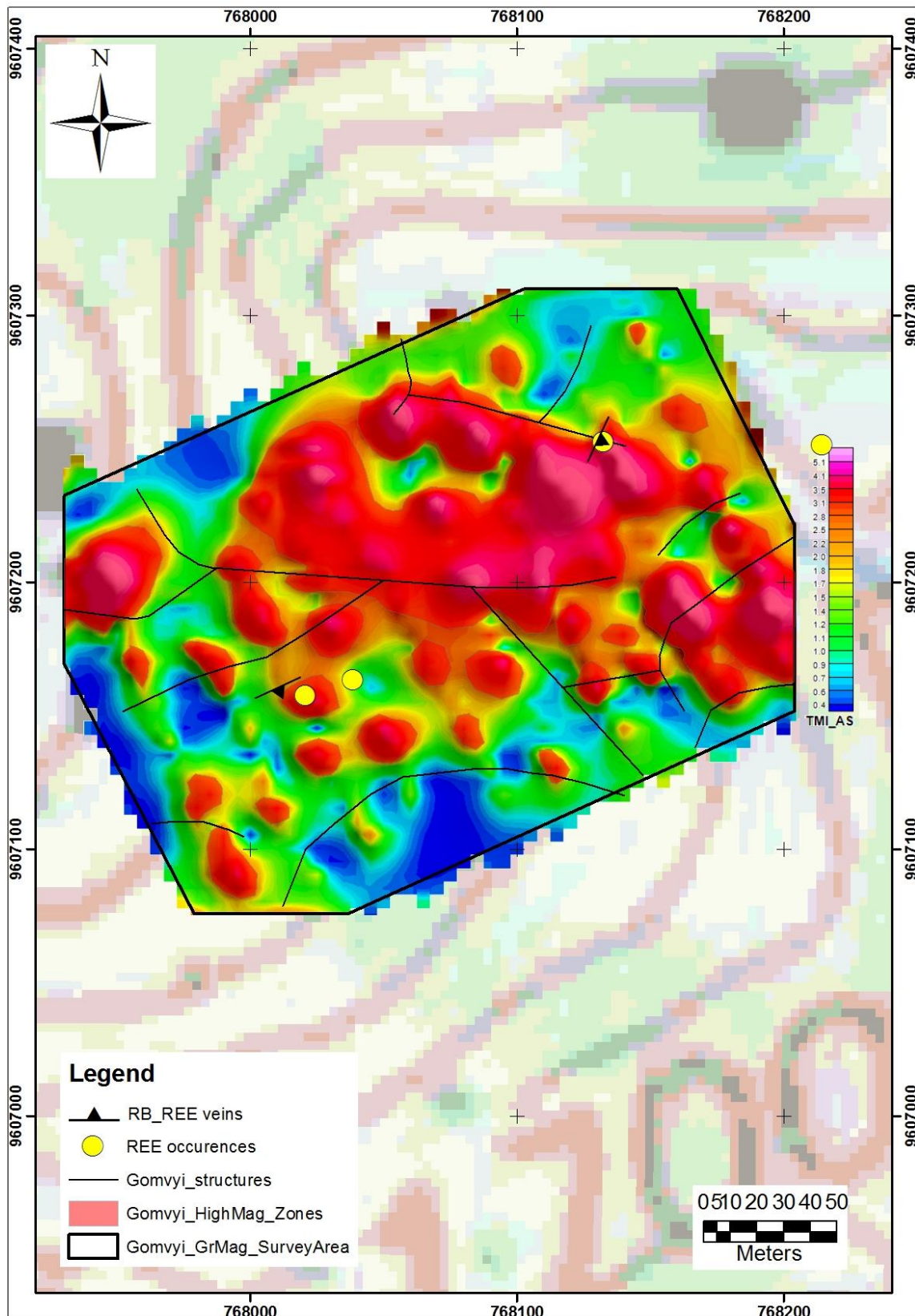


Figure C.13 : Image filtrée AS-TMI de la grille étudiée de Gomyvi (Kubanza, 2013).

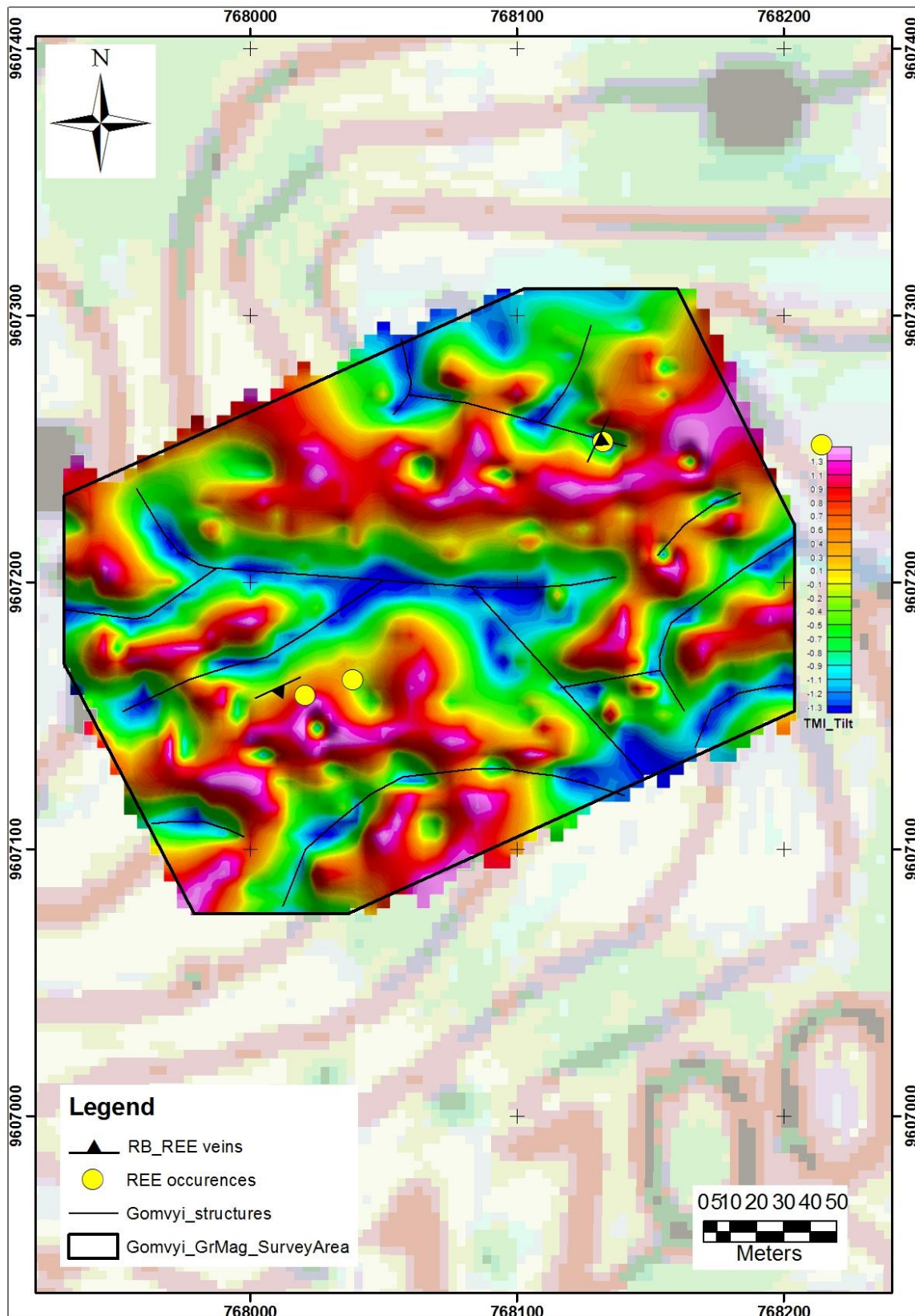


Figure C.14 : Image filtrée TDR-TMI étudiée de Gomvyi (Kubanza, 2013).

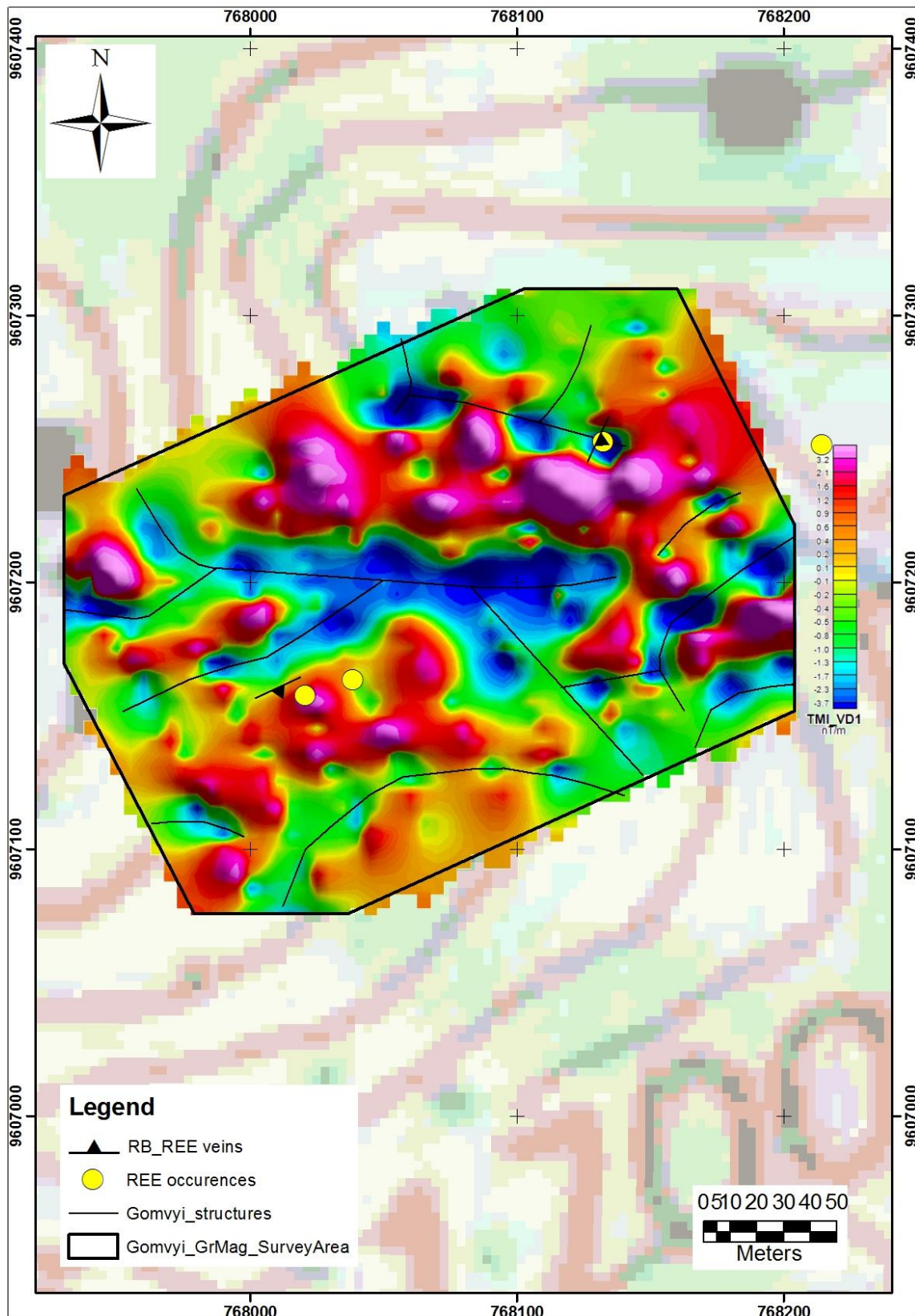


Figure C.15 : Image filtrée VD1-TMI de la grille étudiée de Gomyvi (Kubanza, 2013).

5.4. Bloc de prospection de Murambi

La carte TMI du bloc de prospection de Murambi est présentée à la figure C.16. L'anomalie magnétique faible s'étend de 32915,6 à 32957,4 nT, l'anomalie modérée de 32957,4 à 32985,6 nT et l'anomalie haute de 32985,6 à 33019,4 nT. L'anomalie magnétique la plus élevée se situe dans la partie nord du réseau avec une nette tendance orientée NE-SW. Sur cette grille, la configuration des anomalies magnétiques est moins compliquée et montre une démarcation nette entre les zones magnétiques haute et basse situées au centre de la grille. La partie supérieure de la grille est dominée par des zones magnétiques élevées, tandis que la partie inférieure présente principalement une caractéristique magnétique modérée à faible. Les principales structures et contacts magnétiques sont également bien cartographiés.

La figure C.17 affiche la carte AS-TMI du bloc de prospection Murambi. Les anomalies fortement magnétiques se localisent principalement vers le nord et le sud de la grille de levé, avec une orientation nord-ouest / sud-est. Certains points de zones magnétiques élevées sont également dispersés au centre de la grille. Certaines structures magnétiques et les veines de terres rares connues sont associées aux zones magnétiques élevées, en particulier au sud, à l'ouest et au nord. La figure C.18 affiche la carte TDR_TMI du bloc de prospection Murambi. Le filtre TDR_TMI fournit une distribution claire des structures de sous-sol peu profondes dans la grille. Les structures entrecroisées avec des orientations différentes sont bien cartographiées. Les veines de terres rares connues au sud et au nord sont associées à des structures magnétiques. Les veines de terres rares situées au milieu de la grille sont adjacentes aux structures magnétiques. Certaines veines de terres rares isolées ne sont pas alignées avec les structures magnétiques. Le filtre TDR_TMI est beaucoup plus sensible aux entités proches de la surface et aux limites entre les unités dotées de propriétés magnétiques différentes. Ce filtre s'est révélé très utile pour cartographier les structures et les principaux contacts.

L'image filtrée VD1-TMI pour le bloc de Murambi est présentée à la figure C.19, avec des terminaisons systématiques claires d'anomalies magnétiques élevées dans différentes directions, interprétées ici comme des failles magnétiques. Ce filtre est généralement utile pour la cartographie des anomalies profondes. Les structures et contacts magnétiques entrecroisés sont bien cartographiés. Les veines de terres rares connues au sud et au nord du réseau sont associées à des structures magnétiques. Les veines de terres rares sont associées à des structures magnétiques et à des zones magnétiques élevées au sud et au nord de la grille de relevé.

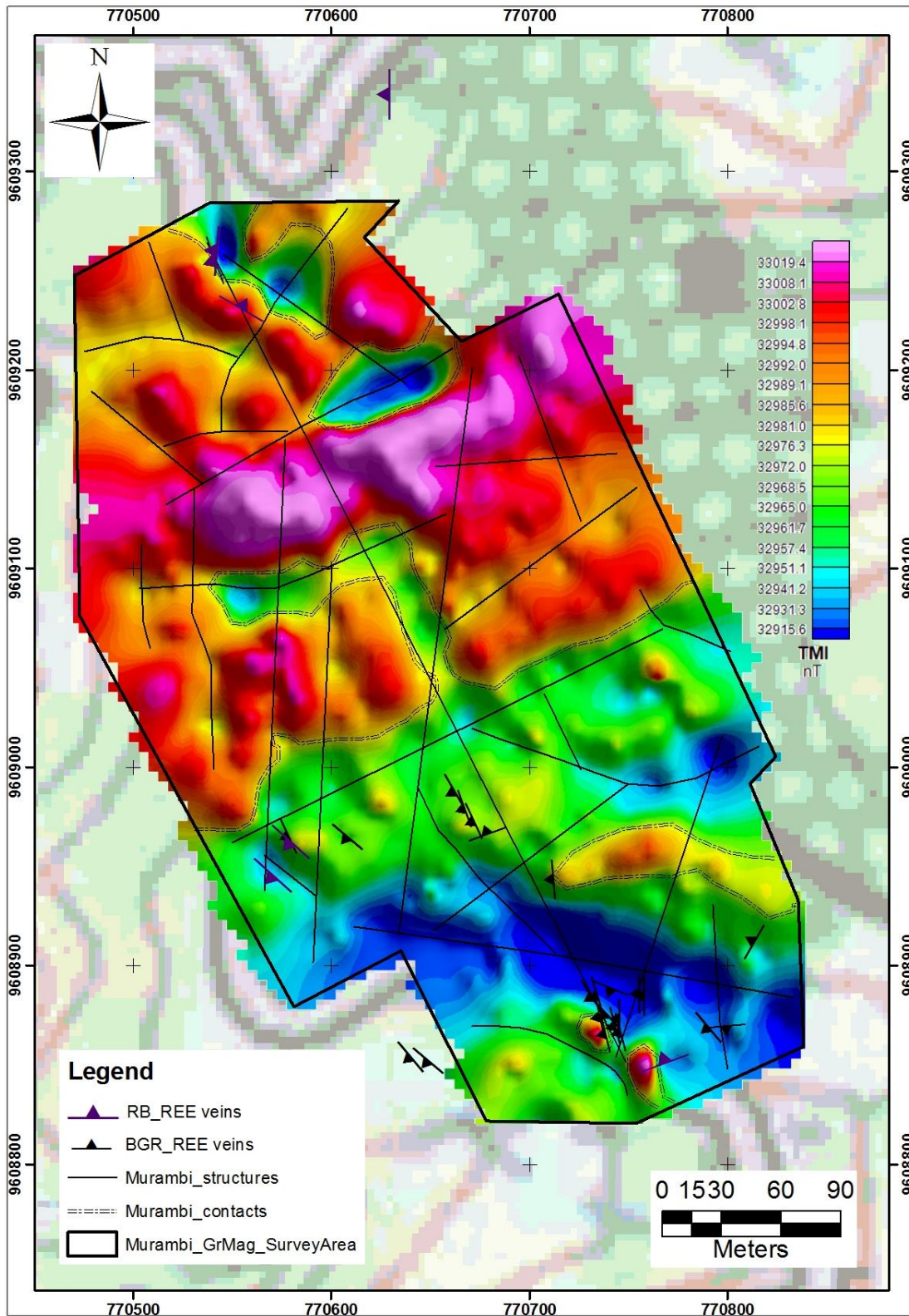


Figure C.16 : Image TMI de la grille étudiée de Murambi (Kubanza, 2013).

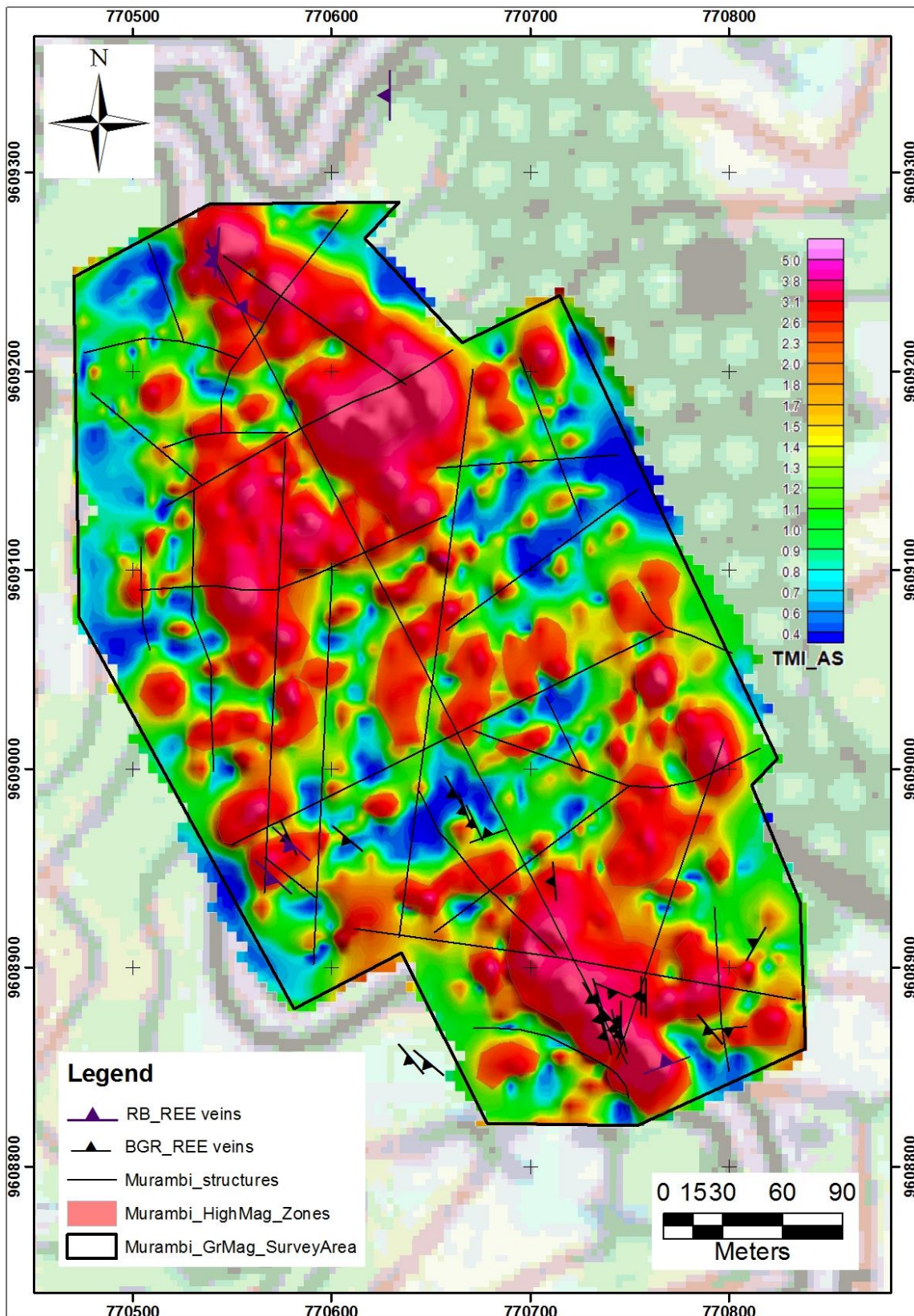


Figure C.17 : Image filtrée AS-TMI de la grille étudiée de Murambi (Kubanza, 2013).

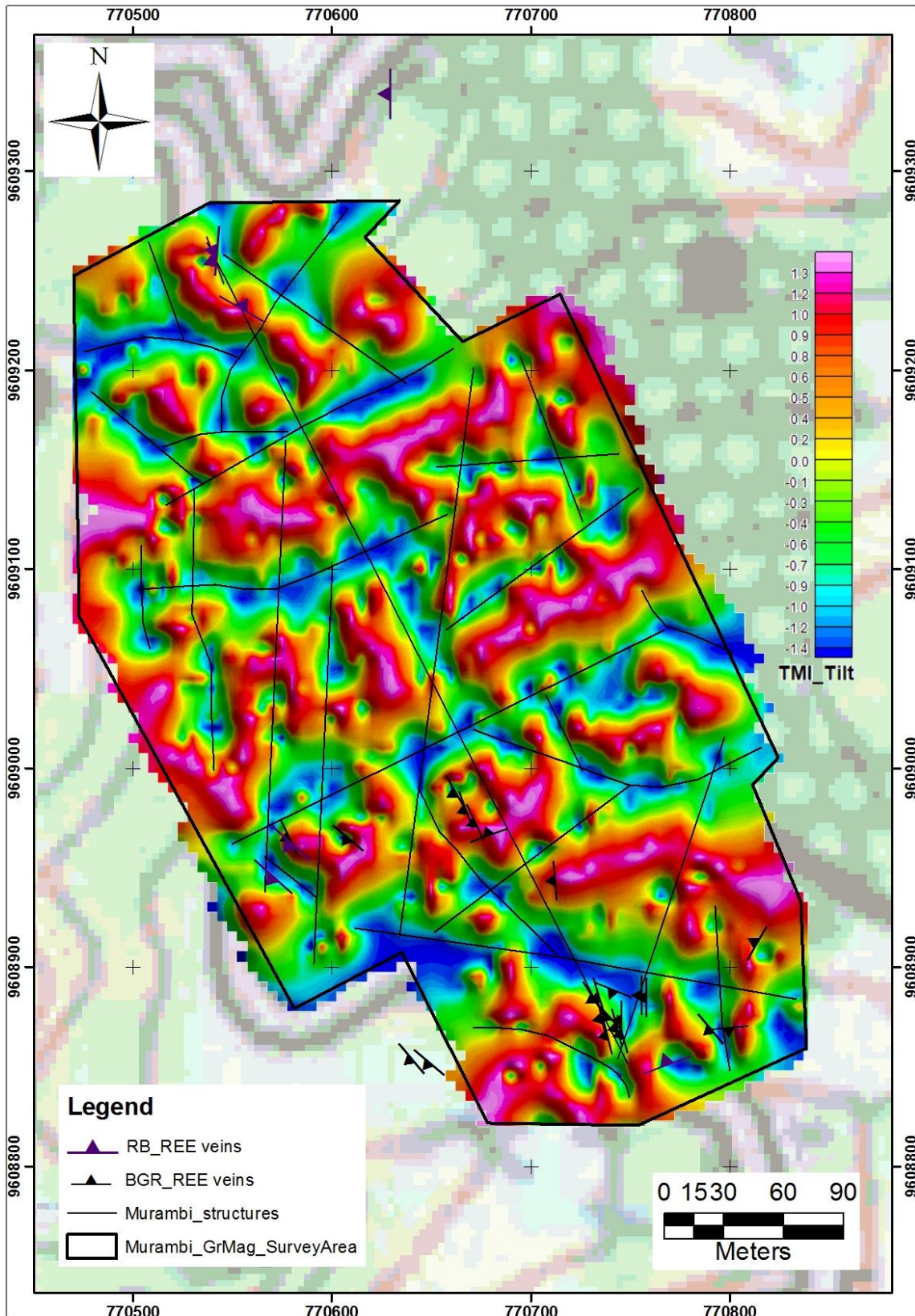


Figure C.18 : Image filtrée TDR-TMI de la grille étudiée de Murambi (Kubanza, 2013).

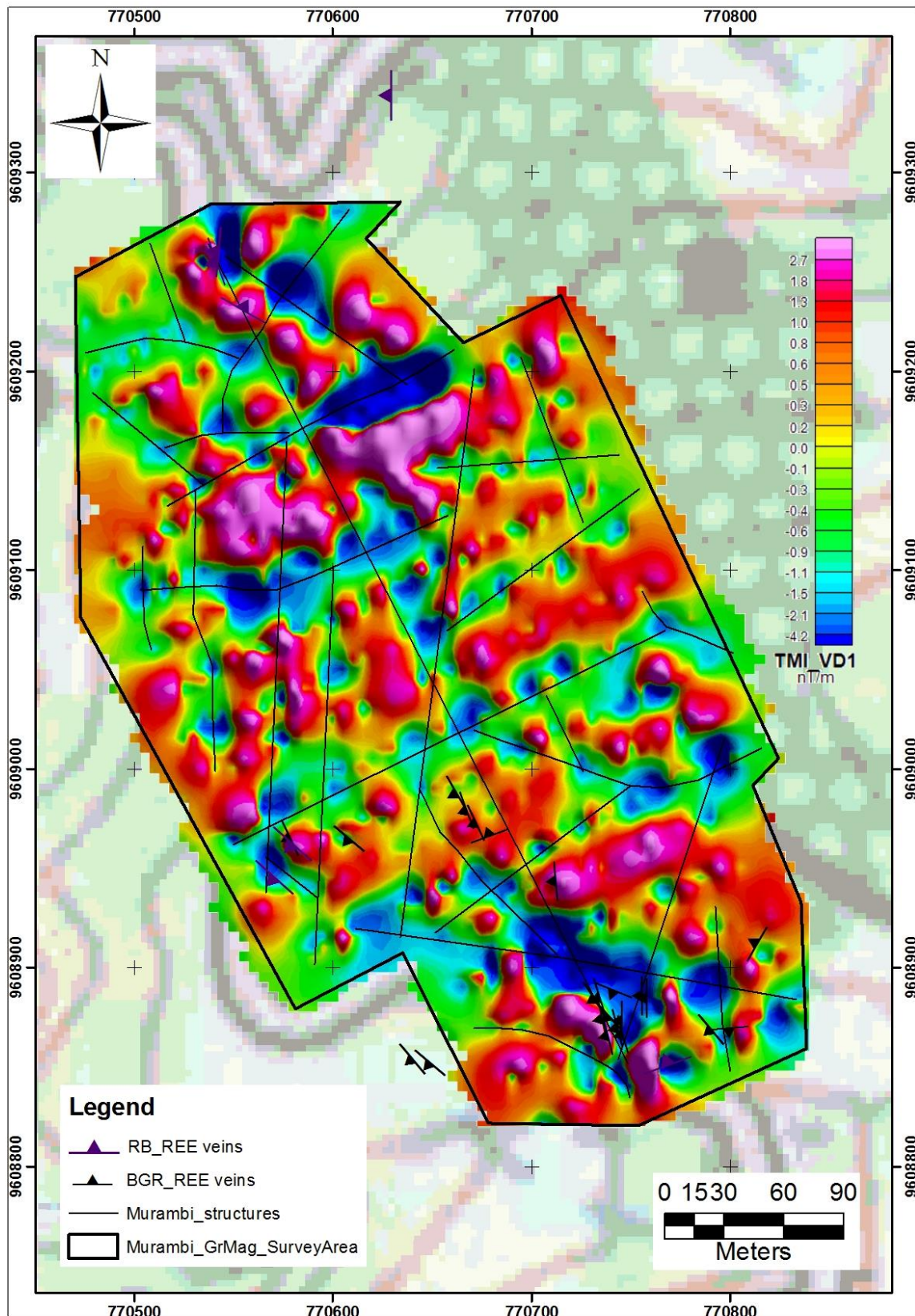


Figure C.19 : Image filtrée VD1-TMI de la grille étudiée de Murambi (Kubanza, 2013).

2.3. Bloc de prospection de Kivungwe

La carte TMI du bloc de prospection de Kivungwe est présentée à la figure C.20. L'anomalie magnétique basse s'étend de 32997,5 à 33007,1 nT, l'anomalie modérée de 33007,1 à 33011,8 nT et l'anomalie haute de 33011,8 à 33026,9 nT. L'anomalie magnétique la plus élevée se situe principalement au centre de la grille et également vers le nord-est. Le schéma des anomalies magnétiques élevées montre la répétition et l'interruption des lits magnétiques en raison d'une faille orientée NW – SE. Le filtre AS_TMI est utile pour l'interprétation des données car il améliore les sources magnétiques les plus anormales. La figure C.21 présente la carte AS-TMI du bloc de prospection de Kivungwe. L'anomalie magnétique élevée se situe principalement au milieu du réseau et s'étend du NE au SW. Les veines et les occurrences de terres rares se trouvent dans des zones magnétiques élevées mais ne sont pas associées à des structures magnétiques. La figure C.22 illustre la carte TDR_TMI du bloc de prospection Kivungwe. Ce filtre a des caractéristiques cartographiques peu profondes plus claires que les autres filtres et affiche clairement les bords des structures. Les structures entrecroisées NW–SE, E–W et NE–SW sont devenues beaucoup plus perceptibles. Le schéma des anomalies est quelque peu compliqué par la répétition et l'interruption des lits magnétiques par des failles. Les veines de terres rares se trouvent dans des zones magnétiques élevées ou aux limites entre des unités ayant des propriétés magnétiques différentes.

L'image filtrée VD1_TMI du bloc de prospection de Kivungwe est présentée à la figure C.23. Le filtre VD1_TMI examine les anomalies un peu plus profondes, comparées à TDR_TMI. Ce filtre appliqué aux données de champ magnétique total a cartographié les caractéristiques profondes avec des terminaisons claires et systématiques d'anomalies magnétiques élevées dans différentes directions interprétées ici comme des défauts magnétiques. Les structures et contacts magnétiques entrecroisés sont bien cartographiés. En vrac, les traces magnétiques, les contacts et les défauts sont détectables bien que des anomalies magnétiques soient dispersées dans les grilles de prospection. Ce filtre s'est également révélé utile pour la cartographie des structures et des contacts importants, comme le fait le TDR_TMI.

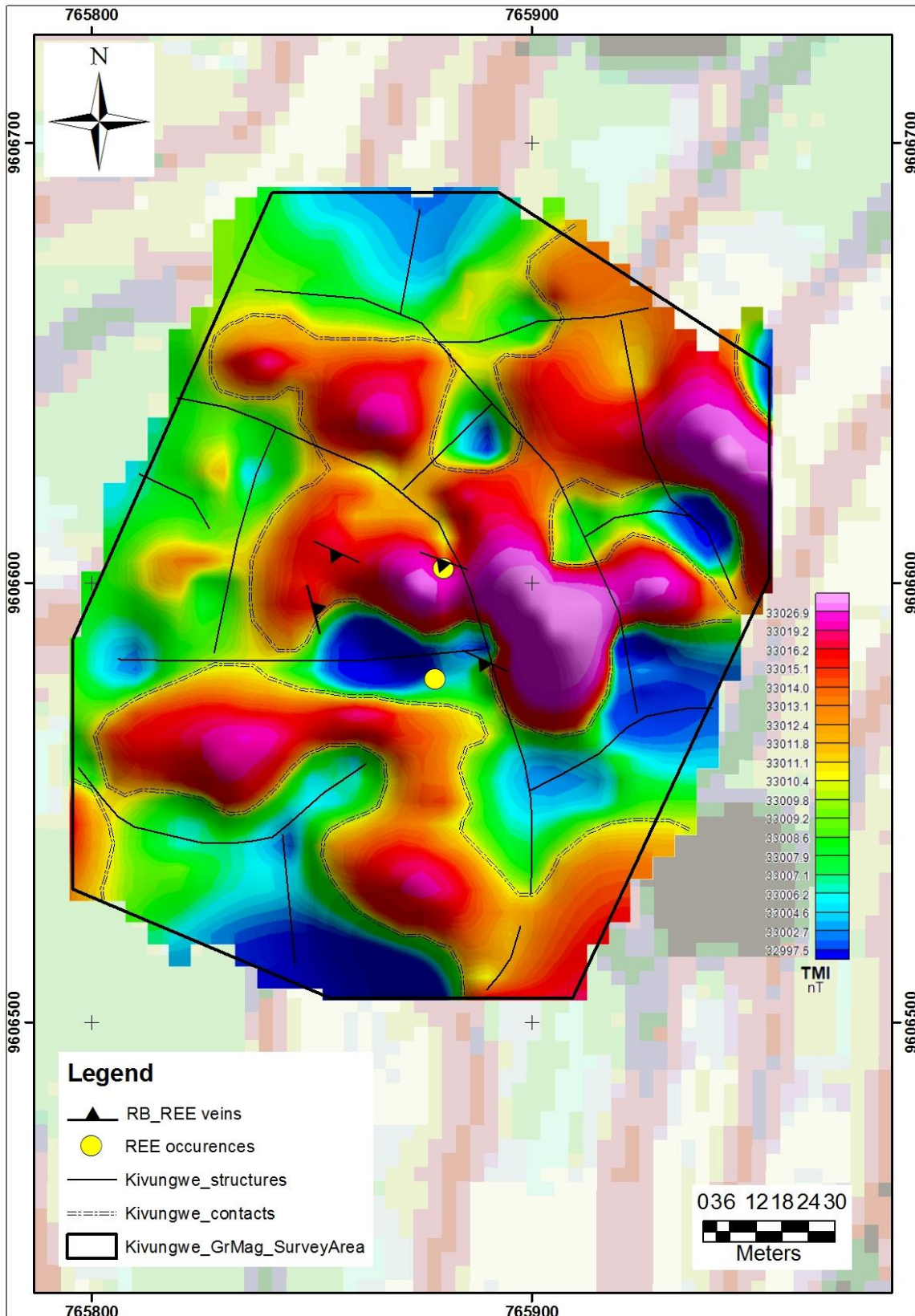


Figure C.20 : Image TMI de la grille étudiée de Kivungwe (Kubanza, 2013).

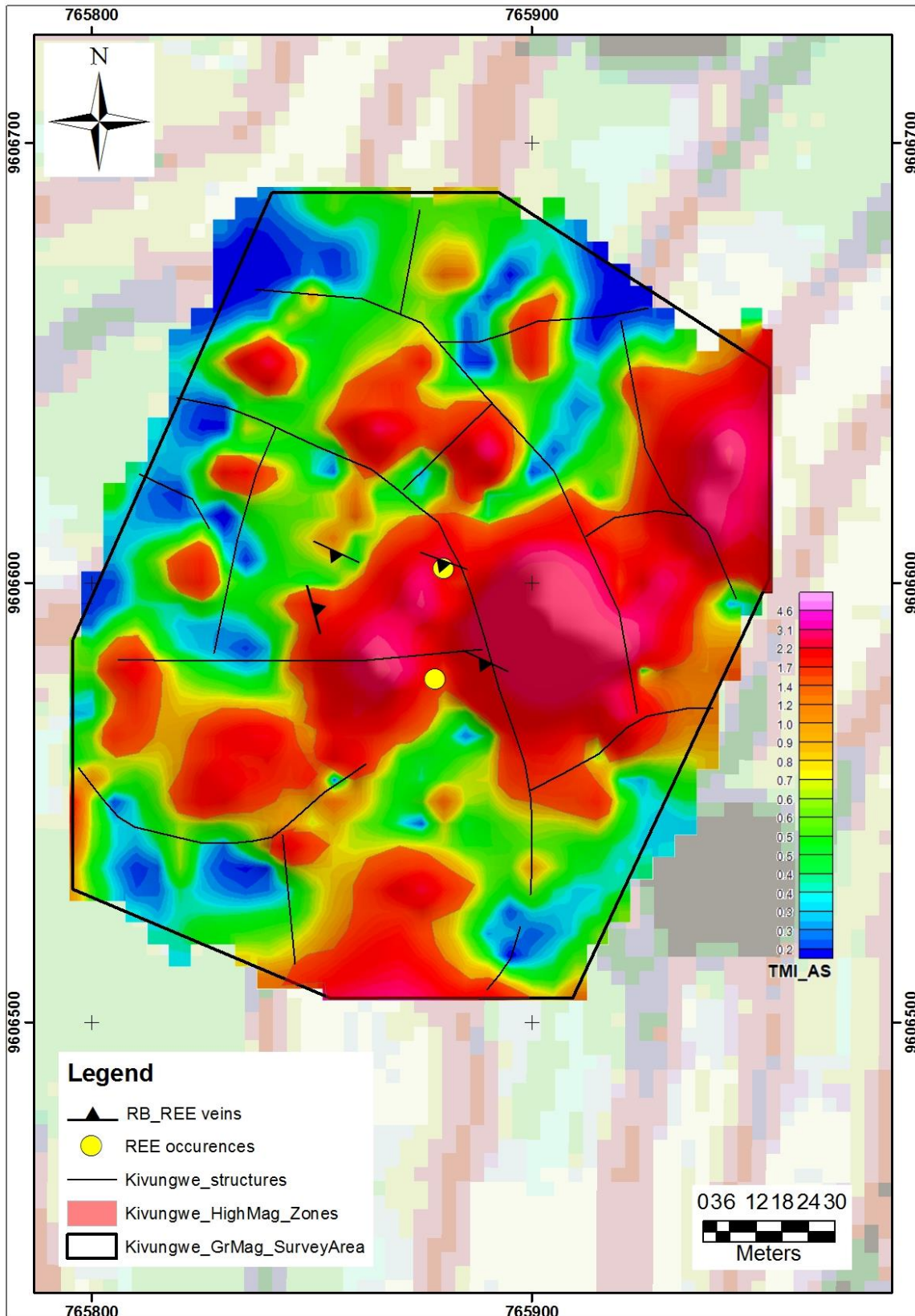


Figure C.21 : Image filtrée AS-TMI de la grille étudiée de Kivungwe (Kubanza, 2013).

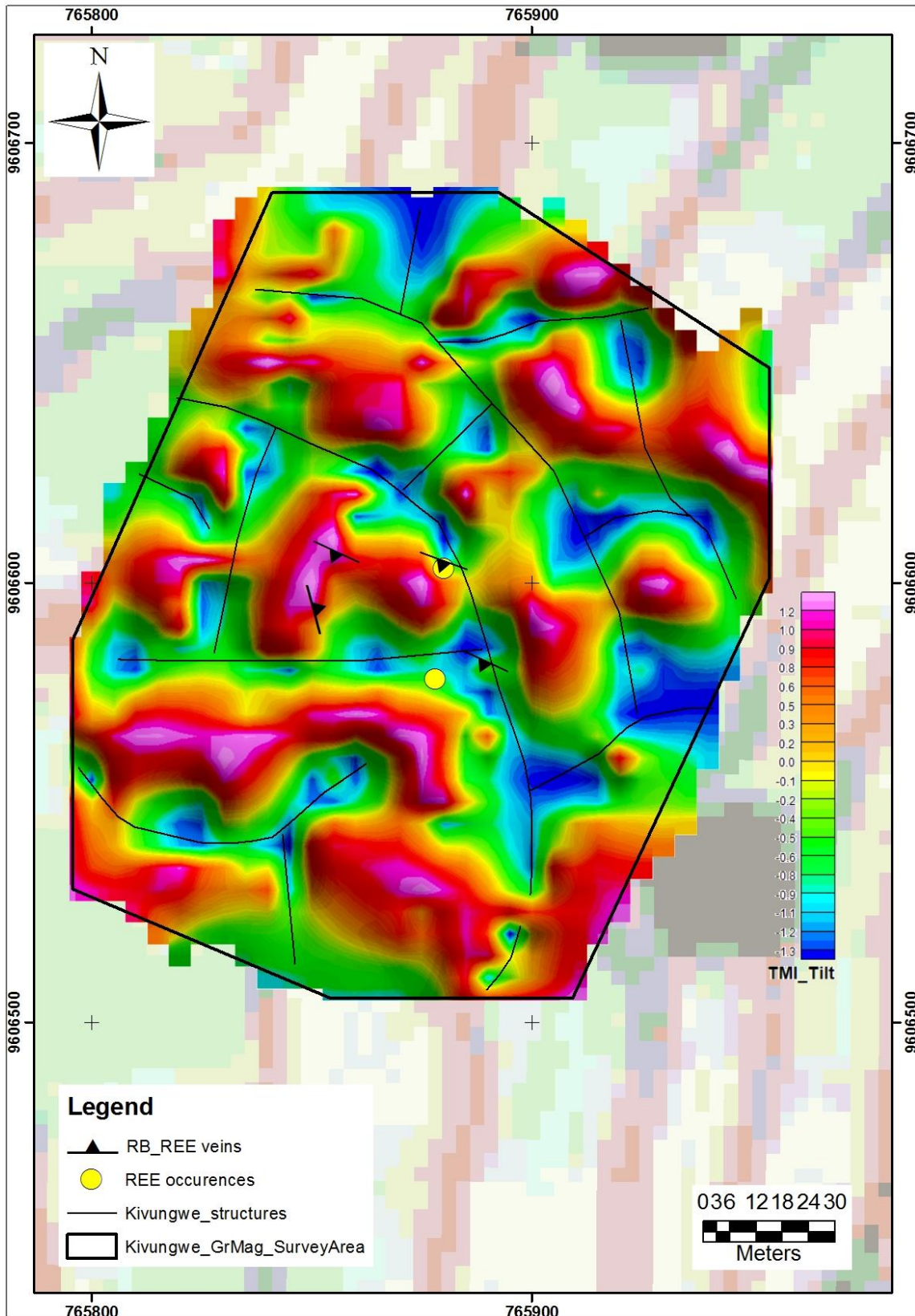


Figure C.22 : Image filtrée TDR-TMI de la grille étudiée de Kivungwe (Kubanza, 2013).

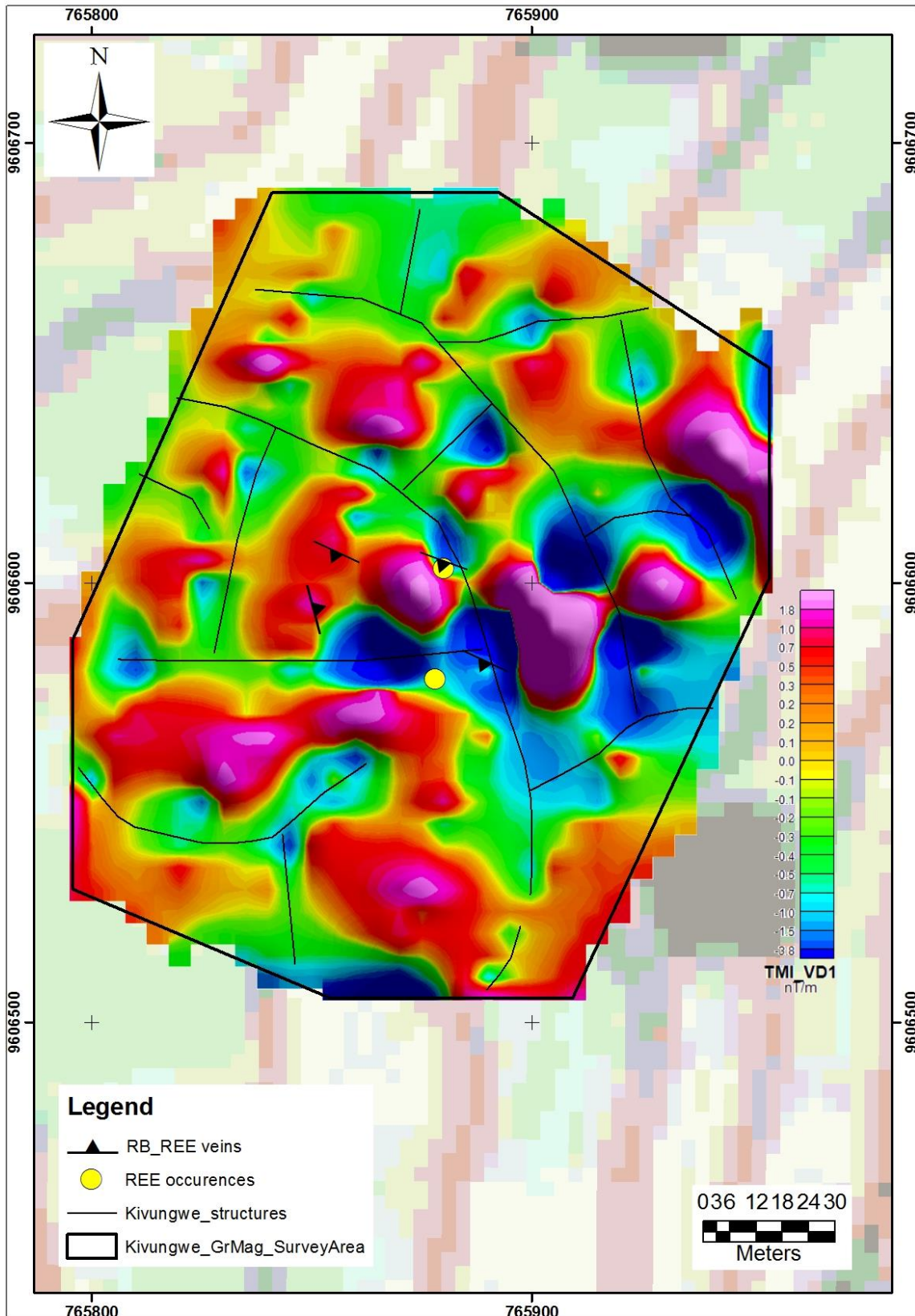


Figure C.23: Image filtrée VD1-TMI de la grille étudiée de Kivungwe (Kubanza, 2013).

2. 4. Bloc de prospection de Mugere-2

La carte TMI du bloc de prospection de Mugere-2 (Figure C.24) indique que l'anomalie magnétique faible s'étend de 32980,0 à 32994,6 nT, l'anomalie modérée de 32994,6 à 32999,9 nT et l'anomalie magnétique élevée de 32999,9 à 33023,4 nT. Le schéma des anomalies magnétiques montre une distribution de grande anomalie entourant les bords du réseau depuis le nord, l'ouest et le sud. Les parties centrale et orientale de la grille sont dominées par une anomalie magnétique modérée à faible. Les anomalies les plus élevées se situent au sud-ouest de la grille de prospection. Les structures et les contacts magnétiques sont également perceptibles. La figure C.25 illustre la carte AS-TMI du bloc de prospection de Mugere-2. Les traces d'anomalies magnétiques, les contacts et les linéaments sont bien cartographiés. Les anomalies magnétiques élevées sont principalement dispersées dans la grille avec une forte concentration dans la partie ouest. De nombreuses structures sont associées à des zones magnétiques élevées et seules quelques structures ne le sont pas. Une veine de terres rares se situe dans la zone fortement magnétique et coupe une structure magnétique creux.

La carte TDR_TMI sur la grille de prospection de Mugere-2 affiche une couverture claire des structures de sous-sol peu profondes, comme illustré à la figure c.26. Les structures sont principalement orientées NW-SE, NE-SW et N-S. Dans une certaine mesure, le schéma des anomalies magnétiques est complexe du fait de la perturbation des lits magnétiques par des failles.

La figure C.27 montre l'image filtrée VD1-TMI du bloc de prospection de Mugere-2. Cette image filtrée des données TMI fournit une bonne indication des structures profondes dans la grille de prospection. La configuration des anomalies magnétiques est un peu complexe, mais les structures sont évidentes, comme indiqué sur la carte TDR_TMI (Figure C.28).

Les zones magnétiques élevées, les contacts magnétiques, les structures et les veines de terres rares dans la grille de Mugere-2 sont exposés. Le très petit nombre de veines de terres rares détectées dans cette grille rend l'interprétation très difficile. Une veine a été détectée au bord du bloc de levé vers l'est et une autre veine dans la grille. Cette dernière est associée à une zone magnétique élevée et coupe une structure magnétique.

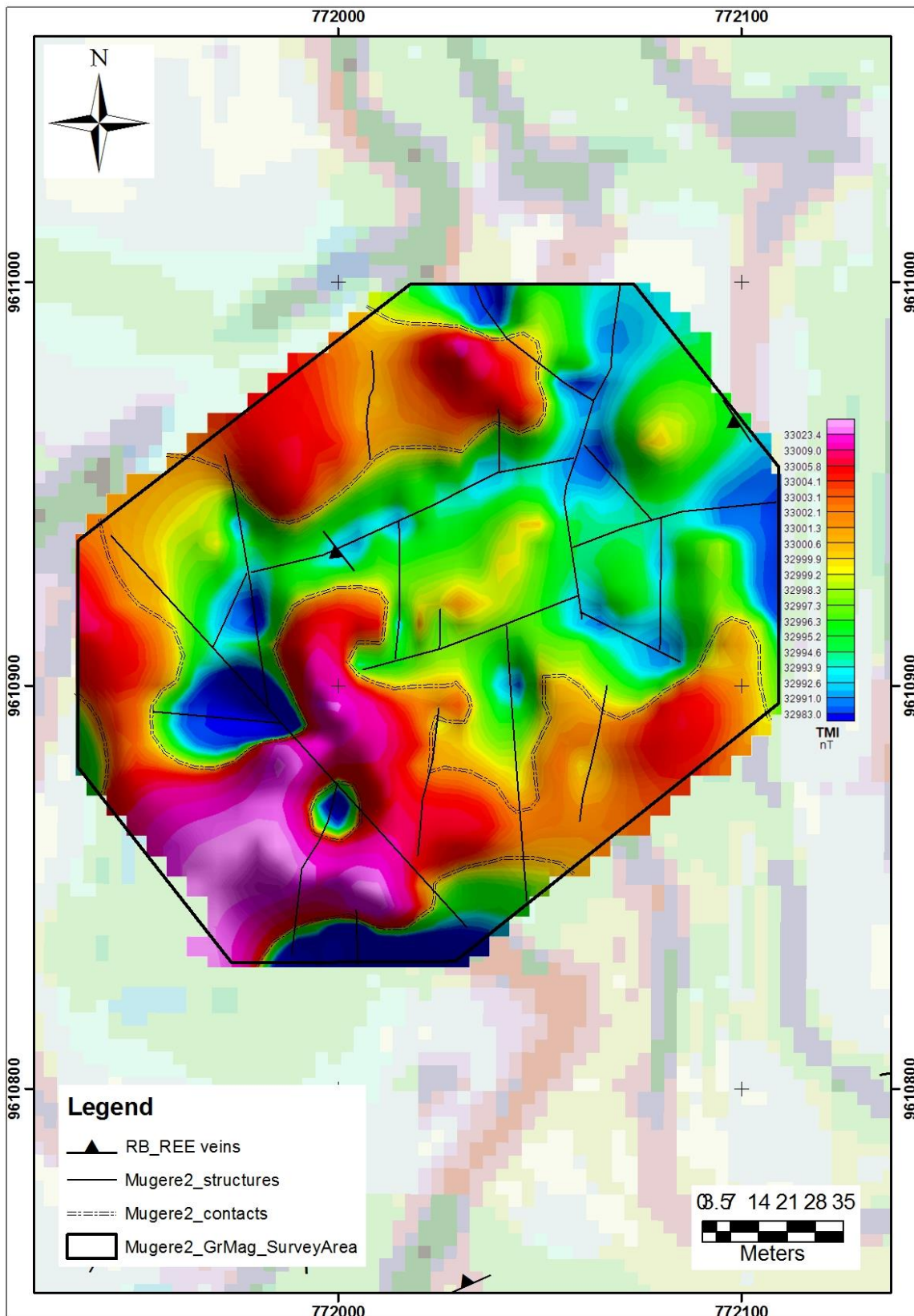


Figure C.24 : Image TMI de la grille étudiée de Mugere-2 (Kubanza, 2013).

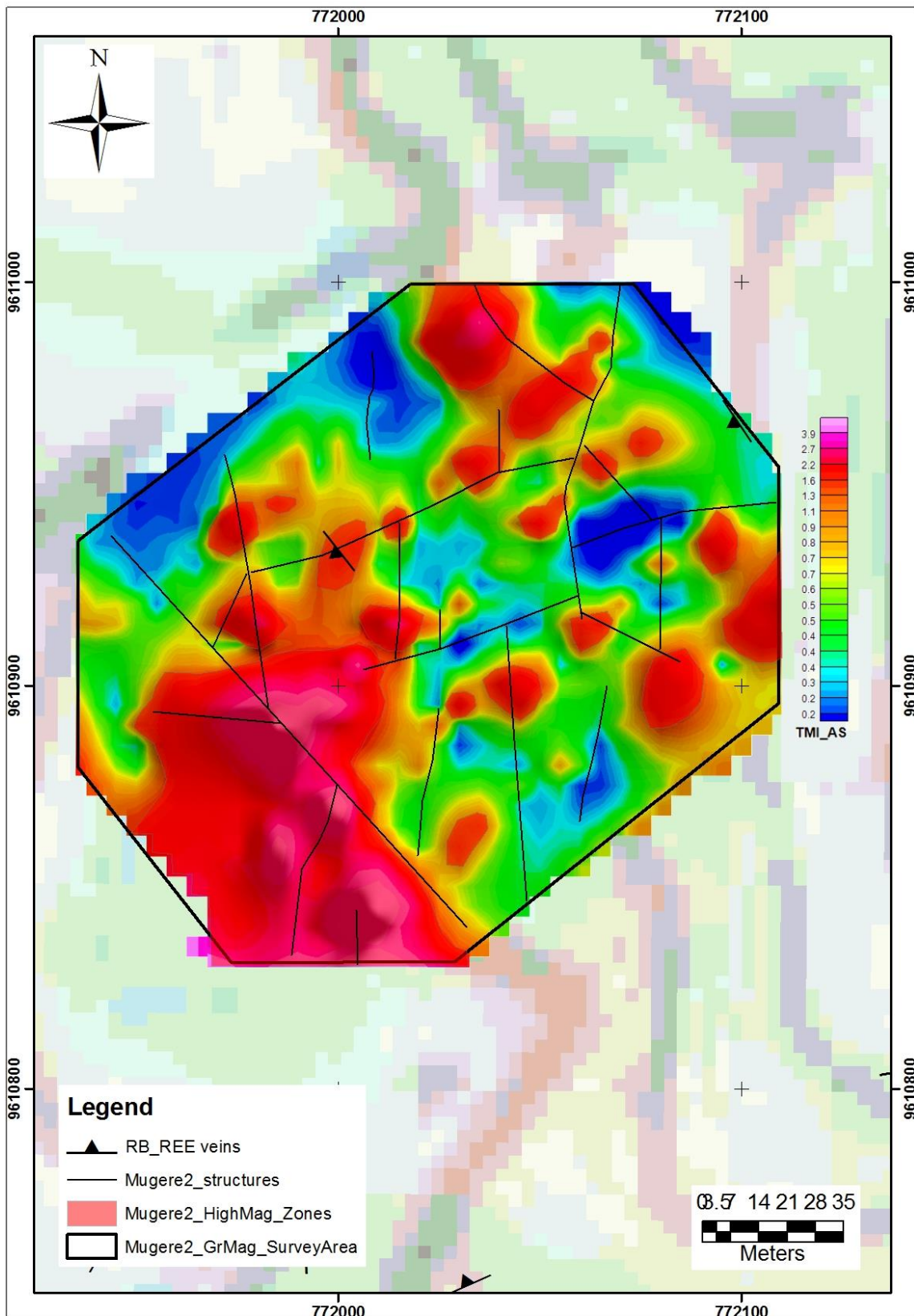


Figure C.25: Image filtrée AS-TMI de la grille étudiée de Mugere-2 (Kubanza, 2013)

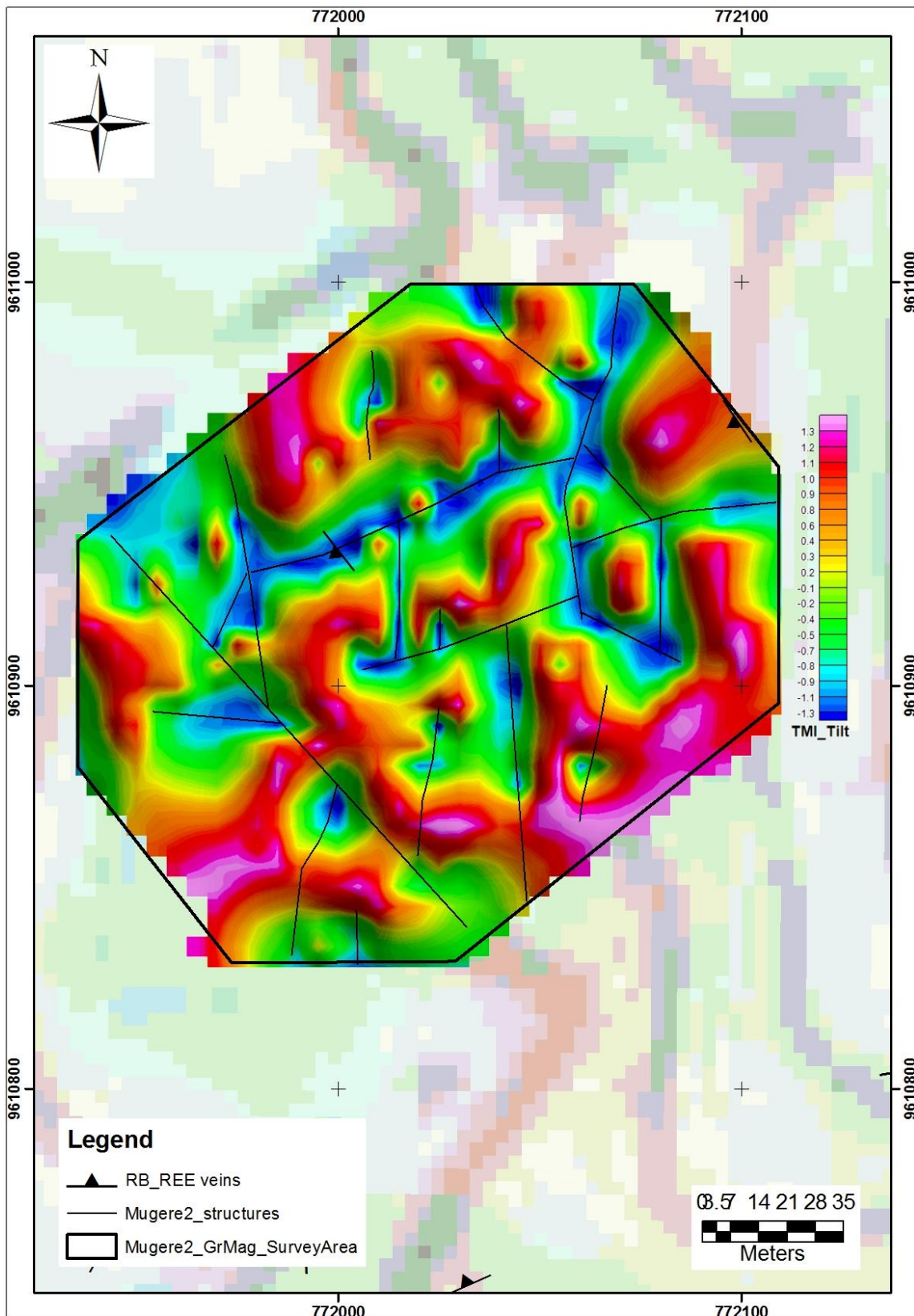


Figure C.26 : Image filtrée TDR-TMI de la grille étudiée de Mugere-2 (Kubanza, 2013)

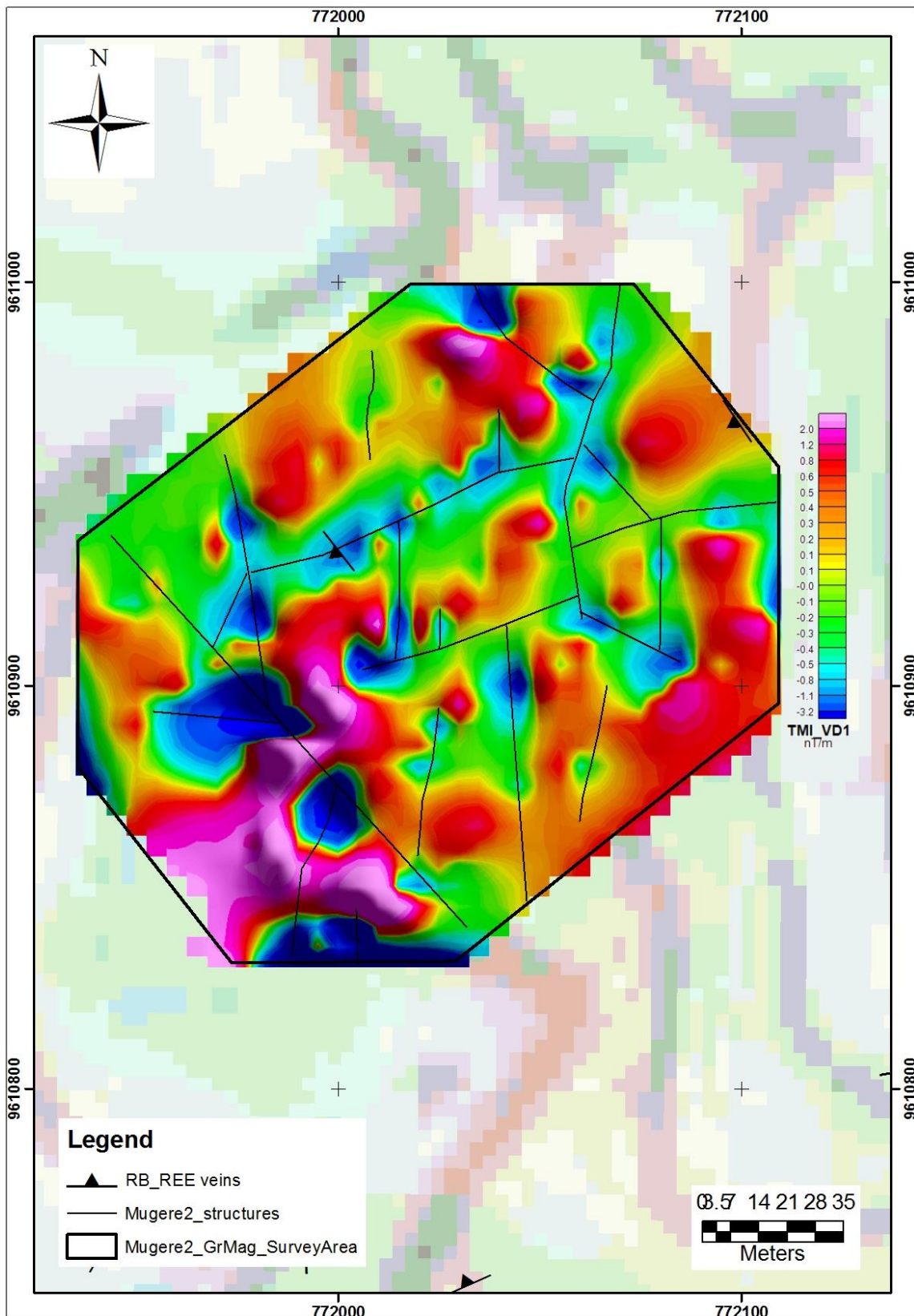


Figure C.27 : Image filtrée VD1-TMI de la grille étudiée de Mugere-2 (Kubanza, 2013)

Titre : Les minéralisations en Eléments de Terres Rares de la région de Gakara (Burundi) : contrôle structural, caractérisation pétrologique et géochimique, modèle métallogénique

Mots clés : Eléments de Terres Rares, bastnaésite, monazite, Gakara, Burundi

Résumé : Le gisement d'Eléments de Terres Rares (ETR) de Gakara est situé le long du Rift Est-Africain qui héberge plusieurs carbonatites d'âge variant du Protérozoïque au Cénozoïque. La composition des inclusions fluides piégées dans la bastnaésite (fluorocarbonate d'ETR) et dans le quartz ainsi que leurs signatures isotopiques suggèrent fortement que la minéralisation a précipité d'abord à partir d'une saumure exsolvée d'un magma carbonatitique qui a ensuite subi une démixtion laissant une vapeur à CO₂ et une saumure aqueuse. Un autre fluide de salinité plus faible s'y est mélangé plus tardivement au cours de la minéralisation. Les données microthermométriques indiquent que les minéralisations se sont mises en place à des

températures variant entre 400 et 450°C avec des variations de pression entre 160 et 330 MPa. Ces données corroborent les observations de terrain qui suggèrent que les minéralisations se sont mises en place dans la croûte supérieure fragile avec des gradients de pression importants accentuant la fracturation de l'encaissant. Selon les données géochronologiques acquises sur la bastnaésite et la monazite (phosphate d'ETR), le gisement d'ETR de Gakara s'est formé pendant l'événement panafricain (vers 600 Ma), dans un continuum d'hydrothermalisme commençant par une albitisation suivi de la précipitation de la bastnaésite et tardivement de la monazite.

Title: The Rare Earth Elements mineralization of the Gakara area (Burundi): Structural control, geochemical and petrological characterization, metallogenic model

Keywords : Rare Earth Elements, bastnaesite, monazite, Gakara, Burundi

Abstract: The Rare Earth Elements (REE) deposit of Gakara is located along the East African Rift, which hosts numerous carbonatites ranging in age from Proterozoic to Cenozoic. The composition of fluids inclusions trapped in bastnaesite and quartz crystals as well as the isotopic signatures suggest that the mineralization precipitated first from a high salinity fluid exsolved from a carbonatitic magma which was then demixed and later another fluid with very low salinity was mixed during the mineralization. Microthermometric data indicate that mineralization formed at temperatures between 400 and 450°C with

pressure variations between 160 and 330 MPa. Those data corroborate field observations which suggest that mineralization occurred in the brittle upper crust with significant pressure gradients heightening fracturing of the host rocks. According to geochronological data acquired on both bastnaesite and monazite grains, the REE deposit of Gakara was formed during the Panafrican event (around 600 Ma), in a hydrothermal continuum beginning by sodic metasomatism, and then by the precipitation of bastnaesite and followed by crystallization of monazite.