

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix - Travail - Patrie

\*\*\*\*\*

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

\*\*\*\*\*

CENTRE DE RECHERCHE ET DE FORMATION  
DOCTORALE EN SCIENCES, TECHNOLOGIES  
ET GEOSCIENCES

\*\*\*\*\*

UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION  
DOCTORALE PHYSIQUE ET APPLICATIONS

\*\*\*\*\*

B.P. : 812 Yaoundé

E-mail : [crfd\\_stg@uv1.uninet.cm](mailto:crfd_stg@uv1.uninet.cm)



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace - Work - Fatherland

\*\*\*\*\*

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

\*\*\*\*\*

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE, TECH-  
NOLOGY AND GEOSCIENCES

\*\*\*\*\*

RESEARCH AND POSTGRADUATE TRAINING  
UNIT FOR PHYSICS AND APPLICATIONS

\*\*\*\*\*

Po Box : 812 Yaounde

E-mail : [crfd\\_stg@uv1.uninet.cm](mailto:crfd_stg@uv1.uninet.cm)

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE

LABORATORY OF PHYSICS OF THE TERRESTRIAL ENVIRONMENT

INVESTIGATION DES STRUCTURES CRUSTALES  
SUB-SUPERFICIELLES PAR LA METHODE AE-  
ROMAGNETIQUE DANS LA ZONE DE  
DENG DENG-GARGA SARALI (EST-CAMEROUN).  
IMPLICATIONS STRUCTURALES  
ET GEOTHERMALES

**THESE**

Soutenue publiquement en vue de l'obtention du

**Doctorat/PhD en Physique**

**Spécialité** : Physique de l'Environnement Terrestre

**Option** : Géophysique et Géoexploration

Par :

**YIGUI Lionel Cédric, MSc**

Matricule : 10Y745

Sous la direction de :

**NDOUGSA MBARGA Théophile, Ph.D**

*Professeur, Université de Yaoundé I*



Octobre 2023



DEPARTEMENT DE PHYSIQUE  
DEPARTMENT OF PHYSICS

## ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur VONDOU Derbetini Appolinaire, Examineur, et Professeur, NDJAKA Jean-Marie Bienvenu, Président du jury de la Thèse de Doctorat/PhD de Monsieur YIGUI Lionel Cédric, Matricule 10Y745, préparée sous la direction du Professeur NDOUGSA MBARGA Théophile intitulée : « Investigation des structures crustales sub-superficielles par la méthode aéromagnétique dans la zone de Deng-Deng – Garga Sarali (Est- Cameroun) : implications structurales et géothermales », soutenue le mercredi, 11 Octobre 2023, en vue de l'obtention du grade de Docteur/PhD en Physique, Spécialité Physique de l'environnement terrestre, option Géophysique et géoexploration, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé le **29 NOV 2023**

L'Examineur

Vondou D.A.

Le Président du jury

Ndjaka Jean-Marie Bienvenu  
Professeur

Le Chef de Département de Physique  
  
Ndjaka Jean-Marie Bienvenu  
Professeur

# DÉDICACE

À  
*Ma famille :*

- Mon père, *NGUIAMBA Daniel* ;
- Ma mère, *BILOUER Charlotte*;
- Mon épouse, *YIGUI Née NGONO Marie Louise Antoinette ASSEMBE* ;
- Tous mes enfants, *ELOGA YIGUI Alanna Ashtone- Cindy ; SONDO YIGUI Chelsy Winnie- Fred ; BILOUER YIGUI Gabriel Lenny- Chrisley ; YIGUI NGONO Raphaël Kenny- Riley.*

## REMERCIEMENTS

Au moment où il est question de mettre un terme à la rédaction de ce manuscrit de thèse, il serait malhonnête de ne pas avoir une pensée positive à l'endroit de tous ceux qui y ont contribué.

- Je tiens d'abord à remercier, mon Directeur de Thèse, le **Professeur NDOUGSA MBARGA Théophile**, qui a bien voulu diriger ce travail, malgré ses multiples occupations. Nos échanges, qui avaient pour socle des conseils avisés et un sentiment paternel très poussé, ont laissé jaillir de moi, depuis mon initiation à la recherche jusqu'ici, de nombreuses qualités scientifiques et humaines. Qu'il retrouve en ces quelques mots, l'expression de ma profonde gratitude ;
- Je remercie le **Professeur OWONO OWONO Luc Calvin**, Vice- Recteur chargé des Enseignements, de la Professionnalisation et du Développement des Technologies de l'Information et de la Communication à l'Université de Yaoundé I et par ailleurs Coordonnateur de l'Unité de Recherche et de Formation Doctorale de Physique et Applications de la même Université pour la diligence avec laquelle il a contribué à l'épanouissement de son étudiant que je suis au sein de l'Université ;
- Je remercie le **Professeur NDJAKA Jean Marie Bienvenue**, Chef du Département de Physique à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, ainsi que tous les enseignants de ce Département pour la formation reçue depuis mon admission à l'Université de Yaoundé I ;
- J'adresse toute ma reconnaissance au **Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe**, Enseignant au Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I et Coordonnateur du Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre (L.A.P.E.T), pour les encouragements, les multiples conseils qu'il m'a prodigués, et davantage encore l'assurance qu'il a su me donner à travers sa posture de grand frère au détriment de celle d'enseignant;
- J'exprime ma gratitude à tous les enseignants du Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I et particulièrement aux enseignants du Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre, notamment les **Professeurs TABOD Charles TABOD, NOUAYOU Robert, OWONA ANGUE Marie Louise, ENYEGUE A NYAM Françoise, VONDOU Derbetini Appolinaire, MELI'I Larisa Jorelle**, pour la qualité des enseignements reçus et/ou surtout pour leur disponibilité à répondre à toutes mes sollicitations.
- Je porte une grande reconnaissance à l'endroit du **Professeur BEN BOLIE Germain Hubert**, Enseignant au Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, pour son soutien permanent et ses conseils de parent ;

- Ma reconnaissance va aussi à l'endroit de mes aînés académiques et/ou camarades de laboratoire qui m'ont accueilli d'une part au Laboratoire de Géophysique et, d'autre part, ont facilité mon insertion, tout en m'inculquant des valeurs scientifiques et sociales de pointe dans une ambiance bon enfant. Je pense particulièrement aux **Professeurs MEYING Arsène, GOUET Daniel Hervé**, aux **Docteurs BIKORO BI ALOU Marcellin, ZANGA AMOUGOU Alain, FEUMOE SIYAPDJIE Alain Narcisse, NGOUMOU Paul Claude, MONO Jean Aimé, OWONO AMOUGOU Olivier Ulrich-Igor, YANDJIMAIN Justine, NGOH Jean Daniel, ASSEMBE Stéphane Patrick, PEPOGO MAN-MVELE Didier, TEIKEU ASSATSE William, NYABAN Christian Emile** ; aux doctorants **ENEME Ostwald Gaëtan, NGOA EMBENG Stève, BIDICHAEL WAHILE Elvis, SOUGA KASSIA Georges Voltaire, MANEKENG TADJOUTEU Stella Amina, WANDJI KAMWA Joseph Antoine, NGAH Christian, TCHEUKAM NGATCHEU Christelle**, l'ingénieur des mines et de la géologie **EMBOLO EMBOLO Fabrice**. Que chacun d'entre vous trouve ici l'expression de ma profonde gratitude pour l'ambiance et la collaboration constante tout au long de l'élaboration de ce travail.
- J'exprime ma gratitude aux personnalités scientifiques **nationales** et **internationales**, **internes** et **externes** à l'université qui ont accepté de façon spontanée d'examiner ce travail et les publications qui en découlent ;
- De même, j'exprime ma gratitude aux membres du jury pour tout le temps précieux qu'ils ont bien voulu sacrifier afin d'examiner ledit travail.
- Mes remerciements vont également à l'endroit de tous les membres de **ma grande famille** et **ma belle-famille** pour le soutien constant et les multiples conseils qu'ils m'ont apportés tout au long de mon parcours académique.
- Je ne saurai oublier de remercier tous **mes amis et collègues de service** pour leurs multiples conseils et leur soutien sans faille.
- Évidemment un bout de papier n'est pas suffisant pour que toutes les personnes auxquelles je pense soient nommément citées. je voudrais donc remercier sincèrement tous ceux qui, de près ou de loin ont contribué de quelque façon que ce soit à l'élaboration de ce travail.

# TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	i
REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES SYMBOLES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ACRONYMES.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiv
ABSTRACT.....	xv
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTÉRATURE.....	7
1.1. CRATONISATION DE LA PLAQUE AFRICAINE ET LE PRECAMBRIEN D'AFRIQUE.....	8
1.2. CONNAISSANCE DE L'ENSEMBLE PANAFRICAIN -L'OROGENESE PANAFRICAIN.....	9
1.2.1 L'orogène Panafricaine dans le monde.....	9
1.2.2 La Chaîne Panafricaine en Afrique.....	11
1.2.3. La Chaîne Panafricaine au Cameroun.....	12
1.2.4. Les formations remaniées.....	13
1.2.5. Formations panafricaines « sensu stricto ».....	14
1.2.6. La couverture sédimentaire.....	17
1.2.7. La ligne du Cameroun.....	17
1.2.8. Cadre tectonique.....	19
1.2.9. Contexte métallogénique : intérêt minier de la Chaîne Panafricaine au Cameroun	19
1.3. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	22
1.3.1. Présentation géographique.....	22
1.3.2. Cadre géologico-tectonique.....	24
1.3.3. Travaux géologiques et géophysiques antérieurs.....	27
CHAPITRE II :.....	35
METHODOLOGIE D'INTERPRETATION DES DONNEES MAGNETIQUES.....	35
2.1. LES METHODES POTENTIELLES ET LEUR IMPORTANCE.....	36
2.2.1. Force magnétique – Champ magnétique terrestre.....	38
2.2.2. Le champ magnétique de référence international (IGRF).....	41
2.2.3. Les propriétés magnétiques des roches.....	41
2.2.4. Les anomalies magnétiques.....	42

2.2.5. Le levé magnétique .....	44
<b>2.3. METHODES D'INTERPRETATION ET OPERATEURS DE TRANSFORMATION .....</b>	<b>46</b>
2.3.1. Interprétation des données magnétiques.....	46
2.3.2. Opérateurs de transformation .....	47
2.3.3. La modélisation 2 <sup>3/4</sup> D .....	54
<b>2.4. ANALYSE SPECTRALE.....</b>	<b>54</b>
<b>2.5. PROFONDEUR DES POINTS DE CURIE, GRADIENT GEOTHERMIQUE ET FLUX DE CHALEUR .....</b>	<b>55</b>
2.5.1. Estimation de la profondeur du point de Curie à partir de la méthode centroïde	56
2.5.2. Gradient géothermique.....	57
2.5.3. La densité de flux de chaleur .....	58
<b>2.6. DONNEES AEROMAGNETIQUES.....</b>	<b>60</b>
2.6.1. L'Origine des données magnétiques .....	60
2.6.2. Prétraitement ou correction des données.....	60
2.6.3. L'Organigramme de traitement des données magnétiques.....	61
<b>CHAPITRE III : .....</b>	<b>62</b>
<b>RÉSULTATS ET DISCUSSION .....</b>	<b>62</b>
<b>3.1 ANALYSE ET INTERPRETATION QUALITATIVE DES DONNEES AEROMAGNETIQUES .....</b>	<b>63</b>
3.1.1 Anomalies de l'Intensité du Champ Magnétique (AICM) .....	63
3.1.3. Cartes de l'AICM-RE prolongées vers le haut.....	66
3.1.5. Gradient horizontaux directionnels.....	71
3.1.6 Gradient vertical .....	73
3.1.7 Analyse multi-échelle .....	74
<b>3.2. ANALYSE ET INTERPRETATION QUANTITATIVE DES DONNEES AEROMAGNETIQUES .....</b>	<b>78</b>
<b>3.3 CONTRAINTES.....</b>	<b>80</b>
3.3.1 Choix des profils .....	82
3.3.2 Modélisation et interprétation des modèles obtenus.....	82
<b>3.4. LA PROSPECTION GEOTHERMIQUE : DETERMINATION DES POINTS DE CURIE .....</b>	<b>86</b>
3.4.1 Estimation des profondeurs de Curie.....	86
3.4.2 Evaluation du gradient géothermique.....	98
3.4.3 Déduction du flux de chaleur .....	99
<b>3.5 DISCUSSION.....</b>	<b>102</b>
3.5.1 Analyse structurale des cartes.....	102

3.5.2 Estimation de la profondeur des sources d'anomalies.....	108
3.5.3 Modélisation 2 <sup>3/4</sup> D .....	108
3.5.4 Corrélation entre la profondeur du point de Curie, gradient horizontal, flux de chaleur et la lithosphère de zone d'étude .....	108
3.5.5 Corrélation avec la prospection minière .....	110
3.6 VALIDITE DES RESULTATS .....	110
3.6.1 Validité des résultats qualitatifs.....	111
3.6.2 Validité des résultats quantitatifs .....	112
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	114
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	118
ARTICLE SCIENTIFIQUE ISSU DE LA THESE .....	139

## LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1 : Schéma structural de l’Afrique indiquant la répartition des cratons sur le continent (Faihead &amp; Okereke, 1988).</i>	9
<i>Figure 2 : Carte géodynamique des formations panafricaines et bresiliennes (Ganna et al., 2010).</i>	10
<i>Figure 3 : Modèle géodynamique post-collisionnel entre le CFAB et le Craton du Congo (Toteu et al., 2004).</i>	13
<i>Figure 4 : Carte de reconnaissance géologique du Cameroun présentant les foliations et les linéaments (Toteu et al., 2004).</i>	18
<i>Figure 5 : Carte topographique de la zone d’étude</i>	24
<i>Figure 6 : Carte géologique de la zone d’étude (Gazel &amp; Gerard, 1954).</i>	28
<i>Figure 7 : Schéma des caractéristiques du champ magnétique principal (Telford et al., 1990)</i>	39
<i>Figure 8 : Le champ magnétique terrestre (Owono, 2020).</i>	40
<i>Figure 9 : Valeurs des susceptibilités et types de roches correspondantes (Clark &amp; Emerson, 1990)</i>	43
<i>Figure 10 : Installation du levé de mesures magnétiques (Feumoe, 2014)</i>	44
<i>Figure 11 : Effet de l’inclinaison des structures planaires détectées suivant la profondeur d’enfouissement. (Khattach et al., 2006)</i>	52
<i>Figure 12 : Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pendages (b) (Vanie et al., 2005).</i>	52
<i>Figure 13 : Organigramme de la méthodologie de traitement des données aéromagnétiques appliquée dans ce travail.</i>	61
<i>Figure 14 : Carte des anomalies de l’intensité du champ magnétique.</i>	64
<i>Figure 15 : Carte de l’anomalie de l’intensité du champ magnétique réduit à l’équateur.</i>	66
<i>Figure 16 : Carte de l’AICM-RE prolongée vers le haut à 500m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m et 5000m.</i>	69
<i>Figure 17 : Carte du signal analytique.</i>	70
<i>Figure 18 : Carte de la première dérivée horizontale suivant la direction X.</i>	71
<i>Figure 19 : Carte de la première dérivée horizontale suivant la direction Y.</i>	72
<i>Figure 20 : Carte de la dérivée verticale suivant Z de l’AICM-RE.</i>	73

<i>Figure 21 : Carte des maxima du gradient horizontal des cartes AICM-RE prolongées à 500m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, et 5000m.....</i>	75
<i>Figure 22 : Carte structurale de la zone d'étude.....</i>	76
<i>Figure 23 : Rosaces directionnelles des différents linéaments.....</i>	76
<i>Figure 24 : Carte des solutions d'Euler.....</i>	79
<i>Figure 25 : Carte de l'AICM-RE avec profils choisis : P1: profile N°1; P2: profile N°2; P3: profil N° 3.....</i>	83
<i>Figure 26 : Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P1.....</i>	84
<i>Figure 27 : Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P2.....</i>	85
<i>Figure 28 : Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P3.....</i>	86
<i>Figure 29: Spectres de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des différents blocs.....</i>	95
<i>Figure 30: Carte représentant la distribution des profondeurs de Curie dans la zone d'étude..</i>	97
<i>Figure 31: Carte représentant la distribution du gradient géothermal dans la zone d'étude.....</i>	98
<i>Figure 32: variation du gradient géothermal en fonction de la profondeur de Curie .....</i>	99
<i>Figure 33: Carte représentant la distribution du flux de chaleur dans la zone d'étude.....</i>	100
<i>Figure 34: Variation du flux géothermal en fonction de la profondeur de Curie .....</i>	101
<i>Figure 35: Cartes résultant de la superposition des linéaments avec les autres cartes significatives.....</i>	106

## LISTE DES SYMBOLES

**$\mu_0$**  : Perméabilité magnétique du vide ( $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  U.S.I)

**$\mu$** : Perméabilité magnétique

**$\varepsilon$** : Permittivité

**D** : Déclinaison magnétique

**I** : Inclinaison magnétique

**°** : Degrée Celsius

**nT** : nano Tesla

**Ga** : Giga années

**kbars** : kilobars

**Ma** : million d'années

# LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1 : Les principaux linéaments observés et leurs caractéristiques (<i>Yigui et al., 2022</i>)</b> .....	77
<b>Tableau 2 : Susceptibilités magnétiques moyennes de certaines roches (<i>Telford et al., 1976</i>).</b> .....	81
<b>Tableau 3 : Les différentes profondeurs de Curie, gradient géothermal et flux de chaleur estimées pour les 15 blocs de la région d'étude.....</b>	96
<b>Tableau 4: Principales failles identifiées et leurs caractéristiques (<i>Yigui et al., 2022</i>).....</b>	104

## LISTE DES ACRONYMES

**ACDI** : Agence Canadienne de Développement International

**AICM** : Anomalie de l'intensité du Champ Magnétique

**AICM-RE** : Anomalie de l'intensité du Champ Magnétique Réduit à l'équateur

**ASM** : Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique

**AYD** : Adamaoua Yade Domain (*en français* *Domaine d'Adamaoua- Yadé*)

**BOSZ**: Betare Oya Shear Zone (*en français* *Zone de Cisaillement de Bétaré-Oya*)

**BRGM** : Bureau de Recherche Géologique et Minière

**CC** : Craton du Congo

**CCC** : Cisaillement Centre Camerounais

**CK** : Craton du Kalahari

**CN** : Craton Nilotique

**COA** : Craton Ouest Africain

**CPAC** : Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale

**CSF** : Craton de Sao Francisco

**DC** : Direct Current (*en français* *Courant Continu*)

**E** : East (*en français* *Est*)

**EGM 2008** : Earth Gravitational Model 2008

**ENE** : East-North-East (*en français* *Est-Nord-Est*)

**ESE** : East-South-East (*en français* *Est-Sud-Est*)

**FS**: Faille de la Sanaga

**GOCE:** Gravity field and steady state ocean circulation explorer

**IAGA :** International Aeronomy and Geomagnetism Association (*en français Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie*)

**IGRF :** International Geomagnetic Reference Field (*en français Champ Magnétique de Référence Internationale*)

**IP :** Induced polarization (*en français Polarisation Induite*)

**IUGG :** International Union of Geodesy and Geophysics (*en français Union Internationale de Géodésie et de Géophysique*)

**N :** North (*en français Nord*)

**NE :** North-East (*en français Nord-Est*)

**NNE :** North-North-East (*en français Nord-Nord-Est*)

**NNW :** North-North-West (*en français Nord-Nord-Ouest*)

**NW :** North-West (*en français Nord-Ouest*)

**NWCD :** North West Cameroonain Domain (*en français Domaine Nord-Ouest Cameroun*)

**ORSTOM:** Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer

**PDH :** Première Dérivée Horizontale (*en anglais Horizontal Gradient Magnitude (HGM)*)

**PDV :** Première Dérivée Verticale (*en anglais First Vertical Derivative (FVD)*)

**PPC :** Profondeurs des Points de Curie

**RCA :** République Centrafricaine

**S :** South (*en français Sud*)

**SCDP:** Shallow Curie point depth

**SE :** South-East (*en français Sud-Est*)

**SSE** : South-South-East (*en français Sud-Sud-Est*)

**SSW** : South-South-West (*en français Sud-Sud-Ouest*)

**SW** : South-West (*en français Sud-Ouest*)

**UTM** : Universal Transverse Mercator

**W** : West (*en français Ouest*)

**WNW** : West-North-West (*en français Ouest-Nord-Ouest*)

**WSW** : West-South-West (*en français Ouest-Sud-Ouest*)

**YD** : Yaounde Domain (*en français Domaine de Yaounde*)

## RÉSUMÉ

Les anomalies aéromagnétiques existant dans la région de Deng-Deng - Garga Sarali dans l'Est du Cameroun ont été filtrées pour une étude structurale du sous-sol de la région. La région d'étude s'étend du Sud au Nord entre les latitudes 5°00' et 5°30'N et de l'Ouest à l'Est entre les longitudes 13°30' et 14°45'E et appartient à la chaîne panafricaine. Cette étude a été abordée dans l'optique, d'une part, de déterminer les structures géologiques et tectoniques du sous-sol de la zone, et d'autre part, d'analyser son état thermique actuel afin d'en dégager les éventuelles implications géodynamiques sur la structure lithosphérique.

L'approche méthodologique simple, basée sur le filtrage de l'image aéromagnétique par le signal analytique, le gradient horizontal et la déconvolution d'Euler, a permis d'établir la cartographie structurale qui laisse apparaître des linéaments et/ou contacts majeurs interprétés comme étant des failles ou des dykes de la zone d'étude mais aussi, de proposer trois modèles à partir de trois profils préalablement choisis. Les principales directions structurales qui en ressortent sont NNE-SSW, ENE-WSW, WNW-ESE, NE-SW, NW-SE et E-W, avec une domination nette des directions ENE-WSW, NNE-SSW et E-W qui correspondent aux tendances régionales héritées de l'histoire tectonique de ce grand domaine panafricain. La carte des solutions d'Euler est bien en corrélation avec les bords de certains corps sources d'anomalies superficiels et profonds et dévoile des profondeurs d'Euler variant entre 250 m et 1750 m.

L'évaluation de l'état thermique de la zone d'étude qui débouche sur les implications géodynamiques éventuelles de sa structure lithosphérique a été faite, à partir de l'estimation des profondeurs du point de Curie issues de l'analyse spectrale  $2^{3/4}D$  des données magnétiques. De cette analyse, il ressort que la zone de Deng Deng - Garga Sarali est caractérisée par des points de profondeurs de Curie (PPC) qui varient entre 2,26 km et 8,80 km. De plus, on note également un gradient géothermique et un flux de chaleur dont les valeurs moyennes respectives sont de 113,79 °C/km et 284,49 mW.m<sup>-2</sup>. Ces valeurs qui sont très au-dessus des valeurs moyennes observées au niveau de la lithosphère continentale, témoignent d'un régime thermique élevé de la lithosphère, probablement due au rajeunissement de ce dernier lors de l'épisode panafricain mais aussi un amincissement de la croûte terrestre à cet endroit. De ce fait, la zone d'étude présenterait de possibles ressources géothermales, augurant ainsi une potentielle exploration géothermique.

**Mots clés:** Cartographie structurale, signal analytique, déconvolution d'Euler, chaîne Panafricaine, linéament, analyse spectrale, profondeur de Curie, gradient géothermal.

## ABSTRACT

The existing aeromagnetic anomalies in the Deng Deng - Garga Sarali region in East Cameroon were filtered for a structural study of the subsoil of the region. The study area extends from South to North between latitudes 5°00' and 5°30'N and from West to East between longitudes 13°30' and 14°45'E and belongs to the pan-African chain. This study was discussed in the optics, on the one hand, to determine the geological and tectonic structures of the basement of the area, and on the other hand, to analyze its current thermal state in order to identify the possible geodynamics implications on the lithospheric structure.

The simple methodological approach, based on the filtering of the aeromagnetic image by the analytical signal, the horizontal gradient, and the Euler's deconvolution of, made it possible to establish the structural cartography that reveals lineaments and/or majors contacts interpreted as faults or dykes in the study area but also to propose three models from three pre-selected profiles. The main structural directions that emerge are NNE-SSW, ENE-WSW, WNW-ESE, NE-SW, NW-SE and E-W, with a clear dominance of the ENE-WSW, NNE-SSW and E-W directions which correspond to regional trends inherited from the tectonic history of this great Pan-African domain. The map of Euler solutions is indeed in correlation with the edges of some superficial and deep anomaly source bodies and unveils Euler depths varying between 250 m and 1750 m.

The evaluation of the thermal state of the study area which leads results to the possible geodynamics implications, of its lithospheric structure was made, from the estimate of the Curie depths points (CDP) of the resulting from the spectral analysis  $2^{3/4}D$  of the magnetic data. This analysis shows that the Deng Deng - Garga Sarali area is characterized by CDP which vary between 2.26 km and 8.80 km. In addition, there is also a geothermal gradient and a heat flow whose respective mean values are 113.79°C/km and 284.49 mW.m<sup>-2</sup>. These values, which are well above the average values observed during level of the continental lithosphere, testify to a high thermal regime of the lithosphere, probably due to the rejuvenation of the latter during the Pan-African episode but also a thinning of the earth's crust at this location. As a result, the study area would present possible geothermal resources, which bodes well for geothermal exploration.

**Keywords:** Structural mapping, analytical signal, Euler's deconvolution, Pan-African chain, lineament, spectral analysis, Curie depth, geothermal gradient.

# **INTRODUCTION GENERALE**

La géophysique pourrait être définie comme étant la science qui étudie les propriétés physiques du sol dans le but d'en caractériser la structure et la composition. Pour cela, elle utilise les propriétés de la matière telles que la pesanteur, la gravitation, le magnétisme, l'électricité terrestre et atmosphérique, la réflexion et réfraction sismique, la radioactivité, la climatologie, le volcanisme, etc. Les investigations géophysiques ont le double avantage (1) d'aller au-delà de l'observation des affleurements à laquelle se limitent généralement les méthodes géologiques de prospection ; (2) et de permettre de gagner en temps dans l'exploration des surfaces afin d'avoir, grâce à ses multiples méthodes, des informations géologiques, minières et minérales dans les zones d'accès difficile et non accessibles pour la prospection géologique. Les problèmes en géophysique sont abordés avec Allard et Bois (1999) suivant trois approches classiques à savoir : (a) l'approche directe qui utilise une ou plusieurs méthodes géophysiques pour déceler directement les ressources minérales dans les formations géologiques; (b) l'approche indirecte qui s'applique lorsque la détection directe se révèle impossible, on procède alors par association; (c) l'approche cartographique, qui est beaucoup plus transversale et permet de faire face aux défis contemporains liés à l'exploration. De manière générale, cette dernière approche permet de délimiter les contacts géologiques, de localiser les éléments structuraux et d'identifier certaines formations géologiques susceptibles d'être des réservoirs de ressources naturelles. Notons qu'avec l'avancement des nouvelles techniques de traitement des données et de l'information, il est maintenant possible d'estimer l'extension ou le volume d'une structure ou formation géologique quelconque.

La présente étude se justifie par le fait que le gouvernement camerounais dans sa volonté d'émergence à l'horizon 2035 s'est fixé un certain nombre d'objectifs de développement sur tout le territoire national ayant pour but la résorption à brève échéance du déficit énergétique et de l'eau cette résorption aura pour conséquence majeure la stimulation, le développement et le renforcement du rendement industriel. C'est dans cette optique que bon nombre de projets à l'instar du projet de Lom Pangar, réhabilitation du trafic ferroviaire, constructions des logements sociaux, exploitation des minerais, etc., ont été évoqués pour la région de l'Est-Cameroun. Pourtant l'efficacité de la réalisation, de l'implémentation et même de la rentabilité de ces projets dépend fortement de la connaissance physique du terrain. Par ailleurs, la géologie du Cameroun est marquée par ses grands ensembles litho-structuraux, en l'occurrence le craton du Congo (CC) d'âge Archéen au Sud, et la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC) d'âge Panafricain au Nord. Cette dernière résulterait de la collision entre le CC, le craton Sao Francisco (CSF) et le Craton Ouest Africain (COA) d'après certains auteurs (Castaing et al., 1994, Toteu et al., 2004, Penaye et al., 2006). C'est ainsi

que l'essentiel des recherches géologiques tant pétrographiques, géochimiques que géochronologiques sont menées pour mieux comprendre son histoire. Les observations géologiques ne se limitant qu'à l'affleurement, il subsiste alors encore des imprécisions dans la connaissance de la structure du sous-sol de la région. Les méthodes potentielles contribuent grandement à l'amélioration de l'information géologique de la zone d'étude. Le choix des méthodes potentielles se fait sur la base du caractère étendu de la zone d'étude d'une part, mais aussi, sur l'aisance avec laquelle elle permet la localisation des accidents tectoniques qui sont de probables pièges de minerais. Pour finir, de nombreuses études ont montré que la méthode aéromagnétique peut être considérée comme un excellent moyen pour déterminer à la fois, l'état de fracturation du sous-sol, la délimitation des zones de potentielle minéralisation d'oxydes de fer (magnétite, BIF, itabirite...) et/ou de substances connexes, mais d'avantage encore, la détermination de l'état thermo-tectonique des structures géologiques à partir des profondeurs des points de Curie (PPC).

La compréhension des structures est le socle sur lequel repose l'interprétation des mouvements de la croûte qui ont formé le terrain actuel. Les structures indiquent les sites potentiels de réserves de métaux précieux, de pétrole et de gaz, car elles caractérisent la géométrie des unités de roches du substratum et le niveau de déformation et de stress survenu dans une région. La kyrielle d'études réalisées dans la région de l'Est-Cameroun montre à suffire que la caractérisation du socle de la zone d'étude qui semble toujours mal connue, et pose des problèmes relatifs à : (a) la détermination des limites de formations géologiques; (b) la nature des contacts (intrusif, sédimentaire, tectonique, gradient métamorphique) entre les différents ensembles; (c) l'évolution tectonique et géodynamique, et (d) l'implication en ressources minérales et minières. Tout à côté, ces études révèlent un fort potentiel minier et forestier qui pourrait constituer pour l'avenir une source économique importante pour l'épanouissement pluriel de tout le pays. Toutefois il est important de se demander comment on peut de façon efficiente et efficace exploiter ces richesses afin de développer cette région dans l'espace et dans le temps. Ou encore, quel type d'investissement peut-on faire, et à quel endroit, pour contribuer au développement socio-économique effectif de la région de Deng Deng- Garga Sarali qui fait l'objet de notre étude.

Apporter des réponses à ces questions requiert donc un travail de cartographie des structures crustales de la zone. L'usage de méthodes géophysiques potentielles s'avèrerait propice pour l'optimisation desdits travaux et fournirait plus de précision sur la litho-stratigraphie de la zone d'étude si l'on ferait face à une juxtaposition des structures de contraste de susceptibilité voisine.

La présente étude repose sur un certain nombre d'hypothèses à savoir :

- ✚ Le Cameroun a subi une activité tectonique intense marquée par plusieurs phases de déformation accompagnées par des plissements, des cisaillements, des fractures ou des failles.
- ✚ La subduction de la plaque méridionale du Craton du Congo sous la plaque de l'Adamaoua aurait provoqué des failles profondes dans les couvertures.
- ✚ L'étude du comportement des failles à partir d'une image filtrée nous informe sur leur origine, leur signification géologique, structurale et leur incidence sur la tectonique.
- ✚ Les techniques des filtrages des données aéromagnétiques améliorent la localisation des structures géologiques et permettent la cartographie des linéaments de façon raffinée et précise.
- ✚ la méthode aéromagnétique est un excellent moyen pour la détermination de l'état thermo-tectonique des structures géologiques à partir des PPC et la délimitation des zones potentielles en minéralisation effective d'oxydes de fer et autres substances connexes.

Pour mener à bien cette étude, il est nécessaire de fixer un certain nombre d'objectifs.

L'objectif général de cette étude est de procéder à une cartographie aéromagnétique afin de contribuer à la compréhension de la structuration interne des formations géologiques et la définition des zones potentiellement minières dans les régions de Deng Deng - Garga-Sarali, à l'Est Cameroun.

De manière spécifique, il sera question :

- ✓ De modéliser les données aéromagnétiques de Paterson et al. (1976) ;
- ✓ D'identifier et de délimiter les différentes unités magnétiques ou formations géologiques superficielles et profondes de la zone d'étude ;
- ✓ De dresser les cartes des linéaments et des failles de la région d'étude à partir des interprétations précédentes et de l'analyse multi-échelle ;
- ✓ D'établir des corrélations avec les observations géologiques et les études géophysiques antérieures ;
- ✓ De procéder à une modélisation 2<sup>3/4</sup>D des données aéromagnétiques le long de certains profils de cette zone d'étude, afin d'esquisser le modèle géologique probable de la zone d'étude ;
- ✓ D'estimer les profondeurs de Curie et de déduire de ces dernières, le potentiel géothermal de la région d'étude.

La présente étude devrait permettre d'identifier les discontinuités ou les accidents tectoniques tels que les failles, les fractures, les dykes, les plissements ou des intrusions quelconques qui auraient eu cours dans la zone d'étude. L'analyse quantitative permettra de donner les profondeurs des grands traits structuraux et les formes géométriques des anomalies observées. Une analyse quantitative par la méthode analytique dite de la déconvolution d'Euler nous permettra d'estimer les profondeurs des toits des structures anormales, sources des anomalies observées. Et une analyse spectrale des données magnétiques de ladite zone permettra d'estimer les profondeurs de Curie et d'évaluer le potentiel géothermal de cette zone.

Le présent travail permettra à la fois la détection et la délimitation des zones potentiellement dangereuses, mais aussi de mieux œuvrer pour l'amélioration de l'information minière du pays à travers l'exploration des substances minérales. Il permettra donc principalement :

- De prévenir les catastrophes naturelles ;
- D'améliorer les connaissances structurales régionales et locales des structures superficielles et profondes ;
- D'élaborer une cartographie des environnements géométriques et des pièges structuraux susceptibles d'héberger les ressources minérales, et les gîtes des eaux minérales et de sources pour l'amélioration des conditions d'accès à l'eau potable.

Afin d'atteindre notre objectif, notre travail est donc organisé suivant la structuration ci-dessous :

- ✎ Le **premier chapitre** sera consacré à la synthèse bibliographique du Cameroun en général et de la zone d'étude en particulier, afin de situer cette dernière dans son contexte géologique, tectonique et minier;
- ✎ Le **deuxième chapitre** mettra en exergue les fondements des méthodes de champs potentiels, leurs avantages opérationnels et leurs inconvénients, leurs principes théoriques et les processus d'acquisition desdites données. Il fera ensuite ressortir les bases sur les différents filtres mathématiques desquels découlera le traitement des données magnétiques;
- ✎ Le **troisième chapitre** sera axé d'abord sur l'interprétation des différents résultats obtenus en mettant en exergue l'éventuelle corrélation avec la géologie et la tectonique locale et même régionale ; ensuite sur la modélisation 2<sup>3/4</sup>D des structures ou formations géologiques, potentielles sources causatives de ces anomalies magnétiques. Enfin, une estimation des profondeurs de Curie sera faite pour explorer le potentiel géothermal de la zone d'étude. Le

niveau de validité des résultats sera apprécié en tenant compte des différentes erreurs susceptibles d'entacher les résultats obtenus.

Enfin, une conclusion générale résumera l'essentiel des résultats obtenus dans ce travail. Elle sera assortie de perspectives visant à affiner nos conclusions.

**CHAPITRE I : REVUE DE LA  
LITTÉRATURE**

Ce chapitre constitue une synthèse des connaissances actuelles sur la géologie et de la tectonique régionale de la zone d'étude.

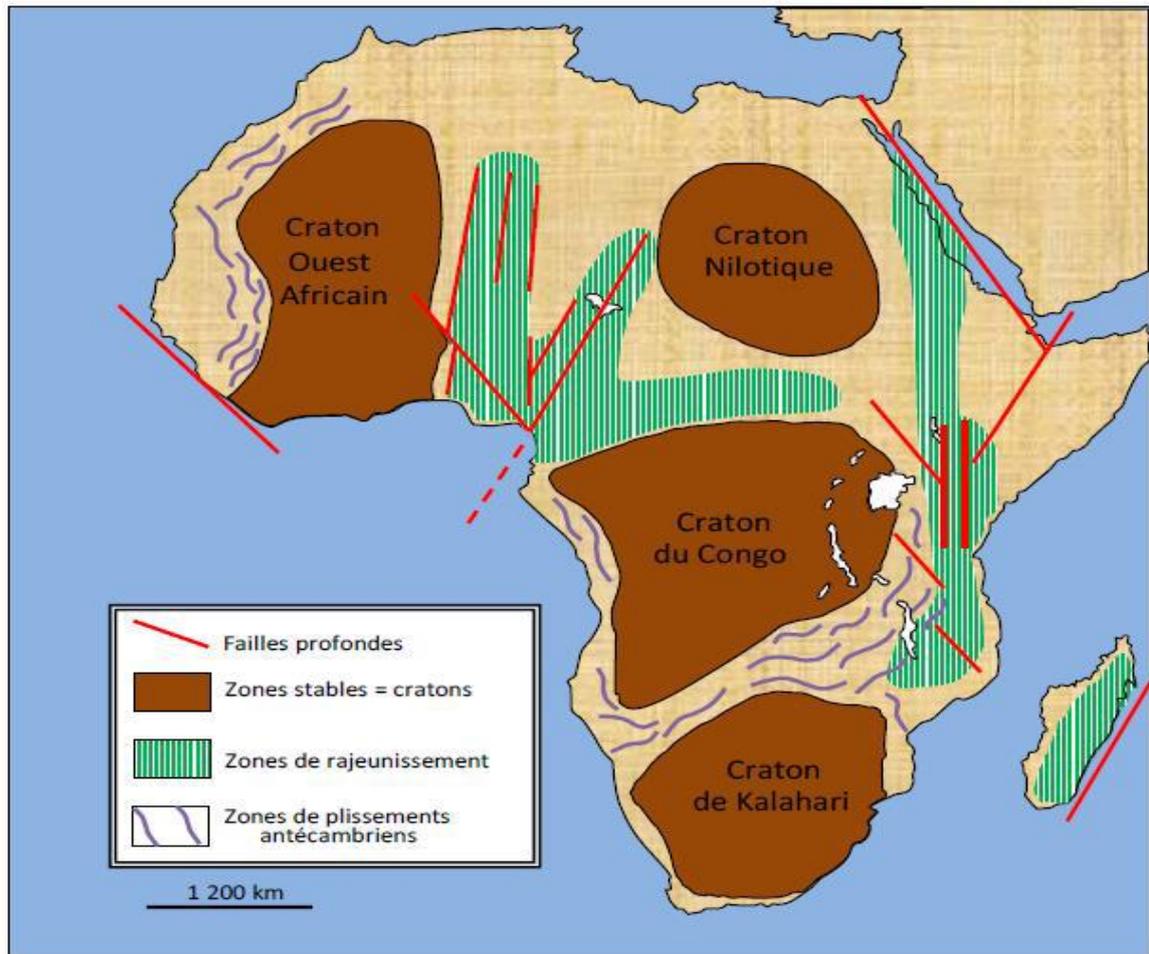
## 1.1. CRATONISATION DE LA PLAQUE AFRICAINE ET LE PRECAMBRIEN D'AFRIQUE

En Afrique, les principaux événements tectono-métamorphiques qui ont meublé le domaine précambrien après la mise en place des nucleus archéens vers 3,7 Ga (Clifford et Gass, 1970) sont les orogénèses archéennes (3,0 et 2,5 Ga) éburnéenne, birimienne (2,2 et 1,8 Ga), Kibarienne (~ 1,3 Ga) et Panafricaine (~ 600-500 Ma). Sur ce point de vue, l'Afrique se distingue par deux domaines qui sont : les cratons et les zones mobiles (Eno Belinga, 1984).

La Cratonisation du continent africain va d'une époque fort reculée du Catarchéen, à l'orogénie mayombienne qui prédéfinit le régime Précambrien moyen et supérieur (Black, 1967 ; Trompette, 1997). Après les orogénies du Précambrien supérieur et du début du Paléozoïque, l'essentiel de l'histoire géologique africaine s'est faite dans les zones mobiles (Penaye et al., 1989 ; Kennedy, 1964 ; Rocci, 1965 ; Black, 1966, 1967). Ces dernières, rajeunies par l'épisode thermo-tectonique panafricain, ont été le siège des manifestations volcaniques et tectoniques (Kennedy, 1964). D'après Eno Belinga (1984), les zones mobiles ont subi des compressions tangentielles et des déplacements horizontaux ou verticaux importants. Ces accidents ont été accompagnés de mouvements (liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud) d'extension en provoquant la formation de grabens ou rifts accompagnés de volcanisme intense.

Les différentes zones stables (cratons) présentes sur le continent africain sont : le COA, le C.C, le Craton du Kalahari (C.K) et le Craton Nilotique (C.N). Les zones mobiles sont des chaînes plissées et des zones rajeunies (**Figure 1**) (Clifford et Gass, 1970 ; Rocci, 1965).

À partir de noyaux primitifs, il s'en est suivi une succession d'orogénèses qui a permis une cratonisation progressive du continent. Les mesures géochronologiques, ont permis avec Kennedy (1964) de relever l'importance de "l'événement thermo tectonique panafricain " qui est considéré comme un cycle orogénique avec sédimentation, métamorphisme et granitisation (Black, 1967, 1966) aboutissant à une véritable chaîne panafricaine. Notons que les concentrations minérales sont également liées aux zones mobiles. En effet, plusieurs gisements miniers africains se disposent aux contacts des zones mobiles et des Cratons stables.



**Figure 1 :** Schéma structural de l'Afrique indiquant la répartition des cratons sur le continent (Faihead et Okereke, 1988).

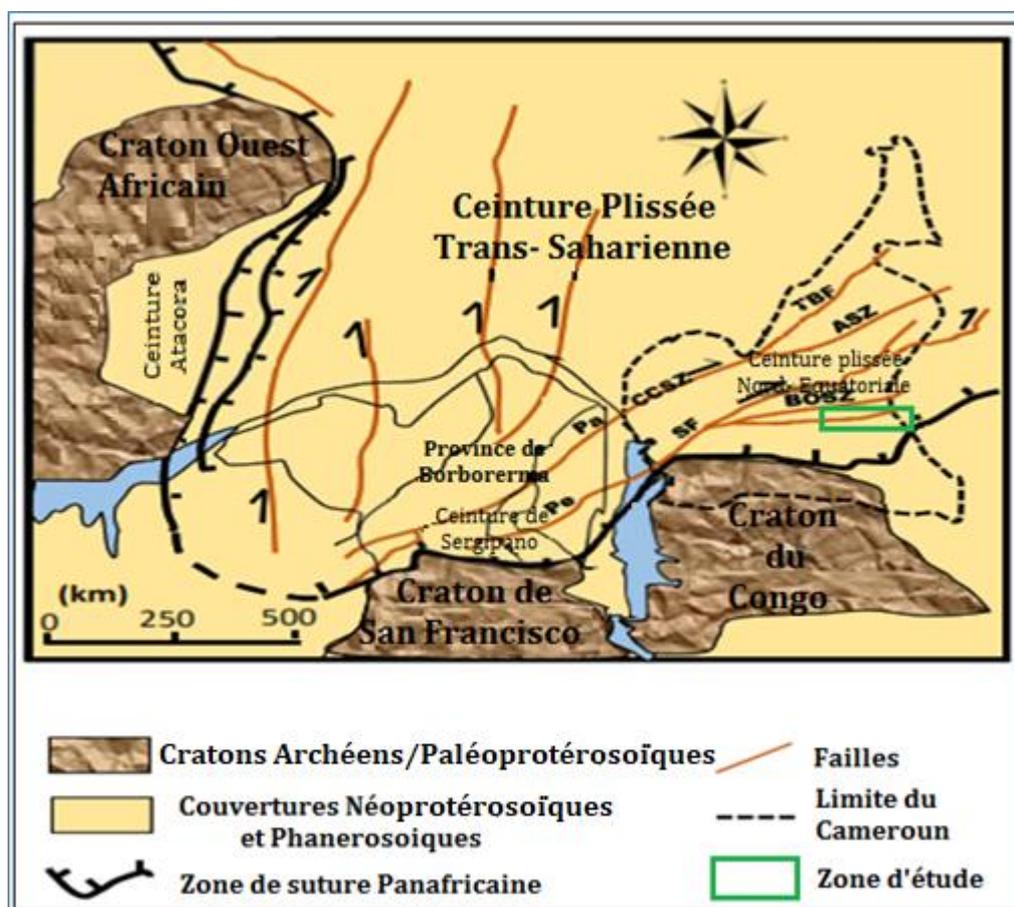
## 1.2. CONNAISSANCE DE L'ENSEMBLE PANAFRICAIN - L'OROGENESE PANAFRICAIN

Pour Eno Belinga (1984), la connaissance de l'orogénèse panafricaine est étroitement liée aux événements ayant marqué l'évolution du Gondwana et celle de la chaîne panafricaine qui borde le Nord du Craton du Congo.

### 1.2.1 L'orogénèse Panafricaine dans le monde

Les travaux de Rocci (1965) révèlent que la Chaîne Panafricaine résulte à la fois (1) d'un phénomène de réactivation thermique et de rajonissement du socle précambrien, (2) et d'un cycle orogénique complet. Pour d'autres chercheurs, le Panafricain correspondrait à une période de croissance crustale pendant laquelle des terrains continentaux, des arcs insulaires et des domaines océaniques se sont soudés pour donner naissance au socle cristallin africain vers la fin du Néoprotérozoïque (Unrug, 1997 ; Castaing et al., 1994). Les formations panafricaines sont présentes en Australie, en Antarctique, en Inde, en Amérique latine, et en Afrique. Dans ces continents, ces

formations forment un vaste et complexe réseau de domaines orogéniques qui soudent les blocs cratoniques antépanafricains. De ce fait, le Gondwana s'est constitué au Protérozoïque Supérieur lors de l'orogénèse panafricaine. Les travaux scientifiques effectués à cet effet, assimilent les ceintures observées (**Figure 2**) dans leur grande majorité à des chaînes de collision. (Toteu et al., 1994; Trompette, 1994 ; Penaye et al, 1993; Minyem et al., 1987 ; Nédélec,1986; Poidevin, 1985). Les zones de collision sub-méridienne à méridienne correspondent à la Chaîne Mozambicaine (à l'Ouest) qui soude les Gondwana Ouest et Centre et une succession de chaînes unissant le Sahara au Cap de Bonne Espérance (Trompette, 2000, 1994 ; Ngako et al., 2003). Ces zones de collision sont d'origine océanique (Meert et al., 2007). (**Figure 2**)



**Figure 2 :** Carte géodynamique des formations panafricaines et brésiliennes (modifiée d'après Ganno et al., 2010). CCSZ : Cisaillement Centre Camerounais ; ASZ : Zone de Cisaillement d'Adamaoua ; BOSZ : Zone de Cisaillement de Bétaré-Oya ; SF : Faille de la Sanaga ; TBF : Faille de Tibati Banyo ; PA : Faille de Patos ; PE : Zone de Cisaillement de Pernambuco.

Plus récemment, Kankeu, Greiling et Nzenti (2009), émettent une hypothèse sur les principaux mécanismes tectoniques qui permettraient d'interpréter la formation de la Chaîne Panafricaine.

Il s'agit du cycle de Wilson et les chaînes ensialiques ou ensimatiques. En effet, dans le cas des chaînes procédant d'un cycle de Wilson, on assisterait à la fois à un phénomène d'accrétion par sédimentation et magmatisme et à une réactivation intense et étendue d'une croûte continentale pré-existante.

Dans le cas des orogènes ensialiques (chaînes intra-plaques formées par mobilité de la croûte continentale), trois étapes seraient généralement observées (**Figure 2**) : (1) un rifting suivi d'une désolidarisation sous-crustale de la lithosphère mantellique ; (2) un étirement crustal et formation d'un bassin géosynclinal dont le plancher est une mince croûte sialique ; (3) un écaillage de la croûte et subduction continentale provoquant un raccourcissement horizontal et une intense déformation.

### 1.2.2 La chaîne Panafricaine en Afrique

Moult hypothèses ont été émises dans l'optique d'explicitier la compréhension de la Chaîne Panafricaine. Kennedy (1964) par exemple, associe cette période à un épisode thermo-tectonique majeur en Afrique ( $\pm 500\text{Ma}$ ), qui correspond à la formation d'une importante chaîne trans-continentale (Kankeu et Greiling, 2006) marquant la limite entre le Précambrien et le Phanérozoïque. Selon Goodwin (1988), l'Afrique est le continent le plus touché par l'orogénèse panafricaine. Cela se justifie par la présence de plus de la moitié des formations panafricaines qui y affleurent. De plus, les ceintures orogéniques les plus vastes y sont observées. Selon Theunissen et al. (1992), la chaîne panafricaine couvre plusieurs pays d'Afrique Centrale (Nigéria, Cameroun, Tchad, République Centrafricaine) et se prolonge à l'Est au Soudan, en Ouganda et en Tanzanie. Ce vaste domaine correspond à la Ceinture d'Afrique Centrale (Bessoles et Trompette, 1980) qui s'est formée lors de la convergence entre le Craton Ouest Africain (COA), le Craton du Congo (CC), le Craton de San Francisco (CSF), et les métacratons Latea et Saharien (Castaing et al., 1994 ; Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al., 2003 ; Pouclet et al., 2006) (**Figure 2**). Une comparaison entre la cinématique et l'âge de la déformation au nord du craton du Congo et à l'est du craton de l'Afrique de l'Ouest, suggère que l'évolution tectonique générale du domaine mobile panafricain entre les deux cratons a été contrôlée par leurs mouvements relatifs (Toteu et al., 2004).

De façon générale, les mouvements horizontaux importants suspectés ou mis en évidence dans les zones mobiles du continent africain sont selon de nombreux auteurs en relation avec le processus d'ouverture de l'Atlantique Sud, conséquence de l'activité des dorsales médio-océaniques (Vauchez et Neves, 1997).

L'activité tectonique dans la plaque africaine comprend trois principales phases (Cornachia et Dars, 1983):

- **Phase 1** : ici, la dorsale médio-océanique développe une composante horizontale de direction E-W sur le compartiment septentrional du continent. Il en résulte une distorsion importante de la partie médiane du continent qui devient une zone de cisaillements ou de décrochements potentiellement dextres ;

- **Phase 2** : elle se caractérise par la réduction du champ de tensions sur l'Afrique Centrale, due à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Après l'ébauche d'océanisation de l'Atlantique Sud au cours de laquelle se sont formés les bassins sédimentaires côtiers (bassins sédimentaires du Nigéria, de Mamfé, du Nord Cameroun, du Tchad), le relâchement des contraintes a entraîné l'affaissement du couloir instable du Nord Cameroun et du Tchad méridional ;

- **Phase 3** : elle se manifeste par des accidents E-W, affectant l'Afrique de l'Est avec une persistance des mouvements à décrochements dextres, liés à la naissance du rift Est-Africain, au contraire de ceux ayant affecté l'Afrique Centrale liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud.

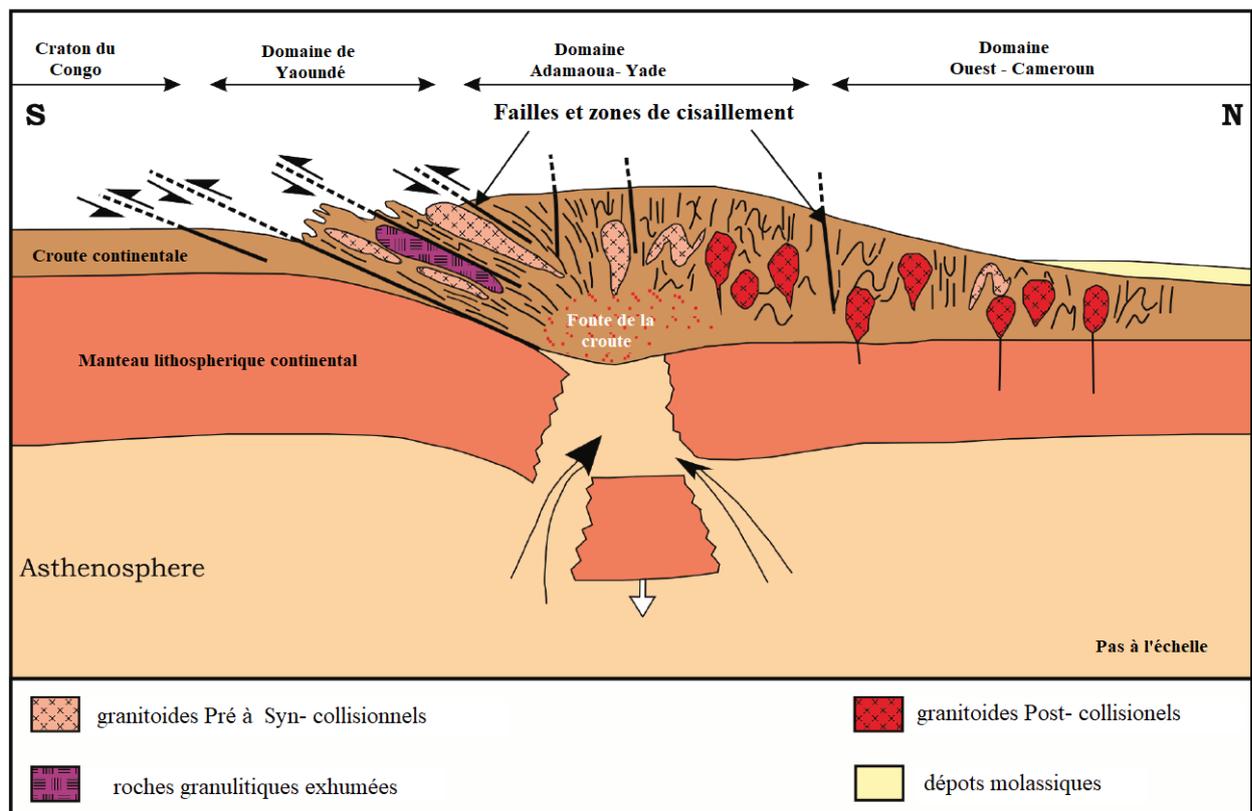
### 1.2.3. La Chaîne Panafricaine au Cameroun

Les formations panafricaines du Cameroun appartiennent à la zone mobile d'Afrique Centrale encore appelée Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale ou chaîne des Oubanguides (Pepogo, 2020 ; Trompette, 1994 ; Nzenti et al., 1988 ; Nzenti, 1987 ; Poidevin, 1985 ; Bessole et Trompette, 1980 ; Lassere et Soba, 1979). La Chaîne Panafricaine occupe environ les 2/3 du socle des formations du Cameroun (Njonfang et al., 2008). Cette chaîne est identifiée comme étant l'épicentre des événements tectonophysiques ayant affecté le Cameroun (Gouet, 2014 ; Meying et al., 2009 ; Njonfang et al., 2008), et le lieu idéal pour la concentration des substances minérales utiles (Gouet, 2014). Cette chaîne présente sur la bordure nord du craton du Congo, les caractéristiques d'une chaîne de collision (Toteu et al., 2004), avec des nappes externes d'extension régionale, un métamorphisme granulitique de haute pression, une migmatisation intense, des décrochements à l'échelle régionale et la présence de dépôts molassiques (Moussa Isseini, 2011) (**Figure 3**).

Quatre modèles globaux d'évolution tectonique de la Chaîne Panafricaine au Cameroun sont proposés (Kankeu, 2008 ; Kankeu et Greiling, 2006 ; Ngako et al., 2003 et 2001). ces modèles laissent entrevoir que l'orogénèse panafricaine au Cameroun a pour origine la convergence et collision entre le Craton du Congo d'âge Archéen au sud et une ou deux plaques d'âge Paléoproterozoïque incluant le Hoggar (Plaque du Sahara Central) (**Figure 3**) .

L'essentiel des travaux effectués au Cameroun permet de regrouper les formations panafricaines en deux ensembles, sur la base de leur évolution tectonométamorphique et lithologique (Ngako, 1999 ; Nzenti, 1987 ; Bertrand et al., 1994; Tchouankoué, 1992 ; Regnault, 1986 ) qui sont :

- Les formations héritées d'un bâti plus ancien mais restructurées et partiellement remaniées au Panafricain ;
- Les formations panafricaines « stricto sensu », mises en place au cours de cette orogénèse.



**Figure 3 :** *Modèle géodynamique post-collisionnel entre le Plaque du Sahara Central et le Craton du Congo (Toteu et al., 2004).*

#### 1.2.4. Les formations remaniées

Elles portent l’empreinte de l’orogénèse panafricaine. Elles se retrouvent entre le Craton archéen du Sud et le domaine Nord de la Chaîne Panafricaine (Nzenti et al., 1994 ; Penaye, 1988). Les bordures Nord-Ouest et Sud-Est de la partie Sud ont été affectées au Protérozoïque inférieur (Eno Belinga, 1984). Plusieurs travaux (Mbom Abane, 1997 ; Manguelle-Dicoum et al., 1992) montrent que le Craton du Congo se poursuit sous la nappe panafricaine jusqu’à une limite ENE-WSW

passant par Edéa. Les roches de cette zone portent les marques métamorphiques, structurales et radiochronologiques caractéristiques du Panafricain (Toteu et al., 1984).

Les formations polycycliques sont observées au sein des formations panafricaines au Nord du Lom (Penaye, 1988; Ngako, 1986), ainsi que dans le domaine Centre Camerounais (Nzenti et al., 1994 ; Toteu et al., 1994).

### **1.2.5. Formations panafricaines « sensu stricto »**

Elles correspondent au groupe de Yaoundé, aux séries du Lom et de Poli, sous-ensembles situés au Sud, à l'Est et au Nord respectivement ; et à un ensemble granito-gneissique de l'Ouest (Eno-Belinga, 1984). On retrouve ainsi, les granitoïdes essentiellement représentés par les granites syn-tectoniques qui soulignent la zone de la faille du Cisaillement Centre Camerounais (Njanko, 1999 ; Nzenti et al., 1998 ; Nzenti et al., 1994), les gneiss indifférenciés et les roches métasédimentaires constituées de schistes volcano-sédimentaires et graphiteux, de quartzites et de micaschistes (Soba, 1989).

Sur la base des caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques, on distingue trois domaines dans la chaîne panafricaine au Cameroun (**Figure 4**) (Toteu *et al.*, 2004 ; Nzenti *et al.*, 1994).

- Le domaine Sud-Cameroun ou domaine de Yaoundé (YD) est représenté par les séries métamorphiques du groupe de Yaoundé charriées vers le Sud sur le craton du Congo. Les formations du groupe de Yaoundé sont constituées (Tchakounté et al., 2018 ; Penaye *et al.*, 1993 ; Nzenti *et al.*, 1988 ; Nzenti, 1987; Nédélec *et al.*, 1986; Nzenti *et al.*, 1984):
  - (i) des roches métamorphiques de la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au Sud ;
  - (ii) la série de Yaoundé au Centre ;
  - (iii) la série de Yokadouma à l'Est ;
  - (iv) et la série de Bafia au Nord.

Ces séries sont principalement constituées de roches paradérivées (méta-pélites et méta-grauwackes) ainsi que des migmatites. Elles se prolongent à l'Est par la série de Bolé et les gneiss granulitiques des Gbayas en Centrafrique (Pin et Poidevin, 1987). Interprétées comme des dépôts épicontinentaux d'âge Néoprotérozoïque associés à un domaine intracontinental en extension ou à un environnement de type marge passive (Ngnotué *et al.*, 2000 ; Nzenti *et al.*, 1992; Nzenti *et al.*, 1988), elles sont affectées par un métamorphisme granulitique ( $P = 10$  à  $12$  kbars ;  $T = 750-800^{\circ}\text{C}$ )

autour de 620 Ma (Ngnotué *et al.*, 2000 ; Penaye *et al.*, 1993 ; Nzenti *et al.*, 1988; Nzenti, 1987; Nzenti *et al.*, 1984). Les données isotopiques Sm-Nd disponibles indiquent que les roches de ces séries proviennent de protolithes formés par un mélange de sources d'âge Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, sans contribution majeure à partir du craton du Congo (Toteu *et al.*, 2004 ; Ngnotué *et al.*, 2000 ; Penaye *et al.*, 1993). Enfin, ce domaine se distingue des deux autres par la rareté des granitoïdes tardi-à-post-tectoniques (Toteu *et al.*, 2004) comparés aux plutonites pré-à-syntectoniques charriées sur la bordure septentrionale du craton du Congo.

- Le domaine Nord-Ouest Cameroun (NWCD). Situé à l'ouest de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (Fig. 4), ce domaine est aussi connu comme le domaine de l'Ouest Cameroun ou encore domaine de magmatisme calco-alcalin (Toteu *et al.*, 2004). Il est constitué :
  - ❖ De roches métamorphiques (schistes, metabasites et gneiss) attribuées au Néoprotérozoïque et caractérisées par un métamorphisme de degré moyen à élevé. Ces roches métamorphiques ont pour protolithes des roches volcaniques (Toteu *et al.*, 1990 ; Ngako, 1986) regroupant des basaltes tholéitiques d'arc et des rhyolites calco-alcalines mis en place autour de 800 Ma;
  - ❖ Des granitoïdes calco-alcalins pré- à tardi-tectoniques, mis en place entre 660 et 580 Ma (Toteu *et al.*, 2004; Toteu *et al.*, 1987);
  - ❖ Des granitoïdes alcalins post-tectoniques ;
  - ❖ Des roches sédimentaires issues du produit d'érosion du socle panafricain déposées dans des bassins, dont le bassin de Mangbei, et associées à des roches volcaniques (Montes-Lauar *et al.*, 1997 ; Béa *et al.*, 1990; Toteu *et al.*, 2004).

Les données Rb/Sr, Sm/Nd et U-Pb indiquent que ce domaine correspond principalement à une accretion juvénile de magmas d'âge Néoprotérozoïque montrant une contamination par une croûte éburnéenne (~2100 Ma ; Penaye *et al.*, 1993). Les données isotopiques et géochronologiques actuellement disponibles n'indiquent pas d'héritage de l'Archéen (Toteu *et al.*, 2004) et permettent de faire le lien avec les manifestations de l'orogénèse panafricaine dans la partie orientale du Nigéria sur la base des résultats géochronologiques U-Pb sur zircon (Ferré *et al.*, 2002, 1996 ; Ekwueme et Kröner, 1998, 1997).

L'évolution tectono-métamorphique de ce domaine se caractérise par la succession de trois phases de déformation.

La première phase D1, en grande partie oblitérée par les phases ultérieures, est soulignée par une foliation horizontale, des plis isoclinaux et une linéation d'étirement orientée N110°E-N140°E (Ferré et al., 1996 ; Nzenti et al., 1992). Elle est associée à des assemblages métamorphiques caractéristiques du faciès amphibolite, correspondant à une température de l'ordre de 650°C et une pression variant entre 6 et 7 kbars (Nzenti *et al.*, 1992). Cette phase de déformation a été datée à 800-700 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Toteu *et al.*, 1990 ; Toteu *et al.*, 1987). Cependant, d'après certains auteurs, elle pourrait être pré-panafricaine (Penaye, 1988 ; Ngako, 1986).

La seconde phase D2 se caractérise par des plis serrés associés à une foliation de plan axial verticale. Cette foliation porte une linéation minérale parallèle aux axes de plis, orientés NNE-SSW à NE-SW et plongeant de 0 à 50° vers le Sud ou le Nord (Toteu *et al.*, 2004). Cette phase s'accompagne d'assemblages minéraux caractéristiques d'un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Toteu *et al.*, 2004) avec la présence de migmatites (Njel, 1988 ; Ngako, 1986). Elle est datée à 600-580 Ma (Toteu *et al.*, 1990 ; Toteu *et al.*, 1987). Ces deux phases sont suivies par des zones de cisaillement conjuguées contemporaines des derniers épisodes de la migmatisation. Ce sont les zones de cisaillement senestres, orientées N-S à NE-SW, localement associées à des charriages vers le Sud et les zones de cisaillement dextres orientées NE-SW à ESE-WNW. Ces zones de cisaillement correspondent à une déformation mylonitique caractéristique d'un métamorphisme du faciès schiste-vert (zones de cisaillement dextres) à amphibolite (zones de cisaillement senestres) et sont respectivement attribuées aux phases 3 et 4 de la déformation panafricaine (Toteu *et al.*, 2004).

Enfin, la dernière phase de déformation comprend des décrochements E-W contemporains de la mise en place de granitoïdes autour de 545 Ma (Toteu *et al.*, 1987).

- Le domaine Adamaoua-Yadé (AYD), encore appelé domaine du Centre-Cameroun, est situé à l'est de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo (**Figure 4**). Il comprend :

(i) des métasédiments et orthogneiss Paléoprotérozoïques, avec une importante contribution archéenne mise en évidence par Toteu *et al.* (2004)

(ii) des ensembles métavolcanosédimentaires Néoprotérozoïques décrits sous l'appellation de série de Lom, affectés par un métamorphisme de degré faible à moyen ;

(iii) et d'abondants granitoïdes syn- à tarditectoniques d'origine crustale ou mixte (Tchameni *et al.*, 2006 ; Toteu *et al.*, 2001; Tchakounte, 1999; Soba *et al.*, 1991; Ganwa, 1988). Ces spécificités et la présence d'un métamorphisme granulitique relictuel ancien (2100 Ma) enveloppé par les structures de la déformation panafricaine indiquent que l'Adamaoua-Yadé est un socle pré-Néoprotérozoïque réactivé au cours de l'orogénèse panafricaine (Moussa Isseini, 2011).

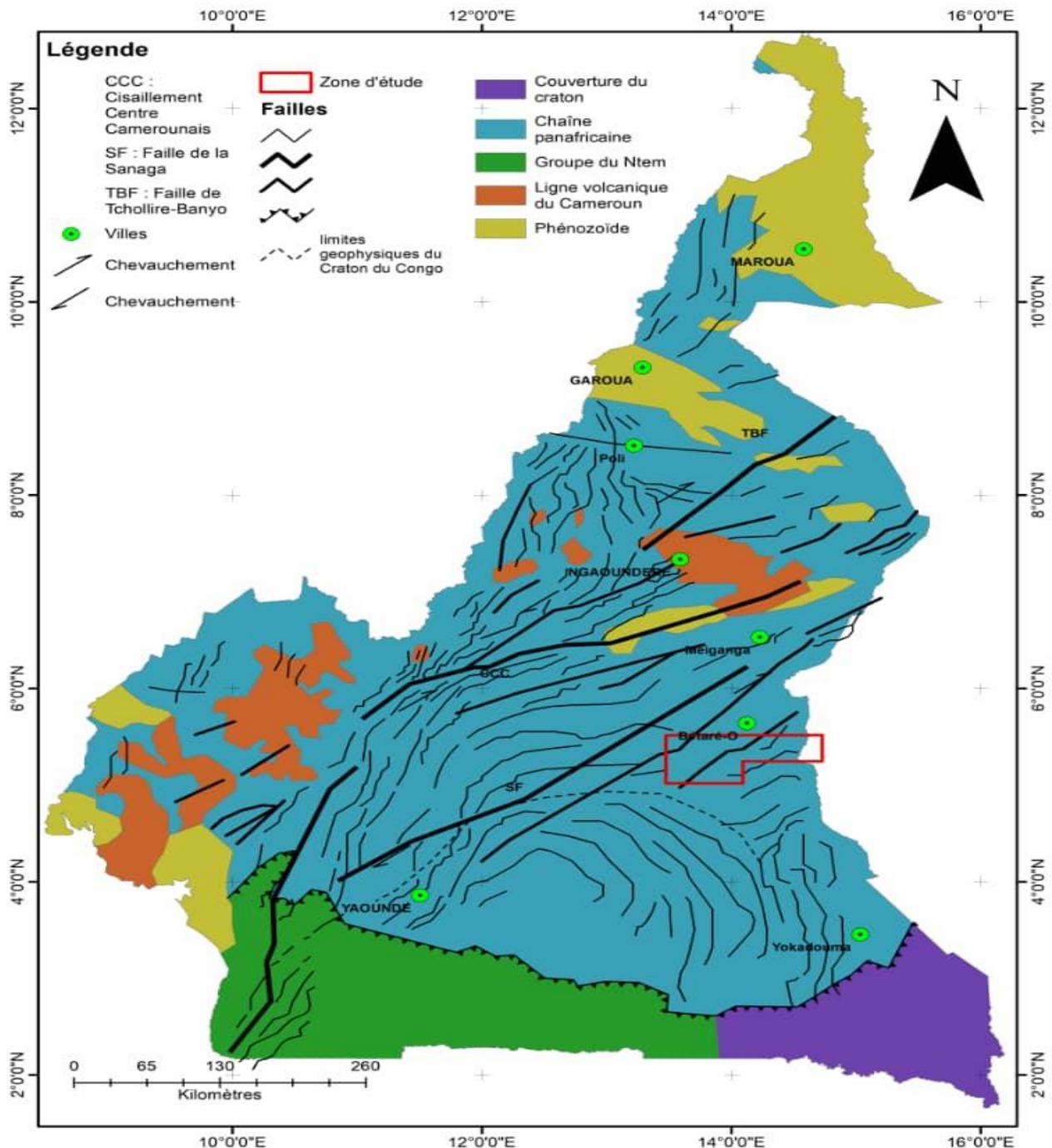
Le massif de Yadé, à l'ouest de la République de Centrafrique, est mal connu et pourrait être un complexe granito-gneissique d'âge Archéen (Poidevin, 1991) réactivé au Néoprotérozoïque (Toteu *et al.*, 2004). L'évolution tectono-métamorphique de l'Adamaoua-Yadé se distingue de celle du domaine précédent par la présence d'un métamorphisme granulitique daté à 2100 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Toteu *et al.*, 2004 ; Penaye, 1988). Les zones de cisaillement de la phase D2 précédemment décrites y sont principalement représentées par le cisaillement de Tcholliré-Banyo, le cisaillement Sud-Ouest Camerounais, le cisaillement Centre-Camerounais et la faille de la Sanaga (Toteu *et al.*, 2004). D'abondants granitoïdes (leucogranites, granites et syénites) syn-D2 sont observés dans ce domaine, où ils forment des plutons allongés parallèlement au Cisaillement Centre-Camerounais (NE-SW) (Moussa Isseini, 2011).

#### **1.2.6. La couverture sédimentaire**

Elle repose sur le socle Précambrien, et est le témoin d'une émergence depuis le Précambrien terminal (Meying, 2011). Le golfe de Guinée reste la région où sont localisées les premières manifestations marines, témoin de l'ébauche d'océanisation de l'Atlantique Sud au cours de l'Albien (Cornachia et Dars, 1983). La couverture sédimentaire est constituée, au Sud, de roches sédimentaires très récentes, et au Nord de roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque qui couvrent le bassin du Tchad, et au Sud-Ouest des roches du Crétacé inférieur qui couvrent le Golf de Mamfé, le fossé de la Bénoué, le bassin de Bida (Genik, 1992).

#### **1.2.7. La ligne du Cameroun**

La ligne du Cameroun, large d'une centaine de kilomètres, s'étire sur 1 600 kilomètres suivant la direction N30°E (Vicat, 1998). Ce rift se compose de massifs montagneux, volcaniques, océaniques et continentaux qui se suivent du golfe de Guinée jusqu'au Lac Tchad. La ligne du Cameroun est oblique sur le Cisaillement Centre Camerounais sur lequel se localise le plateau volcanique de l'Adamaoua, et est constituée d'une soixantaine de complexes anorogéniques composés de roches plutoniques variées (granites, diorites, syénites, gabbros), d'origine mantellique, d'affinité alcaline à hyperalcaline et parfois associées à des volcanites.



**Figure 4 : Carte de reconnaissance géologique du Cameroun présentant les foliations et les linéaments (Toteu et al., 2004).**

Son extrémité septentrionale est constituée des monts Mandara, au sud-ouest du lac Tchad, et se prolonge vers le Sud-Ouest par les monts Atlantika, les monts Shebshi, l'Adamaoua (qui constitue un haut plateau du centre du Cameroun), les hauts plateaux de l'Ouest et le mont Cameroun. À partir de cette montagne, la ligne du Cameroun « plonge » dans le golfe de Guinée et émerge avec

les îles Bioko, São Tomé et Príncipe puis Annobón à son extrémité méridionale. La partie méridionale de la ligne du Cameroun est ponctuée de volcans nés du point chaud du Cameroun. Il s'agit des îles que le rift forme dans le golfe de Guinée, au Mont Cameroun et au Mont Manengouba. La mise en place du magmatisme de la ligne du Cameroun apparaît liée à la réactivation d'anciennes structures panafricaines dans un contexte qui a fait l'objet d'interprétations variées (Déruelle et al., 1991). Un volcanisme trachy-basaltique en relation avec l'ouverture des accidents majeurs préexistants qui a débuté au cours de l'épisode magmatique Eocène dit ultime (Cornachia et Dars, 1983) se poursuit jusqu'à ce jour (mont Cameroun toujours en activité).

### **1.2.8. Cadre tectonique**

La Chaîne Panafricaine au Cameroun est marquée par des structures tectoniques majeures connues comme étant les grandes zones de cisaillement centre-camerounais d'orientation NE-SW. Ces structures marquent le changement de directions structurales entre les chaînes trans-sahariennes orientées N-S et la chaîne des Oubanguides orientée E-W. (Pepogo, 2020).

Le Cameroun se caractérise par plusieurs traits tectoniques particuliers dont les plus importants sont : (1) la faille de la Sanaga (FS) qui constitue un grand linéament méridional et continu d'Afrique Centrale. Il marque au sein du socle remobilisé au Panafricain le glissement dextre d'une partie Nord-Ouest par rapport à une partie Sud-Est restée solidaire au Craton du Congo (Dumont, 1985); (2) le Cisaillement Centre Camerounais (CCC), majeur du faisceau tectonique de l'Adamaoua, qui constitue le décrochement ductile à ductilo-fragile dextre de direction ENE-WSW (Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 1988). Il s'agit d'un méga linéament de plusieurs kilomètres de long, caractérisant un système conjugué de failles se poursuivant en république centrafricaine et en Afrique de l'Est (Dorbath et al., 1986). Le fossé de l'Adamaoua qui est associé aux failles qui bordent la partie méridionale du plateau de l'Adamaoua. Il comprend le fossé créacé du Mbéré et le bassin du Djérem et correspond à un couloir d'environ 300 km de long sur 200 km de large orienté N60° à N70° (Dumont, 1987), masqué en surface par les basaltes qui constituent la limite géographique entre le fossé du Mbéré et le bassin du Djérem.

### **1.2.9. Contexte métallogénique : intérêt minier de la chaîne panafricaine au Cameroun**

Au Cameroun, la Chaîne Panafricaine laisse entrevoir une série de faits démontrant sa vocation minière. Des indices de substances minérales utiles sont identifiés dans les formations géologiques ayant subi les transformations à la suite des événements thermo-tectoniques qu'a connus la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale et en particulier au Cameroun (Pepogo, 2021).

Deux types de gisements peuvent être identifiés dans le secteur abritant la zone d'étude. Les gisements de type orogénique et les gisements de type placers ou paléoplacers.

Les gisements orogéniques (primaire) sont définis comme étant des gisements qui se trouvent généralement en bordure de grande faille, où l'or a été déplacé et précipité à partir de fluides produits au cours des déformations survenues à de grandes profondeurs dans la croûte terrestre. Les divers genres de minéralisation comprennent les stockwerks, les brèches, les filons feuilletés, les filons de quartz carbonates ainsi que les minéralisations disséminées dans la roche hôte (Thorne, 2011). Ici l'or est concentré dans les veines de quartz à remplissage de calcite, mica et autres minéraux accessoires dans un assemblage de réseau de veines. Les travaux récents (Nih Fon et al., 2012) dans la localité de Bétaré Oya, montrent que les minéralisations primaires aurifères sont associées aux altérations de type silicification et séricitisation qui sont bien conservées dans les niveaux saprolitiques.

La minéralisation de type alluvionnaire est celle qui est libérée lors des phases érosives des roches porteuses. Les éléments sont transportés et déposés dans les lits des cours d'eau (or alluvionnaire) et/ou dans les flancs de piedmonts (or éluvionnaire). L'or ici est sous forme de grains, de poudre et la morphologie, la couleur renseignent sur la proximité d'avec la source.

Le contexte tectonique de la région couvrant les localités de Batouri jusqu'à Bétaré Oya semble correspondre à cette description. La présence dans cette zone des marqueurs du Cisaillement Centre Camerounais (CCC) et des minéralisations en surface (activité artisanale) ainsi que dans les lits de cours d'eau et de rivières bordant cette structure montre à suffisance le potentiel fortement minier de la zone d'intérêt. En effet, depuis les premiers travaux du BRGM (1953-1954), ces localités continuent de produire une quantité assez importante d'or et d'après certains auteurs (Toteu et al., 2006a), le grand potentiel économique des minéraux (exemple de l'or) de cet ensemble géologique pourrait s'expliquer par une remobilisation au Néoprotérozoïque du socle archéen et paléoprotérozoïque.

Des sites d'orpaillage sont répertoriés entre Garga Sarali et Bétaré-Oya. Ils sont rencontrés au niveau des cours d'eau en majorité et sur les flancs de collines où sont identifiées des veines de quartz minéralisées.

La connaissance de l'architecture ayant favorisé la mise en place des minéralisations aurifères dans la région de l'Est reste peu ou mal connue. Toutefois, il existe une très forte activité d'exploitation artisanale le long des cours d'eau. Cette forte activité témoigne de la présence des

indices. La zone dans laquelle se situe l'espace sollicité a déjà connu un certain intérêt pour la recherche des sources primaires, par l'entremise des sociétés minières à l'exemple de African Aura Resources Inc, MGI Partners, Optimum Mining opérant depuis des décennies. Des recherches scientifiques (Akwinga et al., 2014 ; Suh et al., 2006 ; Toteu et al. 2004, et 1994) fournissent une idée sur l'information scientifique au sujet de la géologie de roche en place et de la minéralisation primaire d'or de la région de Batouri.

En effet, les veines de quartz entrecoupent tous les types de roche rencontrés dans le secteur. La plupart des veines de quartz d'un aspect laiteux blanchâtre est stérile, mais les veines bréchifiées d'un aspect gris avec des taches d'hématite sont considérées comme potentiellement aurifères.

Le contexte géologique associé aux minéralisations aurifères de la zone d'étude contenues dans les granites biotites à amphibole, granites porphyritiques, migmatites et d'autres roches granitoïdes, sont très semblables aux caractéristiques des gisements d'or dans un contexte de subduction (Pepogo, 2020). L'âge des roches est principalement Néoprotérozoïque et les veines de quartz aurifères sont situées à proximité des zones de cisaillement et des zones de failles. Les similitudes dans l'âge, la composition et les affinités géochimiques avec d'autres granitoïdes, situés dans le domaine Adamawa-Yadé suggèrent que les roches granitiques dans les zones aurifères représentent des portions de batholite d'échelle régionale, avec des multiples petits réseaux de veines de quartz aurifères à haute teneur se développant de façon préférentielle dans un contexte de déformation telle que des zones de cisaillement, les failles et les plis (Mero Yannah et al., 2015). Les travaux d'exploration minière (African Aura Resources) entrepris récemment dans la localité de Batouri située au SE de la zone d'étude ont confirmé la présence d'une association spatio-temporelle des veines de quartz-calcite aurifères et une minéralisation disséminée dans les granitoïdes. Les résultats géochimiques et les interprétations structurales suggèrent que la minéralisation in situ d'or peut être classée comme gisement d'or de type orogénique (gisement d'or méso-thermal). En effet, les gisements aurifères orogéniques sont mis en place à la suite d'une circulation des fluides hydrothermaux, autre que les solutions magmatiques. Ces dépôts sont associés au magmatisme et les intrusions sont non seulement la source de chaleur, mais les solutions aurifères sont formées avec la participation de fluides de type métamorphique, météoritique ou des eaux souterraines dans la croûte.

Les anomalies enregistrées au cours de certains travaux d'exploration géologique et géophysique au nord de la zone d'étude, correspondent à la signature des gisements associés au métamorphisme en particulier des filons ou des veines de quartz aurifère, faible en sulfure. Aussi, les résultats de ces campagnes montrent qu'à partir de 3 m, le sous-sol est très minéralisé. Une partie de cette minéralisation est de nature aurifère et est liée à la présence de filons de quartz de grande envergure (>10 km) ressorti également par l'imagerie satellitaire. Les schistes situés à proximité des filons portent une minéralisation aurifère de proximité due à l'altération des filons de quartz. La profondeur de la présence des zones susceptibles de porter la minéralisation varie entre 50 m et 150 m, mais peut aller au-delà de 150 m en certains points au vue de l'extension des anomalies enregistrées. Ainsi, une corrélation entre d'une part une minéralisation alluvionnaire, et d'autre part, une minéralisation éluvionnaire montre une orientation de la minéralisation suivant la direction NE-SW, direction correspondant à la zone de cisaillement.

Regnault (1986) démontrera que les formations de la chaîne panafricaine contiennent des concentrations de substances utiles de forte valeur économique. À titre d'exemple, on peut citer du Sud au Nord, le fer (Mbalam, Djoum, Essong, Ntem, Sangmélina) ; le diamant (Mobilong, Gbiti, etc.) ; l'or (Akom II, Sangmelima, Bétaré-Oya, Batouri, Colomines, Tcholliré, Rey Bouba, etc.) ; la bauxite (Minim Martap, Ngaoundal, Fongo Tongo) ; le Nickel/ le Cobalt/le manganèse (Nkamouna) ; le titane (Mayo Darlé), le rutile (Akonolinga) ; le calcaire (Mintom) ; l'uranium (Poli, Lolodorf). Tous ces indices ont pour la plupart, la particularité de se retrouver non loin et parfois au sein du réseau tectonique de la Chaîne Panafricaine au Cameroun.

### **1.3. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE**

#### **1.3.1. Présentation géographique**

##### **1.3.1.1. Climat et végétation**

La zone d'étude est située dans la région de l'Est - Cameroun. Elle couvre les localités de Deng Deng, Mambaya, Garga Sarali et Oudou. Elle a pour limites géographiques 13°30' et 14°45' de longitude Est, puis 5°00' et 5°30' de latitude Nord. La zone d'étude s'étend sur environ 8000 km<sup>2</sup>.

Les données climatiques de la zone d'étude sont celles de la station météorologique de Bétaré-Oya (804 mètres d'altitude, latitude 05° 36 N, longitude 14°06 E). Le climat de type équatorial guinéen forestier avec une tendance soudanienne vers le Nord régit cette région. Ce climat

est caractérisé par l'alternance de quatre (04) saisons dont la régularité n'est plus évidente du fait des changements climatiques. Toutefois, nous notons en moyenne :

- ❖ Une grande saison sèche, de décembre à mi-mars ;
- ❖ Une grande saison de pluies, de mi-mars à juin ;
- ❖ Une petite saison sèche, de juin à mi-août ;
- ❖ Une petite saison de pluies de mi-septembre à novembre.

La zone d'étude reçoit en moyenne 1578 mm de précipitations par an. La température maximale est de 25°C contre un minimum de 22°C au cours de l'année, soit une moyenne annuelle est de 23°C.

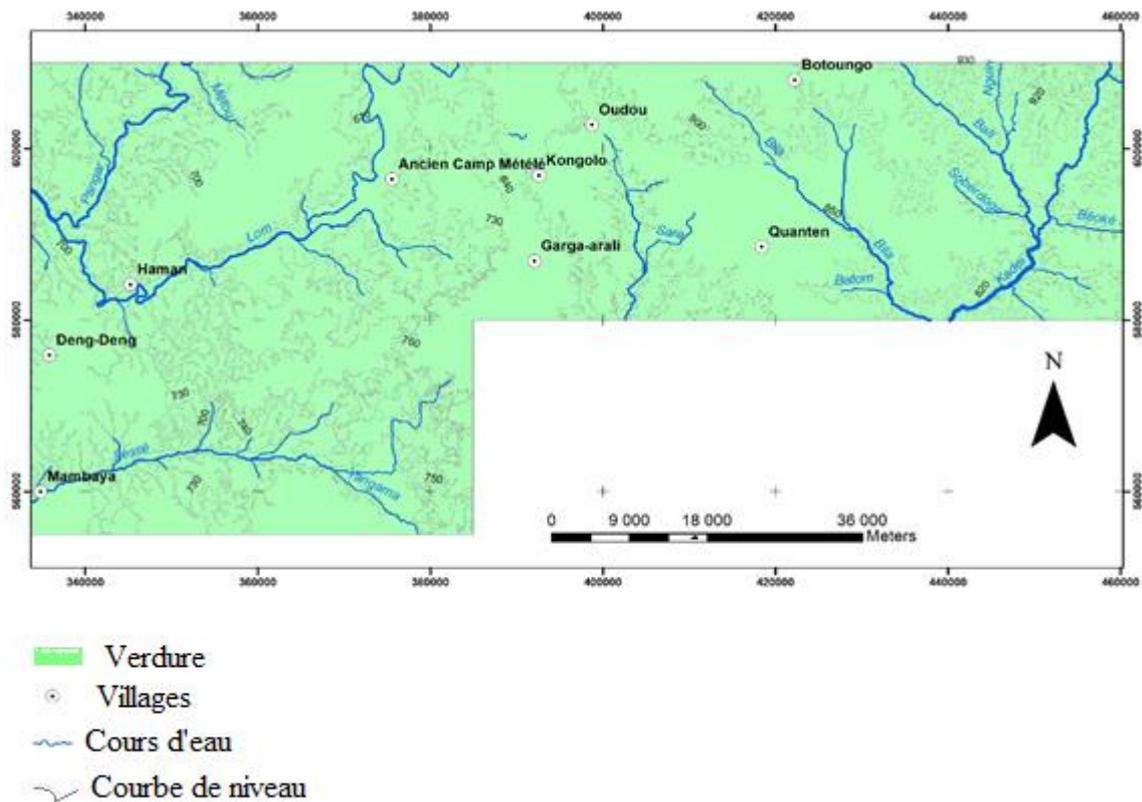
Deux (02) zones de végétation bien distinctes se précisent: (1) une savane arbustive et herbacée au Nord, et (2) au Sud, une forêt équatoriale primaire dans de nombreux endroits et secondaire, comme en témoigne la présence de certaines essences comme le parasolier.

#### **1.3.1.2. Oro-hydrographie**

La zone d'étude appartient à l'ensemble marqué par la présence de deux pénéplaines d'altitudes différentes, qui se raccordent dans les cours d'eau en formant des chutes plus ou moins importantes et témoignant du phénomène d'ensemble ayant soulevé l'Adamaoua par un jeu de fractures d'où résulterait le relief en paliers successifs (Gazel et Gérard, 1954). En effet, vers le Nord où se trouve la zone d'étude, s'étend la pénéplaine supérieure d'altitude comprise entre 800 et 1050 m et au Sud, la pénéplaine inférieure d'altitude comprise entre 600 et 700 m.

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est dendritique et constitué par le principal cours d'eau à savoir le Lom et ses affluents (*Figure 5*).

Les sols de cette zone se divisent en deux groupes classiques, découlant du climat et de la végétation. Il s'agit des sols de forêt : très acides, de couleur rouge et jaune et des sols de savane : faiblement acides, de couleur jaune, grise et rose (Gazel et Gérard, 1954). Néanmoins ces sols ont un caractère éluvial et leur nature dérive de la roche de soubassement. Nous pouvons citer parmi eux : les sols latéritiques, les sols argilo-sableux, les sols gréseux et les sols alluviaux.



**Figure 5 :** Carte topographique de la zone d'étude (topographic-map.com)

### 1.3.1.3. Population et activités humaines

La population du secteur d'étude est constituée de façon homogène par plusieurs groupes ethniques à savoir les Gbaya, les Mboum, les Kaka, les Foulbé. Ces populations pratiquent comme activités l'orpillage artisanal, l'agriculture, l'élevage, la pêche et la chasse.

### 1.3.2. Cadre géologico-tectonique

La majeure partie du Cameroun est constituée d'un socle précambrien comprenant des roches magmatiques et métamorphiques appartenant à diverses époques du Précambrien. Les roches qui affleurent sont principalement des granites et migmatites rajeunis lors de l'épisode Panafricain (Regnault, 1986). La zone d'étude appartient au domaine Centre Camerounais qui est intermédiaire entre les domaines Nord et Sud, et marqué par de grands décrochements dont le principal est la faille de la Sanaga (Owono, 2020).

La région étudiée est constituée d'une lithologie assez diversifiée et elle comprend : des groupes métamorphiques (granito-gneiss, schistes, gneiss et migmatiques), des roches intrusives granitiques (granites porphyroïdes, granites à grain fin, granito-gneiss, granites mylonitisés, filons,

massifs et veines quartziques) plus ou moins couvertes par des formations sédimentaires et des enclaves (de schiste et matériaux de base) (Kankeu, 2008 ; Soba, 1989). La région est dominée par la présence de plusieurs zones mylonitiques de dimensions variables, qui s'étendent vers le NE de la faille de la Sanaga de direction NE-SW, mettant en contact la série de Lom et la série métamorphique ancienne (Gazel et Gérard, 1954).

D'après les travaux d'Olinga et al. (2010), et Mvondo et al. (2007), trois phases ont impacté la région à savoir :

- Une phase *D1* mal connue mais qui reste visible à l'échelle microscopique (Kankeu et Grieling, 2006 ; Soba, 1989). La première phase développe une schistosité *S1* qui porte une linéation minérale *L1*, des plans de cisaillement *C1*, des structures *S-C* et des plis *P1*.
- Une *D2* à l'origine des structures dites régionales d'orientation E-W à NE-SW et qui correspond à la foliation générale des séries métamorphiques. La deuxième phase de déformation met en place les cisaillements *C2*, des plis *P2* admettant *S2* comme schistosité de plan axial et une linéation *L2*.
- Une phase *D3* caractérisant les cisaillements dans des conditions de déformation ductile, marquée par une *S3* caractérisée par une foliation redressée ou subverticale de direction générale ENE-WSW, et une *C3* qui correspond au contact entre les granito-gneiss et les granites à l'échelle régionale. La troisième phase de déformation est essentiellement cassante et est caractérisée par des cisaillements *C3* accompagnés de grandes ondulations *P3*.

Au cours de ces phénomènes orogéniques, l'ensemble du socle a joué à plusieurs reprises, donnant ainsi lieu à de nombreuses fractures et ruptures plus ou moins importantes et difficiles à observer en raison du manque d'affleurements (Gazel et Gerard, 1954).

La tectonique locale est étroitement liée à la tectonique régionale. C'est l'ensemble des déformations cassantes et plastiques qui ont généré l'architecture géologique et minière actuelle au Cameroun (Coyne et Bellier, 2010 ; Soba, 1989 ; Gazel et Gerard, 1954). Les alignements structuraux anciens ont induit un réseau d'effondrements en panneaux qui peut être identifié par analyse photogéologique dans la série métamorphique en amont du Lom (Coyne et Bellier, 2010). Les linéaments régionaux soulignent deux directions structurales majeures qui résultent de la phase tectonique de réajustement de la base dans le Panafricain. Sur ces directions, qui sont NW-SE (N. 130 ° à N. 170 ° E) et NE-SW, certaines sections des principaux fleuves (Lom, Djérem, Pangar) et leurs principaux affluents ont été alignés (Coyne et Bellier, 2010). Le contexte géologico-tectonique

du Cameroun en général et de la zone d'étude en particulier se traduit par le fait qu'il comprend de vastes blocs de roches granitiques précambriennes, qui sont séparés par de vastes étendues de bassin sédimentaire (Feumoe, 2014 ; Regnault, 1986), très intéressant pour l'exploitation minière. A noter qu'ici, comme ailleurs en Afrique, il existe un grand vide de résidus géologiques qui a existé entre l'ère Cambrienne et le dépôt de sédiments crétacés et de jeunes roches volcaniques intrusives (Njonfang et al., 2008). Ces blocs de granite cachent des dépôts sédimentaires d'origine magmatique qui marquent le processus des événements thermo-tectoniques qu'a subi la chaîne panafricaine d'Afrique centrale, en particulier le Cameroun (Gouet, 2014 ; Olinga et al., 2010). Ces dépôts contiennent des concentrations de minéraux de base et de matériaux précieux à haute valeur économique (Regnault, 1986).

Deux grandes zones de cisaillement mylonitique dextre, la faille de la Sanaga (Dumont, 1986) et le Cisaillement Centre Camerounais traversent le Cameroun du Nord-Est au Sud-Ouest. Ces cisaillements majeurs appartiennent à la zone de décrochement des Oubanguides (Rolin, 1995) qui se suit de façon continue du golfe de Guinée au golfe d'Aden (Genik, 1992 ; Cornachia et Dars, 1983). Cependant, le cisaillement Centre Camerounais est l'élément majeur du faisceau tectonique de l'Adamaoua, c'est un décrochement ductile à ductilo-fragile dextre de direction ENE-WSW (Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 1988). Il constitue un système conjugué de failles se poursuivant en RCA et en Afrique de l'Est. C'est un méga-linéament de plusieurs centaines de kilomètres de long, représentant des rejeux d'anciennes failles d'échelle lithosphérique. Ces failles ont joué en shear-zones dextres à la fin du Panafricain, puis au Crétacé en créant une série de grabens. Cette zone a contrôlé au Néoprotérozoïque la mise en place de nombreux granites dits « syntectoniques ».

Le sous-sol ici est relativement rigide. Cette aptitude engendre une tectonique cassante, où les failles abondent. Des champs de failles ou des flexures se trouvent en bordure des vieux socles (Eno Belinga, 1984). L'intensité des contraintes a engendré deux types d'accidents: des gonflements issus d'une tectonique moins intense et des failles lorsque les efforts tectoniques sont plus importants (Eno Belinga, 1984).

Plusieurs travaux montrent la présence dans le domaine centre des gneiss de haut degré d'âge Paléoprotérozoïque (2100 Ma) intrudés par des plutonites d'âge Néoprotérozoïque ( $550 \pm 50$  Ma) syntectoniques (Ganwa et al., 2008 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Nzenti et al., 1994, 1998, 2007). Ceci indique d'après ces auteurs que ledit domaine est ancien et continental pro-parte, d'âge Paléoprotérozoïque repris au Panafricain.

La figure 6 ci-dessous présente les différentes foliations et les lignes tectoniques observées au Cameroun dans les travaux de reconnaissance menés par Gazel et al. (1956). Cette figure montre que la région est presque entièrement recouverte de migmatites, de gneiss granitiques et de granites. On y retrouve aussi des micaschistes et des quartzites qui y reposent en concordance sur un soubassement gneissique et migmatitique. Tout cet ensemble métamorphique est plissé syntectoniquement, avec des pendages qui varient de subhorizontaux à presque verticaux. Toutes ces roches ont été soumises à la tectonique panafricaine, dont les âges géochronologiques montrent un rajeunissement à 500-600 millions d'années. (Toteu et al., 2004)

Sur le point de vue hydrogéologique, le niveau hydrostatique est peu profond dans les formations du socle ancien. Ces formations étant essentiellement granitiques et gneissiques, on a le plus souvent des nappes d'arènes classiques lesquelles ne posent pas de problèmes complexes (Gazel, 1955). Dans les formations schisteuses, on observe des intercalations plus ou moins importantes de quartzites qui en s'altérant donnent aussi des arènes. Les granites, les gneiss et les migmatites sont imperméables à partir d'une certaine profondeur. Il n'existe évidemment pas de nappes profondes comme dans certaines formations sédimentaires.

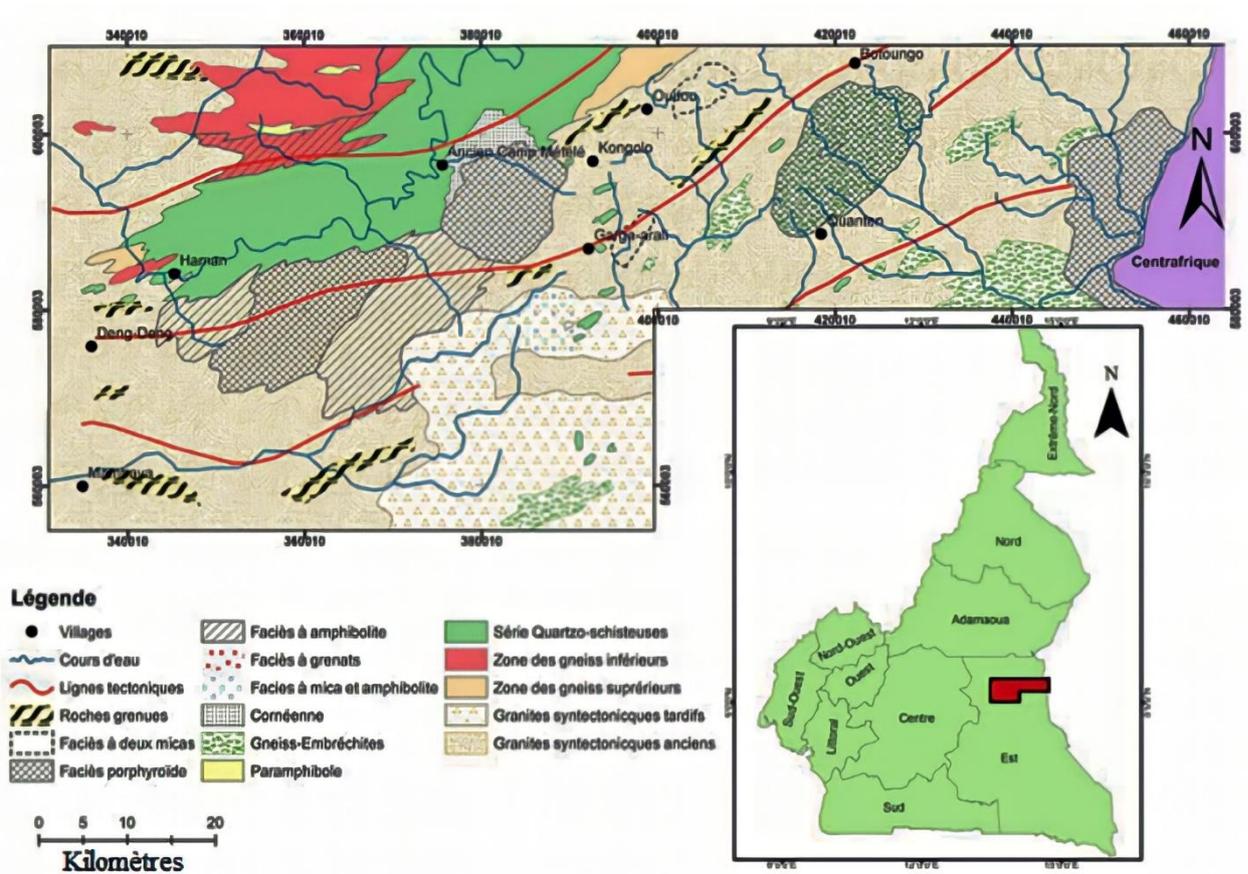
Kankeu et al. (2006) suggèrent que les zones de cisaillement (NE-SW) et les méga plis sont contemporains et qu'elles s'intègrent dans un régime régional de transpression dans la zone panafricaine d'Afrique centrale, impliquant un cisaillement dextre le long des couloirs mylonitiques de direction NE-SW, synchrone d'un serrage de direction perpendiculaire orienté NW-SE.

### **1.3.3. Travaux géologiques et géophysiques antérieurs**

Les études en géophysique ont contribué à la cartographie structurale et à la compréhension des différents mécanismes géodynamiques qui ont influencés la région d'étude.

#### **1.3.3.1. Travaux aéromagnétiques**

L'interprétation qualitative des cartes d'anomalies magnétiques conduite par Paterson et al. (1976) a laissé entrevoir des formations géologiques plus ou moins magnétiques, avec des signatures magnétiques peu marquées dans les formations métamorphiques contrairement au socle plus ancien du complexe calco-magnésien. Ce fait a été attribué à la prédominance des effets structuraux sur les variations du champ magnétique (Corpel et Debeglia, 1978).



**Figure 6 :** Carte géologique de la zone d'étude (modifiée d'après Gazel et Gerard, 1954).

Feumoé et al. (2012), Ndougssa-Mbarga et al. (2012), mettent en exergue des différences d'apparence morphologique et la subdivision du territoire en deux secteurs tectoniques correspondant sur le terrain aux domaines Panafricain au Nord et au Craton du Congo au Sud et d'autre part ont permis de localiser par la même occasion la limite tectonique les séparant en profondeur. Il en est de même des structures crustales de cette zone qui seraient issues d'une compression et d'une collision continentale à travers les failles cachées.

Yandjimain et al. (2017) ont fait ressortir plusieurs contacts de directions NE-SW, ENE-WSW, mettant en évidence la subduction entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine de l'Afrique Centrale.

Les études aéromagnétiques de Paterson et al. (1976) révèlent que l'activité magnétique de cette zone apparaît très douce, et que les contacts magnétiques ne semblent pas faire de distinction

entre les roches sus-citées, indiquant ainsi que toutes ces unités proviennent des roches qui contiennent peu de magnétite. Les formes des anomalies laissent supposer que ce sont des intrusions ayant la forme de cheminées. Lesdites cheminées auraient servi de couloirs de transport des matériaux des profondeurs vers la surface.

### **1.3.3.2. Travaux de prospection électrique**

Collignon (1969) réalise une campagne de vingt et cinq (25) sondages électriques dans le bassin de Garoua, à Rey-Bouba et dans la partie nord-ouest du bassin de la Bénoué (près du Nigéria). Cette étude a permis de caractériser l'ordre de profondeurs suivant les valeurs de résistivité des formations rencontrées. De plus, il a ressorti la stratigraphie du bassin de la Bénoué qui présente quatre couches de terrain dont le socle est de type cristallin.

Ndougssa- Mbarga et al. (2014) ont réalisé une campagne de trois sondages électriques verticaux et un profil de résistivité électrique dans la zone de Mayo Boki, afin d'étudier la stratification souterraine et l'évaluation des caractéristiques du calcaire. Les résultats du levé de résistivité électrique ont montré que : 1) Une couche de calcaire a été mise en évidence à une profondeur de 4 m et l'épaisseur varie de 13 m à 44 m; 2) La résistivité de la couche de calcaire est comprise entre 125 et 2410 ohm.m; 3) Une zone de gisement calcaire probable avec des épaisseurs intéressantes a été identifiée.

Les travaux menés en géoélectricité par Gouet et al. (2013) dans la zone de Batouri ont permis de mettre en évidence deux zones majeures de faiblesse ou de discontinuités conductrices (fractures, failles ou zones de cisaillement) intra granitiques de directions principales E-W et SW-NE ; et aussi des zones majeures de minéralisation potentiellement aurifère d'axes polarisables N-S, E-W et SW-NE qui longent ou entrecoupent les accidents tectoniques majeurs.

Les études audio-magnétotelluriques réalisées par Manguelle-Dicoum et al. (1992), Mbom-Abane (1997) ont permis de déterminer la structure souterraine du contact schiste-granite et la limite du Craton Congo.

Les travaux de Gouet et al. (2013) dans la zone de Tindikala-Bouotou à Ngoura par la méthode courant direct/polarisation induite (DC/IP) a permis d'établir que (i) les minéralisations aurifères sont contenues dans les manteaux d'altération traversés par des veines de quartz fortement minéralisées qui s'étendent jusqu'à 100 mètres de profondeur, (ii) la direction de la minéralisation est N-S établissant ainsi le principe de contrôle structural.

Les travaux de Nih- Fon (2012) dans le secteur de Bétaré Oya, utilisant la méthode DC/IP, les résultats d'échantillonnage géochimiques et l'application des SIG ont permis d'identifier un couloir de minéralisation aurifère suivant la direction NE-SW atteignant les 95 mètres de profondeurs, qui correspond à l'orientation structurale des veines de quartz observées sur les parois des puits d'exploitation artisanale. Cette orientation est parallèle à la foliation régionale des formations de la zone de cisaillement centre camerounais.

### 1.3.3.3. Travaux gravimétriques

A l'échelle régionale, de nombreuses études ont déjà été réalisées en gravimétrie. On peut en occurrence faire référence aux toutes premières campagnes gravimétriques (1960 à 1967) menées par l'ORSTOM. Ces campagnes ont abouti à l'élaboration de la première carte d'anomalies gravimétriques du Cameroun à l'échelle 1/1000000 par Collignon (1968).

Collignon (1968 et 1969) et Louis (1970) identifient un vaste couloir d'anomalies positives s'étendant du Centre-Nord Cameroun au Tchad central et le définissent sous le nom d'axe lourd Poli-Ounianga-Kébir, orienté NE-SW. A l'issue de campagnes complémentaires entreprises entre 1968 et 1986 par l'Université de Princeton et la société ELF, les études réalisées par Poudjom (1993) ; Poudjom et al. (1992, 1995, 1996) et Noutchogwe Tatchum et al. (2006) ont mis en exergue une série de structures NE-SW, voire E-W reliées les unes aux autres ; un amincissement progressif de la croûte, du Nord vers le Sud Cameroun et un accident orienté N72°E interprété comme la limite de la bordure septentrionale du dôme de l'Adamaoua.

Les travaux de Poudjom (1993) lui ont en outre permis d'interpréter cet amincissement crustal comme un stade initial de rifting. De nombreux autres travaux gravimétriques ont été réalisés dans le domaine d'étude et les zones environnantes. Les travaux de Njandjock Nouck et al. (2006) ont permis, par application de l'analyse spectrale, d'estimer l'épaisseur de la couverture sédimentaire (environ 3,1 km) et de proposer un modèle géologique de la localité de Yagoua à partir de deux profils gravimétriques, et une méthode d'interpolation des données gravimétriques pour une meilleure interprétation. (Njandjock Nouck et al., 2013)

Les travaux de Nguimbous Kouoh et al. (2010 et 2017) ont porté sur l'étude gravimétrique du bassin Goulfey-Tourba et du Logone-Birni, au Nord du Cameroun. Cette étude portait sur les principales caractéristiques structurales de la croûte peu profonde de ces bassins. A l'issue desdits travaux, l'application de l'analyse spectrale et la modélisation 2,5D ont donné des profondeurs variant de 0,24 à 4,55 km. De plus, les modèles obtenus ont mis en exergue trois sous bassins d'origine

tectonique, associés à la tectonique d'extension qui a affecté la région de la Bénoué au bassin du Tchad.

A l'aide du modèle de champ gravimétrique GOCE et EGM2008, Pivetta et Braitenberg (2011) ont étudié la structure de la lithosphère sous le fossé de la Bénoué (Nigéria-Cameroun). Ceux-ci, ont mis en évidence un phénomène d'amincissement crustal sous un bassin sédimentaire peu étendu. Le facteur d'extension étant très prononcé au niveau du bras ouest de la Bénoué. Ceci a permis d'expliquer l'existence dans cette zone de deux types de magma.

Mouzung et al. (2014) ont procédé à l'étude du bassin de Garoua. Ladite étude leur a permis d'estimer par analyse spectrale, l'épaisseur des formations sédimentaires de la zone dont la valeur oscille entre 4,4 km et 8,9 km. En outre, ils ont mis en évidence trois directions majeures allant du NW-SE au NNE-SSW.

Abate Essi et al. (2017) ont procédé à une interprétation des données gravimétriques dérivées du modèle terrestre EGM2008 dans le Centre-Nord du Cameroun. Ils ont pu mettre en évidence des similitudes entre les cartes d'anomalies de Bouguer déduites d'EGM2008 et celles déduites des données de gravité terrestre. En procédant à un filtrage des données, ils ont mis en évidence les failles de Poli et Koum, la zone de cisaillement de Tcholliré et ressorti la principale caractéristique régionale connue sous le nom de ligne lourde de gravité Poli- Ounianga-Kebir orientée NE-SW qui contient des dépôts uranifères et aurifères situés dans la même direction.

L'interprétation des données gravimétriques de Noutchogwe Tatchum et al. (2006) a permis d'avoir une vue plus nette sur le substratum en bordure méridionale du plateau de l'Adamaoua. Les principaux résultats de cette étude ont révélé une grande fracture orientée N70°E, à cisaillement dextre qui affecte le substratum et qui a un caractère lithosphérique. Celle-ci aurait joué en failles inverses et normales entraînant le soulèvement du compartiment Nord et une remontée magmatique s'étendant latéralement sur la direction N70°E, qui coïncide avec la direction du Cisaillement Centre Camerounais.

Les études gravimétriques réalisées à la même échelle régionale par Tadjou et al. (2004), Shandini et al. (2011), Basseka et al. (2011) ont quant à elles permis de définir la densité de la croûte à travers la tectonique et aussi d'identifier la signature importante des structures dans le champ de l'anomalie gravimétrique. Un problème majeur à cet égard est que la structure sous-jacente de la géologie régionale dans le Sud-Est du Cameroun n'est pas encore comprise.

Les travaux réalisés dans une zone située à cheval entre l'Est du Cameroun et l'Ouest de la RCA par Zanga et al. (2013) ont montré une limite importante entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine de l'Afrique Centrale, caractérisée par une tectonique complexe marquée par un déversement Sud des formations panafricaines sur le Craton du Congo et un amincissement crustal dans cette région.

Les travaux en gravimétrie de Mbom Abane (1997) révèlent l'existence d'un accident tectonique majeur orienté E-W le long du parallèle 4°N,

Les travaux de Ndougsa-Mbarga et al. (2003) mettent en évidence une faille normale E-W dans la zone Mengueme/Abong-Mbang, les travaux en magnétotellurique de Meying et al. (2009) mettent en exergue un réseau de failles E-W s'étendant d'Akonolinga à Abong Mbang.

#### **1.3.3.4. Travaux sismiques et sismologiques**

En Afrique Centrale, les études sismiques menées sur la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Dorbath et al., 1984 et 1986 ; Stuart et al., 1985 ; Tabod et al., 1992 ; Nnange et al., 2000), ont permis de mettre en exergue et de confirmer un ensemble de faits ou d'hypothèses relatives à l'épaisseur de la croûte terrestre.

Les études sismologiques de Dorbath et al. (1984), Stuart et al. (1985), Dorbath et al. (1986) ont permis de mettre en évidence une croûte mince de 23 km environ sous l'Adamaoua, domaine voisin à la zone d'étude.

De plus, les travaux effectués par Nnange et al. (2000) ont permis de confirmer la présence de quatre discontinuités majeures de densité dans la lithosphère sous la zone surélevée d'Adamaoua du Cameroun central d'épaisseur relative : (1) 7–13 km ; (2) 19–25 km ; (3) 30–37 km ; et (4) 75–149 km, les discontinuités les plus profondes se corrélant à la présence d'une structure anormale mantélique à faible vitesse. Les profondeurs de 19–20 km et de 8–12 km correspondraient aux contrastes de densité dans la croûte moyenne associés aux intrusions volcaniques.

Les travaux de sismicité effectués par Tabod et al. (1992) à l'issue des séismes de 1852 et 1990 qui ont frappé le Cameroun, montrent deux zones sismiques importantes, l'une associée à la faille de Fouban et l'autre à la bordure septentrionale du Craton du Congo. Cette bordure semble être sismiquement très active dans la zone de Kribi et ses environs.

Dans le même ordre d'idées, un amincissement crustal de 23 km environ sous l'Adamaoua, région voisine de la présente zone d'étude, a été révélé par les études sismologiques de Stuart et al. (1985), Dorbath et al. (1986). Les séismes enregistrés semblent être associés à la ligne volcanique du Cameroun.

### **1.3.3.5. Travaux géologiques**

En géologie (Kankeu et al., 2006) ayant trait à l'application d'une méthode géophysique à savoir l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) dans la zone d'étude aura permis d'étudier la déformation tant en intensité qu'en orientation. Cette étude a contribué dans l'apport de nouvelles données sur l'évolution structurale du Panafricain au Cameroun, notamment une cartographie géologique au 1/50.000 et la mise en évidence de deux zones mylonitiques d'intense déformation à savoir la faille de la Sanaga (FS) et la zone de cisaillement de Bétaré Oya (BOSZ) d'orientation NE-SW, qui divisent la région d'étude en quatre domaines structuraux ayant des lithologies et des fabriques bien précises et dont notre secteur d'étude en fait partie.

### **1.3.3.6. Travaux miniers**

Dans le même domaine, depuis 1978, le Ministère en charge des Mines et de la Géologie du Cameroun et le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) ont entrepris plusieurs études minières systématiques. Celles-ci ont révélé la présence de plusieurs éléments chimiques (Gazel et Gérard, 1954; Gazel, 1955).

Dans la zone Est du Cameroun, elles visaient la recherche des minéralisations d'or. Il a donc été réalisé une prospection générale du Lom par le biais de prélèvement d'échantillons géochimiques en « stream sediment » et en échantillons alluvionnaires.

Le rapport de Vairon et al. (1986) relatif à cette prospection a permis de mettre en évidence des anomalies polymétalliques d'or, de tungstène, de plomb, de cuivre, d'étain, d'argent, de molybdène, d'antimoine, de zinc et de bismuth.

Les travaux récents de Bidzang-Ndong et al. (2014) sur le sous-bassin hydrographique de Koubou montrent la présence de plusieurs éléments tels que l'euprium, l'or, l'antimoine, le dysprosium, l'étain, le terbium, le thulium, l'holmium, le vanadium, le néodyme, l'uranium, le cérium, le baryum, le strontium et le rubidium.

Sur le point de vue minier, les gisements d'or primaire au Cameroun se trouvent dans les régions septentrionale, méridionale et les parties orientales du pays. Bétaré Oya, Boden-Colomine et Batouri sont d'importants sites d'exploitation artisanale de l'or à l'Est Cameroun. Or la minéralisation dans ces zones se produit le long d'un cisaillement majeur orienté NE-SW qui traverse les roches méta-volcaniques et métasédimentaires du Néoprotérozoïque ; les contacts entre ces roches et les massifs granitoïdes de taille variable du Panafricain sont observés à Boden-Colomine et à Batouri (Suh et al., 2006).

Des gisements de diamant, de bauxite, de cobalt, de minerai de fer, de nickel, cassitérite, uranium, rutile et néphéline ont été trouvés dans de nombreux sites au Cameroun en général et à l'Est Cameroun en particulier.

De ce qui précède, il ressort que la plaque africaine est un vieux bloc continental formé essentiellement de zones stables (cratons) et de zones mobiles. Les zones mobiles sont marquées particulièrement par les événements thermo-tectoniques panafricains qui ont affecté la partie centrale du continent africain notamment la région de l'Est-Cameroun. De ce fait, la zone d'étude présente un contexte géologico-tectonique assez complexe, caractérisé entre autre par des accidents tectoniques conséquents à la collision entre la Chaîne Panafricaine de l'Afrique Centrale au Nord et le Craton du Congo au Sud. La méthode aéromagnétique qui est une méthode potentielle, constituant un outil géophysique polyvalent peut aider à coup sûr à révéler des caractéristiques structurales à grande et à petite échelle, y compris dans les zones superficielles et profondes du sol et du sous-sol.

**CHAPITRE II :**  
**METHODOLOGIE D'INTERPRETATION DES**  
**DONNEES MAGNETIQUES**

La méthode magnétique est abondamment utilisée pour la prospection minière, la cartographie géologique et d'autres multiples applications. Elle est avantageuse en ce qu'elle possède une profondeur d'investigation qui n'est dépendante que de la taille de la surface couverte, du contraste d'aimantation et du volume de l'objet recherché (Telford et al., 1976). Elle rend par ailleurs compte des contrastes latéraux de propriété magnétique sans pouvoir discriminer les différents types d'aimantation. Le présent chapitre vise à expliciter la méthode de prospection magnétique en partant des bases théoriques jusqu'à l'application de cette méthode de prospection à des fins d'exploration géophysique.

## **2.1. LES METHODES POTENTIELLES ET LEUR IMPORTANCE**

La mise en œuvre de celles-ci reste non-invasive et sans impact sur l'environnement (Owono, 2020). Ces méthodes reposent sur la connaissance des propriétés physiques du sol et du sous-sol telles que la susceptibilité magnétique et la densité des différentes roches qui entrent dans la constitution du sol et/ou du sous-sol.

Les méthodes potentielles présentent plusieurs avantages. Parmi lesquels l'on peut citer, une couverture rapide de la zone d'étude, des profondeurs d'investigation adaptées, l'embarcation de lourdes charges, l'exécution de longs vols, un coût moins cher au km, une plateforme stable, une main d'œuvre certes spécialisée mais réduite, une opération de terrain peu dépendante des conditions locales et des moyens logistiques très simplifiées et une délimitation de zones d'intérêts sans être obligé de parcourir de vastes surfaces. Ces paramètres réunis impliquent un gain appréciable de temps, une meilleure utilisation des budgets et des moyens, une technique et sensibilité accrues des équipements embarqués. Relevons qu'avec les méthodes potentielles nous avons un pouvoir séparateur réduit qui favorise la localisation et la délimitation plus précises des points d'intérêts. Toutefois, à côté de ces avantages, et particulièrement pour la méthode aéromagnétique il existe tout de même quelques inconvénients tels la nécessité d'un aéroport ou une aire d'envol, les vols à des plus hautes altitudes qui impliquent une résolution spatiale plus faible et, la prospection des terrains accidentés qui posent plus de défis liés à la manœuvre. .

Les méthodes potentielles sont généralement utilisées dans l'optique de mettre en exergue (1) la cartographie litho-structurale du substratum et de la couverture sédimentaire, par le biais de l'empreinte inhérente aux radioéléments contenus dans la majorité des roches et des sols; (2) les minéraux radioactifs et magnétiques; (3) les cibles de minéralisation d'or et de fer.

Les méthodes potentielles passent par des levés géophysiques aéroportés. Ces derniers prennent en compte un certain nombre d'éléments parmi lesquels :

- L'orientation des lignes régulières (de traverse) doit être perpendiculaire à la direction des structures géologiques et les lignes de contrôle doivent représenter environ 10% du volume total (c.à.d. 10 fois plus espacés).
- L'espacement des lignes est fonction de la résolution que l'on souhaite et par conséquent de la dimension des structures géologiques que l'on veut imager (généralement la moitié de l'extension de la structure cible et pas plus petit que la hauteur du capteur) ;
- La nature, la dimension et l'orientation des structures géologiques présentes dans la zone de levé ;
- L'altitude de vol doit être aussi faible que possible en général. Il faut garder une altitude constante et si possible, voler suivant une surface de vol prédéterminée (*drape surface*). Toutefois l'altitude retenue doit intégrer les conditions de vol sécuritaires (relief topographique, météo, activité humaine, etc.) ;
- Les discontinuités et/ou les changements brusques et soudains d'un signal normal dû à un processus de minéralisation indiquent la présence d'anomalies et constituent un potentiel et un moyen pour l'exploration;

Pour finir, les levés aéroportés nous renseignent sur les éléments structuraux ainsi que la lithologie des roches distribuées depuis la surface de la terre jusqu'à de grandes profondeurs.

Dans le cadre de notre travail, comme méthode potentielle, il s'agira pour nous d'utiliser la méthode magnétique.

## **2.2. LA METHODE AEROMAGNETIQUE**

Parmi les méthodes et techniques qui peuvent être effectuées à partir d'un levé aéroporté, le magnétisme et la radiométrie sont les plus employés.

Les levés aéromagnétiques ont principalement pour rôle (a) la délimitation des ceintures volcano-sédimentaires sous couverture et les terrains fortement métamorphisés; (b) la reconnaissance et l'interprétation des failles et des zones de cisaillement comme des hôtes potentiels pour une variété de minéraux; (c) l'identification et la délimitation des intrusions post-tectoniques dans le cas des complexes syénitiques, des carbonatites zonées et des intrusions mafiques; (d) la détection directe des gisements de certains minéraux de fer; et (e) dans le cas particulier de la prospection pétrolière, l'estimation de la profondeur du socle rocheux et l'étendue du bassin sédimentaire (Reeves, 2005 ; Dobrin et Savit, 1988; Reynolds,1997 ).

## 2.2.1. Force magnétique – Champ magnétique terrestre

### 2.2.1.1. Force magnétique

Le condensé des travaux de Lowrie (2007) sur le magnétisme met en évidence l'analogie entre la force magnétique et la loi de Coulomb. En effet, il exprime la force magnétique pour un pôle magnétique en fonction des masses magnétiques  $p_1$  et  $p_2$ , de la perméabilité du milieu  $\mu$ , et de la distance entre les masses magnétiques  $r$  suivant la relation :

$$\vec{F} = \frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \vec{u}_r \quad (1)$$

$\vec{u}_r$  est le vecteur unitaire selon la droite joignant les deux masses.

$\vec{F}$  est attractive si les deux pôles sont de signes opposés et répulsive s'ils sont de même signe. Par convention, un pôle est positif s'il est attiré par le nord magnétique de la terre et négatif s'il est attiré par le pôle sud (Lowrie, 2007).

### 2.2.1.2. Champ magnétique terrestre

Rappelons tout d'abord avec Reeves (2005) que le champ magnétique est supposé être engendré par la présence des courants électriques qui circulent dans le noyau liquide (composé de Fer et de Nickel) en mouvement grâce à la rotation de la Terre. Les études sismiques estiment que le rayon de ce noyau varie entre 1300 et 2500 km (Reeves, 2005).

Le champ géomagnétique ou champ magnétique terrestre est un phénomène variable dans l'espace et dans le temps. Il se caractérise par sa direction (donnée par l'aiguille d'une boussole) et son intensité en chaque point de la surface du globe terrestre (Groune, 2009).

Le champ géomagnétique ou champ magnétique terrestre enregistré en un point à la surface de la terre est composé de trois (03) termes et est donné par la relation :

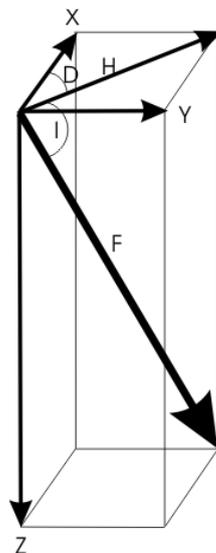
$$\vec{B}(s, t) = \vec{B}_p(s, t) + \vec{B}_t(s, t) + \vec{B}_a(s, t) \quad (2)$$

Avec :

- Le champ principal  $\vec{B}_p(s, t)$ ;
- Le champ d'anomalies crustales  $\vec{B}_a(s, t)$  ;
- Le champ transitoire  $\vec{B}_t(s, t)$

La figure 7 met en évidence les principaux éléments du champ géomagnétique et les relations qui les lient. Ces éléments s'établissent ainsi qu'il suit :

- $F$  : Intensité du champ magnétique total exprimé en Tesla (T) ;
- $X$  : Projection de  $\vec{F}$  sur le méridien géographique : c'est la composante Nord du vecteur champ magnétique ;
- $Y$  : Projection de  $\vec{F}$  sur le parallèle géographique : c'est la composante Est du vecteur champ magnétique ;
- $Z$  : Composante verticale du vecteur champ magnétique  $\vec{F}$  ; par convention,  $Z$  est positif vers le bas
- $H$  : Composante horizontale. Projection de  $\vec{F}$  sur le plan horizontal (Oxy) ;
- La Déclinaison magnétique  $D$  qui est la direction du Nord magnétique, indiquée par l'aiguille d'une boussole. Plus rigoureusement, c'est l'angle entre la composante horizontale du champ magnétique et la direction du Nord géographique dans le plan horizontal. Par convention, cet angle est compté positivement dans le sens des aiguilles d'une montre, et négativement dans l'autre sens. Ainsi  $D=0^\circ$  si le champ magnétique pointe vers le Nord géographique,  $D=90^\circ$  s'il pointe vers l'Est,  $D=-90^\circ$  (ou  $270^\circ$ ) s'il pointe vers l'Ouest, et  $D=\pm 180^\circ$  vers le Sud;
- l'Inclinaison magnétique  $I$  ; c'est l'angle entre la composante horizontale du champ et le vecteur champ magnétique lui-même. Par convention également, l'inclinaison est comptée positivement vers le bas de  $I=0^\circ$  (horizontale) à  $I=90^\circ$  (verticale vers le bas) et négativement vers le haut, de  $I=0^\circ$  à  $I=-90^\circ$  (verticale vers le haut).



**Figure 7 :** Schéma des caractéristiques du champ magnétique principal (Telford et al ; 1990).

Les relations ci-dessous permettent de combiner ces éléments entre eux :

$$H = F \cos I \quad (3)$$

$$Z = T \sin I = \tan I \quad (4)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (5)$$

$$\tan D = \frac{Y}{X} \quad (6)$$

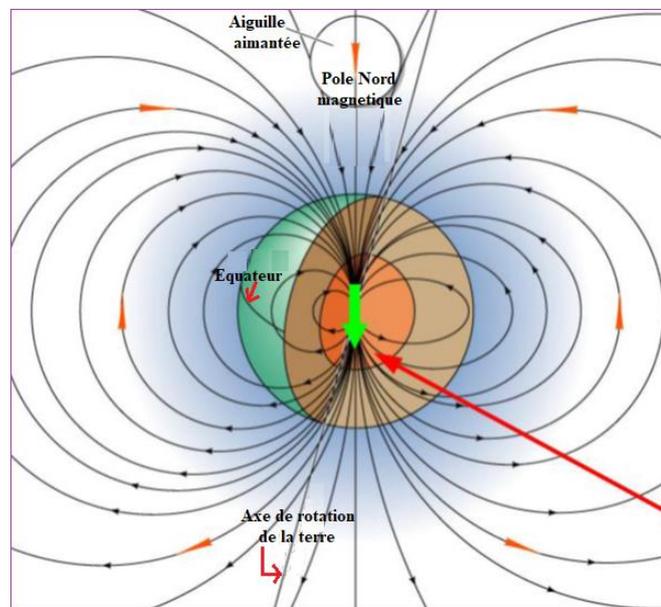
$$X = H \cos D \quad (7)$$

$$Y = H \sin D \quad (8)$$

$$X^2 + Y^2 = H^2 \quad (9)$$

$$X^2 + Y^2 + Z^2 = H^2 + Z^2 = F^2 \quad (10)$$

Le champ géomagnétique a une géométrie dipolaire assimilée à celle d'un barreau aimanté (dipôle) situé au centre de la terre et légèrement incliné par rapport à l'axe de rotation. Le pôle nord du dipôle pointe vers le Sud (**Figure 8**).



**Figure 8 :** Le champ magnétique terrestre (d'après Owono, 2020).

### 2.2.2. Le champ magnétique de référence international (IGRF)

L'intensité du champ magnétique oscille entre 20 000 et 70 000 nT au-dessus de la terre et l'on peut prévoir que ses variations locales puissent prendre des valeurs de l'ordre de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers de nT. Ces variations sont imposées au champ par des effets de magnétisation dûs à la croûte terrestre. Les anomalies ont habituellement des ordres de grandeur au moins deux fois plus petits que ceux du champ total (Telford et al., 1990). Le champ magnétique de référence mondial (International Geomagnetic Reference Field (IGRF)) est une représentation mathématique du champ géomagnétique adoptée selon un protocole d'accord international sous l'égide de l'association internationale de géomagnétisme et d'aéronomie (IAGA), branche de l'union internationale de géodésie et de géophysique (IUGG). Ces modèles de référence sont calculés tous les cinq ans (Barraclough, 1987).

Le retrait de l'IGRF implique la soustraction d'environ 99% de la valeur du champ mesuré. D'où la nécessité de définir avec précision l'IGRF, afin d'assurer l'exactitude et la crédibilité de la valeur du champ restant (Telford et al., 1990).

### 2.2.3. Les propriétés magnétiques des roches

La variation du champ magnétique est étroitement liée à la nature des roches de la croûte (Hunt et al., 1995). La susceptibilité magnétique  $\chi$  représente le paramètre physique essentiel à la caractérisation des roches présentes dans le sol car la plupart des éléments constitutifs des roches sont peu ou très peu magnétiques. Il existe trois types de roches qui agissent de différentes façons dans un champ magnétique (Hinze, 1985) à savoir : les diamagnétiques, les paramagnétiques, et les ferromagnétiques.

- **Les diamagnétiques** ont une susceptibilité très faible et inférieure à zéro. Dans ce type de roches, le mouvement orbital des électrons induit une aimantation qui s'oppose au champ magnétique  $\mathbf{H}$  appliqué. Une telle situation ne prévaut que si le moment magnétique propre des atomes, vaut zéro lorsque  $\mathbf{H}$  est nul. Elle est caractéristique des atomes dont les orbites sont complètement remplies. Ce comportement concerne la plupart des corps solides, liquides ou gazeux, tels que la silice, la calcite, l'eau, l'air, le quartz, le graphite, le gypse ...
- **Les paramagnétiques** ont une susceptibilité faible et supérieure à zéro. L'aimantation acquise est dans le même sens que le champ appliqué, mais est plus faible et diminue avec la température (Telford et al., 1990). Ici chaque atome ou molécule a un moment magnétique

propre lorsque le champ extérieur  $\mathbf{H}$  est nul. Le paramagnétisme est caractéristique des substances dont les orbites inférieures ne sont pas complètement remplies. Par exemple le pyroxène, l'amphibole, la biotite, le grenat, la chlorite et l'olivine.

- **Les ferromagnétiques** ont une susceptibilité très élevée et supérieure à zéro. Le magnétisme dans ce cas est dû à une aimantation spontanée. De ce fait, toute roche possédant des propriétés magnétiques contient des minéraux ferromagnétiques et même s'ils ne sont qu'à l'état de traces, leur effet est plus important qu'une roche encaissante. On parle alors d'aimantation rémanente. Cette dernière disparaît lorsque le corps atteint la température de Curie. Inversement, l'aimantation est acquise et permanente quand le corps refroidit en dessous de la température de Curie (Lowrie, 2007). Un certain nombre de substances contenant du Nickel, du Cobalt, du platine et des terres rares est ferromagnétique, mais des ferromagnétiques naturelles sont en général des solides cristallisés contenant du fer tels que les oxydes de fer, Hématite, magnétite, pyrrhotite, pyrite...etc. (Groune, 2009).

Il existe également une aimantation rémanente dite détritique. Elle est produite dans une roche sédimentaire par l'orientation de minéraux détritiques c'est-à-dire ayant auparavant acquis une aimantation, dans le champ magnétique régnant dans le lieu de dépôt (Lowrie, 2007).

En outre, les valeurs des susceptibilités de divers matériaux comme la chalcopirite et la pyrite sont typiques de certains sulfures qui sont surtout des minéraux amagnétiques. La figure 9 illustre l'échelle de variation de la susceptibilité des différents minéraux magnétiques (Clark et Emerson, 1990).

#### 2.2.4. Les anomalies magnétiques

Par définition, une anomalie magnétique est la différence entre la valeur du champ magnétique mesurée et celle théorique (calculée à partir du modèle IGRF) (Groune, 2009), différence scalaire due au fait qu'en cartographie magnétique, l'on n'a pas encore pu mettre en œuvre un capteur suffisamment précis pour mesurer les trois composantes du champ magnétique terrestre dans un repère bien défini (Bouiffiane, 2008). La prospection magnétique s'intéresse en particulier à la mise en évidence des anomalies.

D'après Blakely (1996), pour un champ magnétique terrestre  $\vec{B}$  et un champ de référence  $\vec{R}$ , l'anomalie magnétique  $\vec{C}$  est donnée par :

$$\vec{C} = \vec{B} - \vec{R} \quad (11)$$

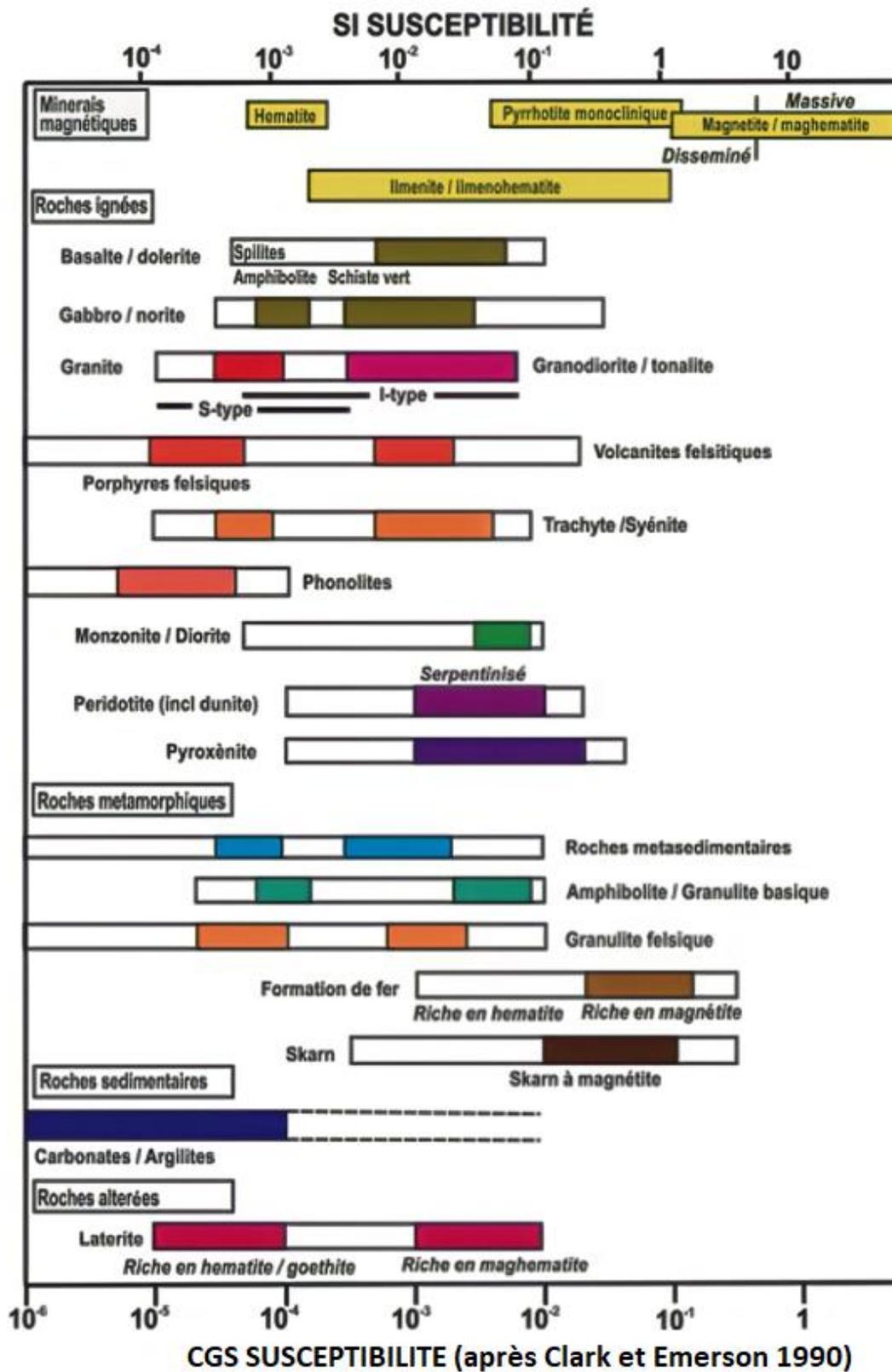


Figure 9 : Valeurs des susceptibilités et types de roches correspondantes (Clark et Emerson, 1990).

Cette grandeur vectorielle caractérise une modification de l'aimantation rémanente ou induite qui est liée à la présence d'un objet aux propriétés magnétiques intrinsèques localisé dans la zone crustale.

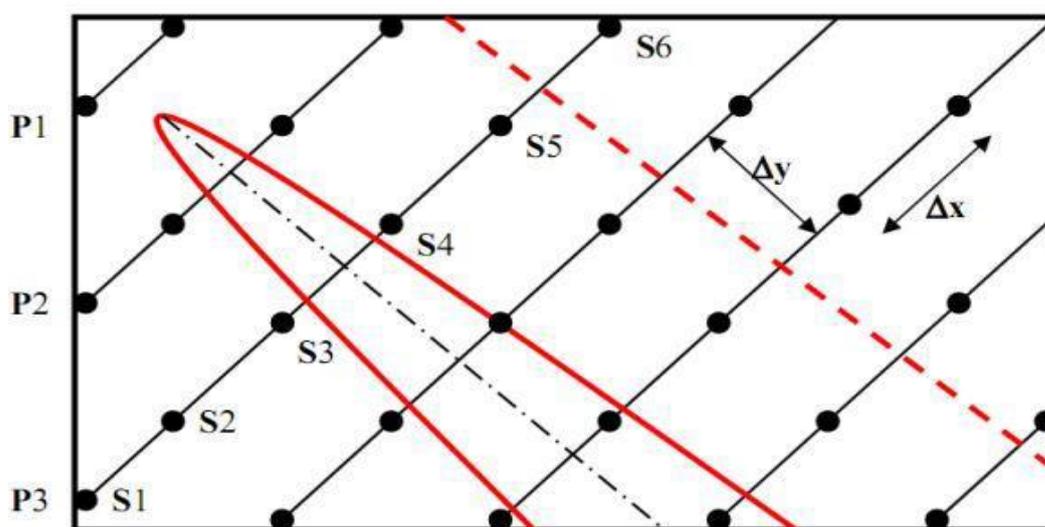
En magnétisme, les contrastes de susceptibilité entre les roches sédimentaires sont généralement faibles et ne produisent donc que des anomalies négligeables ; ceci nous conduit à admettre que les anomalies mises en évidence par la prospection magnétique proviennent des roches cristallines ou métamorphiques (Feumoe, 2014).

### 2.2.5. Le levé magnétique

Pour Telford et al. (1998), les levés aéromagnétiques permettent la détermination de la profondeur des sources magnétiques, qui est un élément crucial dans la compréhension de la lithologie et du potentiel minier sous l'épaisse couverture. Ils permettent en plus d'augmenter la connaissance de la géologie dans des régions avec peu ou sans informations déjà disponibles.

Les différents profils de mesure (Pi) sont constitués par plusieurs stations (Si). Le maillage utilisé dans le cadre de la collecte des données magnétiques de ce travail a été fait par le biais d'un maillage régulier (*Figure 10*). Il peut être carré ( $\Delta X = \Delta Y$ ) ou rectangulaire ( $\Delta X < \Delta Y$ ).

Dans la pratique, en plus du réseau des points de mesure, il est important d'installer un autre réseau des points de base qui est généralement irrégulier (généralement dans les zones accidentées). Un point de base est un point de référence qui sert à contrôler les variations journalières du champ pour procéder aux corrections des mesures.



*Figure 10 : Installation du levé de mesures magnétiques (Reeves, 2005)*

### 2.2.6. Les instruments de mesure utilisés en aéromagnétisme

Pour mesurer le champ magnétique on utilise des magnétomètres dont le principe de fonctionnement se résume en la comparaison de l'intensité du champ mesuré à une autre intensité connue. Il existe deux grands types de capteurs, à savoir les capteurs scalaires et les capteurs vectoriels. A noter que l'influence de plusieurs roches du sol crée un champ supplémentaire dit champ anomal, que l'on étudie (Le Mouël, 1969).

#### a) *Les magnétomètres scalaires*

Les capteurs scalaires mesurent directement l'intensité du champ magnétique ;

##### ➤ *Les Magnétomètres à précession ou magnétomètres à protons*

Ici, les protons alignés à l'aide d'un champ magnétique continu, vont se mettre à précessionner autour du champ magnétique ambiant à une fréquence directionnelle à l'intensité de ce même champ. En mesurant cette dernière, on peut obtenir une valeur de l'intensité du champ magnétique. De tels types de magnétomètres ont une précision de l'ordre de 0,1 nT (Gavazzi, 2015). Ils sont très peu utilisés en cartographie magnétique (Owono, 2020).

##### ➤ *Les magnétomètres à pompage optique*

Son principe est basé sur l'utilisation de l'énergie de transfert des électrons de l'atome d'un niveau énergétique à un autre. Plus précisément, cet appareil mesure la fréquence de résonance magnétique de la vapeur de césium, qui est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique total. L'avantage de ce type de magnétomètre réside dans sa grande précision (jusqu'à l'ordre de 0,001 nT), ainsi que dans sa rapidité d'acquisition sans être assujéti aux perturbations cinétiques (Gavazzi, 2015).

#### b) *Les magnétomètres vectoriels*

Les capteurs vectoriels permettent d'obtenir à la fois l'orientation et l'intensité à l'aide de la mesure des composantes directionnelles.

##### ➤ *Les magnétomètres à vanne de flux (fluxgates)*

Ils ont été inventés vers les années 1930. Leur principe est le suivant : la bobine dite primaire est parcourue par un courant alternatif de façon à générer des saturations successives et de sens opposé le long de l'axe du noyau. Ainsi, la composante de tout champ magnétique externe continu dans cette direction vient successivement s'ajouter ou s'opposer à la saturation : il y a donc une variation du flux magnétique (Primdahl, 1979). Les avantages de ce type de magnétomètres sont entre autres leur légèreté, leur résistance et leur imperturbation par le mouvement. Ces caractéristiques font d'eux les

magnétomètres par excellence pour l'exploration spatiale et pour la prospection minière. Mais ils sont cependant les moins précis et de l'ordre de 1 nT.

➤ ***Les magnétomètres supraconducteurs à interférences quantiques***

Ces instruments exploitent les propriétés de la supraconductivité : le courant généré par une boucle de supraconducteur est extrêmement sensible au flux magnétique la traversant. Il est donc possible de mesurer la différence du champ magnétique entre deux points avec une précision de l'ordre  $10^{-6}$  nT/m. Ces dispositifs sont très rarement utilisés du fait de la nécessité d'obtenir et de garder les températures de quelques kelvins (soit environ  $-270^{\circ}\text{C}$ ), cette dernière particularité les rend à la fois extrêmement coûteux, lourds et gourmands en énergie (Gaffney, 2008).

## **2.3. METHODES D'INTERPRETATION ET OPERATEURS DE TRANSFORMATION**

### **2.3.1. Interprétation des données magnétiques**

L'interprétation géophysique a pour but d'essayer de fournir des modèles physiques qui expriment l'idée que l'on se fait de la structure du sous-sol (Ndougsa-Mbarga, 2004). Elle peut se faire tant à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale (détaillée).

➤ **Étude régionale ou analyse qualitative**

Ici, la carte de faciès magnétique obtenue est subdivisée en zones liées aux caractéristiques intrinsèques des anomalies observées telles : l'amplitude moyenne, la polarité, la forme des profils, la cohérence ou l'alignement, l'effet de bordure et la longueur du patron de ces anomalies. De façon transversale, cette analyse est basée sur la reconnaissance et la comparaison visuelle des traits significatifs dans la physionomie d'un champ complexe (Prieto, 1996).

➤ **Étude détaillée ou analyse quantitative**

Elle nécessite un traitement plus quantitatif ou plus raffiné. La carte d'anomalie résiduelle ainsi conçue est exempte des changements de l'intensité magnétique du niveau de base, et permet de mieux voir les amplitudes de perturbations magnétiques localisées (Vanié et al., 2006).

De plus en plus, cette analyse a recours à la modélisation par ordinateur. En effet, la modélisation permet le calcul aisé des paramètres d'un corps magnétique à géométrie simple. Ces paramètres sont entre autres la profondeur, le pendage, les dimensions ou les propriétés magnétiques du corps qui a causé cette anomalie.

Enfin, une interprétation des données aéromagnétiques se fait suivant le pédigrée ci-après :

- ✚ Numérisation et correction des données ;
- ✚ Visualisation et filtrage des données ;
- ✚ Interprétation qualitative ou analyse des résultats ;

- ✚ Interprétation quantitative et modélisation ;
- ✚ Intégration et corrélation avec les données géologiques ;
- ✚ Conclusion.

### 2.3.2. Opérateurs de transformation

Les méthodes potentielles en général et l'aéromagnétisme en particulier permettent d'établir les cartes structurales à travers l'identification des failles et la localisation des limites de diverses structures géologiques telles que les contacts géologiques. Les filtres et opérateurs ci-dessous présentés permettent aux corps magnétiques de produire non seulement un effet magnétique à la surface mais aussi l'intensité de l'anomalie, la forme de cette dernière étant en rapport direct avec la teneur en minéral magnétique, la taille, la profondeur et la forme du corps enterré (Herinasolo, 2008). Les différentes méthodes d'interprétation peuvent être classées en trois catégories : les transformations, le problème direct et le problème inverse.

#### 2.3.2.1. Les méthodes de transformation

Elles transforment le signal observé à l'aide d'opérateurs afin d'extraire préférentiellement certains paramètres des sources, le tout dans le but de faciliter l'interprétation. Il convient néanmoins d'être prudent en raison de ce que les modifications du signal peuvent faire perdre de l'information et faire baisser le rapport signal/bruit.

##### a) La réduction au pôle ou à l'équateur

Les anomalies magnétiques sont rarement à l'aplomb des sources causatrices car l'angle du champ magnétique global crée une distorsion des anomalies magnétiques locales de façon à ce que l'amplitude maximale du champ magnétique ne soit pas située au-dessus de l'anomalie (Dawson et Robillard, 2012). Le filtre de réduction corrige le problème sus évoqué en tenant compte des effets de l'inclinaison et de la déclinaison du champ magnétique de la Terre afin de décaler les anomalies magnétiques directement au-dessus de leur source (structures géologiques causatives) (Blakely, 1996; Baranov et Naudy, 1964). Le filtre de réduction fonctionne mieux si les sources magnétiques plongent verticalement. Cette hypothèse est assez raisonnable pour les formations de fer rubanées, les filons intrusifs obliques et les bords de filons-couches qui comportent la plupart des sources magnétiques, mais ne s'appliquera pas aussi bien aux plutons. Toutefois, Il existe des lieux sur la Terre où l'anomalie magnétique due à une aimantation induite se trouve à l'aplomb des sources. C'est le cas de l'équateur où les deux vecteurs sont horizontaux. Dans les régions de basses latitudes ( $-15^\circ$  à  $+15^\circ$ ), il est préférable d'effectuer une réduction à l'équateur afin de minimiser le bruit dû à l'amplification

de la direction N-S et de transformer le champ pour le ramener dans une situation idéale pour l'interprétation. Les résultats ainsi présentés peuvent toutefois porter à confusion puisque la polarité des anomalies sera inversée c'est-à-dire les corps magnétiques apparaîtront comme des **minima** plutôt que comme des **maxima** (Dawson et Robillard, 2012).

#### **b) L'opérateur de prolongement vers le haut et vers le bas**

De façon générale, le prolongement consiste à déplacer artificiellement le plan d'observation et à calculer le champ que l'on observerait en ces nouveaux points à partir des données recueillies sur le terrain (Bouiflane, 2008).

Le prolongement vers le haut consiste en une atténuation de l'amplitude et un lissage qui est une transformation qui fait passer l'anomalie de l'altitude  $z = 0$  à l'altitude  $z > 0$ . Cet opérateur correspond à un filtre passe-bas qui permet d'amplifier les anomalies de grande longueur d'onde correspondant aux structures profondes du socle. Il permet également d'avoir une bonne idée sur les anomalies en exprimant des directions structurales régionales de la zone d'investigation (Burger et al., 2006).

Le prolongement vers le bas qui est tout le contraire du prolongement vers le haut, est de moins en moins utilisé car il est très instable en présence de bruit. Son application est très limitée pour l'estimation des profondeurs des structures sources d'anomalies. C'est d'ailleurs pour cette raison que ce prolongement n'est pas utilisé dans ce travail.

#### **c) Les filtres « dérivé »**

Les filtres de dérivation sont utilisés pour éliminer l'effet de coalescence des anomalies. (Telford et al., 1998). Pour cela, ils amplifient l'effet des sources superficielles en atténuant l'effet de celles qui sont profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques des corps.

#### **❖ Le gradient vertical**

Encore appelée première dérivée verticale (PDV) (en anglais « First Vertical Derivative (FVD) »), le gradient vertical améliore (amplifie) à la fois les sources peu profondes tout en supprimant (atténuant) celles plus profondes et donnent une meilleure résolution des sources rapprochées (Reeves, 2005). L'algorithme de détermination de ce gradient pour un champ magnétique  $M$  a été donné par Gunn (1975).

$$FVD(z) = PDV(z) = \left( \frac{\partial M}{\partial z} \right) \quad (12)$$

La première dérivée verticale est généralement beaucoup plus sensible aux influences locales qu'aux effets généraux ou régionaux et a donc tendance à donner une image plus nette que l'intensité totale du champ sur une carte.

### 2.3.2.2. Les méthodes analytiques

Contrairement aux méthodes graphiques où l'interprétation n'est possible que sur une seule anomalie isolée, les méthodes analytiques permettent d'interpréter à la fois plusieurs anomalies. Ces méthodes permettent une meilleure approche du modèle géologique. Selon la procédure d'interprétation, on distingue deux types de raisonnement : le problème inverse et direct.

#### A- Le problème direct

La forme d'une anomalie dépend entre autres de la dimension du corps, de la profondeur, de la susceptibilité magnétique, de la densité des roches, ...etc. Le problème direct a pour principe de déduire les conséquences à partir des causes. Pour se faire, on définit un modèle géologique sur la base de paramètres physiques bien précis, puis, on estime l'effet de ce modèle à la surface du sol. La comparaison de ce résultat avec le signal de terrain si il est différent, nous oblige à changer la valeur de ces paramètres pour obtenir un autre effet en surface, par itérations successives, nous minimisons la différence entre les anomalies calculées et celles mesurées. Le modèle retenu est celui pour lequel la différence sus-évoquée est négligeable (Groune, 2009). Le problème direct a une solution unique. Cette méthode d'essai et d'ajustement a ses limites. En effet, en cas de problème complexe, le nombre d'itérations nécessaires peut rapidement devenir trop important pour être réalisé. De plus, comme toute modélisation, il peut exister plusieurs solutions à un même problème. La méthode ne donne donc pas une réponse absolue mais une possibilité parmi tant d'autres. Le développement des méthodes du traitement numérique des données sur ordinateur a permis la mise au point de nombreux programmes pour la modélisation des anomalies théoriques dues à des structures 2D,  $2^{1/2}$ D,  $2^{3/4}$ D et 3D (Mono, 2019). Une modélisation 2D verra ses blocs étendus jusqu'à l'infini (effets limités sur le modèle) (Talwani et al., 1964 & 1959) alors que les modélisations  $2^{1/2}$  D et  $2^{3/4}$ D sont basées sur des blocs aux dimensions finies. Les structures géologiques étant par nature 3D mais aux dimensions finies, les approches  $2^{1/2}$ D (Shuey et Pasquale, 1973) et  $2^{3/4}$ D prennent en considération ces deux aspects au cours de la modélisation.

#### B- Le problème inverse

Contrairement au problème direct, le problème inverse admet une infinité de solutions, dans ce cas, on prend comme base de départ l'effet mesuré sur le terrain et à partir de là, grâce à des méthodes appropriées, on essaye de nous rapprocher le mieux possible du modèle réel. Selon Hadamard (1902), tout modèle mathématique de phénomènes physiques devrait avoir les propriétés suivantes :

- Une solution existe ;

- La solution est unique ;
- La solution dépend de façon continue des données dans le cadre d'une topologie raisonnable

La principale limite du problème inverse réside donc dans la difficulté de définir un problème bien posé au sens d'Hadamard car ici, pour un même effet, il existe une kyrielle de solutions (tout comme dans le cas du problème direct). Plusieurs méthodes ont été développées pour la localisation des sources perturbatrices dans le magnétisme. Dans le cadre de ce travail, nous avons :

### i) Le gradient horizontal

Encore appelée le gradient horizontal d'amplitude ou première dérivée horizontale (PDH) (*en anglais « the horizontal gradient magnitude (HGM) »*), cette méthode est utilisée afin de détecter les accidents structuraux et les contacts anormaux quelle que soit leur orientation, ces derniers pouvant représenter des failles, des fractures ou des limites lithologiques (Blakely et Simpson, 1986; Cordell et Grauch, 1985). Elle est à bien des égards l'approche la plus simple pour estimer les emplacements de contacts des corps en profondeur (Ndougsa et al., 2012). L'avantage de cette méthode est qu'elle n'est pas sensible aux bruits provenant des données lors du levé aéromagnétique, car elle dépend uniquement du calcul des dérivées premières du champ magnétique dans le plan horizontal (Phillips, 1998). Pour un champ magnétique  $M$ , la magnitude du gradient horizontal de  $M$ , noté HGM est donné par la somme des carrés des dérivées horizontales dans les directions  $x$  et  $y$ . Ainsi donc, nous avons :

$$HGM(x, y) = PDH(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (13)$$

$\frac{\partial M}{\partial x}$  et  $\frac{\partial M}{\partial y}$  sont respectivement des gradients horizontaux dans les directions  $x$  et  $y$  du champ magnétique. Le gradient  $x$  (ou dérivé  $X$  (DX)) met en évidence les discontinuités et les contacts le long de la tendance N-S, alors que le gradient  $y$  (ou dérivée  $Y$  (DY)) fait la même chose le long du E-W.

Cette fonction donne les maxima au-dessus des contacts géologiques si les assertions suivantes sont réunies (Phillips, 1998) :

- ❖ Le champ magnétique régional doit être vertical ou horizontal selon l'endroit où l'on se trouve sur la surface de la terre ;
- ❖ La magnétisation doit avoir la même direction que le champ régional ;
- ❖ Les contacts géologiques doivent être verticaux ;

- ❖ Ces contacts doivent être bien isolés ;
- ❖ Les sources magnétiques doivent être épaisses.

La violation des quatre premières assertions conduit à déplacer sur la carte les maxima locaux au-dessus des contacts et la violation de la cinquième crée un second maximum parallèle au contact (Mono, 2019 ; Feumoe, 2012 ; Ndougsa-Mbarga et al., 2012 et Telford et al., 1990). La réduction à l'équateur permet de résoudre ces problèmes (Reeves, 2005 ; Mono, 2019 ; Feumoe et al., 2014 ;) et le signal analytique qui ne dépend pas des directions de la magnétisation et du champ magnétique viendra aider dans le choix définitif des contacts géologiques.

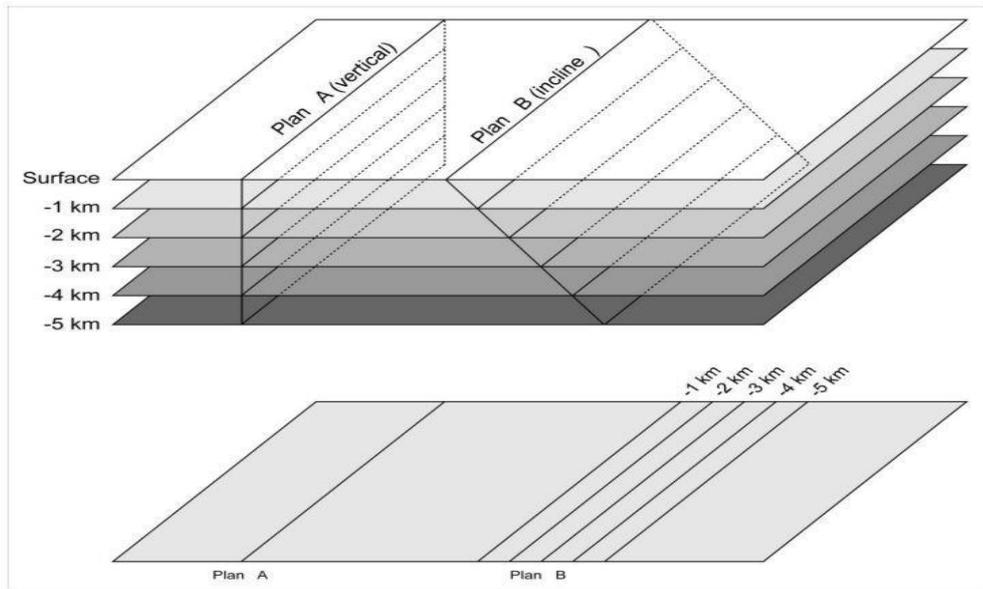
Dans le cadre de ce travail, le gradient horizontal sera associé au prolongement vers le haut pour donner place à l'analyse multi-échelle. Cette dernière technique permet une excellente localisation dans le sous-sol des contacts linéaires correspondant aux failles et les contacts de formes circulaires qui sont les limites des corps intrusifs (Vanié et al., 2005) d'une part et déterminer leur tracé, leur pendage et même leur degré d'importance (Khattach et al., 2004, 2006), (*Figures 11 et 12*) d'autre part. Les plans (vertical et incliné) sont illustrés en bloc diagramme au-dessus et les traces de leur intersection sur la carte.

La procédure consiste à effectuer un prolongement vers le haut de la carte des anomalies magnétiques à différentes hauteurs et à déterminer le gradient horizontal de chaque carte prolongée. Par la suite, le principe est de superposer les maxima des différentes directions sur une même carte. De même, l'évolution des maxima en fonction de la profondeur déterminera le sens du pendage. Par conséquent, les pendages verticaux présenteront une superposition des maxima tandis que les pendages obliques montreront un décalage des maxima dans la direction du pendage.

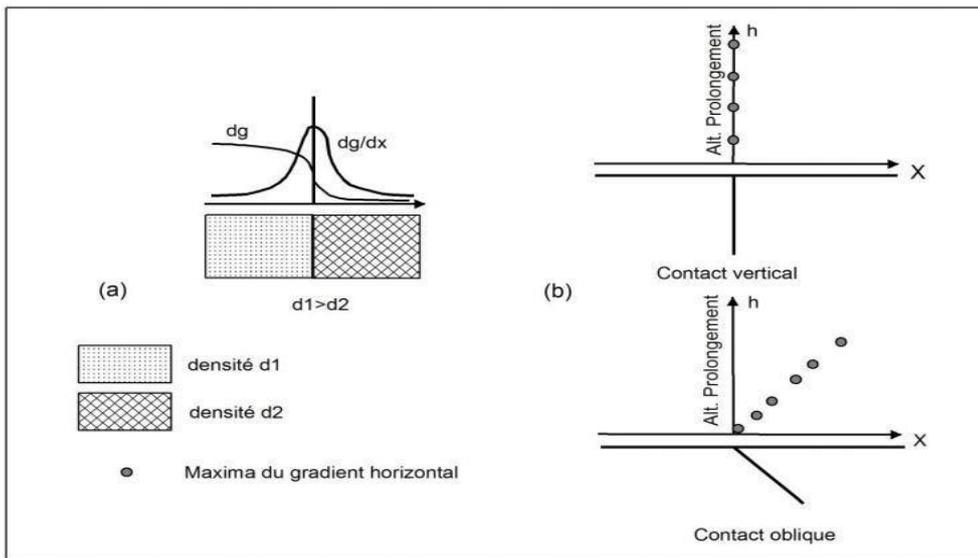
## ii) Le signal analytique

Le signal analytique ou gradient total est formé par la combinaison des gradients horizontaux et verticaux de l'anomalie magnétique (Paterson et al., 1976). Sa forme sur un corps causatif dépend des localisations du corps (coordonnées horizontales et profondeur) mais pas de sa direction d'aimantation. La simplification des données magnétiques implique la création d'une fonction indépendante de la direction de l'aimantation du corps et des paramètres géomagnétiques ambiants. Ces paramètres sont importants lorsque la magnétisation rémanente n'est pas négligeable. Le filtre de signal analytique possède cette propriété et a été utilisé par plusieurs auteurs pour la détection des bords et l'estimation de la profondeur des corps magnétiques. Roest et al. (1992) l'ont appliqué à la

détection de la localisation du corps causal, tandis que Hsu et al. (1996) l'ont utilisé pour la détection des limites géologiques.



**Figure 11 :** Effet de l'inclinaison des structures planaires détectées suivant la profondeur d'enfouissement. (d'après Khattach et al., 2006).



**Figure 12 :** Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pentages (b) (d'après Vanié et al., 2005).

La capacité du filtre à générer une valeur maximale directement sur l'estimation du corps causatif et de la profondeur en fait une technique très utile pour l'interprétation des données magnétiques (Ansari et Alamdar 2009).

L'amplitude A du signal analytique du champ magnétique total F est calculée à partir des trois dérivées orthogonales du champ, étant définie comme la racine carrée de la somme quadratique des dérivées verticales et horizontales du champ magnétique (Roest et al., 1992). Cette amplitude est donnée par la relation

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial F(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x,y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x,y)}{\partial z}\right)^2} \quad (14)$$

A(x, y) est l'amplitude du signal analytique au point (x,y) et,

F est le champ magnétique total observé au point (x,y).

### iii) La déconvolution d'Euler

La déconvolution d'Euler est à la fois un explorateur de frontières et une méthode d'estimation de la profondeur. Cette méthode est couramment utilisée en interprétation magnétique, car elle ne nécessite qu'une connaissance préalable de la géométrie de la source magnétique et, surtout, ne nécessite aucune information sur le vecteur d'aimantation (Thompson, 1982 ; Reid et al., 1990). La déconvolution d'Euler est basée sur la résolution de l'équation d'homogénéité d'Euler (15) (Reid et al., 1990). Le taux de changement de champ avec la distance peut être utilisé pour estimer la profondeur et l'emplacement d'une source. En résolvant l'équation d'homogénéité d'Euler qui se traduit par:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -N (T - B) \quad (15)$$

N, l'indice structural; il caractérise le type de source, B représente une constante locale qui caractérise le champ régional (Thompson, 1982).

$x_0$ ,  $y_0$  et  $z_0$  sont les emplacements de source dont le champ magnétique est T, mesuré en x, y et z, B est la valeur régionale du champ magnétique total, N est l'indice structural (SI) qui caractérise la géométrie de la source. Le paramètre le plus critique dans la déconvolution d'Euler est l'indice structural N (Thompson, 1982). Il s'agit d'un facteur d'homogénéité reliant le champ magnétique (et ses composantes de gradient), à l'emplacement de la source. Essentiellement, N mesure le taux de variation des champs avec la distance de la source (taux de chute) et est directement lié aux dimensions de la source. Par conséquent, par changement de N, nous pouvons estimer la géométrie

et la profondeur des sources magnétiques. Il a été démontré qu'un mauvais choix de l'indice structurel provoque une solution diffuse des emplacements des sources et un biais sérieux dans l'estimation de la profondeur. Thompson (1982) et Reid et al. (1990) ont suggéré qu'un N correct donne le regroupement le plus serré des solutions d'Euler autour de la structure géologique d'intérêt. Pour les données magnétiques, les valeurs N physiquement plausibles vont de 0 à 3 en prenant les valeurs de zéro (pour le contact de profondeur infinie), 0,5 (pour le sous-sol de digue linéaire), 1 (pour le dyke mince, faille à rejet vertical), 2 (pour le tuyau) et 3 pour les corps sphériques (Ghosh et al., 2012).

### **2.3.3. La modélisation $2^{3/4}D$**

Trois paramètres importants sous-tendent la modélisation  $2^{3/4}D$  à savoir : le contraste de susceptibilité des roches du sous-sol, la profondeur d'enfouissement et la forme des structures géologiques sources d'anomalies observées. Les contraintes sur ces paramètres sont filles de la géologie de la zone d'étude et de l'analyse des données magnétiques. Le principe de cette méthode de modélisation directe consiste à calculer l'anomalie théorique à partir d'un modèle de structure de forme simple telle qu'un cylindre, une sphère ou un prisme et la comparer à l'anomalie observée. Le meilleur modèle est celui qui correspond à la structure dont l'anomalie calculée se rapproche le plus possible par ajustement de l'anomalie observée. Toutefois, le modèle qui sera retenu devra tenir compte autant que possible des indices géologiques (Talwani et Heirzler, 1964 ; Visweswara Rao et al., 1994 ; Cooper, 2003). Cette modélisation a l'avantage de permettre un meilleur contrôle de l'extension latérale des structures sources d'anomalies (Cady, 1980). Pour ce travail, elle sera réalisée par le module GYM-SYS du logiciel Oasis Montaj 8.0 de Geosoft qui est basé sur les algorithmes décrits par Won et Bevis (1987), Rasmussen et Pedersen (1979). Les réponses calculées varient itérativement avec le changement des paramètres du modèle, en particulier la susceptibilité magnétique des roches.

## **2.4. ANALYSE SPECTRALE**

C'est une méthode utilisée pour l'estimation des profondeurs moyennes des corps magnétiques, sources d'anomalies. L'analyse spectrale n'a pas besoin à priori de la connaissance de la géométrie, du contraste de susceptibilité magnétique des corps responsables des anomalies observées. C'est une technique essentiellement quantitative qui repose sur les propriétés du spectre d'énergie des anomalies magnétiques. Cette méthode a été utilisée par plusieurs auteurs (Spector et Grant, 1970 ; Gérard et Debeglia, 1975 ; Bhattacharyya, 1978 ; Nnange et al., 2000 ; Njandjock Nouck et al., 2006 ; Tadjou et al., 2009 ; Nguimbous et al. (2010)). Elle demande tout simplement l'étude de la puissance ou de l'énergie spectrale en fonction de la longueur d'onde. La fonction du spectre

d'énergie est transformée mathématiquement par technique de Fourier et le logarithme de l'énergie contenue dans chaque fréquence du champ que les sources créent à une distance  $h$  variant en fonction de la valeur de la fréquence considérée. Ce calcul peut se faire à partir des valeurs échantillonnées selon un profil (1D) ou à partir d'une grille (2D).

L'analyse du spectre d'énergie est une opération qui peut permettre d'obtenir les indices concernant la profondeur des sources qui créent le champ magnétique mesuré (Gérard et Griveau, 1972). Le spectre de l'énergie d'une anomalie a des composantes dominantes dans le domaine des hautes fréquences quand l'anomalie est à proximité de la source. Les sources de proche surface donnent un spectre plat tandis que les sources de grandes profondeurs donnent un spectre raide (Pal et al., 1978). Lorsque les sources d'anomalies sont diverses et peuvent être considérées comme statistiquement réparties sur un plan, le logarithme de l'énergie contenue dans chaque fréquence du champ qu'elles créent à une distance  $h$  varie linéairement en fonction de la valeur de la fréquence considérée et la fréquence du plan d'approximation peut alors être calculée par la formule (Gérard et Grivaud, 1972) :

$$h = \frac{\Delta \text{Log}(E)}{4\pi\Delta(f)} \quad (16)$$

Où  $E(f) = e^{-2hf} = |F(f)|^2$  représente le spectre d'énergie ;  $\Delta \text{Log}(E)$  est la variation du logarithme de l'énergie dans l'intervalle de fréquence  $\Delta(f)$ .

## **2.5. PROFONDEUR DES POINTS DE CURIE, GRADIENT GEOTHERMIQUE ET LE FLUX DE CHALEUR**

La distribution des variations de température est importante pour déterminer les propriétés rhéologiques de la lithosphère. Bien que la distribution de la température locale ne soit pas communément mesurée, elle peut être déterminée par les variations du flux de chaleur régional (Pollack et al., 1993). Les mesures du flux de chaleur sont généralement faites à partir des trous de forage sur des terrains espacés de plusieurs dizaines à des centaines de kilomètres et qui ne sont pas uniformément espacés. De plus, les mesures de flux de chaleur peuvent être affectées par les variations de température en proche-surface et à la surface, y compris l'écoulement de l'eau souterraine et les variations à long terme de la température de surface. Pour déterminer les variations de température dans les régions où les mesures de flux de chaleur sont absentes, des méthodes géophysiques peuvent être utilisées pour déduire indirectement la température à des profondeurs données. Parmi ces différentes méthodes, l'une des plus utilisée est la méthode magnétique.

Les données magnétiques peuvent être utilisées pour estimer les variations de profondeur de la base des sources magnétiques, surface qui correspond à la profondeur à partir de laquelle les roches perdent leur aimantation sous l'effet de la chaleur. Pour des roches de composition minéralogique homogène, cette surface correspond à un isotherme dit de Curie (Okubo et al., 1985 ; Bhattacharyya et Leu, 1975). Pour les deux minéraux les plus fortement magnétiques, la magnétite et la pyrrhotite, la température de Curie est respectivement de 580 °C et de 320 °C. Pour les titano-magnétites et les hématites, elle est variable en fonction de la composition chimique (de 200 à 670 °C), mais lorsqu'on s'éloigne de la composition de la magnétite pure, les aimantations des titano-magnétites diminuent très rapidement et la contribution de ces minéraux à l'aimantation globale des roches devient faible.

Diverses études ont montré des corrélations entre les profondeurs de température de Curie et les températures crustales moyennes, conduisant à des conclusions raisonnables concernant les conditions thermiques lithosphériques dans un certain nombre de régions du monde (Ross et al., 2006). Des méthodes diverses ont été décrites par plusieurs auteurs pour estimer la profondeur de Curie, à savoir la méthode du pic spectral (Shuey et al., 1977 ; Spector et Grant, 1970,), la méthode centroïde (Tanaka et al., 1999 ; Okubo et al., 1985 ; Bhattacharyya et Leu, 1975, 1977,), la modélisation directe de la méthode du pic spectral (Ravat et al., 2007 ; Finn et Ravat, 2004), et la méthode fractale du centroïde-modifiée (Bansal et al., 2011; Nwankwo et Shehu, 2015). Toutes ces méthodes peuvent être classées en deux catégories : celles qui examinent la forme des anomalies magnétiques isolées (Bhattacharyya et Leu, 1975) et celles qui examinent les profils des anomalies (par exemple Spector & Grant, 1970). Cependant, les deux méthodes fournissent la relation entre le spectre des anomalies magnétiques et la profondeur d'une source magnétique en transformant les données spatiales en domaine fréquentiel. Dans le cadre de cette étude, la méthode adoptée est la méthode du centroïde conventionnel car elle donne de meilleures estimations avec moins d'erreurs sur la profondeur par rapport aux autres méthodes (Ravat et al., 2007).

### 2.5.1. Estimation de la profondeur du point de Curie à partir de la méthode centroïde

Les modèles mathématiques de la méthode centroïde sont basés sur l'examen de la forme des anomalies magnétiques isolées introduites par Bhattacharyya et Leu (1975, 1977) et l'étude des propriétés statistiques des ensembles magnétiques par Spector et Grant (1970). Blakely (1996) a ensuite introduit la densité spectrale de puissance du champ magnétique total,  $\phi_{\Delta T}$

$$\text{Comme : } \phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \phi_M(k_x, k_y) \times F(k_x, k_y) \quad (17)$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\phi_m|^2 |\phi_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (18)$$

$\phi_M$  est le spectre de densité de puissance de l'aimantation,  $C_m^2$  est une constante de proportionnalité,  $\phi_M$  et  $\phi_f$  sont des facteurs pour la direction de l'aimantation et la direction du champ géomagnétique, et  $Z_t$  et  $Z_b$  sont respectivement le toit et le fond de la source magnétique.

L'équation ci-dessus peut être simplifiée en notant que tous les termes, sauf  $|\phi_M|^2$  et  $|\phi_f|^2$  sont radialement symétriques. De plus, la moyenne radiale de  $\phi_m$  et  $\phi_f$  est constante. Si  $M(x, y)$  sont radialement symétriques et que la moyenne radiale de  $\phi_{\Delta T}(k_x, k_y)$  est une constante, par conséquent, la moyenne radiale de  $\phi_{\Delta T}$  est :

$$\phi_{\Delta T}(|k|) = Ae^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (19)$$

où A est une constante et k est un nombre d'onde. Pour des longueurs d'onde inférieures à environ deux fois l'épaisseur de la couche, l'équation (19) peut être simplifiée :

$$\ln(\phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}}) \approx \ln B - |k|Z_t \quad (20)$$

où B est une constante.

L'équation (19) peut être réécrite comme :

$$\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(Z_t - Z_0)} - e^{-|k|(Z_b - Z_0)}) \quad (21)$$

où C est une constante. Aux grandes longueurs d'onde, l'équation (21) peut être écrite comme :

$$\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(-d)}) \approx Ce^{-|k|Z_0} 2|k|d \quad (22)$$

Où 2d est l'épaisseur de la source magnétique. L'équation (II.30) peut être mise sous une autre forme :

$$\ln\{\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|\} \approx \ln D - |k|Z_0 \quad (23)$$

où D est une constante.

En ajustant une ligne droite à travers les parties de grand et faible nombre d'onde du spectre radiale de puissance moyen de  $\ln(\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2})$  et  $\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|$ ,  $Z_t$  et  $Z_0$  peuvent être estimés.

Finalement, la profondeur du fond de la source (Okubo et al., 1985 ; Tanaka et al., 1999) est :

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (24)$$

### 2.5.2. Gradient géothermique

Le gradient géothermique  $\nabla T$  caractérise l'augmentation progressive de la température associée à la profondeur de la croûte terrestre :

$$\nabla T = \frac{\partial T}{\partial z} \quad (25)$$

Il s'explique par la dissipation en surface de la chaleur interne de la Terre. Afin de relier la profondeur du point de Curie ( $Z_b$ ) à la température du point de Curie ( $T_c$ ), la direction verticale de la variation de température et le gradient géothermique ont été supposés constant. Le gradient géothermique ( $dT/dz$ ) entre la surface de la Terre et la profondeur du point de Curie ( $Z_b$ ) peuvent être défini par l'équation (25) (Maden, 2010 ; Stampolidis et al., 2005, Tanaka et al., 1999):

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_c}{Z_b} \quad (26)$$

Ce gradient thermique est en moyenne de 3°C tous les 100 mètres pour la croûte continentale de 3°C/100 m et pour le manteau de 1°C/100 m (Muffler et al., 1979 ) mais diffère en fonction de l'histoire géologique des régions et les variations peuvent être très importantes (de 1°C, il peut passer à plus de 60°C/100m). Il existe donc des anomalies thermiques justifiées par des situations géologiques particulières. Parmi celles-ci nous pouvons citer les zones fracturées, les zones volcaniques ou certaines zones tectoniques.

### 2.5.3. La densité de flux de chaleur

Le flux de chaleur quantifie la chaleur qui s'échappe à la surface de la terre et constitue une importante manifestation de l'activité interne de cette dernière. En général, le flux de chaleur est souvent assimilé à la densité de flux dans de nombreux ouvrages.

Les phénomènes géodynamiques sont intimement liés aux phénomènes thermiques. De plus, la température dans la Terre, qui est étroitement liée au flux de chaleur, est un paramètre primordial qui contrôle les propriétés physiques des matériaux dans la Terre. Le flux moyen est de 60 MW/m<sup>2</sup> au niveau des continents. Il varie avec :

- l'épaisseur de la plaque : quand la plaque est mince le flux augmente ;
- l'âge de la lithosphère : plus la lithosphère est jeune, plus le flux sera élevé ;
- la production de chaleur dans la croûte : le flux augmente avec la concentration en radioéléments.

Une partie de la chaleur au niveau de la croûte terrestre provient de l'intérieur de la terre. Une forte quantité de chaleur est stockée dans le noyau et le manteau du globe. Une infime partie de cette chaleur est dissipée vers la surface surtout dans les régions volcaniques et sismiques.

Par contre la plus grande partie de la chaleur dans la croûte provient de la radioactivité de certaines roches qui la compose. La désintégration des éléments radioactifs représente à elle seule plus de 90% du flux de chaleur terrestre ; les 10% du flux de chaleur restant semble être dû à :

- La chaleur dégagée par réaction chimique exothermique à l'intérieur de la croûte ;
- La friction au niveau des failles causées par les tensions tectoniques ;
- La chaleur dégagée par cristallisation ou solidification des roches en fusion au cours du refroidissement.

Dans les conditions d'état stationnaire, le flux de chaleur  $q$ , est fonction de la conductivité thermique  $k$ , et de la température  $T$ , donnée par la loi de Fourier :

$$q = -k\nabla T \quad (27)$$

où  $\nabla$  est l'opérateur de gradient.

Cette équation suppose que la conductivité thermique est isotrope, c'est-à-dire qu'elle ne change pas avec la direction. En général, les changements spatiaux dans la conductivité thermique et l'anisotropie doivent être considérés. Le signe négatif de l'équation signifie que la chaleur s'écoule des températures plus élevées à des températures plus basses et que le flux de chaleur est dans la direction opposée au gradient de température. En moyenne, le flux de chaleur de la Terre est principalement vertical et la composante verticale du flux de chaleur  $q_z$  est :

$$q_z = -\frac{k\partial T}{\partial z} \quad (28)$$

où  $z$  est la profondeur.

En pratique, l'indice et le signe négatif sont généralement omis :

$$q = \frac{k\partial T}{\partial z} \quad (29)$$

Les unités de  $q$ ,  $K$  et  $\partial T/\partial z$  sont  $\text{mW m}^{-2}$ ,  $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$  ou  $\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ , et  $^\circ\text{C km}^{-1}$ , respectivement.

Tanaka et al. (1999) ont montré que la température de Curie  $T_c$  peut être définie comme :

$$T_c = \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)Z_b \quad (30)$$

où  $Z_b$  est la profondeur de Curie. Si on suppose qu'il n'existe aucune autre source de chaleur entre la surface et le point de la profondeur de Curie, l'équation (30) peut être réduite à :

$$q = \frac{kT}{Z_b} \quad (31)$$

La conductivité thermique  $k$  est fonction de la nature géologique des roches de la zone d'étude.

## 2.6. DONNEES AEROMAGNETIQUES

### 2.6.1. L'Origine des données magnétiques

Les données magnétiques utilisées dans cette étude proviennent de la compilation de données acquises lors des levés aéromagnétiques réalisés en 1970 par la compagnie canadienne SURVAIR (entrepreneur) pour le compte de l'Agence Canadienne de Développement International (ACDI). La couverture aéromagnétique s'est effectuée à une altitude de vol de  $235 \pm 20$  m suivant les profils de direction N135° et espacés de 750m.

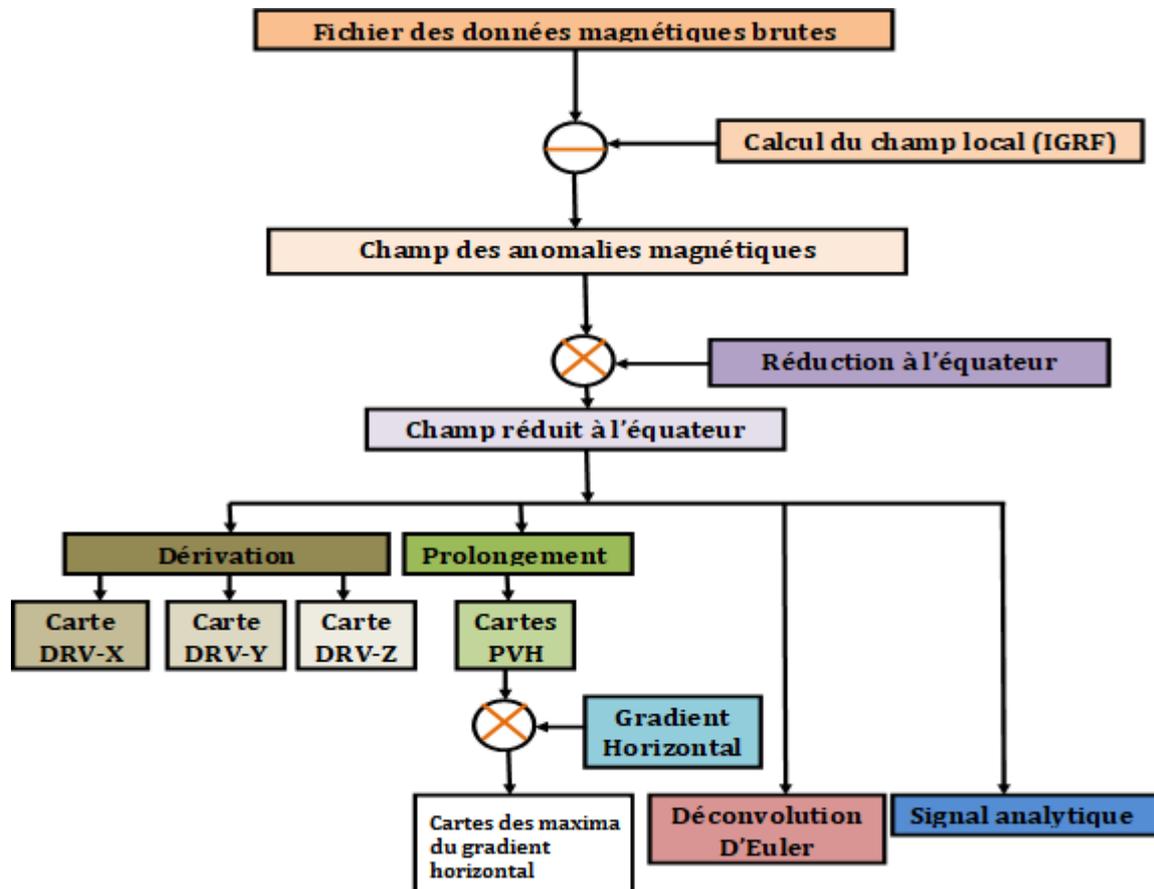
### 2.6.2. Prétraitement ou correction des données

Après l'acquisition aéroportée, les données magnétiques sont corrigées des effets de l'appareillage, puis subissent les corrections classiques (Luyendyk, 1997 ; Fleury, 2011) nous notons entre autres corrections:

- La correction des variations diurnes du champ ionosphérique en soustrayant au champ mesuré les enregistrements magnétiques des stations au sol les plus proches (Reford, 1964) ;
- La correction de l'IGRF en soustrayant au champ mesuré les valeurs de champ données par l'IGRF au lieu, à l'altitude et à la date du levé (Finlay et al., 2010). La date considérée pour ce travail est le 1<sup>er</sup> janvier 1970 ;
- Filtrage passe-bas des données pour atténuer les signaux magnétiques de haute fréquence liés par exemple au moteur de l'avion (Balsley, 1952) ;
- Minimisation des écarts des mesures magnétiques aux points de croisement entre les lignes de traverse et les lignes de contrôle (Green, 1983). Ces écarts sont attribués à divers facteurs comme les variations du champ de référence non prises en compte dans les deux premières corrections, ou bien des erreurs de positionnement, des changements d'altitude de l'appareil ou encore une prise en compte imparfaite des effets magnétiques de l'avion (Fleury, 2011). Si à l'issue de ce traitement, un bruit lié aux ondulations du plan de vol persiste dans les données, l'on procède à un micro-nivellement ou « micro-levelling » (Fedi et Florio, 2003 ; Ferraccioli et al., 1998). Cette procédure permet de renforcer la cohérence spatiale des données en éliminant les artéfacts repérables par des ondulations parallèles et en phase avec la position des lignes de vol. Ce traitement consiste à créer des grilles de travail orientées selon l'azimut de vol, puis de les soumettre à un double filtrage directionnel adapté aux caractéristiques du plan de vol.

### 2.6.3. L'Organigramme de traitement des données magnétiques

Les données magnétiques de Paterson et al. (1976) utilisées ici seront traitées par le logiciel Oasis Montaj 8.0 et la modélisation sera faite par le biais du module GYM SIS du même logiciel. L'organigramme ci-contre (*Figure 13*) résume les différents traitements et analyses effectués.



**Figure 13 :** Organigramme de la méthodologie de traitement des données aéromagnétiques appliquée dans ce travail.

Les hétérogénéités dans la distribution des susceptibilités du sous-sol causent les variations du champ magnétique appelées aussi anomalies magnétiques. Comme ce sont les contrastes de la susceptibilité qui produisent une perturbation du champ magnétique normal, les méthodes potentielles en tant que méthodes de prospection consistent à la mesure de l'écart existant entre le champ observé et le champ théorique calculé moyennant quelques hypothèses. Ce chapitre a initialement permis de fixer les bases théoriques sur la méthode aéromagnétique puis ; il a établi les notions mathématiques qui seront utilisées dans le traitement des données magnétiques de Paterson et al. (1976). Ces méthodes dites potentielles sont utilisées ici en vue de la détermination de la structure du sous-sol. Le traitement de ces données potentielles aboutira à plusieurs représentations qui rendront compte de la variabilité de la susceptibilité du sous-sol dans la zone faisant l'objet de cette étude.

**CHAPITRE III :**  
**RÉSULTATS ET DISCUSSION**

De façon générale, en géophysique appliquée, l'interprétation des résultats repose à la fois sur une analyse détaillée des données obtenues par différentes méthodes appliquées, et sur la synthèse des données géophysiques et géologiques. Pour Thompson (1982) et Hinze (1985), les cartes magnétiques sont couramment utilisées pour (1) délimiter des formations géologiques, (2) mettre en évidence les secteurs les plus significatifs pour l'interprétation géologique, (3) mettre en corrélation des éléments observés sur le terrain et, (4) construire un modèle géologique afin d'étudier la structure profonde. Ce chapitre essaiera autant que faire se peut, de mettre en exergue ces différents éléments sur la base des protocoles de traitement préalablement établis au chapitre précédent.

### **3.1 ANALYSE ET INTERPRETATION QUALITATIVE DES DONNEES AEROMAGNETIQUES**

#### **3.1.1 Anomalies de l'Intensité du Champ Magnétique (AICM)**

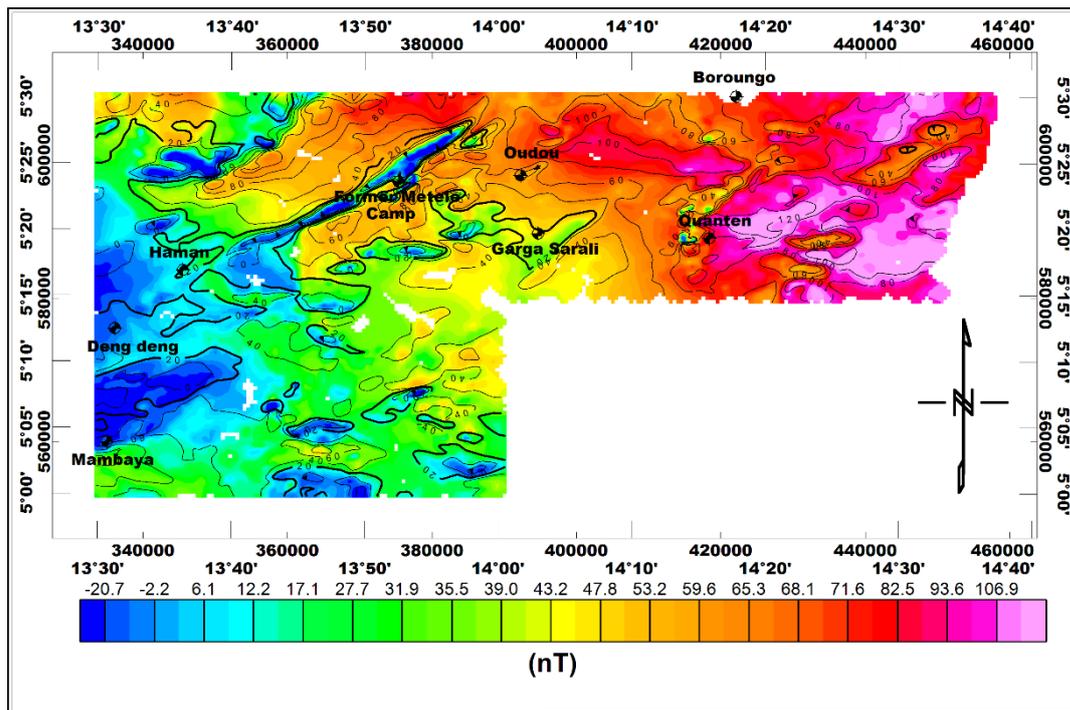
La carte  $\gamma$  relative (*figure 14*) présente des anomalies magnétiques variant de -20,7 nT à 106,7 nT caractérisées par des hautes et basses fréquences. Pour rappel, les roches sédimentaires sont généralement peu magnétiques et donnent habituellement une faible réponse magnétique (Clark, 1997 ; Gibson et Milligan, 1998 ; Mork et al., 2002). De ce fait, le relief magnétique obtenu ici, est donc la réponse des structures profondes. Seulement, ces anomalies magnétiques intègrent le bruit de fond généré par les grandes longueurs d'onde.

Le relief magnétique sus-mentionné est perturbé par de nombreuses anomalies de différentes longueurs d'onde. Cela est d'avantage perceptible dans la partie centrale où le champ magnétique est particulièrement agité et reflète notamment l'hétérogénéité du contenu de la base en minéraux magnétiques. Les effets superficiels étant fortement masqués par les anomalies régionales de forte amplitude, il nous appartiendra donc de les mettre en évidence tout au long de ce travail.

Sur cette carte, il existe deux principaux domaines magnétiques, à savoir:

- Domaine 1, situé dans les zones de Deng Deng, Haman, et s'étendant dans la partie centrale (Garga Sarali) de notre région d'étude, ce domaine est caractérisé par des anomalies négatives sinon de faibles amplitudes. Ces anomalies de direction approximatives ENE-WSW, seraient dues aux dépôts de schistes et/ou de gneiss sur les granites qui ont abouti aux formations panafricaines remaniées. Ces formations seraient des formations paléoprotérozoïques du fait de leur degré de métamorphisme (Owono, 2020); notons ici la présence d'une anomalie d'intensité fortement négative de direction ENE-WSW qui s'infilte en continu du village de Haman au nord-ouest du village Oudou via l'ancien camp de Metele. Ce creux magnétique semble suivre la direction de la faille de la Sanaga et pourrait

bien en être sa continuité. Cette direction corrèle avec celle de la ligne tectonique qui traverse la région et qui a été mise en évidence dans les travaux des Gazel (1955), Gazel et Gérard (1954).



**Figure 14 :** *Carte des Anomalies de l'Intensité du Champ magnétique.*

- Le domaine 2, quant à lui, englobe le Nord et l'Est de notre zone d'étude, balayant ainsi les villages de Koungolo, Quanten, et même l'ancien camp de Metele situé au centre de la carte. Ici, les anomalies sont positives et atteignent parfois 106,7 nT. Ce domaine est couvert en grande partie de granites et serait constitué des formations néoprotozoïques.

Le champ magnétique, particulièrement agité ici, refléterait l'hétérogénéité du contenu de la base en minéraux magnétiques. D'autres anomalies coïncident plutôt avec des zones couvertes par des gisements plus récents, notamment au nord du village de Haman et au sud de Mambaya. Certaines de ces anomalies sont probablement associées aux magmas mésozoïques injectés dans la couverture paléozoïque représentée ici par les séries intermédiaires de Yaoundé et Lom qui ont été reprises et retravaillées par le processus panafricain.

En dehors de ces deux principaux domaines, cette carte présente aussi des structures plissées dans les régions de Kongolo, Garga Sarali, et au sud de la zone d'étude. Ces autres éléments pourraient être la marque de ce que la zone d'étude aurait subi d'intenses plissements.

La zone de Quanten laisse entrevoir des anomalies négatives enfouies dans des signatures magnétiques positives laissant entrevoir un remaniement intense de roches à cet endroit, très intéressant pour la prospection minière.

Il est à noter que cette carte des anomalies magnétiques corrèle très peu ou presque pas avec la géologie de la zone d'étude.

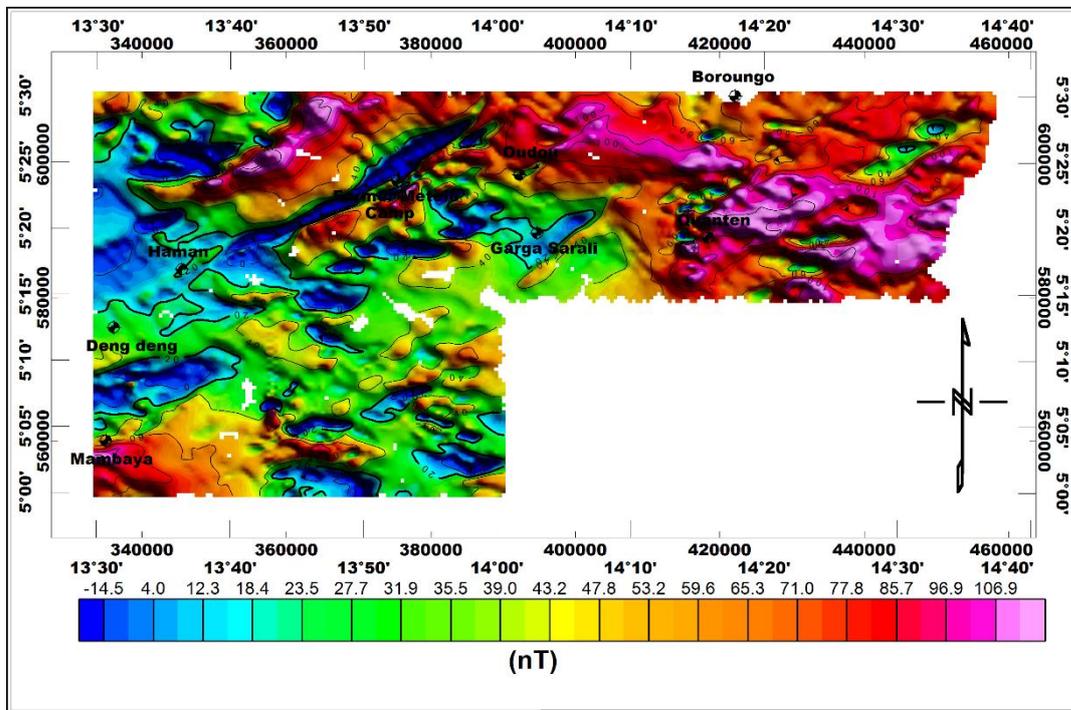
### 3.1.2. Anomalies de l'Intensité du Champ Magnétique Réduit à l'Equateur (AICM\_RE)

La figure 15 montre la carte du champ magnétique total réduit à l'équateur. La réduction équatoriale a été calculée en prenant les valeurs de l'inclinaison et de la déclinaison au 1er janvier 1970 pour notre zone d'étude. Ces valeurs sont:  $I = -13,21^\circ$  et  $D = -5,09^\circ$  respectivement l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique. La valeur minimale du champ magnétique est passée de  $-20,5$  à  $-14,5$  nT alors que la valeur maximale n'a pratiquement pas changé.

Pour rappel, la réduction à l'équateur permet de ramener les anomalies à l'aplomb de la source qui leur a donné naissance (Feumoe, 2014). En effet, la réduction à l'équateur transforme une anomalie causée par un corps soumis à une aimantation ayant une inclinaison non nulle, en une autre anomalie qui serait associée au même corps si l'inclinaison de l'aimantation était nulle.

Les anomalies positives et négatives ci-dessus mises en évidence sont toujours présentes et bien définies avec les mêmes directions. Les intrusions présentes dans la zone du village de Quanten sont encore plus intéressantes ici à cause de la persistance de ces dernières au milieu des anomalies positives. Ces intrusions pourraient être dues à la présence de migmatites (embrechites) sous les couches granitiques de la région. La présence d'anomalies positives bien localisées témoigne ici (zone mobile) d'une remontée magmatique dans les schistes (Ndougsa et al., 2012) au nord de l'ancien camp Metele. Les fortes anomalies magnétiques (atteignant 107 nT) dans les régions de Quanten et dans la partie Est de notre zone, correspondent parfaitement à la nature granitique des roches granuleuses et concassées qui ont subi un métamorphisme élevé et une granitisation réalisée conformément aux bases cristallines précambriennes de cette portion.

Sur cette carte, une assez bonne corrélation est observée entre les anomalies magnétiques et la géologie de la zone d'étude. Ladite forte corrélation observée entre les anomalies magnétiques et la géologie régionale, montre que les anomalies seraient probablement associées aux magmas mésozoïques injectés dans les couvertures paléozoïques.

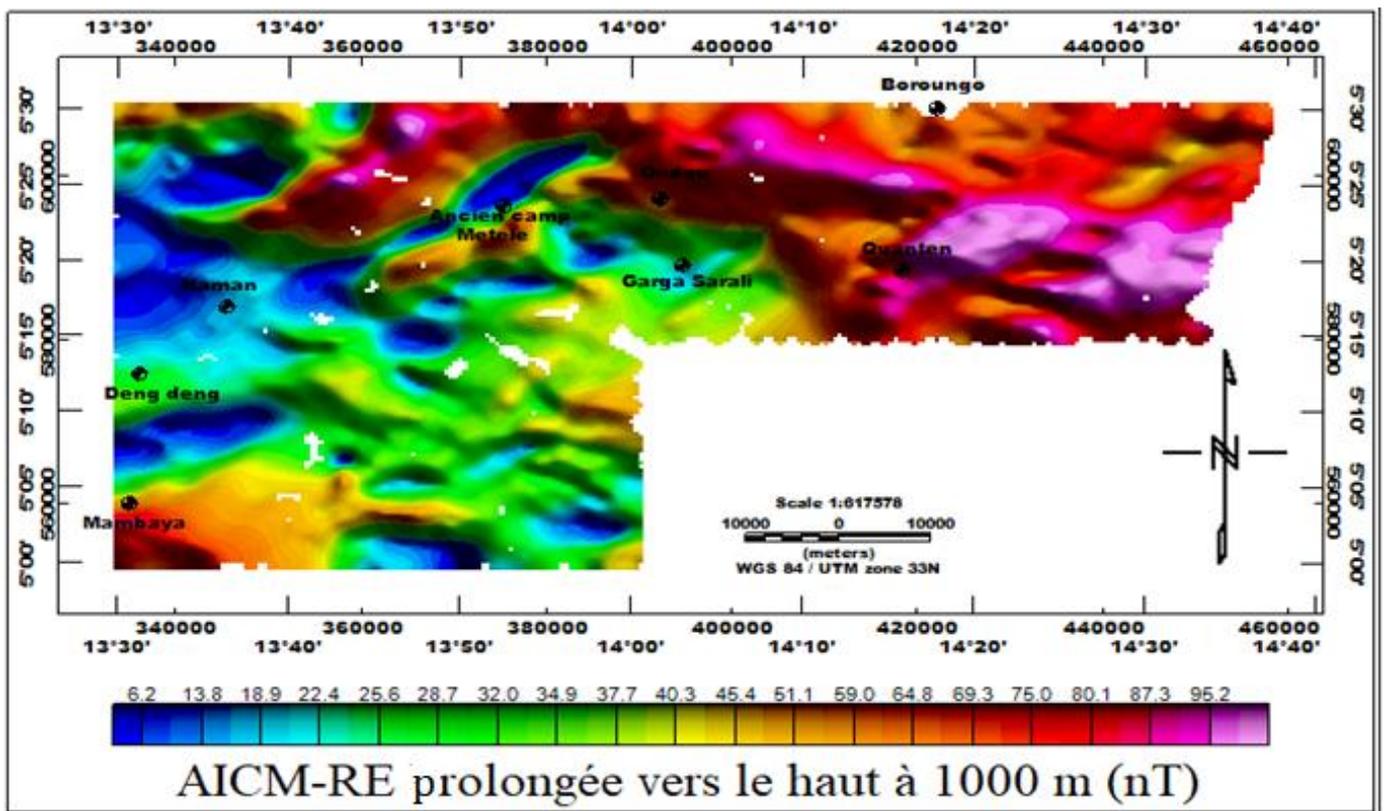
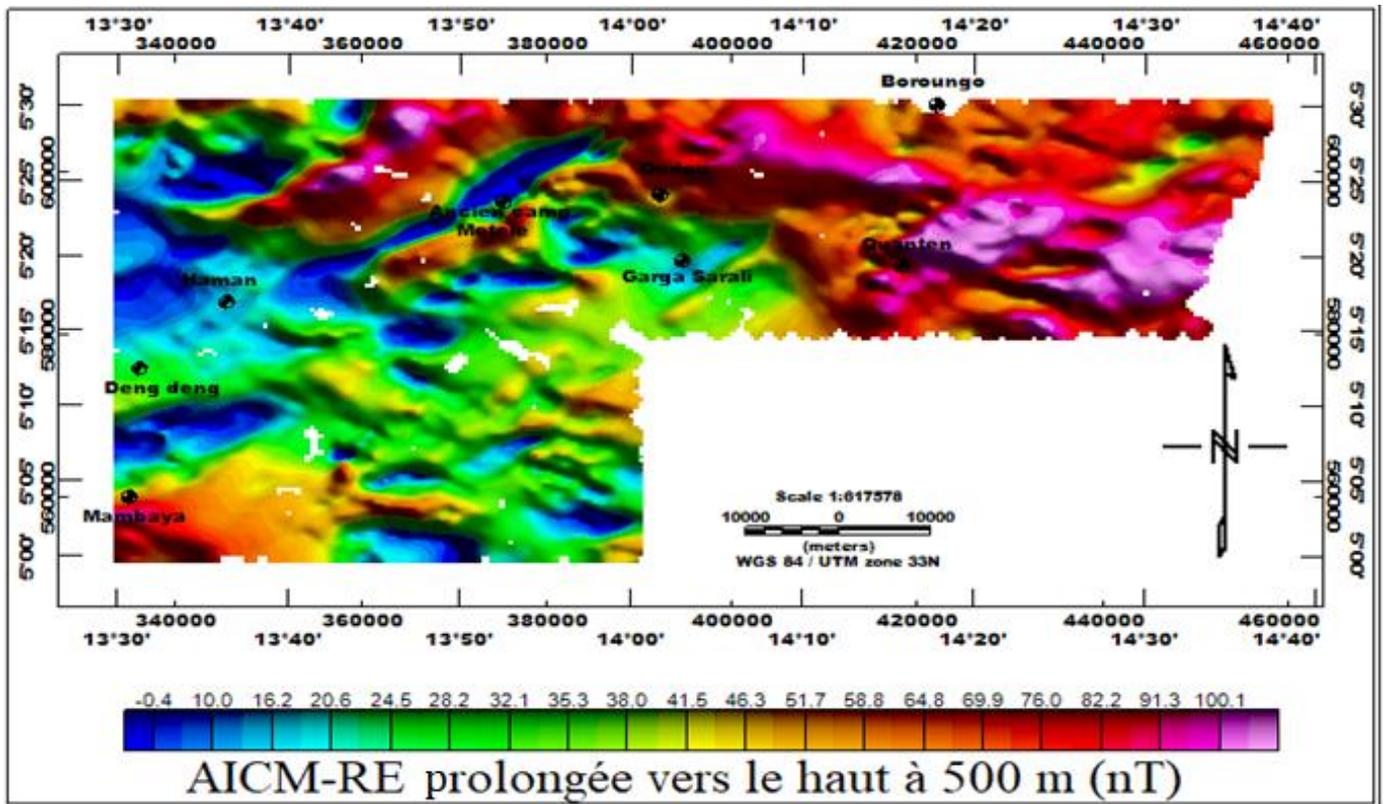


**Figure 15 :** Carte de l'anomalie de l'intensité du champ magnétique réduit à l'équateur.

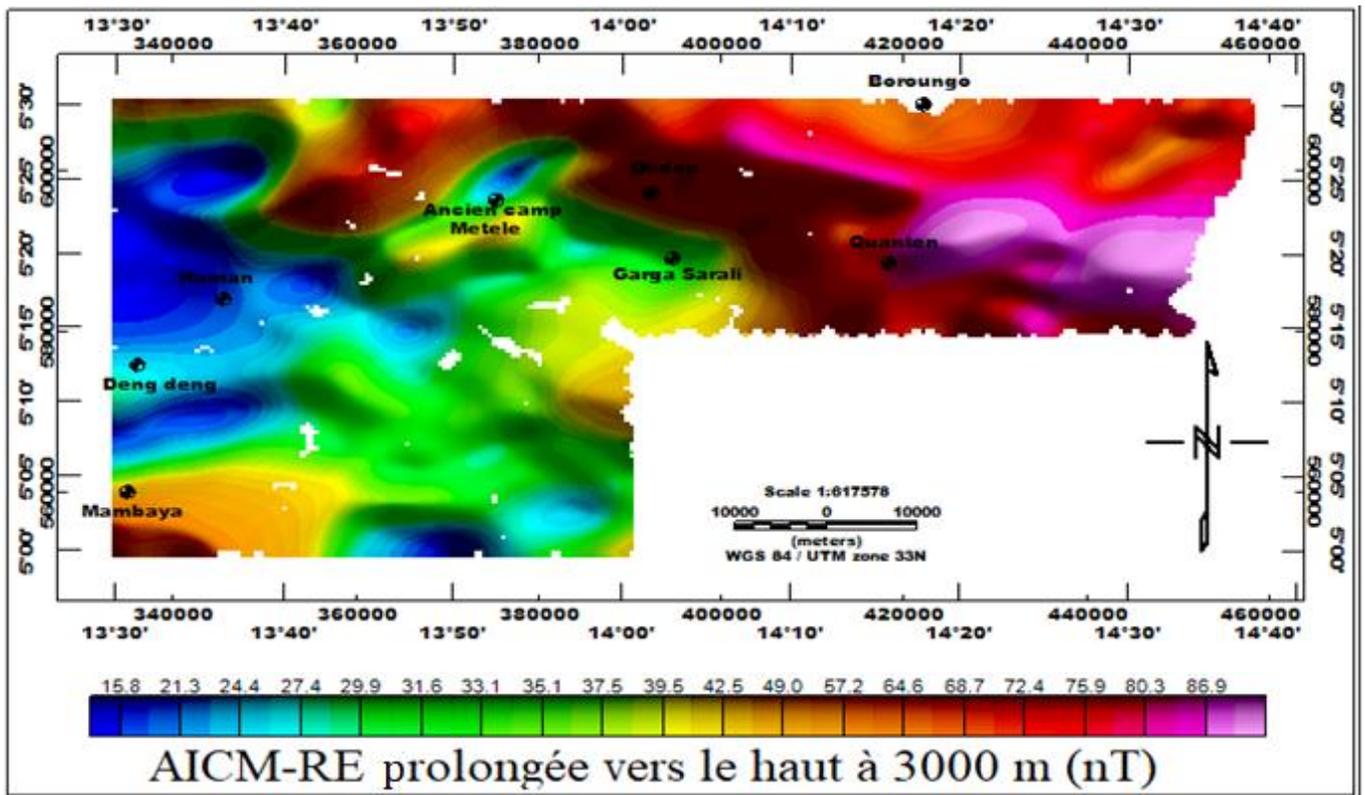
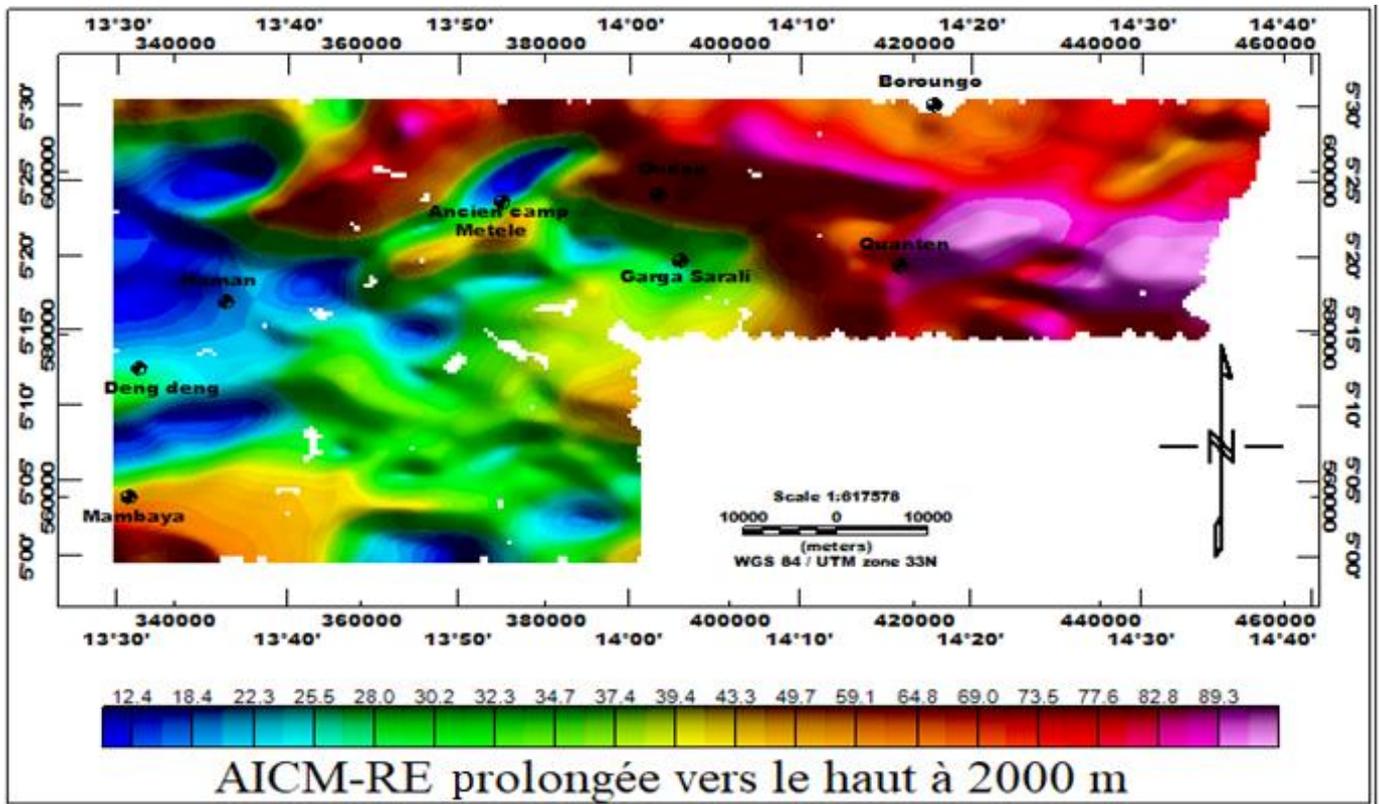
Les anomalies magnétiques de faible amplitude à l'est de la zone d'étude corrélient bien avec la nature des structures tectoniques de cette partie de la chaîne panafricaine. Ces structures ont subi un métamorphisme de faible degré et seraient associées aux méta-sédiments (schistes) de la région. La présence des anomalies positives bien localisées de la zone mobile, témoigne des remontées magmatiques dans les schistes.

### 3.1.3. Cartes de l'AICM-RE prolongées vers le haut

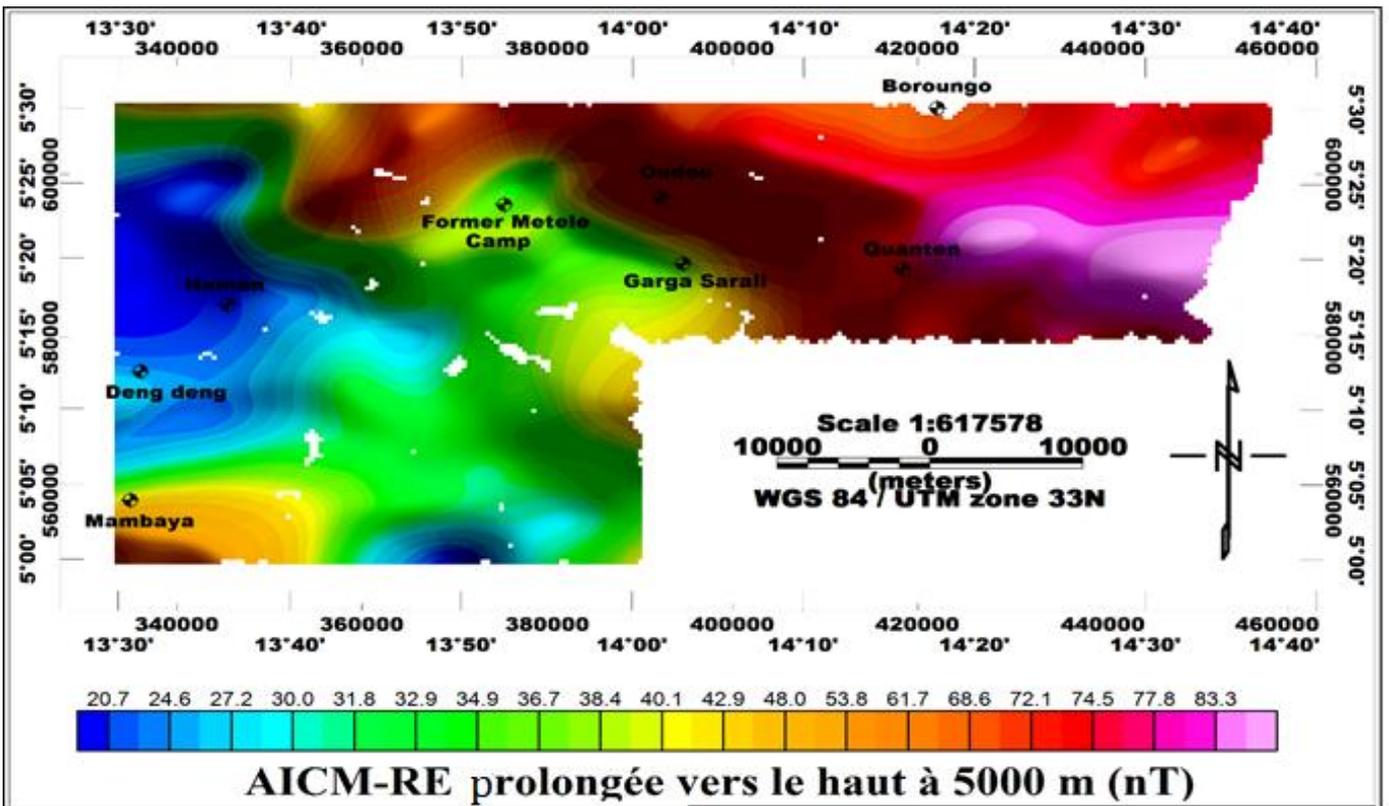
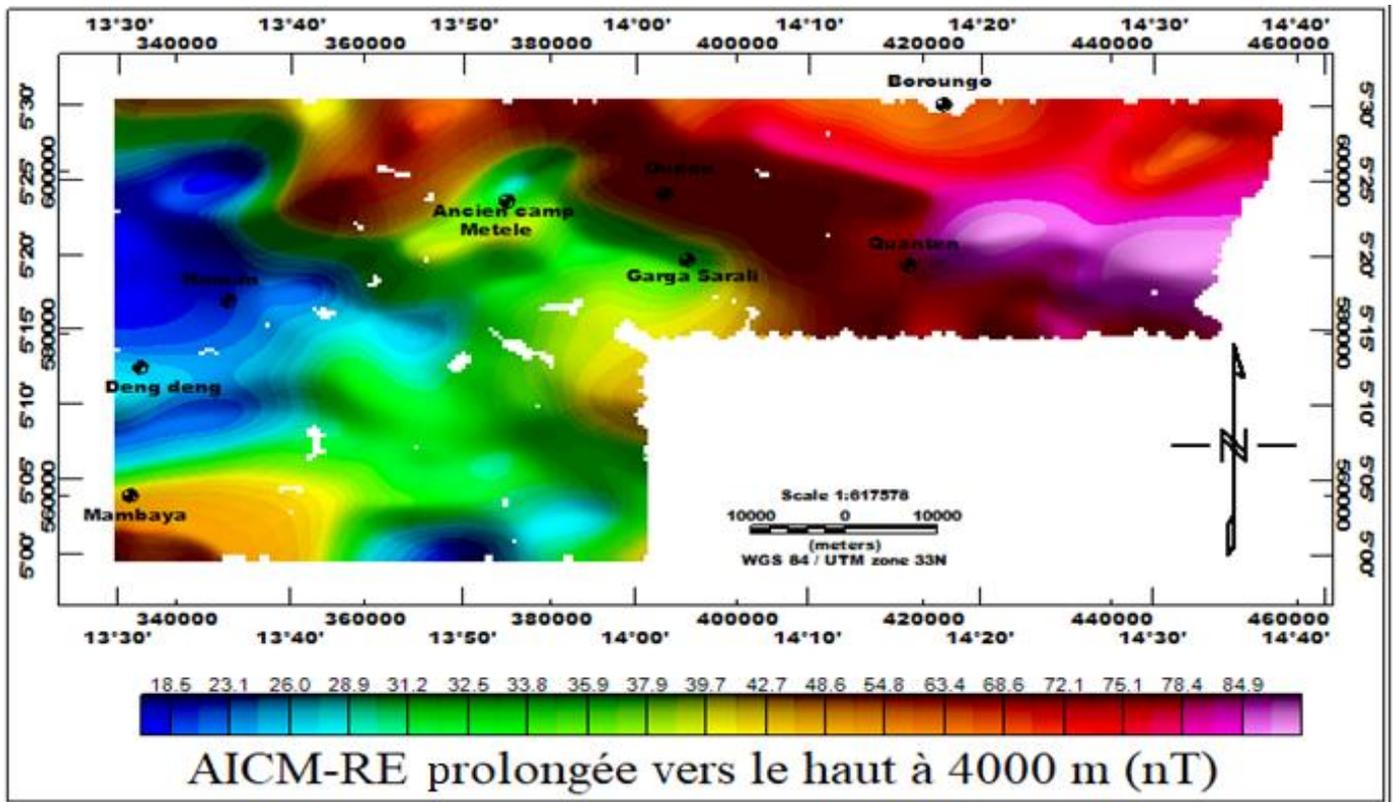
La carte des anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur a été prolongée vers le haut, afin d'amplifier les anomalies de grande longueur d'onde liées aux structures profondes de la base dans l'optique de pouvoir mettre ces dernières en évidence. L'extension a été réalisée à des altitudes de 500m et 1000m (Figure 16-a), 2000m et 3000m (Figure 16-b), et, 4000m et 5000m (Figure 16-c). Il résulte de l'observation des cartes obtenues que la vaste anomalie d'intensité positive située à l'est de notre zone d'étude est bien présente et toujours bien définie, l'anomalie de faible amplitude est également présente et mieux définie. L'anomalie de direction ENE-WSW fortement négative notée ci-dessus et les zones d'intrusions disparaissent très rapidement, preuve qu'elles sont le résultat d'événements récents et superficiels. La grande anomalie positive persistante à l'Est de notre carte est associée à des structures profondes telles que les granites calco-alcalins. Tandis que l'anomalie négative persistante à l'ouest dans la zone de Haman serait associée aux schistes de la série du Lom.



**Figure 16-a :** Carte de l'AICM-RE prolongée vers le haut à 500m et 1000m.



**Figure 16-b :** Carte de l'AICM-RE prolongée vers le haut à 2000m et 3000m.



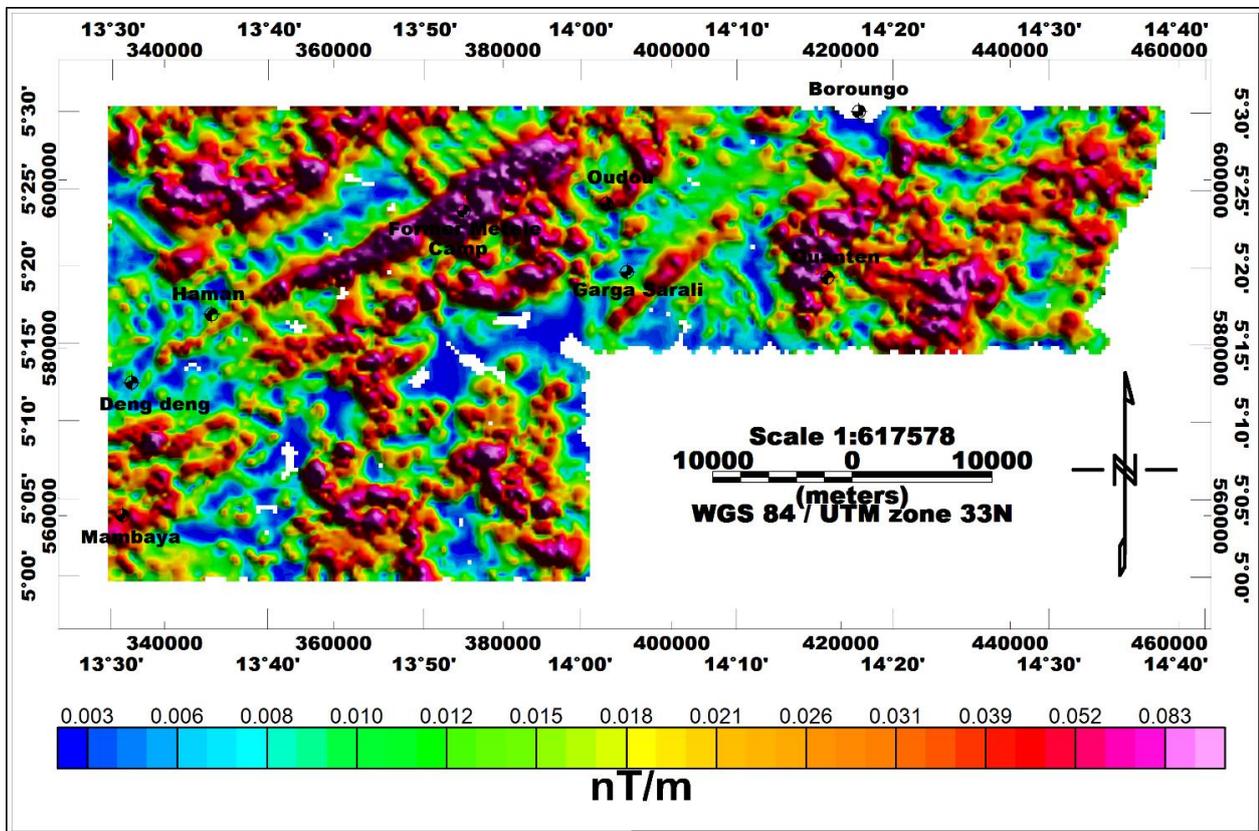
**Figure 16-c :** Carte de l'AICM-RE prolongée vers le haut à 4000m et 5000m.

**Figure 16 :** Cartes de l'AICM-RE prolongée à différentes altitudes

### 3.1.4. Carte du signal analytique

On reconnaît d'emblée avec Li (2006), Blakely (1996) et Roest et al. (1992), que l'amplitude du signal analytique dépend très peu de la direction d'aimantation et est presque indépendante lorsque les sources sont verticales. Le signal analytique permet de bien délimiter les contacts géologiques de forte aimantation.

La carte du signal analytique de notre zone d'étude (*figure 17*), met en évidence les positions des sources dans le plan horizontal et dans le plan vertical. Les anomalies sont ici d'amplitudes qui varient entre - 0,003 nT/m et + 0,083 nT/m. Les limites des contacts et des intrusions de forte aimantation sont bien mises en évidence sur cette carte. Notons ici la présence des anomalies de direction ENE-WSW étendues dans le centre à partir de Haman et traversant l'ancien camp de Metele, ainsi qu'à l'est de Garga-Sarali. Ces anomalies caractériseraient probablement les structures linéaires.



**Figure 17 :** Carte du signal analytique.

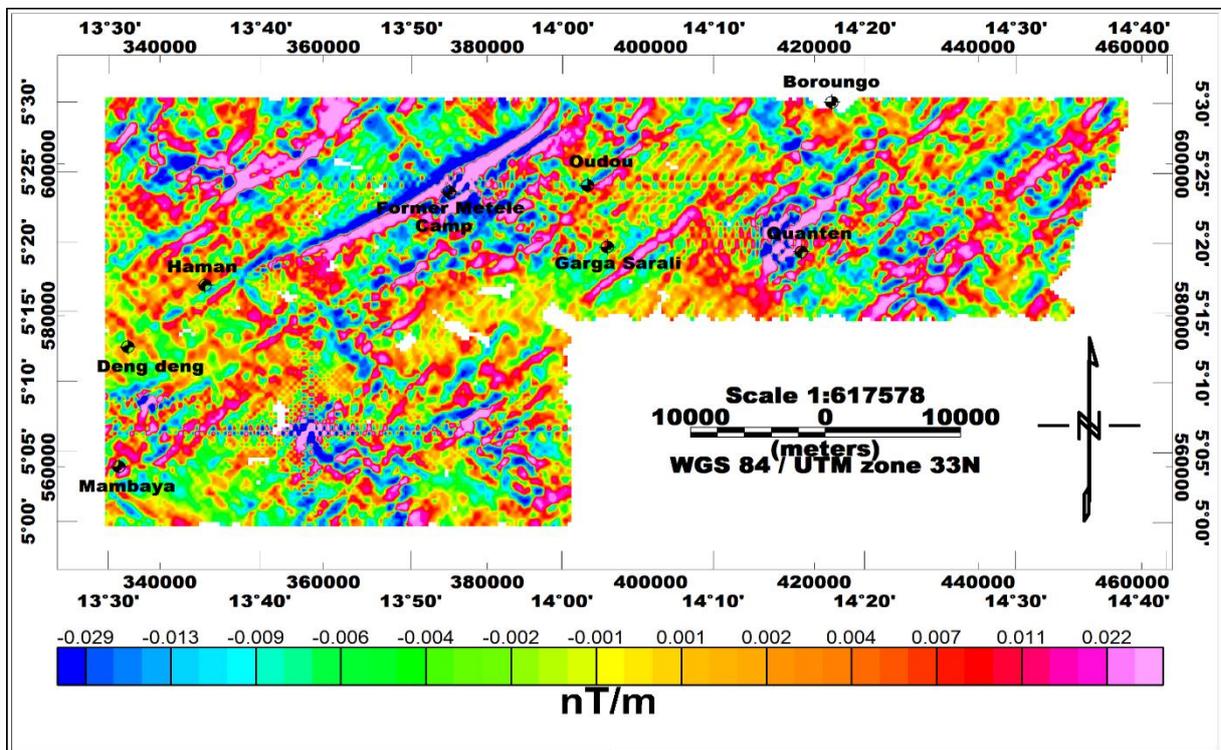
En revanche, au sud, à l'est et au nord de notre zone d'étude, nous avons des anomalies pseudo-circulaires qui suggèrent des intrusions de corps fortement magnétisés dans la base.

### 3.1.5. Gradient horizontaux directionnels

Il est à noter que plusieurs structures peuvent être assez proches et à des profondeurs comparables. Dans ces conditions, le signal magnétique mesuré montrera alors l'existence d'une seule anomalie. Pour être fixé quant à ce type de situation, l'on fait alors appel aux filtres dits de dérivation qui auront pour rôle d'amplifier l'effet des sources superficielles tout en atténuant celui des sources profondes, permettant ainsi de focaliser les anomalies, et de cerner davantage les limites géométriques des corps géologiques dans le sous-sol.

#### 3.1.5.1. Gradient horizontal suivant la direction X

La carte de la dérivée en X est utilisée pour mettre en évidence les contacts lithologiques, structuraux et les accidents tectoniques dans la direction perpendiculaire à l'axe (Ox) c'est-à-dire nord-sud. La figure 18 représente la carte de la dérivée horizontale selon la direction X.



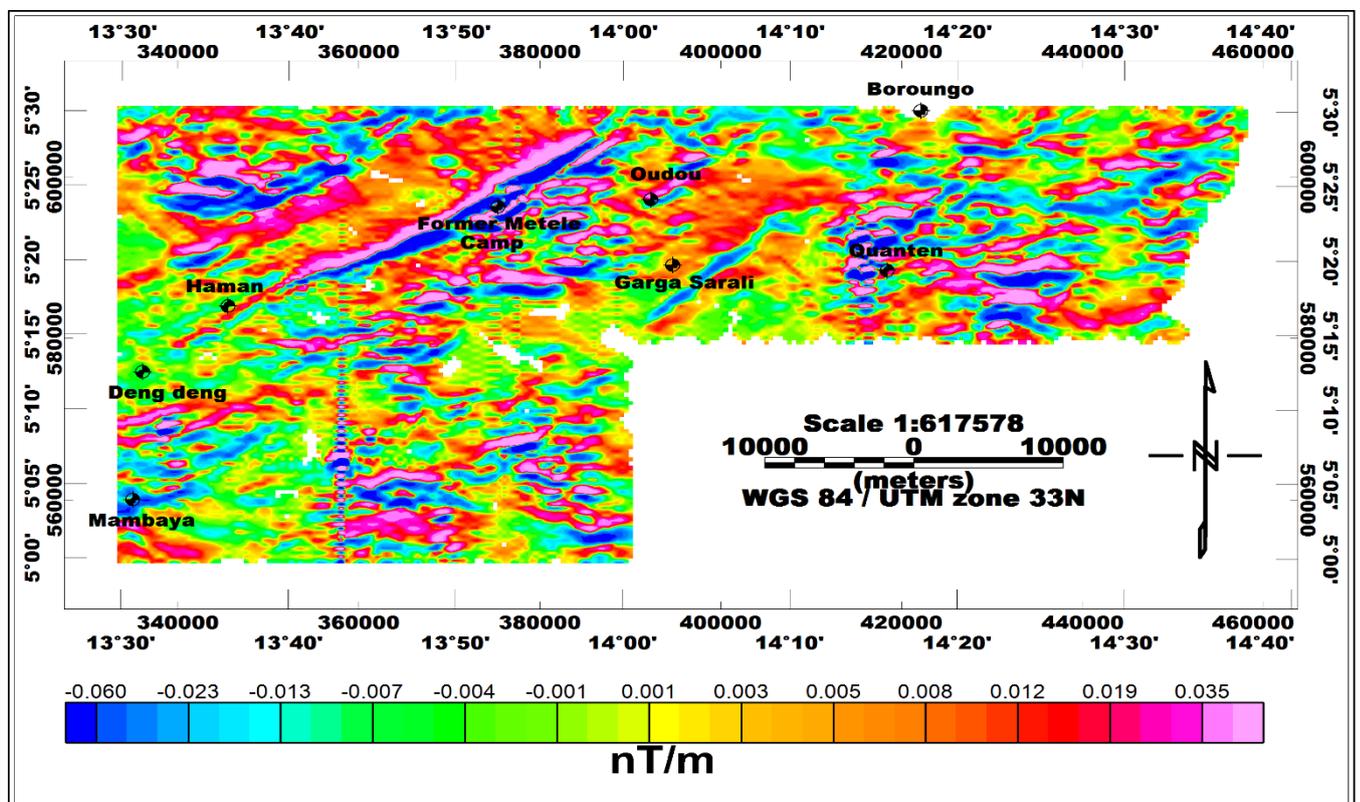
**Figure 18 :** Carte de la première dérivée horizontale suivant la direction X.

Cette carte (*figure 18*) dévoile plusieurs anomalies de gradients élevés, qui sont très étroites, fines, allongées et surtout de courtes longueurs d'onde. Dans les parties Centre, Est et Nord de la zone d'étude, ces anomalies sont perpendiculaires à sub-perpendiculaires entre elles, caractérisant les cisaillements ou des broyages des structures du sous-sol. Elles suivent pour la plupart des directions

NW-SE, ESE-WNW, NE-SW et ENE-WSW. Ces anomalies amènent à penser à des structures assimilables aux dykes ou à un réseau de fractures ou de petites failles qui semblent être parallèles aux directions des grands accidents tectoniques régionaux tels que ceux observés dans le Plateau de l'Adamaoua ou des failles telles que celles de la Sanaga, ou le Cisaillement Centre Camerounais. L'accident tectonique situé aux abords de l'ancien camp Metele reste bien individualisé.

### 3.1.5.2. Gradient horizontal suivant la direction Y

La carte de la dérivée horizontale suivant la direction Y (*figure 19*) met en évidence des contacts de direction E-W dans le plan horizontal.



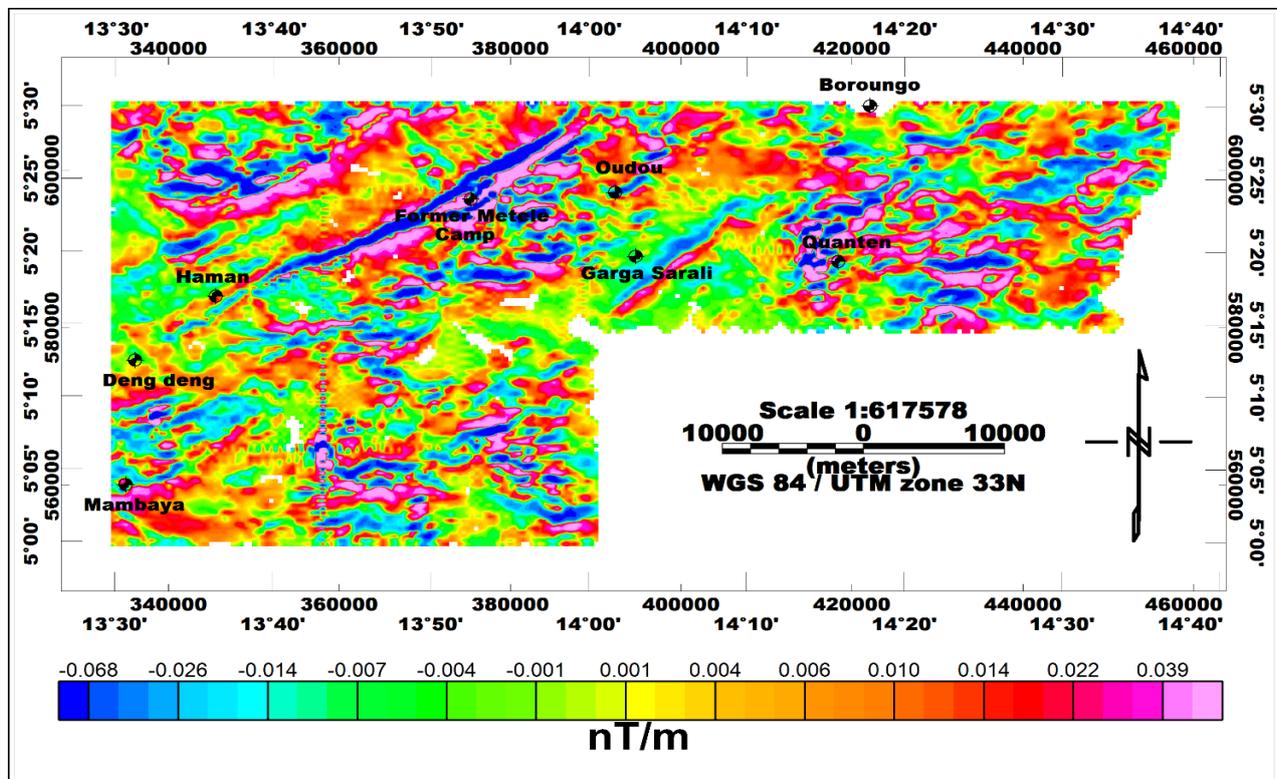
**Figure 19 :** Carte de la première dérivée horizontale suivant la direction Y.

On observe toujours des anomalies fines, allongées, étroites et de courtes longueurs d'onde qui présentent des formes ondulées. Ces anomalies représenteraient des contacts liés au mélange ou à un broyage de structures analysés par Patterson et al. (1976) comme des contacts gradationnels généralisés. L'aspect ondulatoire des anomalies justifie l'intensité des plissements qui auraient eu cours dans la zone d'étude.

Les anomalies sus évoquées suivent outre les directions évoquées sur la carte du gradient en X, la direction E-W qui semble même majoritaire et confirme la théorie. L'accident de l'ancien camp Metele est toujours bien mis en évidence ici. Les anomalies fines évoquées traduiraient l'existence de petits accidents tectoniques tels que les failles.

### 3.1.6 Gradient vertical

Le gradient vertical est une transformation dite focalisante qui favorise les hautes fréquences contenues dans les données initiales. Il a entre autre pour avantage l'augmentation du pouvoir séparateur. En d'autres termes, la dérivée verticale permet de séparer les anomalies proches et coalescentes et par là même, favorise l'effet des sources superficielles au détriment des sources profondes et des effets régionaux.



**Figure 20 :** Carte de la dérivée verticale suivant Z de l'AIM-RE.

La figure 20 met en évidence des anomalies de tailles, de formes et d'amplitudes variables. Les limites entre les différentes unités géologiques sont en général moins perceptibles. Nous pouvons distinguer clairement les anomalies de formes linéaires et pseudo-circulaires caractérisées par des valeurs d'amplitude variant entre -0,068 et + 0,039 nT. Cette carte montre des anomalies plus restreintes et très bien individualisées qui étaient presque invisibles sur les cartes d'AIM et

d'AICM-RE. Sur toute l'étendue de la carte, de nombreuses anomalies d'orientation sub-horizontales et ENE-WSW ont émergé. La disparition des grandes anomalies positives et négatives sur les cartes d'AICM et d'AICM-RE, confirme qu'elles sont liées à des structures profondes. La présence d'anomalies pseudo-circulaires de forte intensité au nord de Haman, à Mambaya, au nord et l'est de Quaten, confirme qu'elles sont associées à des sources superficielles.

On observe aussi des structures fines, étroites, allongées, plissées et de courtes longueurs d'onde de directions NW-SE à ESE-WNW qui confirment l'existence de la ligne tectonique mise en évidence par la géologie (Gazel, 1954 ; Gazel et Gérard, 1955).

L'accident passant par l'ancien camp Metele est toujours nettement mis en exergue.

### **3.1.7 Analyse multi-échelle**

#### ***3.1.7.1 Analyse de la Carte des maxima du gradient horizontal prolongé à 0,5 km, 1 km, 2 km, 3 km, 4 km et 5 km***

Le gradient horizontal constitue un excellent moyen de localiser les contacts géologiques dans le sous-sol, notamment des failles et déterminent leur tracé, leur pendage et leur degré d'importance (Khattach et al., 2004, 2006 ; Owono, 2020). En effet, la limite entre deux blocs caractérisés par des susceptibilités différentes, est soulignée par la ligne marquant les maxima locaux des valeurs de ce gradient. L'anomalie magnétique au-dessus d'un contact vertical est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible susceptibilité et un maximum du côté des roches ayant une susceptibilité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal (Cordell et Grauch, 1985 ; Blakely & Simpson, 1986).

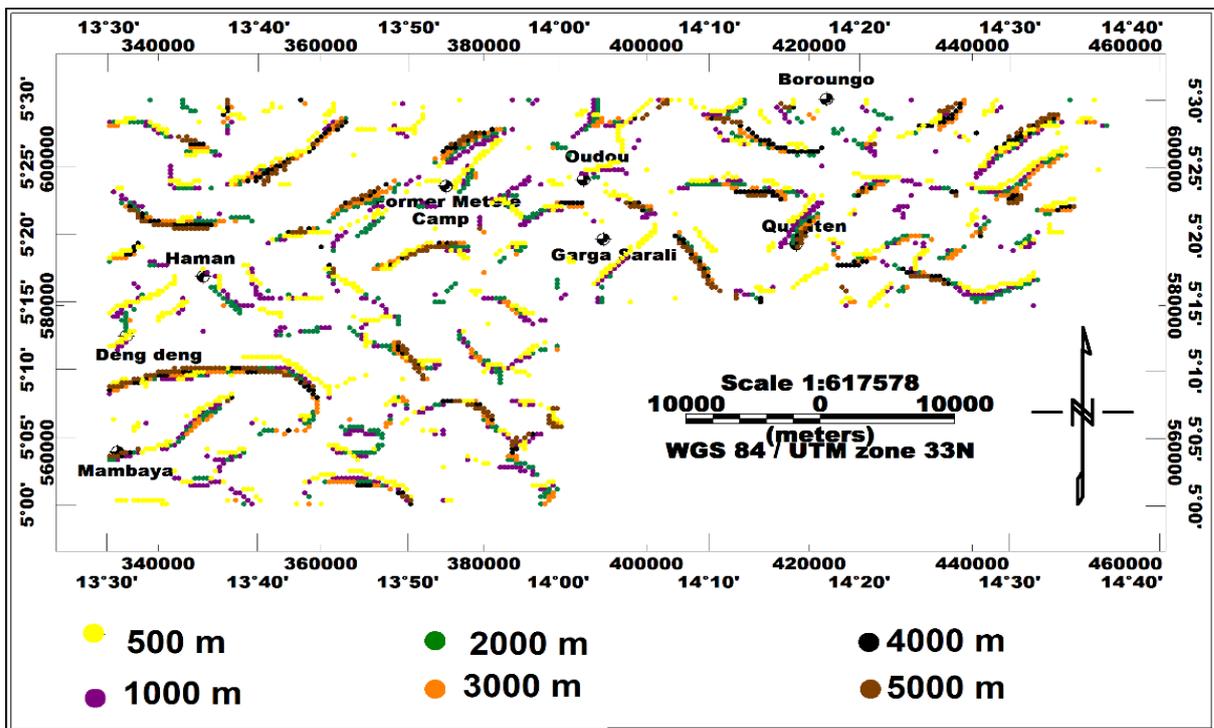
Pour mettre en évidence les contacts géologiques associés aux failles ou aux fractures suspectées dans les cartes précédentes, nous avons représenté les maxima du gradient horizontal par la méthode de Blakely et Simpson (1986) décrite plus haut.

La figure 21 illustre la superposition des maxima locaux du gradient horizontal réduits à l'équateur et prolongés à différentes altitudes. Cette carte est obtenue à partir du logiciel Oasis Montaj 8.4. Pour pouvoir obtenir cette carte nous avons pris comme paramètres:

- niveau de détection des pics: plus de pics (3)
- pas de passages de lissage de filtre: 20

Sur cette carte, on observe qu'à certains endroits les maxima sont presque confondus et à d'autres, ils sont presque parallèles. Ces alignements particuliers correspondraient respectivement aux

structures de contacts verticaux et aux différentes directions du pendage. Ce panorama serait le résultat des accidents tectoniques survenus dans la région. Les structures mises en exergue sont de directions E-W, N-S, NE-SW, ENE-WSW, WNW-ESE et corréleraient très bien avec les résultats précédents. Au centre et à l'est de la carte, nous observons des maxima formant des plis qui caractériseraient des corps intrusifs.

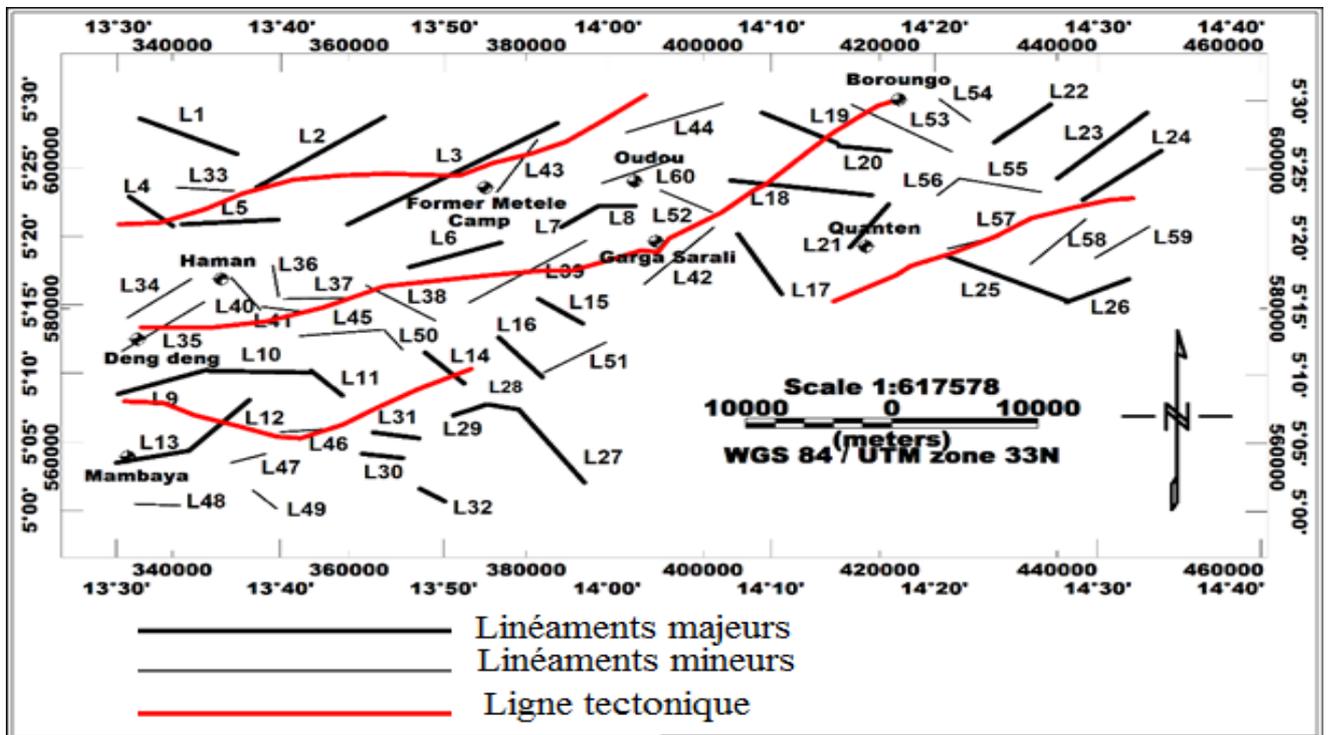


**Figure 21 :** Carte des maxima du gradient horizontal des cartes AICM-RE prolongées à 500m, 1000m, 2000m, 3000m, 4000m, et 5000m.

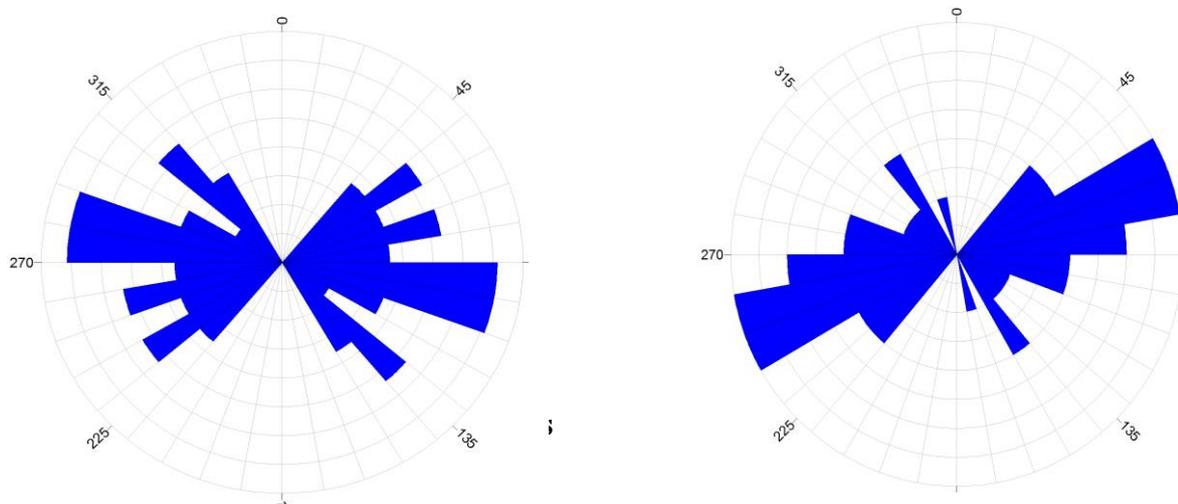
### 3.1.7.2. Carte des linéaments structuraux de la zone d'étude

Il est à noter déjà de Scanvic (1983) que l'interprétation des linéaments suite à leur cartographie constitue le maillon essentiel de la cartographie géologique et structurale. La carte de superposition des maxima de gradient horizontal des cartes étendues à 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m nous permet de mettre en évidence les différents linéaments par simple tracé (*figure 22*). Les linéaments majeurs sont dessinés pour une superposition de contacts d'au moins 4 altitudes différentes, tandis que les linéaires mineurs sont obtenus pour au plus trois maxima différents superposés. La carte des linéaments ainsi obtenue comporte au total 60 linéaments. Les principales familles de linéaments sont E-W, N-S, NE-SW, ENE-WSW, WNW-ESE, avec un total de 61% de linéaments majeurs et 39% de linéaments mineurs (*figure 23*).

Ces linéaments magnétiques dont les caractéristiques sont compilés dans le tableau 1, reflètent les conditions géologiques du sous-sol et renseignent sur les événements tectoniques qui ont affecté les roches de la région. (Dobrin et Savit 1988)



**Figure 22 :** Carte structurale de la zone d'étude.



**(a) Linéaments majeurs**

**(b) linéaments mineurs**

**Figure 23 :** Rosaces directionnelles des différents linéaments.

**Tableau 1 : Les principaux linéaments et leurs caractéristiques.**

N° LINEAMENT	DIRECTION DU PENDAGE	LONGUEUR MOYENNE (m)	N° LINEAMENT	DIRECTION DU PENDAGE	LONGUEUR MOYENNE (m)	N° LINEAMENT	DIRECTION DU PENDAGE	LONGUEUR MOYENNE (m)
L <sub>1</sub>	Vertical	10253	L <sub>21</sub>	S- E	6842	L <sub>41</sub>	Nord	4737
L <sub>2</sub>	N- W	15263	L <sub>22</sub>	Vertical	9474	L <sub>42</sub>	Vertical	10000
L <sub>3</sub>	Vertical	32632	L <sub>23</sub>	Vertical	12632	L <sub>43</sub>	S- E	7895
L <sub>4</sub>	Vertical	6842	L <sub>24</sub>	S- E	10526	L <sub>44</sub>	Vertical	9474
L <sub>5</sub>	Vertical	7368	L <sub>25</sub>	Vertical	13684	L <sub>45</sub>	Vertical	8947
L <sub>6</sub>	Vertical	10526	L <sub>26</sub>	S- E	7895	L <sub>46</sub>	S	6316
L <sub>7</sub>	Vertical	6316	L <sub>27</sub>	Vertical	14210	L <sub>47</sub>	Vertical	4210
L <sub>8</sub>	Vertical	4210	L <sub>28</sub>	Vertical	2632	L <sub>48</sub>	Vertical	5789
L <sub>9</sub>	Vertical	11579	L <sub>29</sub>	Vertical	5789	L <sub>49</sub>	S-W	4737
L <sub>10</sub>	S	10526	L <sub>30</sub>	S	5263	L <sub>50</sub>	Vertical	3158
L <sub>11</sub>	S -W	5263	L <sub>31</sub>	Vertical	4737	L <sub>51</sub>	S- E	6316
L <sub>12</sub>	Vertical	8947	L <sub>32</sub>	Vertical	3158	L <sub>52</sub>	Vertical	5789
L <sub>13</sub>	Vertical	7895	L <sub>33</sub>	Vertical	7368	L <sub>53</sub>	Vertical	12632
L <sub>14</sub>	Vertical	6316	L <sub>34</sub>	Vertical	7895	L <sub>54</sub>	Vertical	4210
L <sub>15</sub>	Vertical	6316	L <sub>35</sub>	Vertical	10526	L <sub>55</sub>	Vertical	7895
L <sub>16</sub>	S - W	6842	L <sub>36</sub>	Vertical	4210	L <sub>56</sub>	Vertical	4210
L <sub>17</sub>	S - W	9474	L <sub>37</sub>	Nord	6842	L <sub>57</sub>	Vertical	5789
L <sub>18</sub>	Vertical	14210	L <sub>38</sub>	Vertical	8947	L <sub>58</sub>	S- E	7895
L <sub>19</sub>	S	8421	L <sub>39</sub>	S- E	12632	L <sub>59</sub>	Vertical	4210
L <sub>20</sub>	Vertical	6842	L <sub>40</sub>	Vertical	5263	L <sub>60</sub>	S- E	11053

## 3.2. ANALYSE ET INTERPRETATION QUANTITATIVE DES DONNEES AEROMAGNETIQUES

### 3.2.1 Carte des solutions d'Euler

L'étude comparée des cartes magnétiques avec les données géologiques disponibles a démontré que les sources à l'origine des anomalies majeures se situent en profondeur. Cependant, les caractéristiques de ces sources demeurent inconnues. Or il est nécessaire d'avoir quelques idées à priori sur ces caractéristiques pour réduire l'incertitude lors de la modélisation.

Les trois paramètres nécessaires à la modélisation sont la susceptibilité, la profondeur et la forme des sources. Les contraintes sur ces paramètres découlent de la géologie et de l'analyse des données magnétiques. Si l'on connaît la nature des roches, on peut estimer, à partir des tableaux de valeurs des susceptibilités connues, celle d'une source à modéliser. Dans le cas contraire, il est difficile de faire une hypothèse quantitative. Cependant, la susceptibilité magnétique peut être approchée qualitativement à partir de la forme de l'anomalie (Vacquier et al., 1951). La position et la profondeur des sources magnétiques peuvent être estimées par la méthode de déconvolution d'Euler.

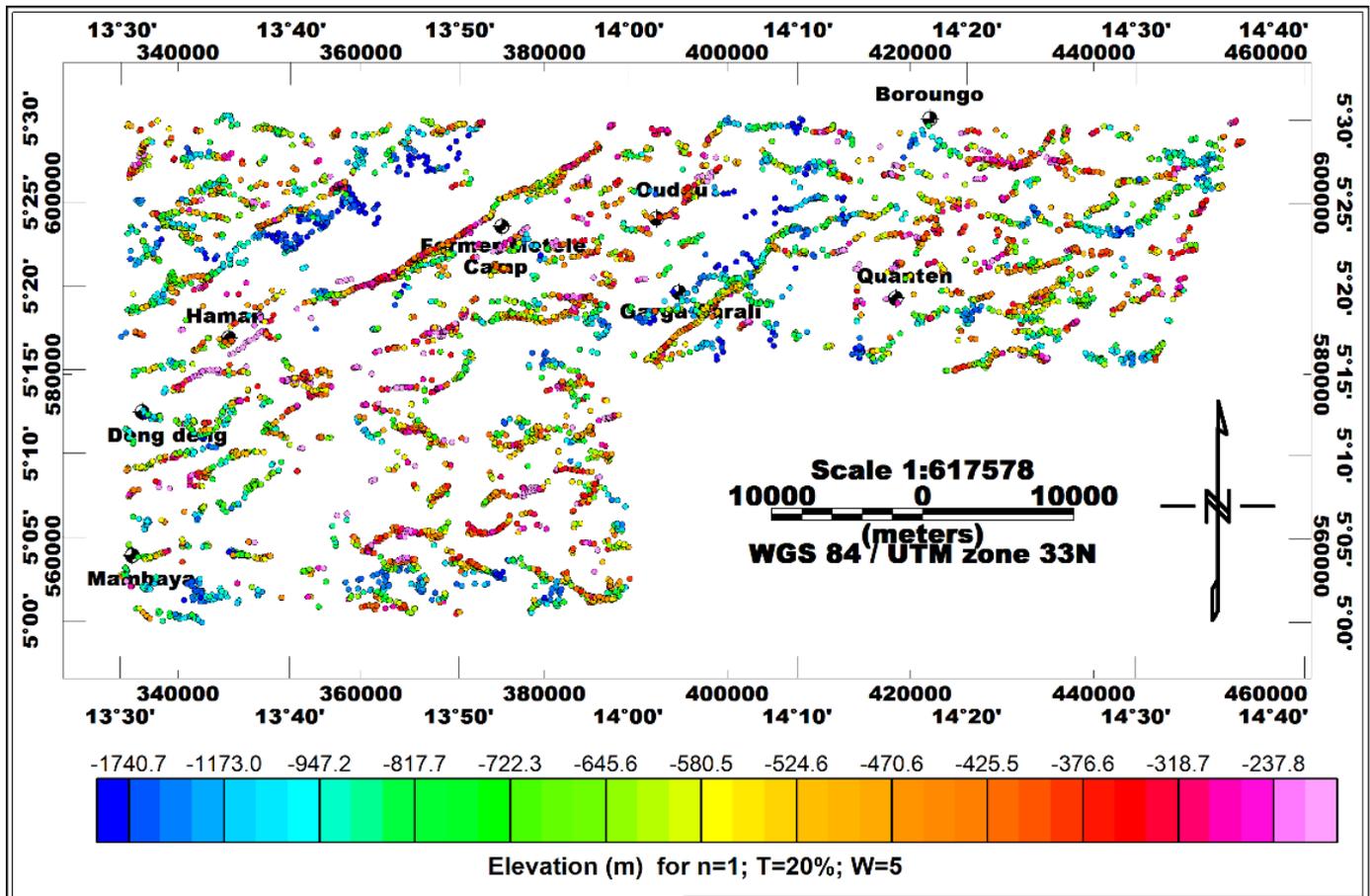
La déconvolution d'Euler est une méthode très efficace qui permet de localiser les contacts magnétiques dans le plan horizontal ainsi que leur profondeur avec peu d'informations sur l'aimantation des sources causatives (Mbom Abane, 1997 ; Ndougsa et al., 2012). Après avoir fait varier les paramètres mentionnés au chapitre 2 (indice structural, fenêtre et tolérance), et après avoir comparé les résultats obtenus, il était facile de voir que seuls les paramètres suivants nous donnent des résultats satisfaisants:

- indice structural  $N = 1$  pour les failles et les digues à faible rejet;
- Une fenêtre mobile  $W = 5\text{km} * 5\text{km}$ ; - Une tolérance  $Z = 20\%$  sur l'estimation de profondeur.

Sachant avec Reid et al. (1986), qu'un bon regroupement de solutions indique que l'emplacement de la source est bien défini, et une dispersion indique que les solutions doivent probablement être ignorées, une observation très rapide de la figure 24 nous permet de voir que les solutions d'Euler sont en général bien groupées ici suivant des lignes bien définies, ce qui est de bonne augure pour la prospection minière. Les profondeurs des sources varient entre 150 et 1800 mètres. L'accident de Metele est toujours bien mis en évidence avec une profondeur importante. Les directions prédominantes sont les mêmes que celles relevées sur la carte des linéaments à savoir : E-W,

NE-SW, ENE-WSW, WNW-ESE. Les regroupements de solutions coïncident pour la plupart avec les directions des linéaments observés sur la carte structurale.

De façon générale, l'orientation des minéraux magnétiques semble épouser la direction des déformations tectoniques régionales.



*Figure 24 : Carte des solutions d'Euler.*

### 3.2.2 Modélisation 2<sup>3/4</sup>D des données profils issues des aéromagnétiques

A la suite des interprétations qui ont été faites sur les sources probables des anomalies magnétiques observées sur les différentes cartes, une modélisation 2<sup>3/4</sup>D a été initiée dans le but d'esquisser le modèle géologique de cette zone d'étude. La modélisation géophysique est un outil performant pour proposer une hypothèse sur la géométrie des potentiels corps responsables des anomalies en profondeur. Elle permet de voir en coupe de manière assez détaillée la superposition des différentes formations géologiques allant de la surface jusqu'en subsurface. La modélisation 2<sup>3/4</sup>D

permet de calculer les anomalies potentielles induites par des objets géométriques en fonction de leur forme, de leur profondeur ainsi que des caractéristiques pétrophysiques qui leur sont attribuées. Et ces objets sont ensuite interprétés comme des corps géologiques. Cependant, si aucune information extérieure ne vient contraindre le modèle, théoriquement l'on ferait face à une infinité de modèles pouvant expliquer la source de l'anomalie observée. Pour cette raison, il est essentiel d'injecter dans la modélisation le maximum d'informations pour obtenir un modèle géologique plausible. Les contraintes peuvent être de natures diverses : structurales, lithologiques, éléments de géométrie, de profondeur ou encore des caractéristiques pétrophysiques assignées à un corps. Ainsi, les informations géologiques constituent un point d'ancrage précieux pour la réalisation des profils de modélisation quel qu'en soit la dimension considérée suivant des hypothèses réalistes. Ces cartes contraignent les structures et les formations attendues en profondeur. En plus de ces cartes, les caractéristiques pétrophysiques déterminées sur le terrain contraignent les valeurs de susceptibilité magnétique attribuées aux corps modélisés. (Feumoé, 2012).

### 3.3 CONTRAINTES

La modélisation magnétique devant tenir compte de plusieurs paramètres qui reflètent le plus possible les conditions dans lesquelles le levé sur le terrain a été fait, les paramètres considérés dans le présent travail sont : l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique durant la période où le levé a été fait, l'intensité du champ terrestre à cette période, la distance entre l'appareil de collecte et le sol, et la plage de susceptibilité magnétique des roches rencontrées dans la zone d'étude. Ladite modélisation a été réalisée à l'aide du module GM-SYS du logiciel Oasis Montaj.

L'un des paramètres utilisés à savoir la susceptibilité magnétique, est particulièrement difficile à déterminer dans le cadre d'une modélisation puisqu'elle peut varier de 4 à 5 ordres de magnitude entre différents types de roches. Elle peut également varier de façon significative à l'intérieur d'un même type de roche. Ainsi, les plages de valeurs de susceptibilité magnétique de chacune des roches de la zone ont été utilisées dans le cas présent comme valeur de modélisation conformément aux valeurs de susceptibilités données dans le tableau 2.

**Tableau 2 : Susceptibilités magnétiques moyennes de certaines roches (Telford et al., 1976).**

<b>Roches</b>	<b>Gammes de susceptibilité magnétique (× 10<sup>6</sup>unité CGS)</b>	<b>Susceptibilité magnétique moyenne (× 10<sup>6</sup>unité CGS)</b>
<b>sediments</b>		
<b>Grès</b>	0 – 1660	30
<b>Gneiss</b>	10 – 2000	130
<b>Schistes</b>	25 – 240	120
<b>Granites</b>	0 – 4000	200
<b>Diorites</b>	50 – 10 500	7000
<b>Basaltes</b>	20 – 14 500	6000
<b>Pyroxénites</b>		10 500
<b>Péridotites</b>	7600 - 15 600	13 000

Pour le présent travail, les contraintes de modélisation considérées sont :

- Intensité du champ magnétique : 33164,45 nT ;
- Inclinaison du champ magnétique : -13,21 ° ;
- Déclinaison du champ magnétique : -5,09° ;
- Altitudes de vol : 0,235 km pour terrains plats et 1 km pour terrains accidentés.

Les distances sont données en km, 0 km correspondant à l'extrémité nord de la coupe. La géologie et les données de forages de certaines localités de la zone d'étude ont permis de se faire une idée sur la litho-stratigraphie locale.

Les profils utilisés ont été extraits de la carte d'anomalie de l'intensité du champ magnétique réduit à l'équateur (AICM\_RE) tel qu'illustré sur la figure 25 ci-dessous, afin d'accéder aux anomalies se trouvant à l'aplomb des sources causatives et ainsi de faciliter leur localisation verticale.

### 3.3.1 Choix des profils

Dans le but d'explorer les masses géologiques responsables des anomalies observées en surface, trois profils P1, P2, et P3 ont été extraits de la grille d'anomalies de la carte de l'AICM\_RE suivant la figure 25.

Le profil **P1**, long d'environ 33,3 km, et orienté NNW-SSE, traverse de façon transversale la grande anomalie négative intercalée entre des anomalies positives et qui traverse l'ancien camp de Metele.

Le profil **P2** orienté NW-SE et long de 32,9 km vise à comprendre l'origine d'une intensité positive au milieu d'intensités négatives au sud-est de Deng Deng.

Le profil **P3** quant à lui est orienté NNE-SSW et a une longueur moyenne de 25,5 km. Ce profil nous permettra de nous concentrer sur la tectonique qui suggère une intense activité dans la zone Quanten manifestée ici par des intrusions d'anomalies négatives au milieu d'une étendue forte d'anomalies positives.

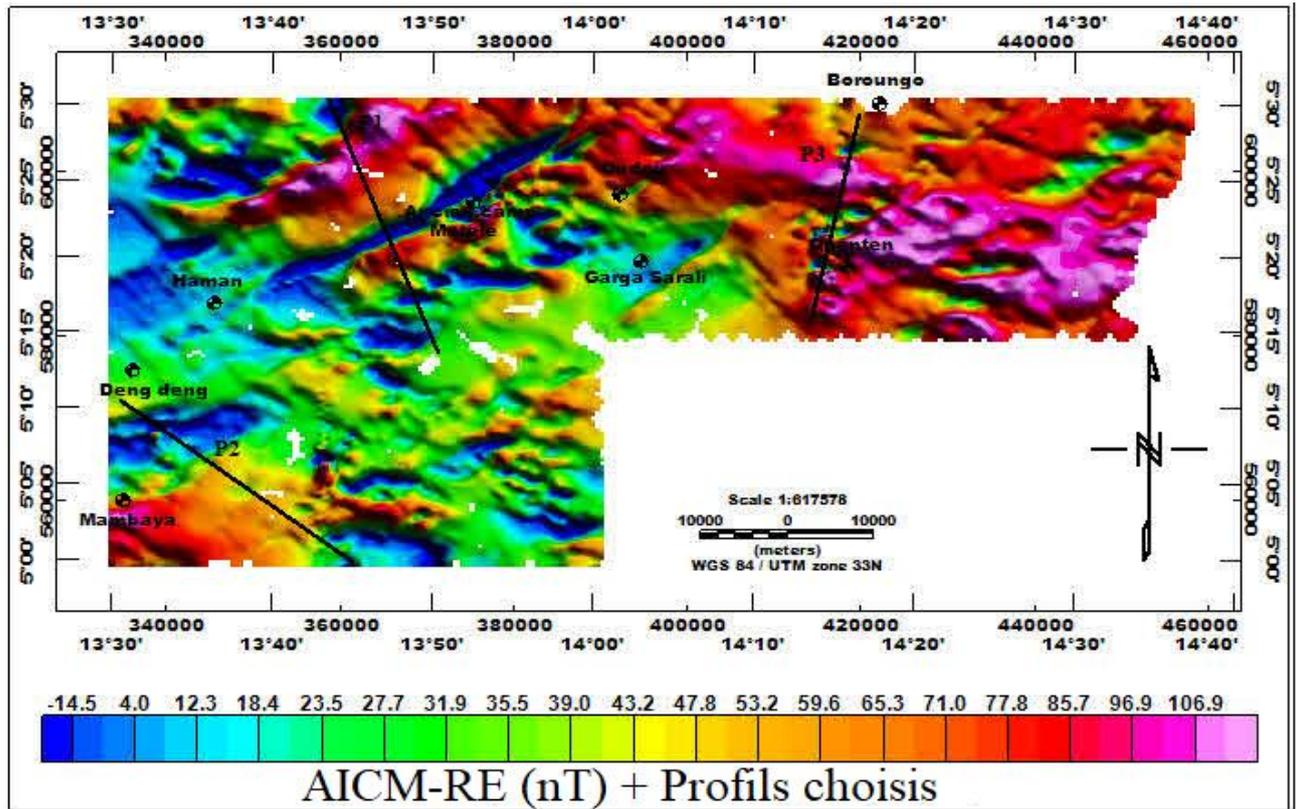
Ainsi, en tenant compte des profondeurs de la déconvolution d'Euler, les modèles 2.75D ont été calculés avec le programme GM-SYS intégré à Oasis Montaj (version 8.4). Le travail effectué a consisté à rechercher, à partir d'un polygone de taille verticale, la susceptibilité qui permettrait d'atteindre l'amplitude maximale du profil observé. Pour un meilleur résultat, nous avons, comme le suggèrent Gérard et Griveau (1972) dans leurs travaux, considéré que l'interface déterminée par la déconvolution d'Euler correspondait au toit moyen des sources. Par la suite, tout en maintenant le socle horizontal, nous avons, sur la base des formes déduites des indices structuraux calculés (déconvolution d'Euler), modifié le sommet du corps jusqu'à ce que l'anomalie calculée chevauche au mieux celle observée.

### 3.3.2 Modélisation et interprétation des modèles obtenus

Les modèles géologiques obtenus des profils choisis précédemment illustrent la litho-stratigraphie de la zone ou la structure des sources d'anomalies magnétiques dans cette zone d'étude.

#### 3.3.2.1. Profil P1

La topographie magnétique de ce long profil de direction NNW-SSE et d'environ 33,3 km est une superposition de quatre couches géologiques de natures différentes qui apparaissent de la surface à la base comme suit:

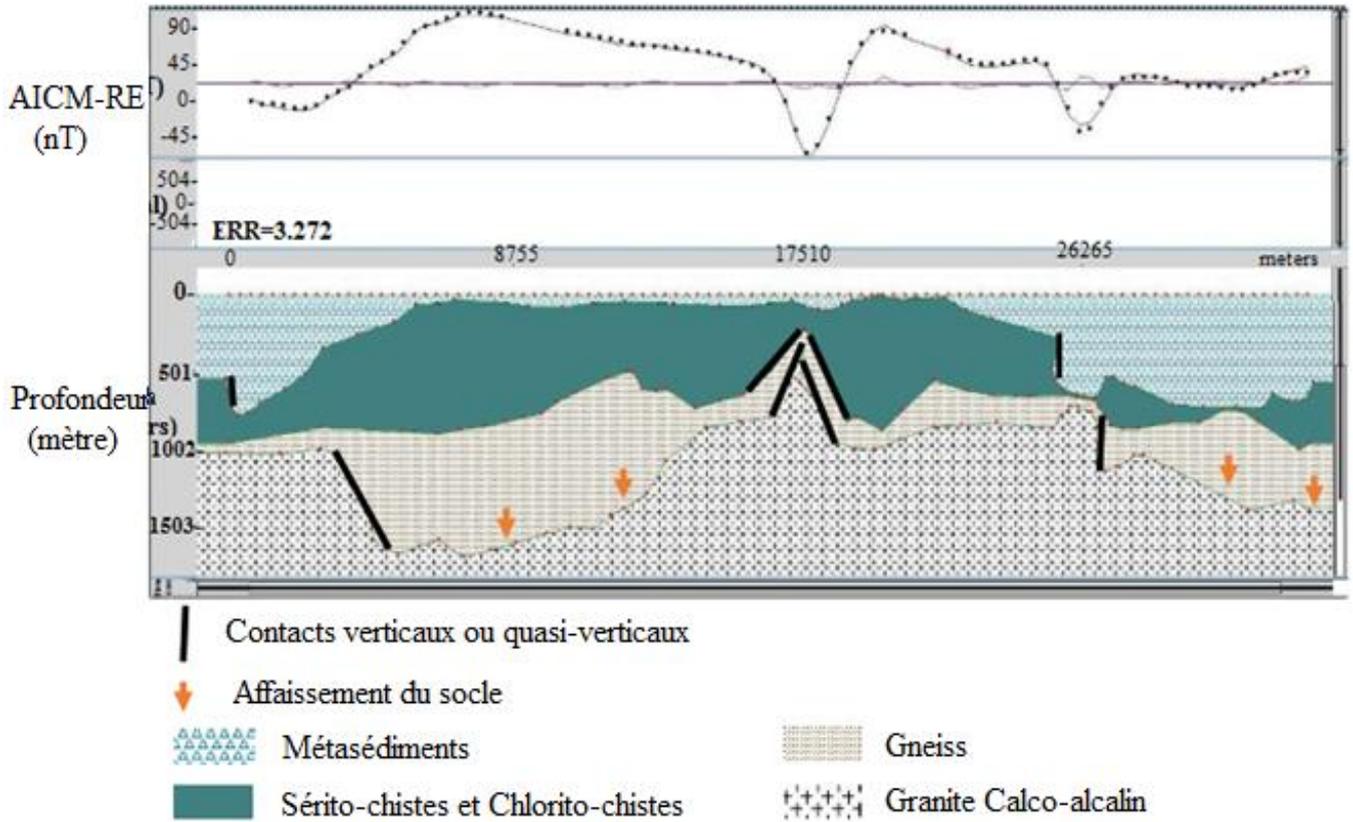


**Figure 25 :** Carte de l'AICM-RE avec profils choisis : N°1 (P1); N°2 (P2); N°3 (P3).

- Des métasédiments de susceptibilité moyenne 0,024 SI, beaucoup plus présents au nord de Haman et au sud de l'ancien camp de Metele ;
- Les serito-schistes et les chlorito-schistes de susceptibilité moyenne 0,003 SI, qui sont abondants au centre du profil ;
- Le gneiss à susceptibilité moyenne 0,025 SI qui s'étend sur tout le profil ; et
- Les granites calco-alcalins de susceptibilité moyenne 0,05 SI qui constituent la base.

La figure 26 ci-dessous montre l'ajustement entre les anomalies observées et celles calculées avec une erreur relative de 3,24%. Ici les affaissements de la base par endroits et les contacts verticaux sont mis en évidence et compte tenu de la disposition de ces derniers, ils correspondraient respectivement de gauche à droite aux linéaments L2 (environ à une profondeur de 1 km), L6 (environ à une profondeur de 0,8 km) et L3 (environ à une profondeur de 0,3 km), qui sont des failles pour les 2 premiers, une digue pour la dernière. La longue anomalie négative serait donc due à une remontée granitique des couvertures. L'architecture générale présentée par ce modèle géologique laisse donc

entrevoir une zone présentant de multiples pseudo-fossés sédimentaires, résultat du métamorphisme régional ayant affecté les matériaux rocheux de cette zone. En effet, la région a été affectée par les décrochements NE-SW à l'origine des bassins bordés par des failles et accidents sub-verticaux de directions multiples qui contrôlent la lithologie (Regnault, 1986 ; Genick, 1992).



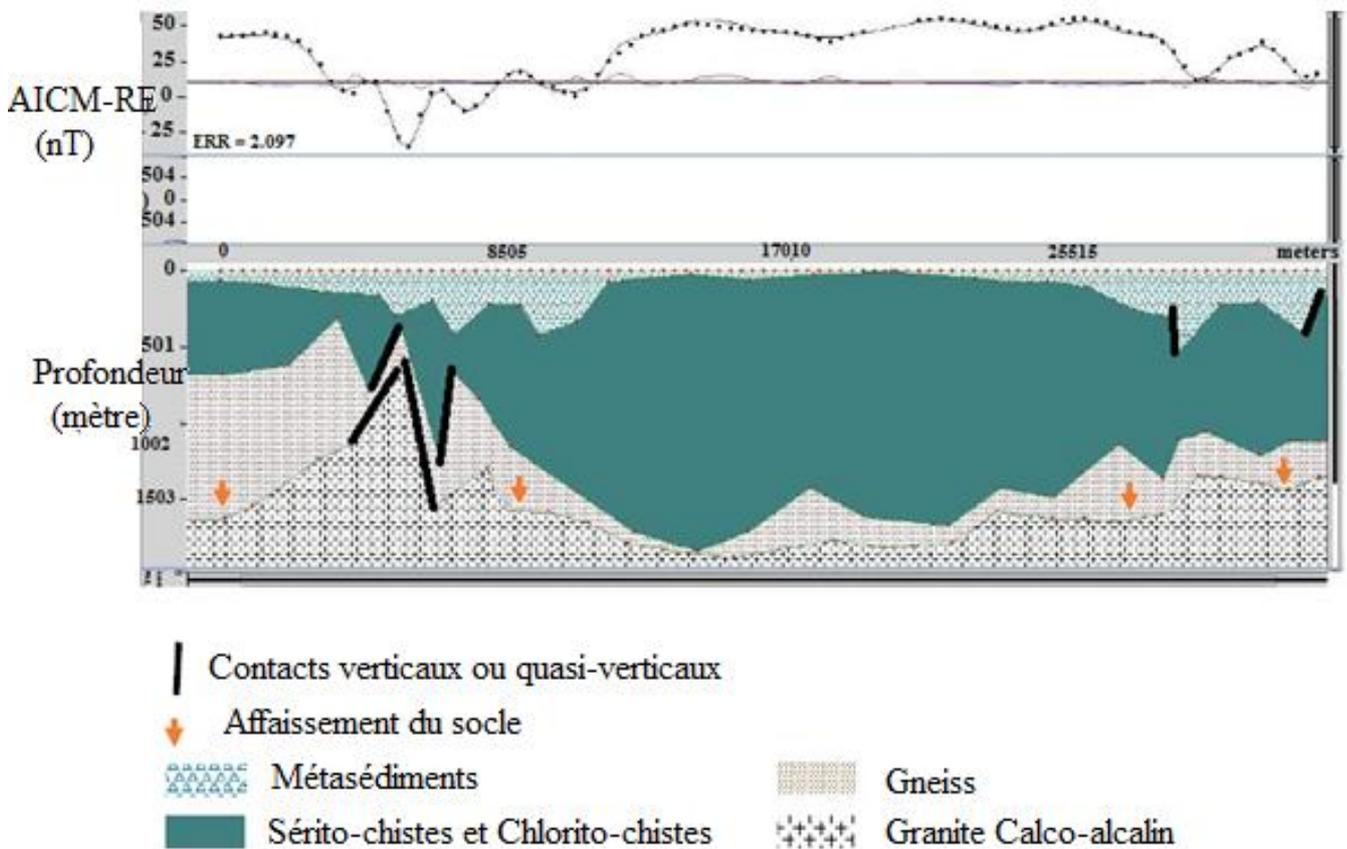
**Figure 26 :** *Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P1.*

### 3.3.2.2 Profil P2

Le profil P2 de direction NNW- SSE, s'étend sur environ environ 32900 m. Ce profil prend naissance au sud de Deng Deng et se termine au sud-est de Mambaya. Il laisse entrevoir les mêmes quatre couches géologiques (*figure 27*) mais avec une lithologie différente caractérisée par de faibles couches de métasédiments, une très grande épaisseur de gneiss qui est parfois exposée. Cependant, il met également en évidence des contacts verticaux ou quasi verticaux au sud de Deng Deng et au sud-est de Mambaya à des profondeurs d'environ 300 m et 600 m, mais aussi un affaissement de la base par endroits. La forte anomalie positive emprisonnée entre les anomalies négatives,

correspondrait à une présence massive de schistes dans la zone. L'adéquation entre les anomalies observées et calculées est ici excellente avec une précision de 2,1%.

Nous remarquons aussi que dans la zone de Deng deng, il en ressort une sorte de broyage qui a abouti par la mise en place d'une digue. Ceci serait probablement dû à une remontée granitique dans les couvertures.



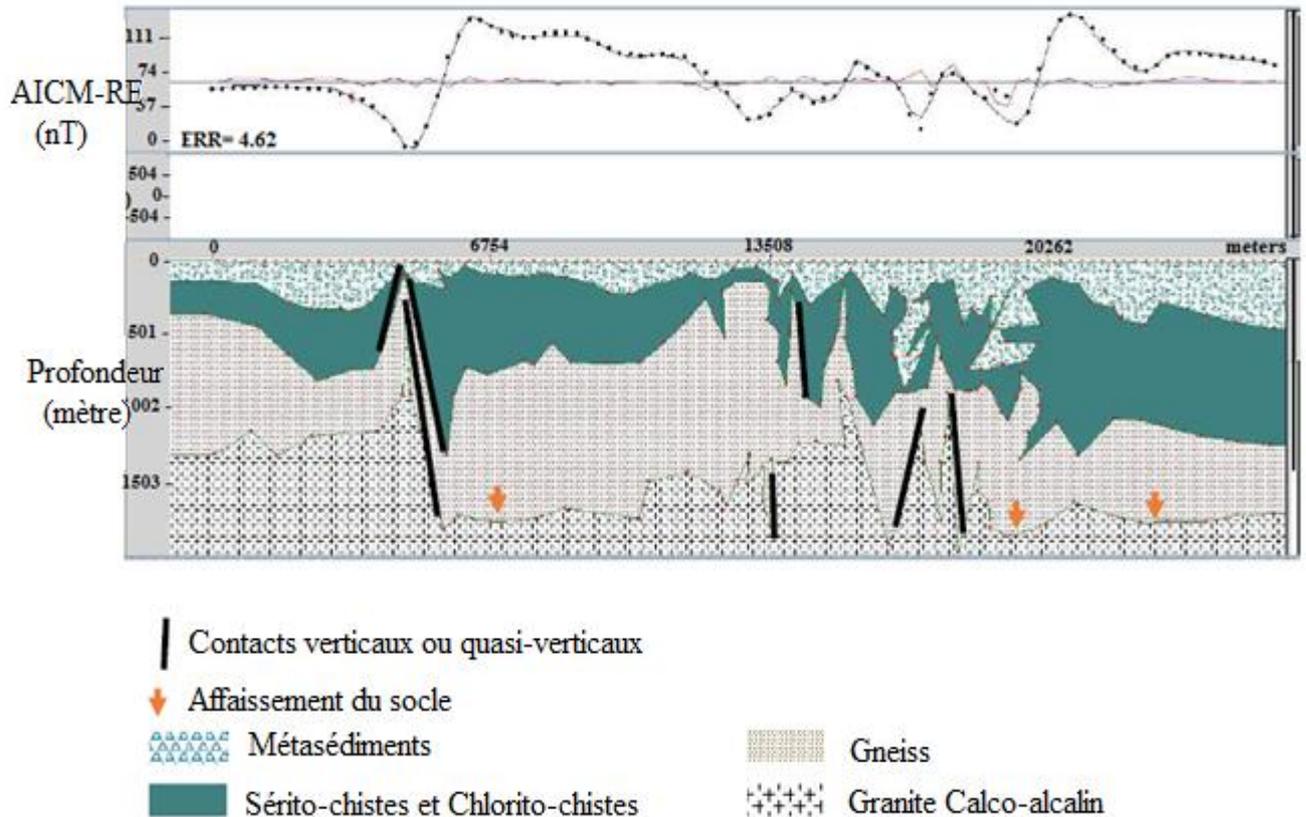
**Figure 27 :** *Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P2.*

### 3.3.2.3 Profil P3

Le profil P3 est orienté NNE-SSW et s'étend sur une moyenne de 25 500 m. Ce profil qui va de Boroungo à Quanten présente des formes irrégulières suggérant un écrasement. Cette géomorphologie témoignerait aussi de l'ampleur des contraintes tectoniques ayant affectées la croûte terrestre dans la zone de Quanten (*figure 28*). Les intrusions observées sur les cartes précédentes seraient le résultat de cette dernière probablement due à une forte collision. Ici et là on note des remontées de granite, un affaissement de la base et des contacts verticaux. Ces derniers se trouvent à

des profondeurs moyennes de 150 m (au sud de Boroungo), 200 m et 1200 m (au nord de Quanten) et 900 m (au sud de Quanten). L'ajustement clair entre les anomalies observées et celles calculées donne une précision de 4,62% obtenue.

Les résultats de la modélisation montrent clairement que les roches sous-jacentes qui ont données naissance aux signatures magnétiques, telles qu'elles sont vues sur la carte géologique de la région, ne correspondent pas exactement à celles des modèles générés.



**Figure 28 :** *Modèle 2<sup>3/4</sup>D du profil magnétique P3.*

### 3.4. LA PROSPECTION GEOTHERMIQUE : DETERMINATION DES POINTS DE CURIE

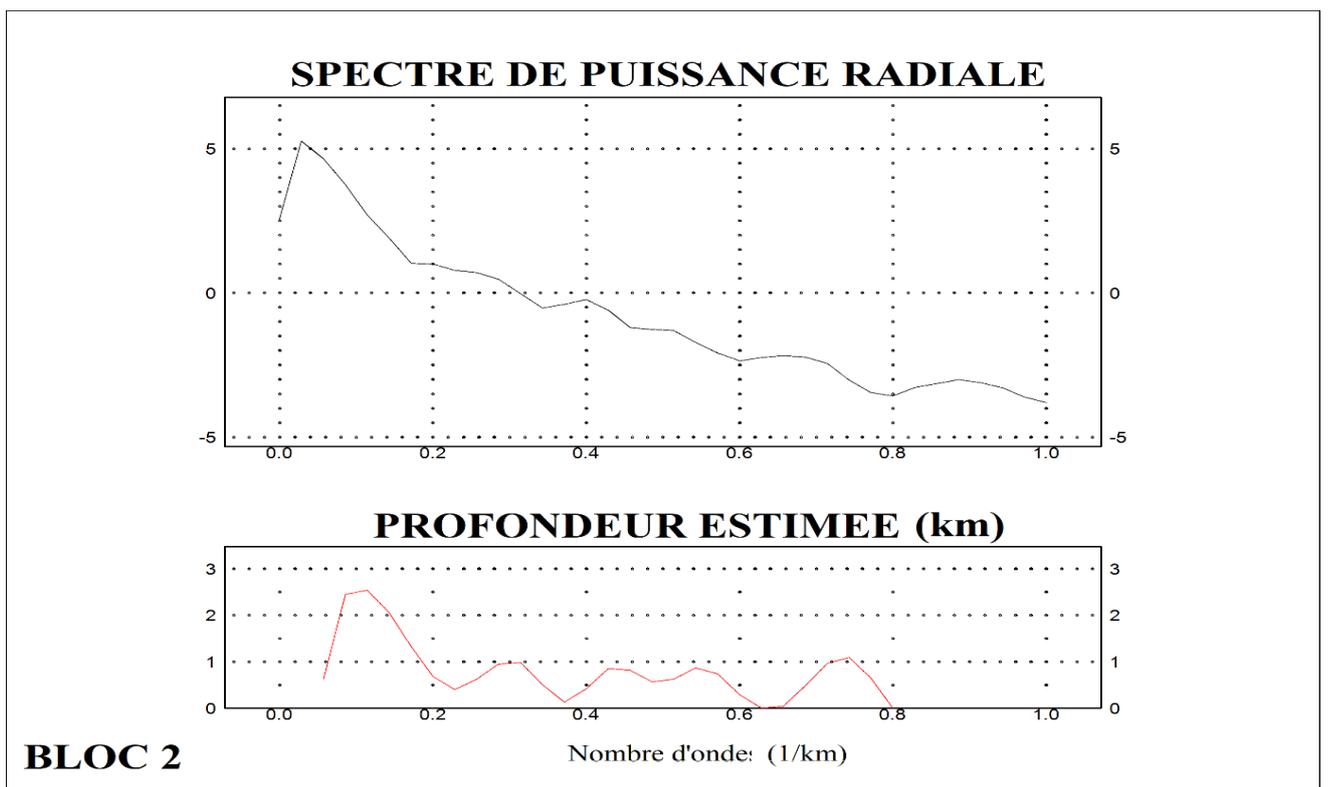
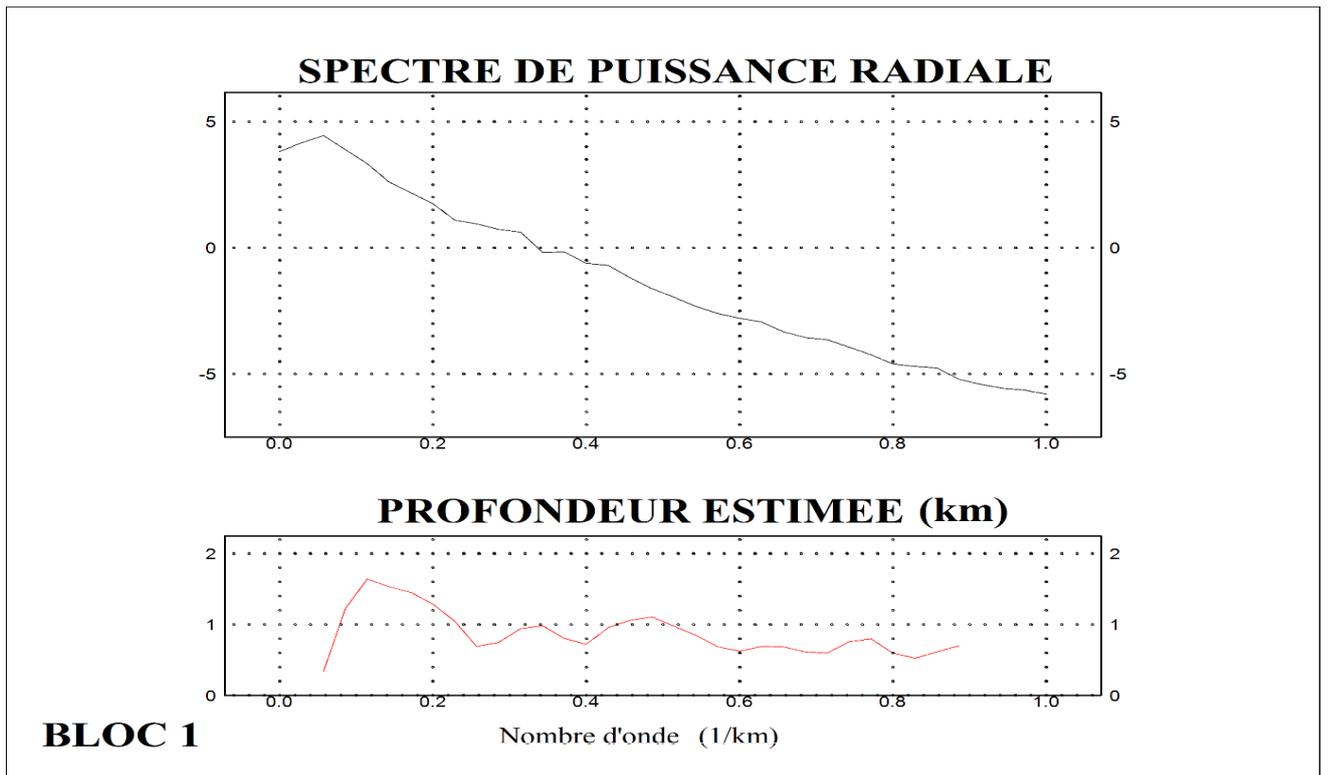
#### 3.4.1 Estimation des profondeurs de Curie

Sous l'effet de la chaleur, à partir d'une certaine profondeur, les roches perdent leur aimantation. Pour des roches de composition minéralogique homogène, cette profondeur est une surface qui correspond à un isotherme, dit de Curie (Bhattacharrya et Leu, 1975, Okubo et al., 1985). A titre de rappel, la température de Curie ou point de Curie pour la magnétite et la pyrrhotite, qui sont les deux minéraux les plus fortement magnétiques, est respectivement de 580 °C et de 320 °C. Tandis

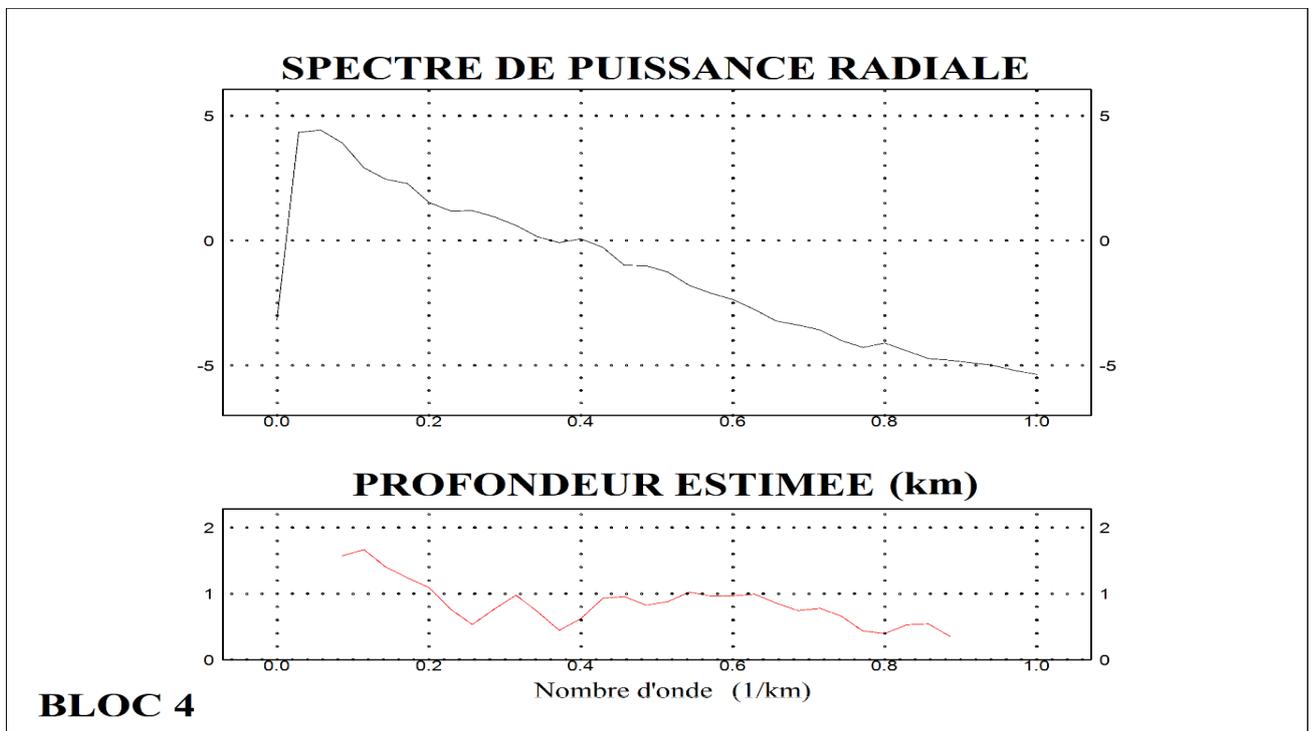
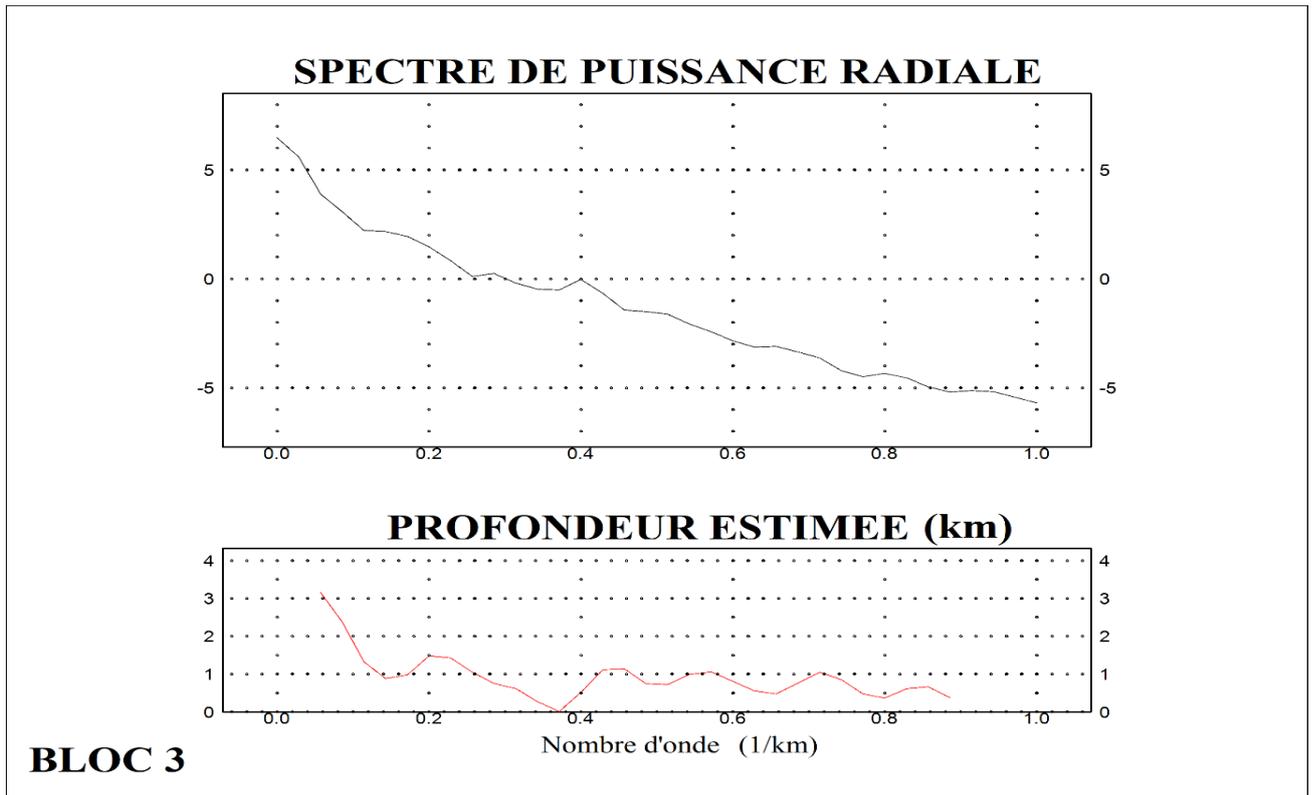
que pour les titano-magnétites et les hématites, elle est variable en fonction de la composition chimique (de 200 à 670 °C) ; mais lorsqu'on s'éloigne de la composition de la magnétite pure, les aimantations des titano-magnétites diminuent très rapidement et la contribution de ces minéraux à l'aimantation globale des roches devient faible (Ngho, 2021). Dans la pratique, on fait l'hypothèse que les grandes longueurs d'onde du champ magnétique sont peu affectées par les variations lithologiques et peuvent être principalement interprétées par la géométrie de la surface de Curie.

Dans ce travail, les profondeurs des points de Curie (**PPC**) des sources magnétiques dans la zone d'étude ont été déterminées en utilisant les méthodes d'Okubo et al. (1985) et Tanaka et al. (1999) afin d'estimer les variations des profondeurs de base de sources magnétiques. Ces méthodes reposent sur l'analyse spectrale 2D des données de l'AICM\_RE en utilisant un chevauchement de 50% de blocs carrés d'environ 28 km x 28 km. Ainsi, la zone d'étude a été subdivisée en quinze (15) blocs. Le choix de cette taille de fenêtre est consolidé par les travaux de Khojamli et al. (2016), et Mickus et Hussein (2015) qui ont montré que la taille de la fenêtre est proportionnelle à la profondeur d'une source magnétique et devrait (la taille de la fenêtre) être de deux à trois fois la profondeur à déterminer. Toutefois, pour Bouligand et al. (2009), Nwankwo et Shehu (2015), l'utilisation d'une largeur de fenêtre réduite peut être une erreur fondamentale dans l'application de méthodes spectrales pour l'interprétation. Par conséquent, on a calculé les spectres de puissance radiale 2D pour différentes tailles de fenêtre, allant de 10 km à 55 km avec un pas croissant de 5 km et l'on a trouvé qu'une fenêtre de 28 km x 28 km donne des profondeurs oscillant entre 8 et 13 km. L'avantage qui réside dans l'utilisation du spectre de puissance radiale 2D est que la profondeur des sources est facilement déterminée en mesurant la pente linéaire du spectre lorsqu'on utilise la méthode dite de centroïde (Saleh et al., 2013).

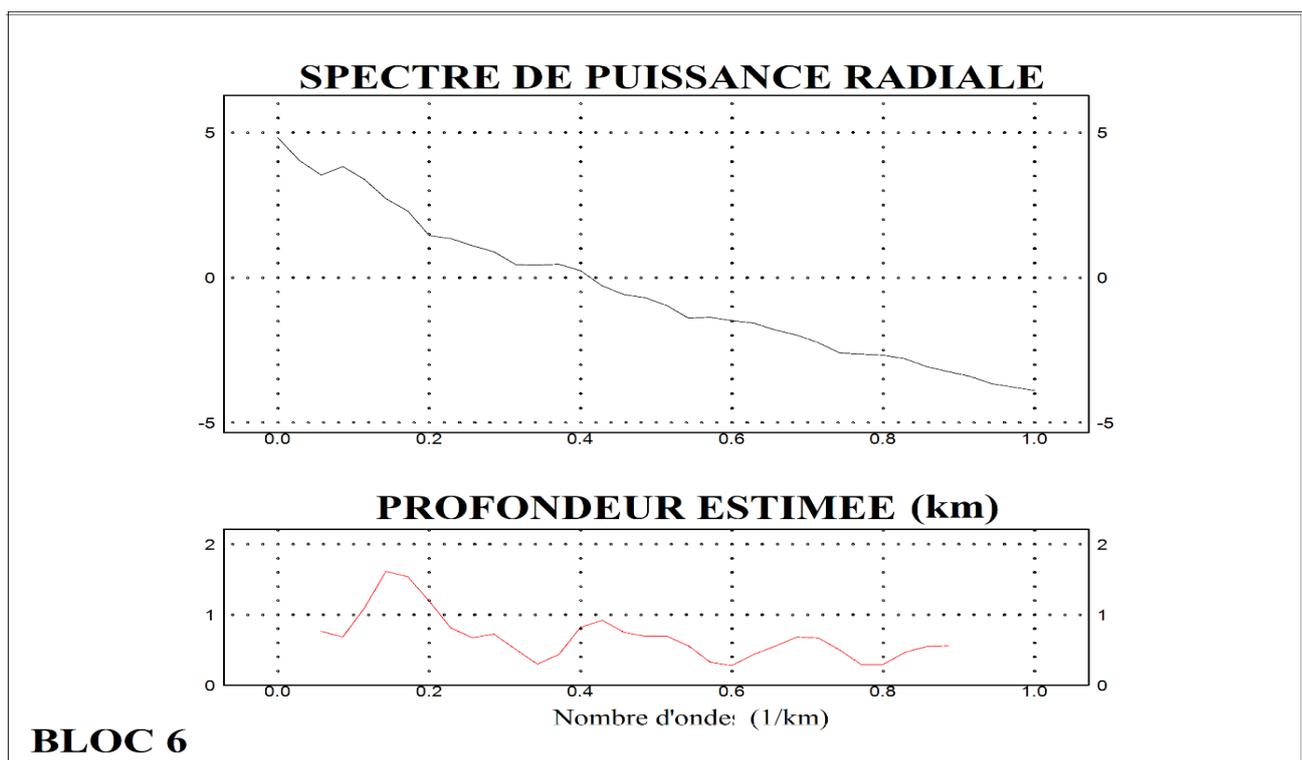
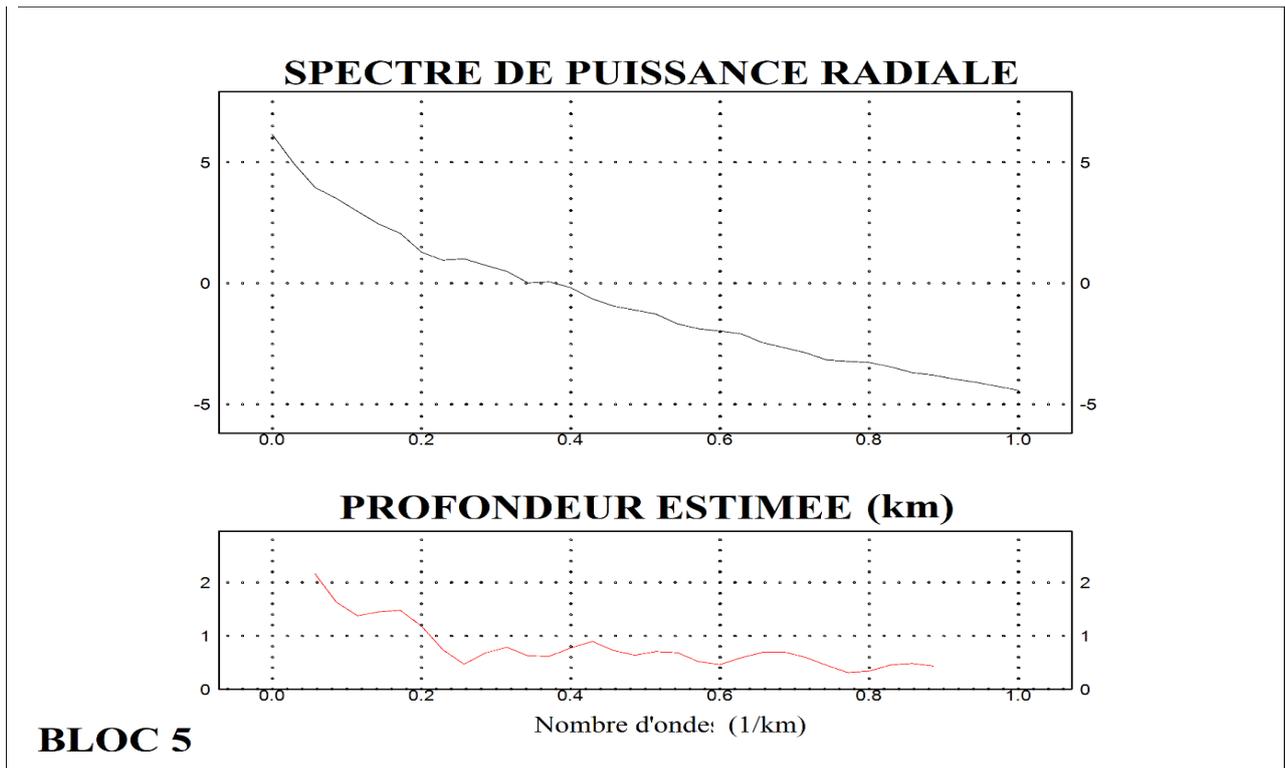
Les spectres de puissance radiale 2D des données de l'AICM\_RE pour chaque bloc ont été calculés à l'aide du logiciel Oasis montaj. La figure 29 ci-dessous nous présente ces spectres et aussi les variations des profondeurs de la source.



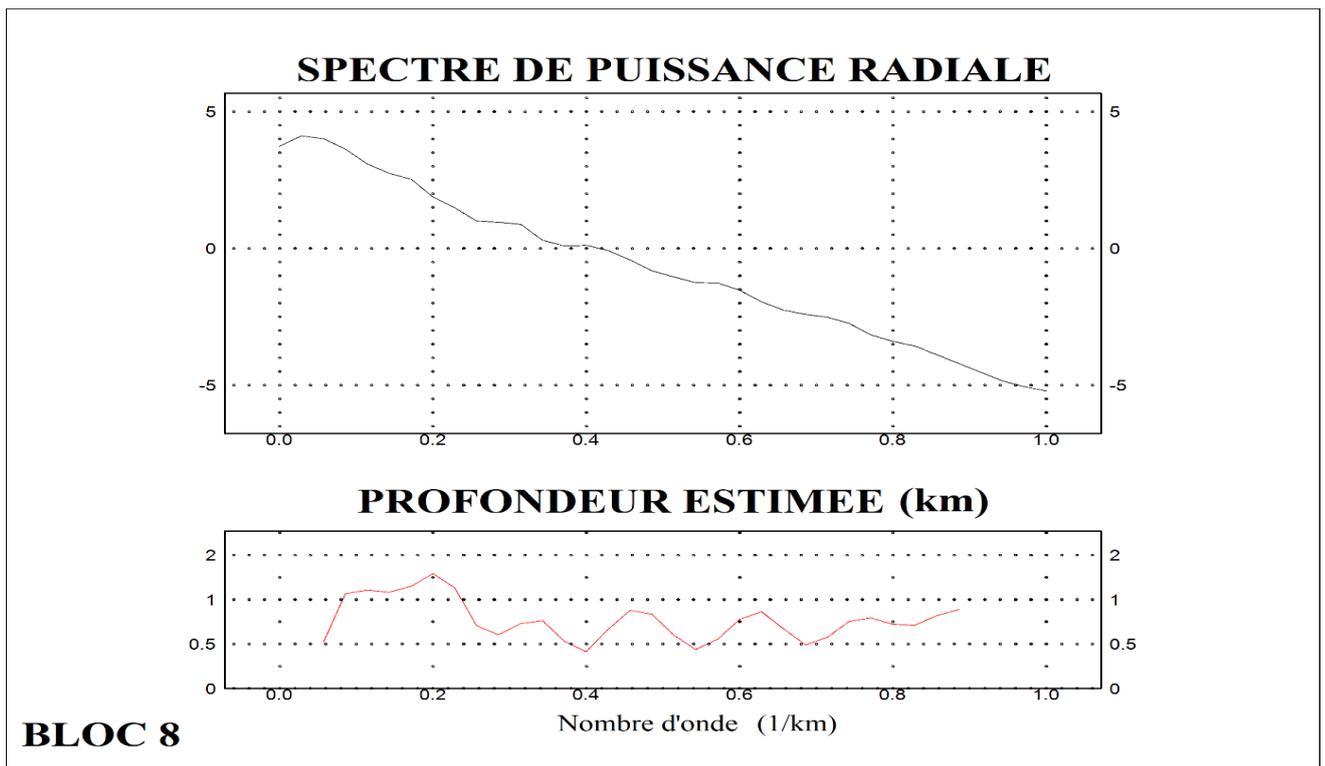
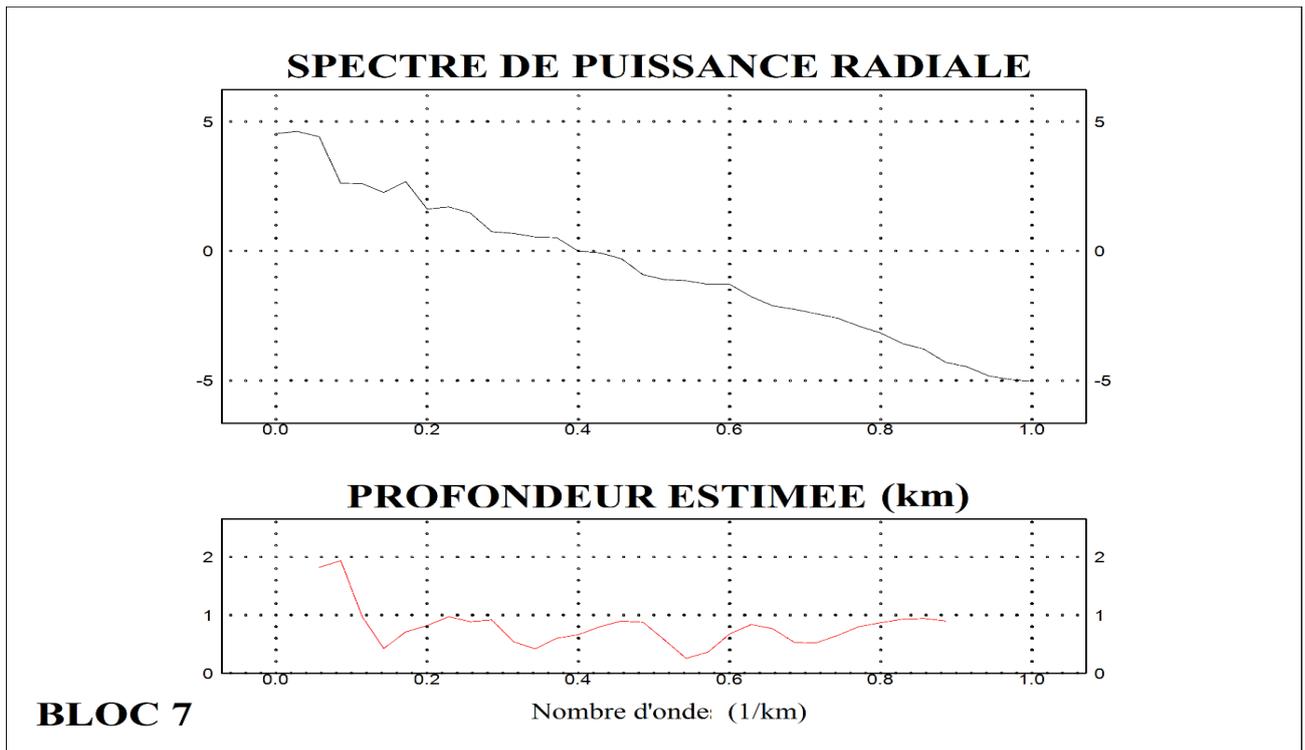
**Figure 29-a:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 1 et 2.



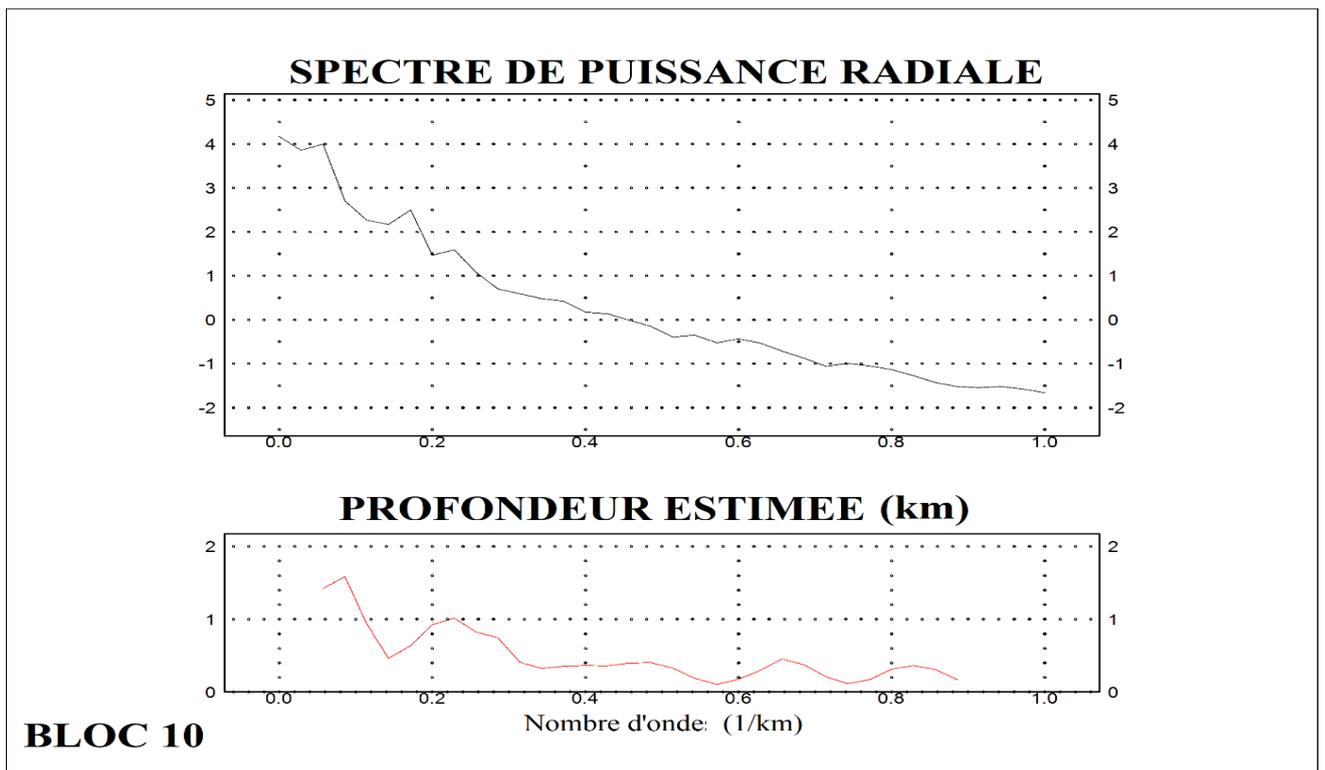
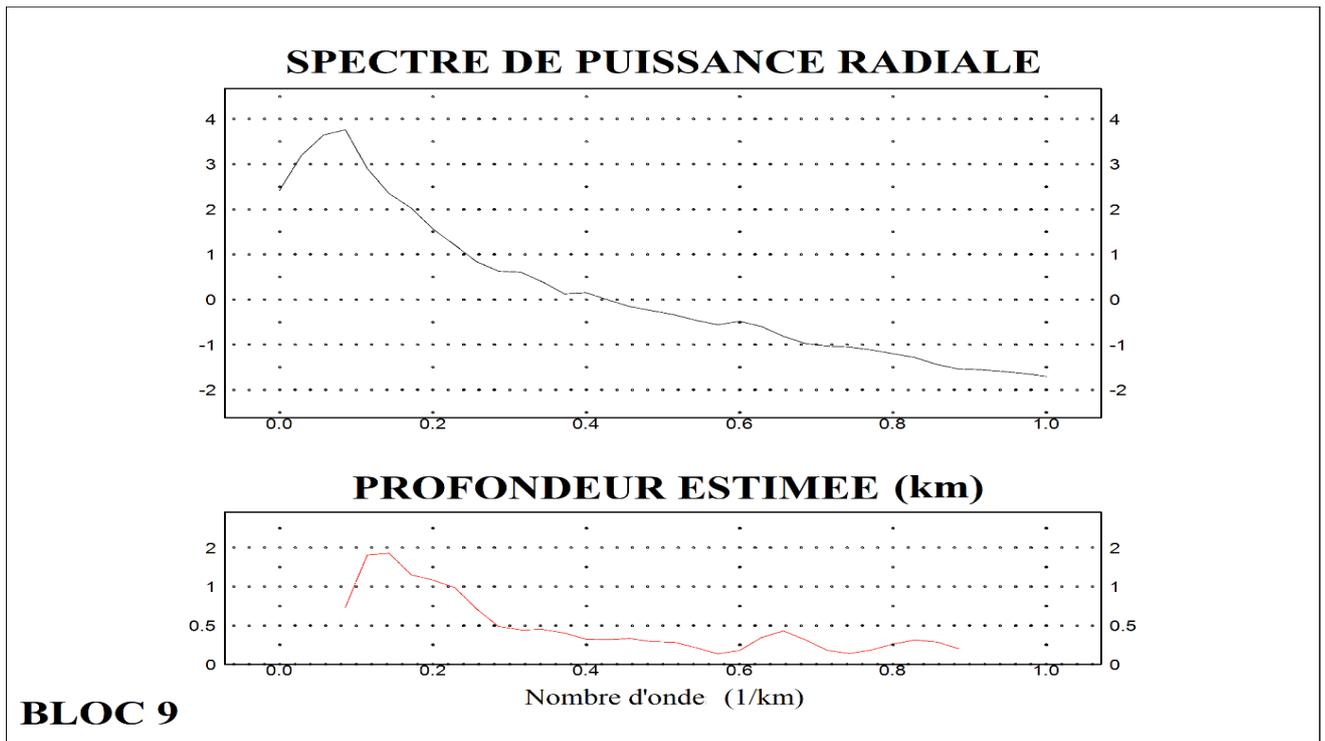
**Figure 29-b:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 3 et 4.



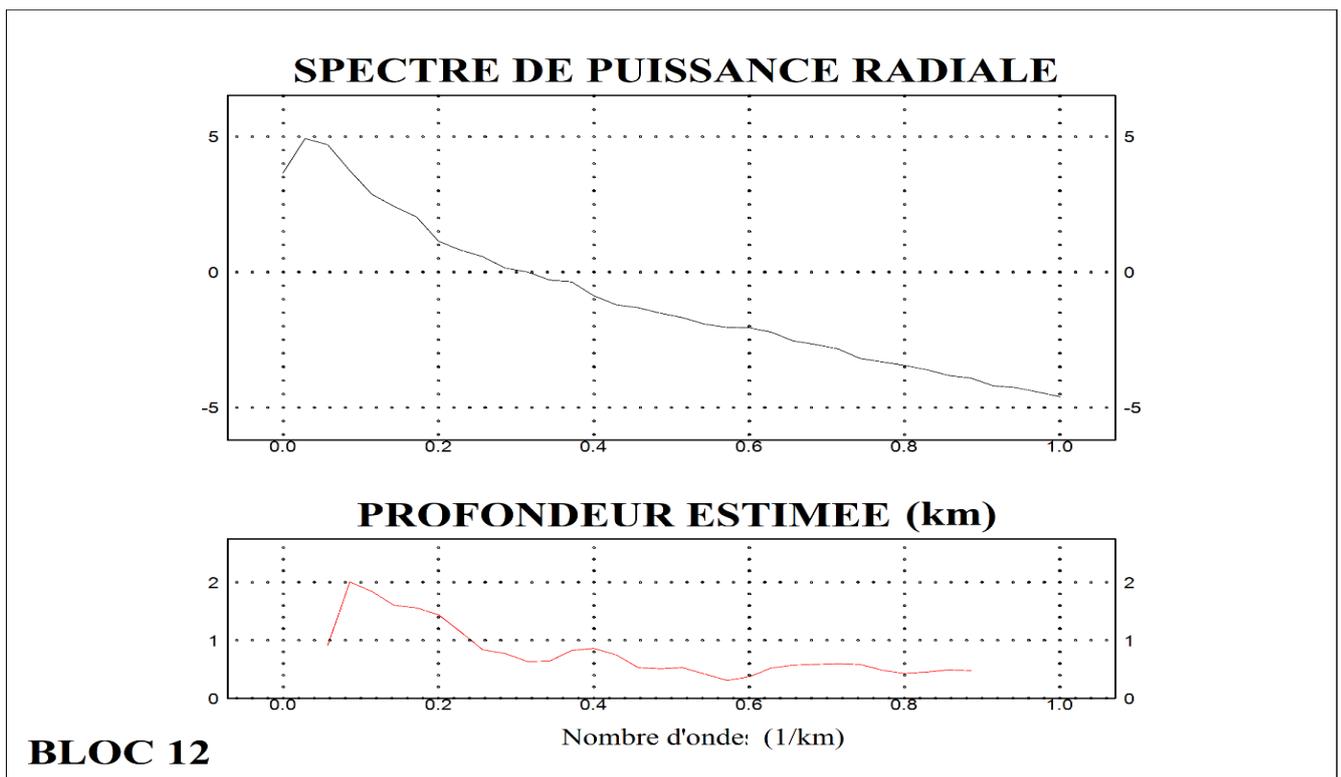
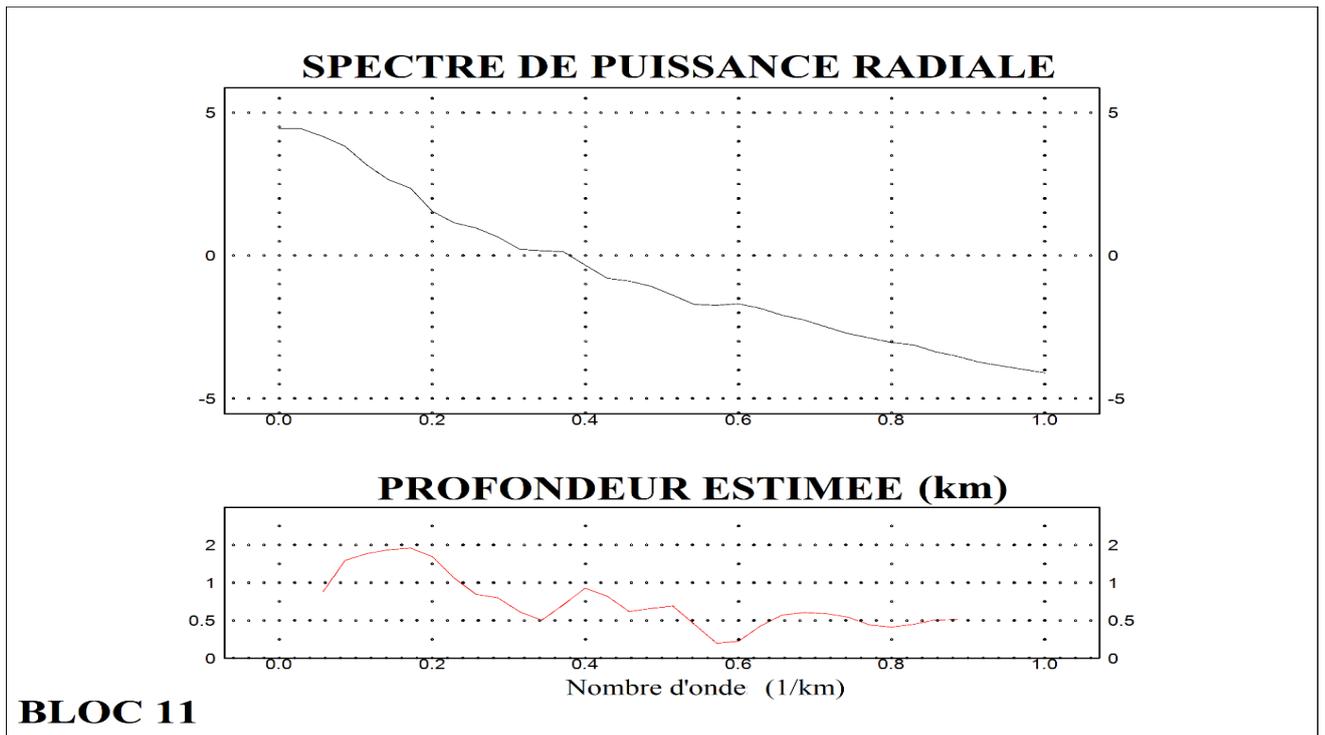
**Figure 29-c:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 5 et 6.



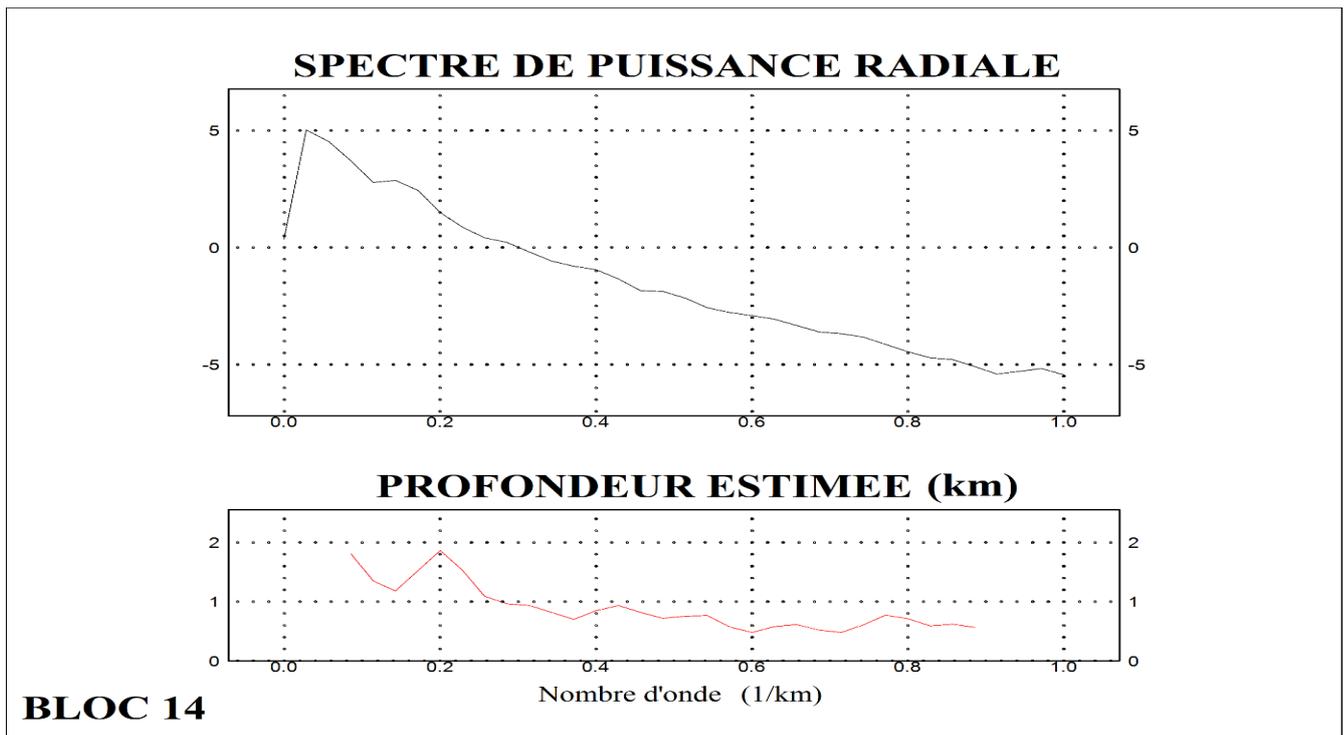
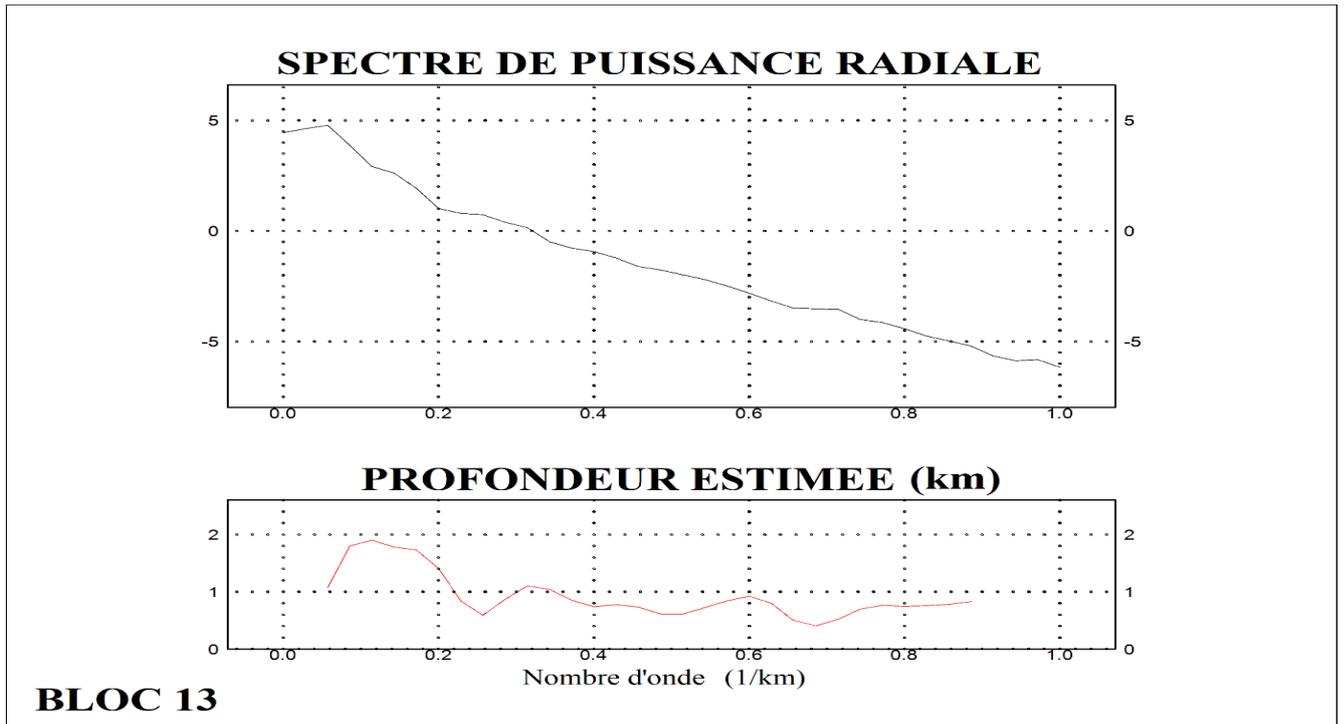
**Figure 29-d:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 7 et 8.



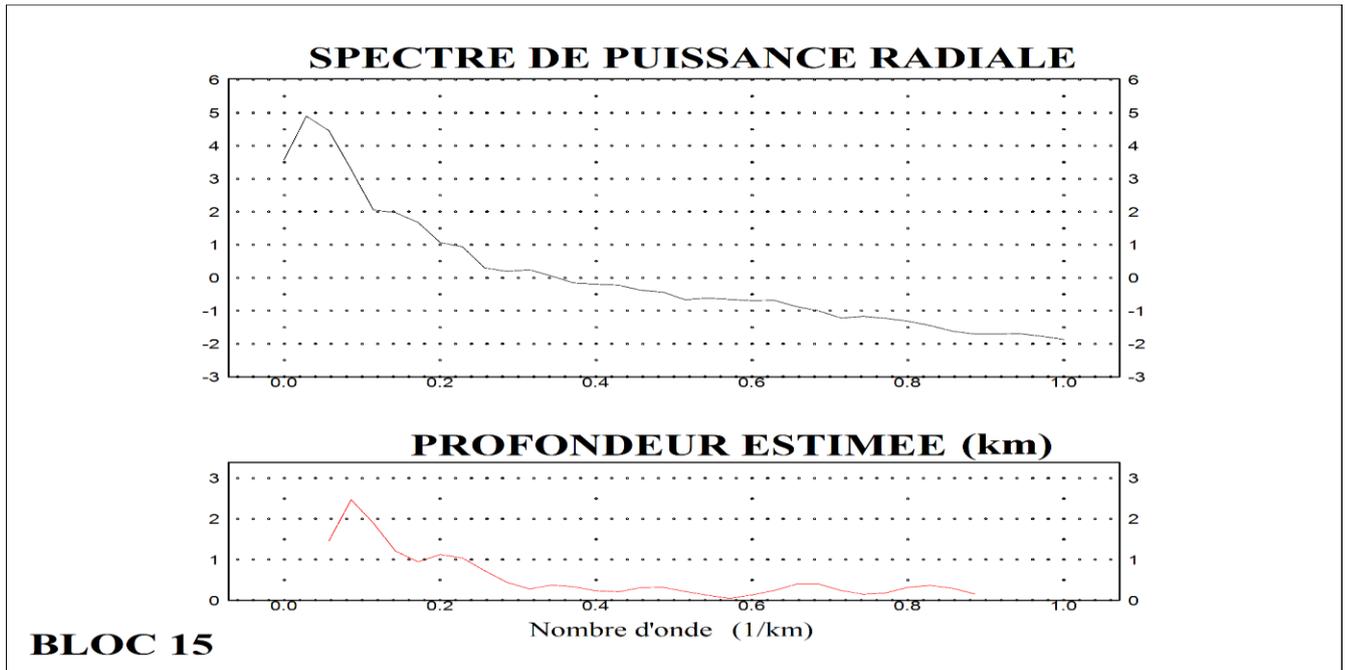
**Figure 29-e:** *Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 9 et 10.*



**Figure 29-f:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 11 et 12.



***Figure 29-g: Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des blocs 13 et 14.***



**Figure 29-h:** Spectre de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques du bloc 15.

**Figure 29:** Spectres de puissance radiale + estimation des profondeurs des sources magnétiques des différents blocs.

La figure 29 nous permet de confirmer que les sources magnétiques sont enfouies dans le sol et ne sont pas toujours perceptibles au niveau de la surface.

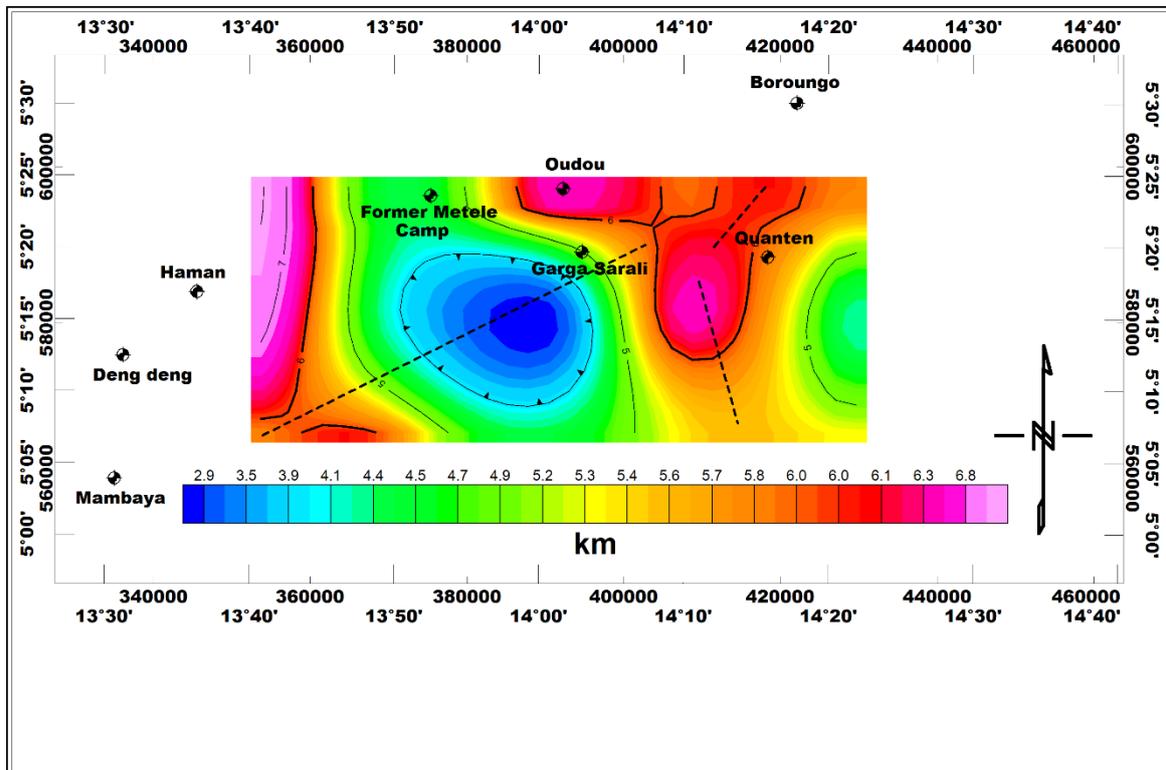
Les résultats obtenus après analyse des spectres de puissance des différents blocs de la zone d'étude sont confinés dans le tableau ci-dessous. Ces derniers révèlent de façon générale que les profondeurs médianes des sources magnétiques oscillent entre 1,56 km (bloc 8) et 5,14 km (bloc 11). En outre, la profondeur du toit des sources magnétiques varie ici entre 0,75 km (bloc 7) et 3,67 km (bloc 10). Les profondeurs de base des sources magnétiques (PBSM) (*en anglais Depth Bottom Magnetic Source (DBMS)*), vont de 2,26 à 8,80 km, pour une valeur moyenne de 5,60 km.

**Tableau 3 : Les différentes profondeurs de Curie, gradient géothermique et flux de chaleur estimés pour les 15 blocs de la région d'étude.**

N° Bloc	Coordonnées (UTM)		Profondeur du toit (km)	Profondeur du centroïde (km)	Profondeur de Curie (km)	Gradient géothermal (°C/km)	Flux de chaleur (mW/m <sup>2</sup> )
	Longitude (km)	Latitude (km)					
<b>Bloc 1</b>	352,2	566,76	1,71	3,74	5,78	100,82	250,80
<b>Bloc 2</b>	370,69	566,76	0,76	3,37	5,99	96,90	242,26
<b>Bloc 3</b>	389,17	566,76	1,33	2,90	4,47	129,68	324,21
<b>Bloc 4</b>	407,66	566,76	2,21	3,81	5,40	107,33	268,33
<b>Bloc 5</b>	426,14	566,76	2,86	4,14	5,38	107,75	269,38
<b>Bloc 6</b>	351,96	580,66	1,34	4,56	7,79	74,44	186,11
<b>Bloc 7</b>	370,45	580,66	0,75	2,41	4,06	142,79	356,97
<b>Bloc 8</b>	388,93	580,66	0,85	1,56	2,26	256,10	640,24
<b>Bloc 9</b>	407,42	580,66	1,46	4,02	6,57	88,24	220,61
<b>Bloc 10</b>	425,90	580,66	3,67	4,20	4,73	122,70	306,76
<b>Bloc 11</b>	351,96	594,56	1,49	5,14	8,80	65,90	164,76
<b>Bloc 12</b>	370,45	594,56	1,38	2,93	4,49	129,30	323,26
<b>Bloc 13</b>	388,93	594,56	1,47	3,97	6,47	89,68	224,21
<b>Bloc 14</b>	407,42	594,56	2,36	4,14	5,92	97,96	244,91
<b>Bloc 15</b>	425,90	594,56	1,70	3,82	5,94	97,61	244,61

Sur la base des profondeurs de Curie obtenues, la zone d'étude est scindée en deux principales zones à savoir, les zones de basses profondeurs de Curie (*en anglais Shallow Curie Depth Point (SCDP)*) et les zones de fortes profondeurs de Curie (*en anglais Deep Curie Depth Point (DCDP)*).

Ces zones sont bien illustrées sur la figure 30 qui met en exergue les variations de profondeurs du toit des sources d'anomalies magnétiques obtenues par analyse spectrale 2D.



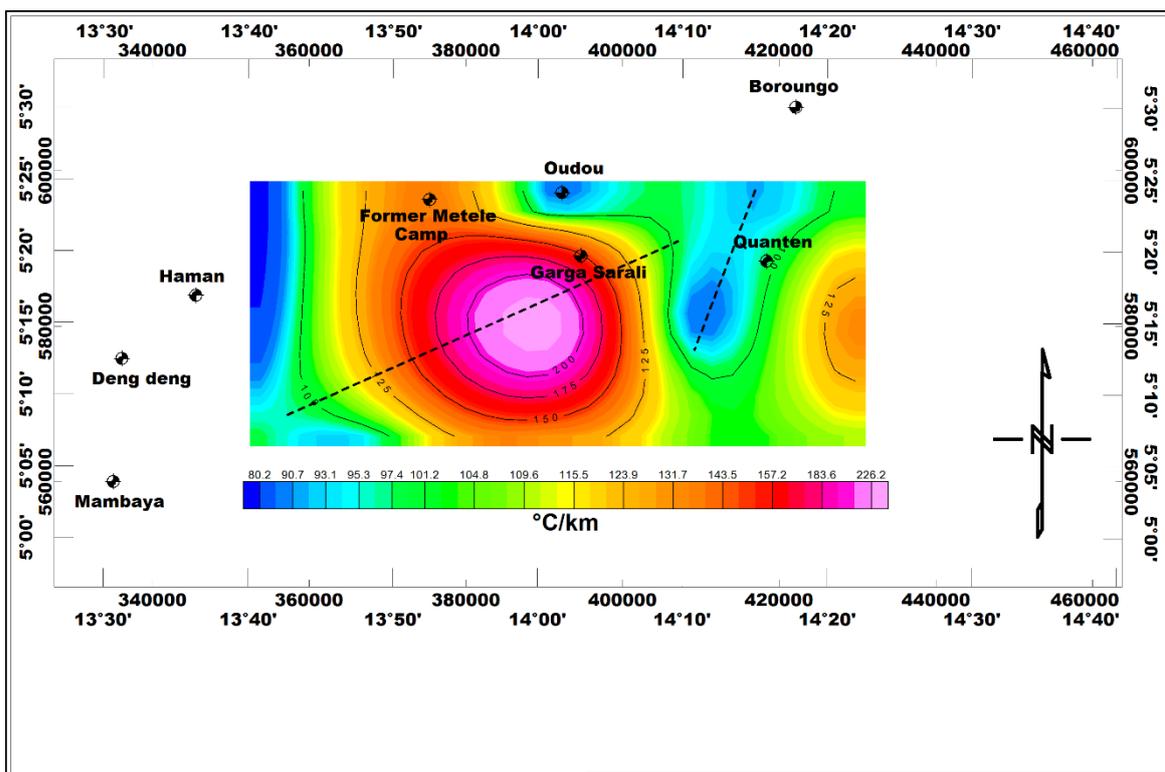
**Figure 30:** Carte représentant la distribution des profondeurs de Curie dans la zone d'étude.

On observe un vaste domaine DCPD fait de très fortes valeurs de profondeur de Curie. Ce domaine couvre la quasi-totalité de la partie Est et de la partie Ouest de la région d'étude, avec une valeur atteignant les 7 km. Ce vaste domaine englobe les localités de Quanten et Oudou, et pourrait par extrapolation englober Haman et Deng deng. Par ailleurs, elle couvre les formations de granites syntectoniques anciens. Ces zones présentant des profondeurs de Curie élevées (DCPD) peuvent avec Saibi et al. (2015), être associées à une croûte plus épaisse ou encore à une activité magmatique quaternaire moindre (Ngoh, 2021). La région de SCDP se situe au centre de la zone d'étude et couvre Garga – Sarali, Oudou et l'ancien camp Metele. Selon la carte géologique de notre zone d'étude, cette région serait liée aux granites syntectoniques tardifs et aussi, soit une activité magmatique importante, soit une croûte terrestre beaucoup plus épaisse. La distribution des points de Curie laisse entrevoir un couloir de direction NE-SW qui épouse la ligne tectonique. Ceci vient confirmer le fait que les accidents majeurs tels la faille de la Sanaga, ou encore le cisaillement centre camerounais (CCC) ont affecté la région d'étude. De plus, la SCDP présente au centre de la carte, semble s'étirer suivant l'orientation NW-SE. Cet étirement laisse croire que l'on avait dans cette région, un vaste domaine

fait de structures profondes entrecoupées ou traversées par des structures superficielles telles les schistes issus de la série de Lom pour le cas présent.

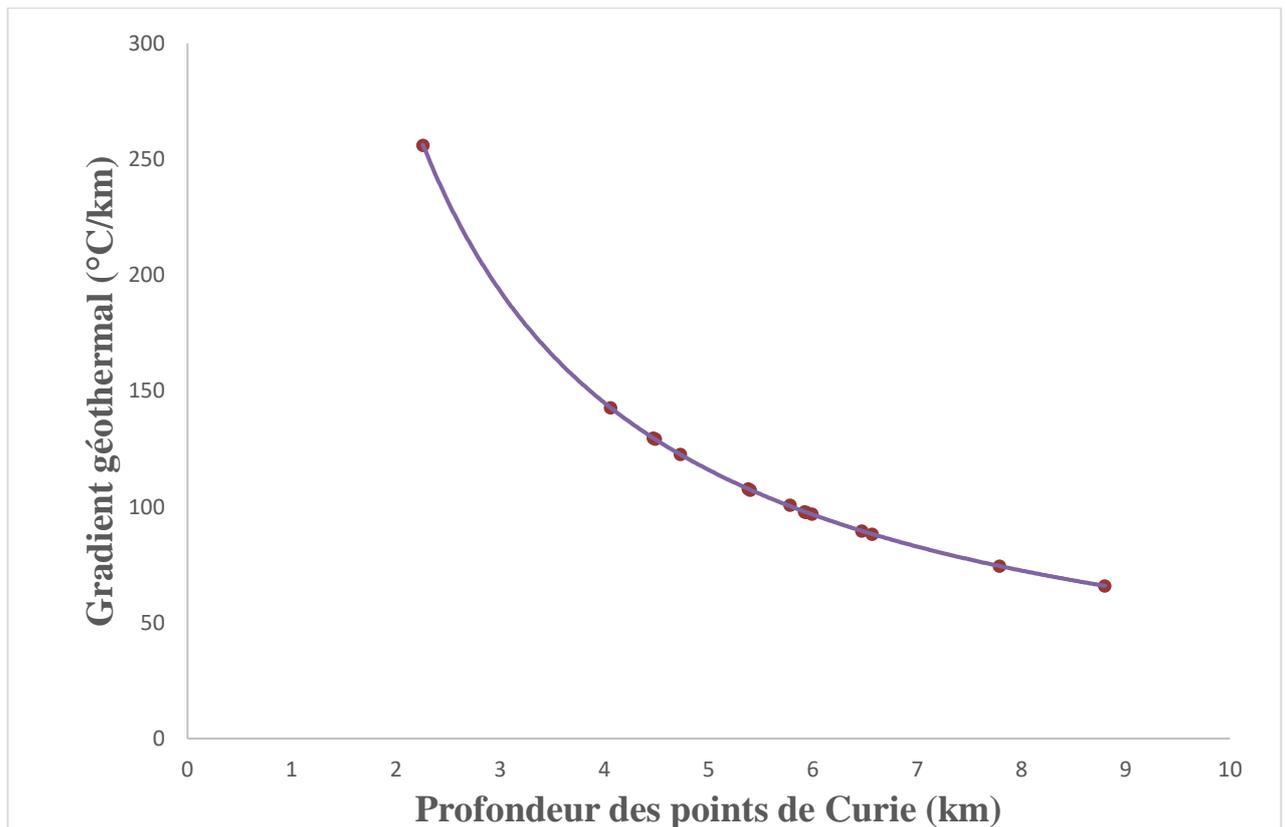
### 3.4.2 Evaluation du gradient géothermique

Encore appelé degré géothermique, le gradient géothermique traduit la variation (augmentation) de la température avec la profondeur. Pour son évaluation dans ce travail, nous avons considéré la conductivité thermique moyenne des roches crustales du Protérozoïque, qui selon Stacey (1977) serait de  $2,5 \text{ Wm}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$  ; une température de point de Curie de  $580 \text{ °C}$  et les profondeurs de Curie dérivées du tableau 3 nous ont permis de trouver les gradients géothermiques à l'aide du logiciel Oasis montaj. Les résultats obtenus sont confinés dans le tableau 3. Les résultats obtenus montrent que les gradients varient ici entre  $74,44 \text{ °C/km}$  et  $256,10 \text{ °C/km}$  entre les différentes formations géologiques avec des variations latérales importantes au sein d'une même formation (figure 31). Notons au centre, une forte anomalie géothermique qui est certainement due à la présence des granites beaucoup plus récents et d'une activité beaucoup plus importante. Les tendances directionnelles de ce gradient sont les mêmes que celles présentes sur la carte des PPC.



**Figure 31:** Carte représentant la distribution du gradient géothermal dans la zone d'étude.

Le graphe de la figure 32 nous montre que le gradient géothermique décroît de manière significative (selon une fonction puissance) en fonction de la PPC. Rappelons que ce dernier dépend de la profondeur, de la source d'énergie, de la nature et de l'épaisseur des structures, du fluide éventuel transporteur de chaleur initiant un système de convection. Il en ressort donc au regard des résultats obtenus, que notre zone d'investigation peut être considérée comme une zone à fort potentiel géothermique.



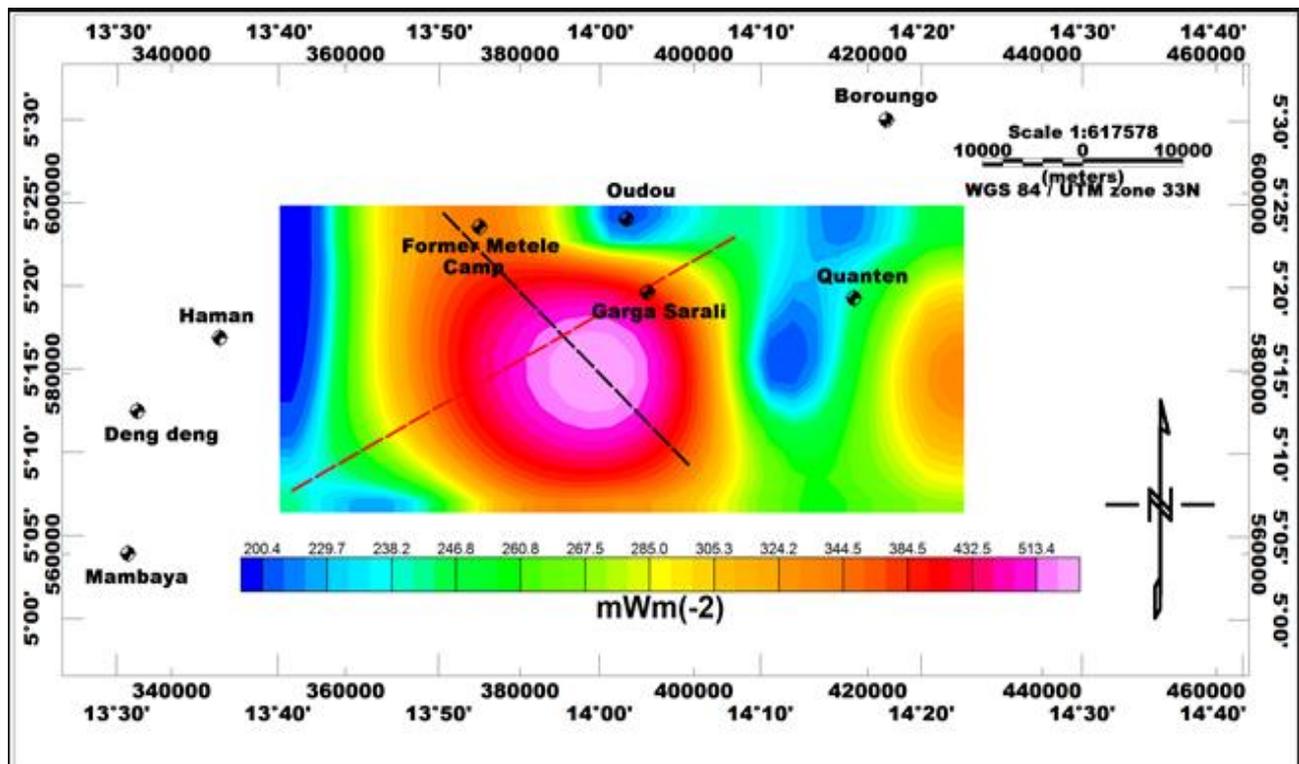
**Figure 32:** variation du gradient géothermique en fonction de la profondeur de Curie.

### 3.4.3 Dédution du flux de chaleur

Le flux de chaleur représente la chaleur terrestre qui se propage sur la croûte continentale. Cette dernière varie d'un endroit à un autre du fait de l'inhomogénéité de la terre (Christopher et Armstead, 1978). Les valeurs du flux thermique ont été déduites en multipliant le gradient géothermique par la conductivité thermique. La figure 33 illustre les variations interpolées du flux dans la zone d'étude. Sur cette carte, le flux de chaleur varie entre 164 mW/m<sup>2</sup> (bloc 11) et 640 mW/m<sup>2</sup> (bloc 8), avec une moyenne de 284,5 mW/m<sup>2</sup>. De ce fait, le flux de chaleur dans la zone d'étude est très

élevé par rapport à la moyenne mondiale qui est de  $65 \text{ mW/m}^2$  dans la croûte continentale, en conformité avec les valeurs standards de Pollack et al. (1993).

Ce caractère géothermique anormale fait de la zone d'étude, une zone potentiellement exploitable. Les valeurs élevées dans la partie centrale de notre zone d'étude sont les indicateurs de conditions géothermiques anormales et témoigneraient d'une activité tectonique intense dans le sous-sol selon Sharma (2004). La distribution du flux épouse les mêmes directions que celles des profondeurs des points de Curie. Les résultats des travaux de Tanaka et al. (1999) sont bel et bien mis en exergue ici. En effet, nous pouvons confirmer que les profondeurs des points de Curie sont inversement proportionnelles au flux de chaleur, et avec Mickus et Hussein (2015), nous pouvons dire que les régions ayant un flux de chaleur élevé sont associées à des PPC moins profonds, tandis que les régions ayant un flux de chaleur faible, sont liées à des PPC beaucoup plus profonds. Le graphe de la figure 34 illustre très bien cette situation.

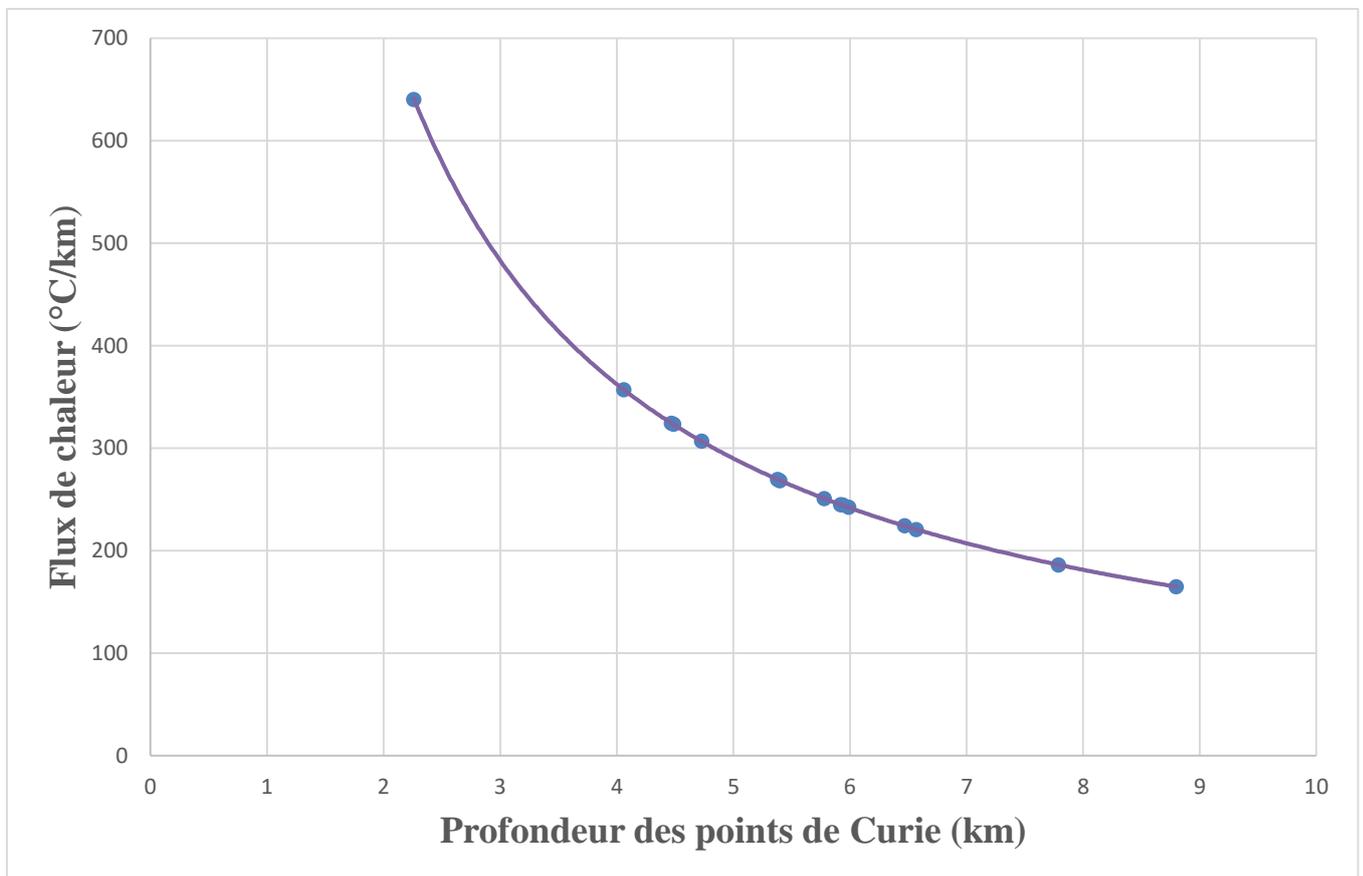


**Figure 33:** Carte représentant la distribution du flux de chaleur dans la zone d'étude.

Blackwell (1971) a montré en étudiant le flux thermique dans les bassins sédimentaires que l'effet de température est plus grand pour les événements thermiques internes (tels les intrusions) et pour les zones métamorphiques et ignées protérozoïques où les lithologies ont en moyenne des conductivités

thermiques élevées (Cermak et Rybach, 1982). Ces informations font de la partie centrale une zone intéressante qui pourrait contenir des intrusions ce qui est une aubaine pour la prospection minière.

De cette réflexion, il se dégage que si les profondeurs de base de sources magnétiques (PPC) généralement faibles obtenues dans la zone d'étude et les valeurs de flux de chaleur élevées qui en découlent peuvent être liées aux effets des événements tectoniques à grande échelle ayant affecté la région ; un flux de chaleur élevé pourrait donc indiquer des phénomènes thermiques à grande échelle. Les régions potentielles pour l'exploration géothermique sont des régions caractérisées par un flux thermique élevé, un gradient de température élevé, et donc une faible profondeur de fond des sources magnétiques (Bansal et al., 2011).



*Figure 34: Variation du flux géothermique en fonction de la profondeur de Curie.*

## 3.5 DISCUSSION

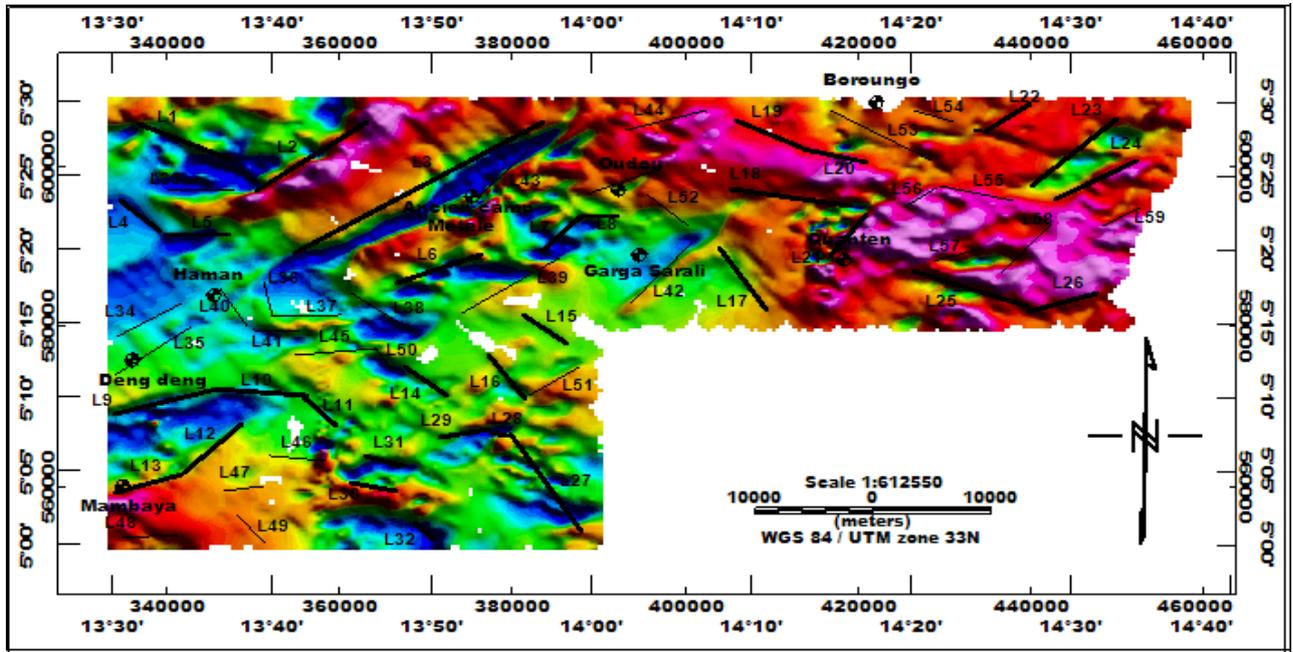
Les résultats obtenus au cours de ce travail sont assujettis aux techniques utilisées pour le traitement des données, et aux contraintes apportées dans le choix des paramètres physiques intervenant dans l'élaboration des modèles. Dans cette section nous allons faire un examen critique de ces résultats afin d'en dégager la corrélation géologico-tectonique aussi bien à l'échelle locale qu'à l'échelle régionale d'une part, et d'autre part les mécanismes de contrôle du flux de chaleur par les éléments structuraux.

### 3.5.1 Analyse structurale des cartes

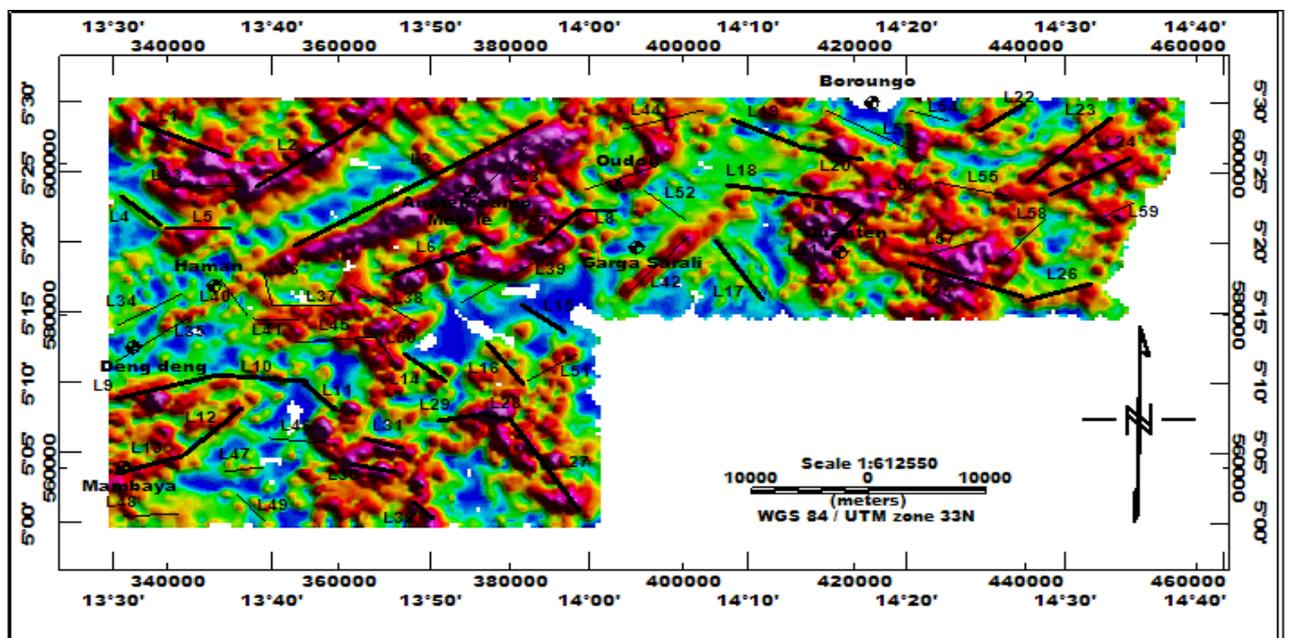
L'analyse et l'interprétation de la carte d'AICM et de ses cartes transformées nous ont permis de mettre en évidence trois domaines à caractéristiques magnétiques différentes dans la région, traduisant probablement le remaniement du vieux continent. Ces domaines sont séparés par des discontinuités magnétiques (gradients), qui pourraient être associées aux multiples contacts et failles situés à des profondeurs variables dans le sous-sol. Ces multiples contacts et failles constituent des zones de faiblesse potentiellement minéralisables. L'application des gradients sur l'AICM-RE a permis de bien individualiser les extensions plus restreintes qui sont associées à des sources superficielles. Le prolongement vers le haut à diverses altitudes nous a permis de confirmer que l'effet des sources superficielles est masqué par celui des sources profondes compte tenu de la faible corrélation entre la carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et la carte géologique de la région. Une approche méthodologique simple basée sur l'utilisation d'image filtrée par trois méthodes de transformations d'anomalies magnétiques à savoir : le signal analytique, la déconvolution d'Euler et l'analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal a contribué à l'élaboration d'une carte structurale interprétative de la zone de Deng Deng – Garga Sarali. Cette carte structurale met en évidence les différents accidents géologiques qui caractérisent le sous-sol de la région.

La superposition des différentes cartes obtenues laisse entrevoir de riches informations. Tenez par exemple, la figure 35-a) illustre que les linéaments suivent de manière générale les directions des différents gradients magnétiques mis en évidence sur l'AICM-RE. Nous relevons aussi que toutes les zones (fortement aimantées ou non) de notre région ont été affectées par la tectonique régionale. La localisation spatiale des linéaments donnée par la carte du signal analytique, corrèle très bien avec la localisation donnée par les maxima du gradient horizontal (figure 35-b). Ceci vient donner une plus value à la carte structurale qui découle de ces travaux. Cette corrélation est d'ailleurs confirmée par la figure 35-c) où la carte des linéaments a été superposée à la dérivée première du signal analytique

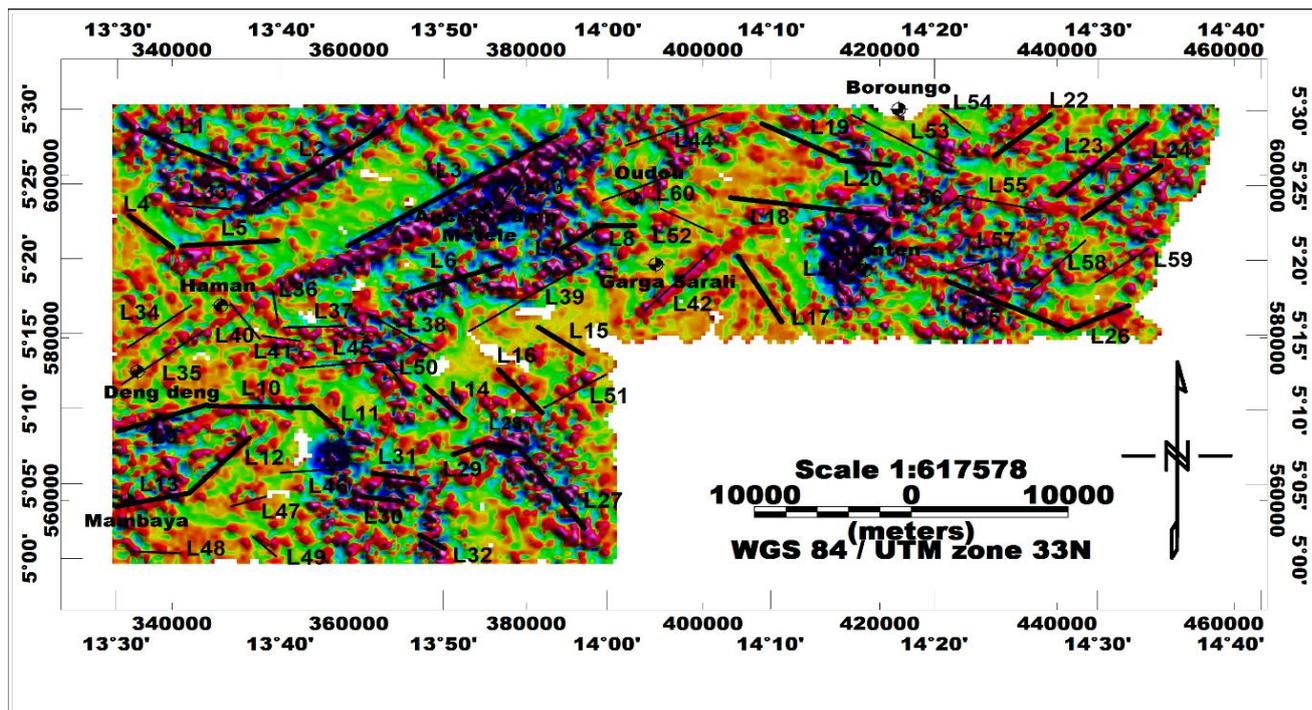
qui a été utilisée pour séparer les anomalies proches et coalescentes. Les contacts mis en exergue plus haut sont donc certains et montrent à suffire que la région d'étude a été le théâtre d'une activité tectonique intense (Yigui et al., 2022).



**Figure 35-a):** Superposition de la carte des linéaments avec l'AICM-RE.



**Figure 35-b):** Superposition de la carte des linéaments avec la carte du signal analytique.

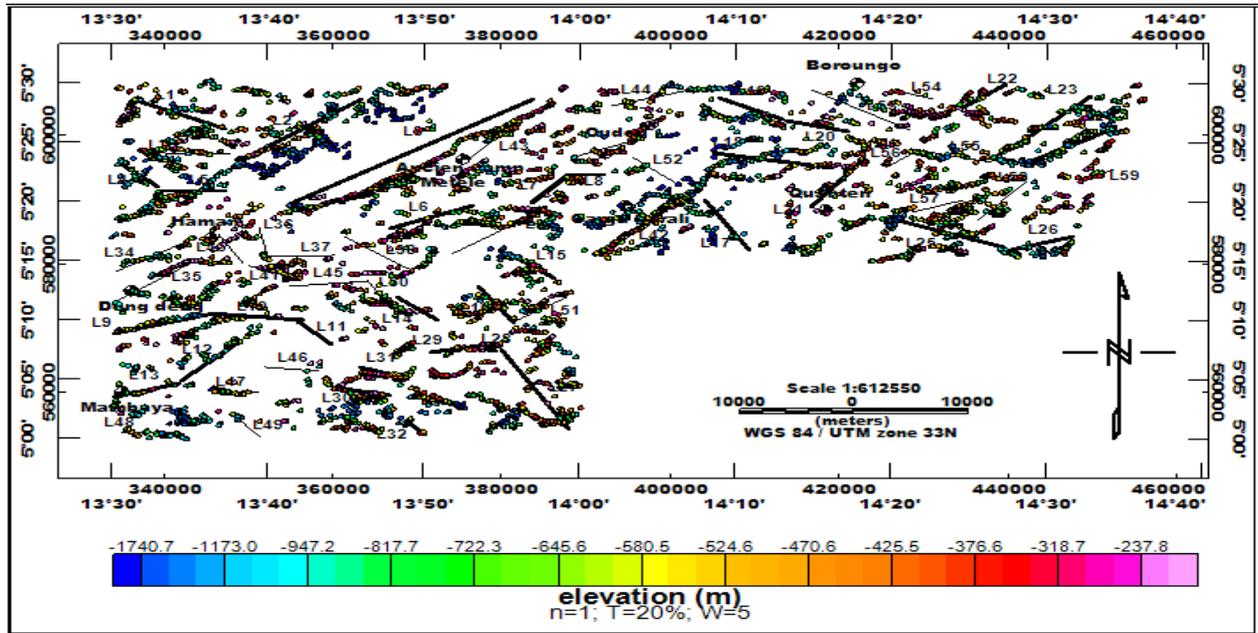


**Figure 35-c) :** Superposition de la carte des linéaments avec la dérivée verticale du signal analytique.

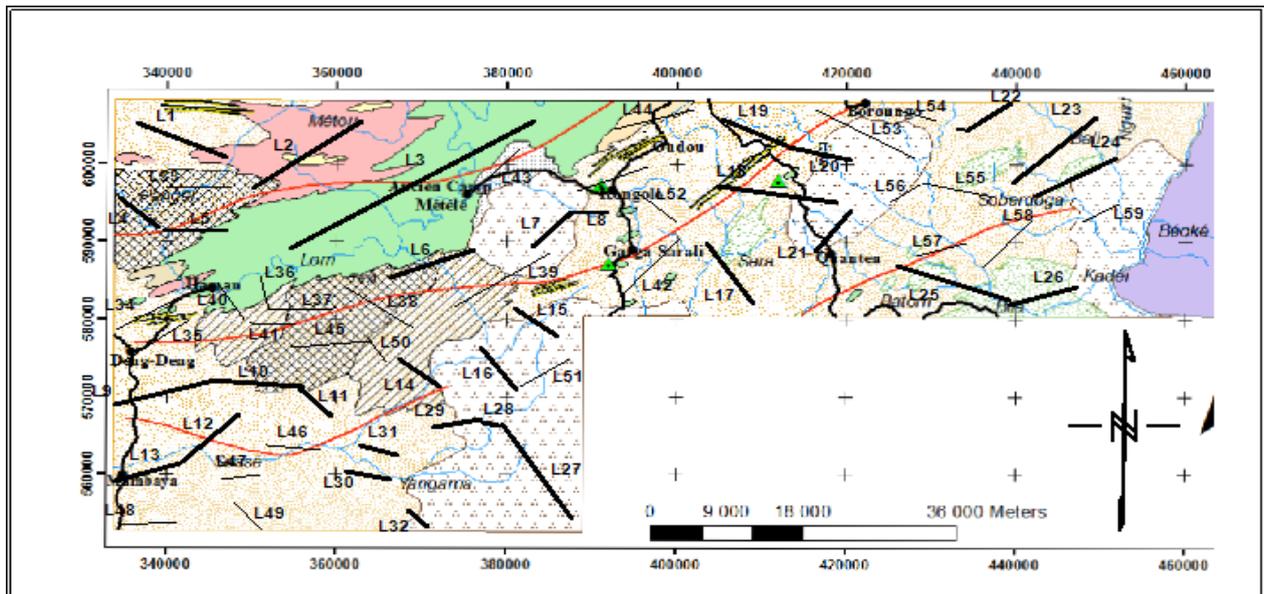
**Tableau 4: Principales failles identifiées et leurs caractéristiques.**

N° DU LINEAMENT CORRESPONDANT AUX FAILLES	DIRECTION DE LA FAILLE	DIRECTION DU PENDAGE	PROFONDEUR MOYENNE (m)	N° DU LINEAMENT CORRESPONDANT AUX FAILLES	DIRECTION DE LA FAILLE	DIRECTION DU PENDAGE	PROFONDEUR MOYENNE (m)
L <sub>2</sub>	ENE-WSW	NW	700	L <sub>23</sub>	NE-SW	Vertical	800
L <sub>4</sub>	NW - SW	Vertical	700	L <sub>24</sub>	ENE-WSW	SE	1200
L <sub>6</sub>	ENE-WSW	Vertical	450	L <sub>26</sub>	ENE-WSW	SE	1200
L <sub>9</sub>	ENE-WSW	Vertical	620	L <sub>30</sub>	E-W	S	350
L <sub>13</sub>	ENE-WSW	Vertical	600	L <sub>33</sub>	ENE-WSW	Vertical	850
L <sub>14</sub>	WNW-ESE	Vertical	700	L <sub>42</sub>	NE-SW	Vertical	380
L <sub>15</sub>	WNW-ESE	Vertical	950	L <sub>47</sub>	E-W	Vertical	600
L <sub>21</sub>	NE-SW	SE	350	L <sub>48</sub>	E-W	Vertical	1200
L <sub>22</sub>	NE-SW	Vertical	350	L <sub>53</sub>	WNW-ESE	Vertical	480
L <sub>60</sub>	NE-SW	SE	350	L <sub>59</sub>	ENE-WSW	Vertical	300

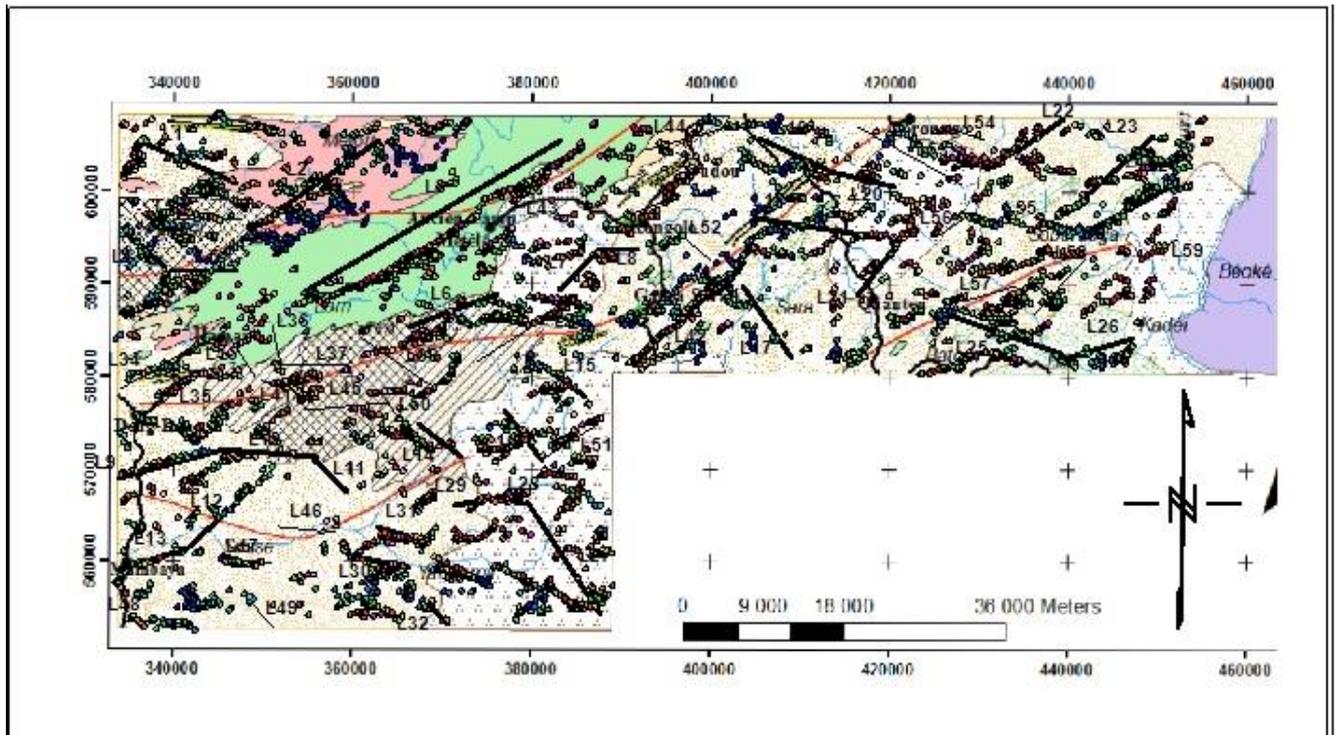
Certaines solutions d'Euler s'alignent quasiment sur des linéaments (figure 35-d). De ce fait, nous pouvons dire sur la base de ce que les solutions d'Euler ont été données pour un indice structural  $N=1$  correspondant aux failles et/ou aux dykes, parmi ces linéaments certains sinon la plupart correspondent à des failles pendant que d'autres seraient simplement de contacts. Ces distinctions sont compilées dans le tableau 4 ci-dessus représenté.



**Figure 35-d) :** Superposition de la carte des linéaments avec les solutions d'Euler.



**Figure 35-e):** Superposition de la carte des linéaments avec la carte géologique.



**Figure 35-f) :** *Superposition de la carte des linéaments, de la carte géologique, avec des solutions d'Euler.*

**Figure 35:** *Cartes résultant de la superposition des linéaments avec les autres significatives.*

La carte des linéaments magnétiques a été superposée à la carte géologique d'une part (figure 35-e), puis dans un second temps, la carte de la figure 35-e) a été superposée aux solutions d'Euler afin d'obtenir la carte structurale interprétative de la zone d'étude ( figure 37-f). Dans cette carte sont résumées les principales limites entre les zones présentant un contraste important de susceptibilité magnétique dans le sol. Ces limites correspondent pour la plupart à des accidents tectoniques. Ces deux cartes précisent et/ou confirment le tracé des structures cassantes issues des études géologiques et géophysiques antérieures d'une part, et d'autre part la richesse de nos résultats met en évidence de nouveaux accidents non détectés par les études géologiques. Les accidents ici relevés sont organisés comme suit :

- Les failles orientées E-W sont (Ngako et al., 2011 ; Mbom Abane, 1997, Trompette, 1994) les plus anciennes de la région et sont étroitement liées à l'évolution géodynamique de la chaîne panafricaine de l'Afrique centrale ;

- Les failles orientées ENE-WSW corrèlent avec la direction majeure des lignes tectoniques qui traversent notre zone d'étude et sont associées à la deuxième déformation D<sub>2</sub>, caractérisée par des plis (S<sub>2</sub>) et une foliation (F<sub>2</sub>) d'après Kankeu et al. (2009) ;
- NW-SE se produisent à la suite de radiations sénestres et dextrales et représentent des fractures avec ou sans écoulement de filon (Kankeu et al., 2009).
- Certains linéaments s'associent pour donner des formes en V inversé et/ou non ; ces linéaments situés au centre et à l'est de la zone d'étude suggèrent des méga-plis à ces sites dans d'anciennes formations granitiques syntectoniques et des gneiss inférieurs causés par la reprise d'événements orientés NE-SW, par ceux orientés NW-SE, d'où le passage des lignes tectoniques à ces endroits.
- A l'échelle régionale, les linéaments NE-SW proches de la surface représentant les événements de déformation régionale D<sub>2</sub> (compression) et D<sub>3</sub> (Extension) (Kankeu et al., 2009). A l'échelle locale, ces linéaments orientés NE-SW qui représentent des failles qui seraient causées par le contact entre la série de Lom (schisteuse) et les roches granito-gneissiques. Leur direction suit celle du cisaillement centre camerounais.
- La présence de linéaments orientés E-W, NE-SW et N-S justifie le caractère intermédiaire de la chaîne panafricaine qui se situe entre les chaînes transsahariennes orientées N-S et la chaîne des Oubanguides orientée E-W (Meying et al., 2009).

La mise en place de ces couloirs témoigne les évènements tectoniques de la région (Regnault, 1986 ; Meying et al., 2009 ; Ndougsa Mbarga et al., 2010). Ces accidents tectoniques sont des ouvertures du sous-sol où peuvent s'accumuler les structures minéralisées (Telford et al., 1990).

Les caractéristiques tectoniques mises en évidence ont des liens avec le système de failles orientées EW, ENE-WSW et NE-SW, identifiées par des études géophysiques réalisés en gravimétrie (Ndougsa- Mbarga et al., 2003 ; Shandini et al., 2011, Shandini et Tadjou 2012), audio-magnétotellurique (Ndougsa - Mbarga et al., 2011) et aéromagnétique (Yandjimain et al., 2017 ; Mono, 2019) dans les régions environnantes.

Le réseau de failles mis en évidence dans notre zone d'étude semble être une extension de celui observé dans les études gravimétriques effectuées par Mbom Abane (1997), Shandani et al. (2011 et 2012) au sud de la zone d'étude. En effet, d'après Mbom Abane (1997), cette zone présente les caractéristiques cumulatives de la tectonique fragile et de la tectonique tangentielle, matérialisées par les directions E-W et ENE-WSW, reflétant vraisemblablement l'existence d'un ancien héritage

tectonique repris dans les plissements et les cisaillements au cours des tectoniques tardifs survenus dans la zone mobile d'Afrique centrale.

### **3.5.2 Estimation de la profondeur des sources d'anomalies**

Les profondeurs estimées des sources d'anomalies à partir des différentes méthodes sont fluctuantes. Une raison à cela est la difficulté à détecter la susceptibilité magnétique qui peut être bien représentative des sources d'anomalies du sous-sol. Les résultats de la profondeur estimée à partir de la méthode du signal analytique, des maxima du gradient horizontal et de la déconvolution d'Euler, indiquent que les structures superficielles et profondes de la zone de Deng Deng – Garga Sarali donnent des résultats, variant entre 0,3 km et 1,2 km.

### **3.5.3 Modélisation 2<sup>3/4</sup>D**

La modélisation 2<sup>3/4</sup>D des profils d'anomalies choisis suivant une direction perpendiculaire à la direction moyenne des anomalies magnétiques, nous a permis d'obtenir des modèles de structure qui indiquent les formations responsables des différentes anomalies. Les modèles présentent une superposition de quatre couches géologiques avec des susceptibilités différentes. Grâce à ces modèles, nous avons pu ressortir que la grande anomalie située aux encablures de l'ancien camp Metele correspondrait à une digue qui a favorisé la mise sur pied du lit du fleuve Lom. De l'autre côté, la zone de Garga Sarali- Quanten a été le théâtre d'intenses mouvements tectoniques.

En effet, aucune formation n'est supposée avoir réellement une susceptibilité homogène du fait des altérations lithologiques et de la variation naturelle de la susceptibilité avec le type de roche. On pourrait donc considérer que dans les modèles proposés, une couche lithologique donnée représenterait un groupe de terrains de contrastes de susceptibilité voisine (Mono, 2019). Ainsi la susceptibilité attribuée à chaque corps serait la susceptibilité moyenne du groupe de terrain.

Il est important, de mentionner que la plupart des affleurements marqués sur la carte géologique ne sont pas représentés dans ces modèles superficiels, cela est dû probablement à leur faible épaisseur qui ne permet pas de causer des modifications significatives sur le champ magnétique.

### **3.5.4 Corrélation entre la profondeur du point de Curie, gradient horizontal, flux de chaleur et la lithosphère de zone d'étude**

Le point de Curie est la température à laquelle les matériaux de la croûte perdent leur capacité à être aimantés de façon permanente. La profondeur à laquelle cette température est atteinte est

principalement contrôlée par le gradient géothermique et les propriétés thermiques des roches. Ces deux facteurs jouent un rôle important dans le contrôle du flux de chaleur d'une zone donnée (Araniz-Rodriques et Orihuela, 2013 ; Mono, 2019). Par conséquent, les variations des valeurs des PPC peuvent être corrélées avec les processus tectoniques, en particulier les processus thermiques conduisant à la collision de la Chaîne Panafricaine Nord Equatorial.

Les cartes des PPC (*figure 30*) et du flux de chaleur (*figure 33*) de la zone d'étude révèlent que les PPC varient entre 2,26 et 8,80 km et que le flux de chaleur est élevé et oscille entre 164,76 et 640,24 mWm<sup>-2</sup>. Ces résultats sont cohérents avec la nature de la collision continentale active de la région marquée par la subduction de la plaque méridionale Craton. Les variations des PPC issus de l'analyse spectrale des données aéromagnétiques et les caractéristiques structurales de la structure thermique sont probablement dues à l'extension ENE-WSW liée au Panafricain.

La profondeur moyenne du Moho au niveau de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale est d'environ 37 km (Tokam Kamga et al., 2010). Une comparaison faite entre cette profondeur et la PPC moyenne issue de notre étude montre que ces dernières sont beaucoup plus faibles que la valeur de la profondeur du Moho dans la zone d'étude. Le résultat obtenu est similaire à celui issu de l'étude de Poudjom Djouani et al., (1992) dans la région d'Adamawa, à partir d'une étude gravimétrique; ou encore de Mono et al. (2019) dans la région de Minta dans le centre Est- Cameroun, à partir d'une étude magnétique qui justifie d'une faible épaisseur de la croûte au niveau de la zone d'étude.

Araniz-Rodriques et Orihuela (2013) ont classé les valeurs de la PPC en deux groupes en fonction de leur position par rapport à la profondeur du Moho: (1) les valeurs des PPC moins profondes que les Moho sont habituellement associées aux zones à fort flux thermique; et (2) les valeurs de PPC plus profondes que le Moho sont typiques des zones tectoniquement et isostatiquement stables avec un faible flux de chaleur. En comparant les résultats de cette étude à ceux réalisés par Feumoe et Ndougsa - Mbarga (2017) dans une région adjacente à la nôtre, on constate bien que le flux de chaleur dans notre zone est élevé par rapport à celui déterminée par Feumoe et Ndougsa (2017) dans la zone du craton, suggérant ainsi le caractère relativement moins stable de notre zone d'étude.

De nombreuses études ont mis en évidence une décroissance significative du flux avec l'âge croissant de la lithosphère continentale (Chapman et Pollack, 1975). De nos résultats, il ressort que notre zone d'étude est caractérisée par de multiples failles et fractures, et un flux de chaleur très élevé.

Ces éléments semblent confirmer l'orogénèse caractérisée par le rajeunissement des structures qui a eu lieu au Panafricain, donc dans la zone d'étude.

L'anomalie du flux de chaleur localisée à l'Est (Deng-Deng, Mambaya, Haman) et à l'Ouest (Boroungo, Quanten) de la zone d'étude pourrait expliquer le séisme observé dans la région en 2019 (08 février) dont la magnitude était de 5,1 sur l'échelle de Richter. Il est donc important de sensibiliser les populations qui occupent ces espaces géographiques aujourd'hui sur la nécessité de respecter les normes de construction, afin de pallier aux effets d'un possible rejeu du flux de chaleur sus évoqués et mis en évidence dans le cadre de ces travaux.

### **3.5.5 Corrélation avec la prospection minière**

La zone d'étude se caractérise par une activité minière artisanale et semi-mécanisée poussée. Cette dernière est soit alluvionnaire (au niveau des lits de cours d'eau), soit éluvionnaire (sur les flancs de collines) ou encore primaire (sur les veines de quartz identifiées).

La prédominance de la direction structurale NE – SW sur la carte des linéaments magnétiques correspond à celle de la série métamorphique et des accidents tectoniques reconnus dans la zone d'étude à savoir la BOSZ, la SF. Le réseau hydrographique dendritique qui est en fait la signature structurale des fractures profondes constitue les structures métallogènes à travers lesquelles les fluides riches en métaux ont circulé. Cette observation est confortée par la concentration des sites d'exploitation artisanale sur les flats et dans les environs immédiats desdits cours d'eau, abritant les fractures secondaires qui sont des structures métallotectes ou pièges à métaux (Pepogo, 2021). De ce fait, avec Pepogo (2020), nous pouvons établir que : (1) les fractures ou structures orientées NNW-SSE et WNW-ESE seraient associées à des structures pré-minéralisations ; (2) les fractures ou structures orientées NE-SW, NNE-SSW seraient associées à des structures syn-minéralisations ; (3) les fractures ou structures ENE-WSW sont post-minéralisations. De ce qui précède, il ressort que la zone d'étude est fortement minéralisée. Cette conclusion peut d'ailleurs être soutenue par la valeur moyenne du flux de chaleur qui est très élevée.

## **3.6 VALIDITE DES RESULTATS**

Les résultats obtenus au cours des interprétations magnétiques sont assujettis d'une part aux techniques utilisées pour le traitement des données, et d'autre part, aux contraintes apportées dans le choix des paramètres physiques intervenant dans l'élaboration des modèles. Toutefois, rappelons

aussi que la fiabilité des interprétations dépend de la précision avec laquelle les résultats ont été obtenus.

La modélisation spatiale des données aéromagnétiques utilise le principe de courbure minimale (en anglais : *minimum curvature*) comme méthode d'interpolation. Elle permet de reconstituer efficacement les aspects structuraux et géologiques du sous-sol exploré en minimisant la perte de données et les erreurs. De plus, les méthodes de transformation et de dérivation utilisées pour le traitement de ces données magnétiques s'appuient sur des algorithmes assez sophistiqués et complexes de minimisation de l'erreur quadratique qui pourrait être générée (Ngoh, 2021). Ces précédents garantissent ainsi la fiabilité des résultats issus de l'interprétation des différentes cartes.

En outre, l'estimation des profondeurs des masses, sources probables des anomalies magnétiques observées s'est effectuée de plusieurs manières et de façon répétitive dans le souci de déterminer la taille de fenêtre optimale et les profondeurs plausibles.

Dans l'étude quantitative, les modèles  $2^{3/4}D$  ont été obtenus avec des erreurs très faibles inférieures à 5%, impliquant ainsi que les résultats des modèles gravimétriques et magnétiques sont fiables.

### 3.6.1 Validité des résultats qualitatifs

L'interprétation qualitative de la carte magnétique du champ total suggère que les structures à l'origine des anomalies observées sont situées en profondeur dans la croûte et constituent des corps intrusifs de forte magnétisation. La superposition des maxima du gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut à différentes altitudes d'une part et la déconvolution d'Euler d'autre part, nous ont permis de caractériser les failles (**voir tableau 2**) failles qui corrèlent bien avec des lignes de failles et des lignes tectoniques présentes dans la région, et qui de façon transversale, renseignent sur l'aspect structural et tectonique de notre zone d'étude.

La carte interprétative de la région (figure 35-e), obtenue par superposition de la carte des linéaments magnétiques et à la carte géologique résume, après suppression de l'effet des structures profondes des champs magnétiques totaux observés, les signatures des corps peu profonds. Ces corps peu profonds sont associés à des substances telles que la magnétite, l'hématite, qui contiennent un gisement de minerai de fer (exploration magnétique).

Les principales limites entre les zones présentant un contraste important de susceptibilité magnétique du sous le sol correspondent à des accidents tectoniques. Ce qui confirme et précise le tracé des structures cassantes issues des études géologiques et géophysiques antérieures, mais aussi, met en évidence de nouveaux accidents non détectés par les études géologiques.

### 3.6.2 Validité des résultats quantitatifs

Avant d'en dire plus sur les modèles obtenus, rappelons tout d'abord que trois paramètres ont sous tendus notre modélisation à savoir: le contraste de susceptibilité magnétique, la profondeur(ou les limites d'extension verticale) et la forme des sources. Les modèles obtenus peuvent être considérés comme fiables compte tenu de la précision suffisamment élevée (inférieure à 5%). Toutefois, outre l'estimation des profondeurs et la forme, le paramètre de susceptibilité n'est pas contraint, laissant alors la possibilité d'avoir une infinité de modèles de terrain, tous pouvant être aussi différents les uns que les autres. L'incertitude de la profondeur de l'isotherme de Curie, que l'on suppose être l'épaisseur de la croûte magnétique, fut de  $\pm 5\%$ . Tout ceci permet une optimisation de l'estimation des profondeurs de Curie tout en évitant de surestimer ou de sous-estimer les paramètres recherchés.

Ainsi, la fiabilité des conclusions dépend de la précision avec laquelle les résultats ont été obtenus. Notons tout de même que les formations susceptibles d'être magnétiques ne peuvent se trouver à des profondeurs supérieures à celle du point de Curie. Cette profondeur est difficile à préciser. En admettant avec Chapman et Pollack (1995), un flux thermique de  $40\text{mW/m}^2$  pour l'Afrique centrale, et une température de Curie de  $300^\circ\text{C}$  (cas des roches hautement métamorphisées et granitisées présentes dans la région) on peut dépasser suivant le gradient géothermique, des profondeurs de Curie de 25 km. Cette hypothèse semble raisonnable pour des terrains très anciens où le gradient doit être relativement faible. En effet, la carte magnétique montre très peu de corrélation avec la géologie de surface.

Au regard des modèles obtenus et de la carte des linéaments, nous pouvons affirmer sans nul doute que notre zone d'étude a été le théâtre d'une intense activité tectonique. De plus, les zones d'intrusion suggérées sur les cartes de l'AICM et de l'AICM-RE seraient plutôt conformément aux modèles obtenus des zones d'intenses concassements tectoniques ou alors dues à des remontées granitiques sous les couvertures ce qui, de toute façon est de bon augure pour l'exploration minière car elles constituent des pièges à minerais (Yigui et al., 2022).

En clair, la zone d'étude montre l'existence d'une tectonique cassante marquée par des failles de directions diversifiées en accord avec les directions tectoniques et structurales connues de notre zone d'étude (Coyne et Bellier, 2010 ; Gazel et Gérard, 1954 ; Kankeu et al., 2009 ; Nih et al., 2012 ; Yigui et al., 2022).

L'analyse et l'interprétation des résultats de l'investigation géophysique par la méthode magnétique dans la région de Deng Deng - Garga Sarali à l'Est - Cameroun, domaine encore sous-exploré malgré la présence des multiples mines d'exploitation, ont révélé un relief magnétique assez complexe et très perturbé, caractérisé par une distribution éparse des anomalies magnétiques et une relative superposition de ces anomalies avec les limites ou formations géologiques. Néanmoins, les signatures magnétiques nous ont renseigné sur les différentes entités de la zone. Les patrons magnétiques obtenus dans cette zone sont à prédominance NE-SW, E-W et ENE-WSW, avec toutefois une direction dominante NE-SW qui serait l'empreinte magnétique d'un des nombreux mouvements tectoniques qui auraient affecté cette région. Les modèles réalisés le long des profils prélevés à partir de la carte d'AICM\_RE ont mis en évidence un socle granito-gneissique fortement faillé, la présence de multiples fossés de dépôts sédimentaires, mais aussi des remontées granitiques dans les couvertures dont la plus significative est située au niveau de l'ancien camp Metele et épouserait le lit du fleuve Lom. L'estimation des profondeurs de Curie de la zone d'étude a donné une plage de profondeurs allant de 2,26 km à 8,80 km, dont la tendance structurale épouse les deux axes principaux de déformations à savoir NE-SW et NW-SE. L'estimation de ces profondeurs de Curie renseigne sur le potentiel géothermal de cette zone, qui semble au-dessus de la moyenne mondialement connue. Ainsi, cette zone peut à certains égards être considérée comme à potentiel géothermal exploitable.

# **CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES**

De façon transversale, dans ce travail, diverses techniques d'analyse et d'interprétation ont été appliquées aux données aéromagnétiques dans l'optique de faire naître la cartographie géologique de la zone de Deng Deng – Garga Sarali, et conjointement estimer la profondeur relative des masses perturbatrices afin d'évaluer le potentiel géothermal de la région. L'ensemble des observations et analyses converge vers une région à relief magnétique complexe et très perturbé, caractérisée par une distribution constellée des anomalies magnétiques et une faible superposition de ces anomalies avec les limites ou formations géologiques locales. Toutefois, les signatures magnétiques observées ont permis d'identifier les différentes entités de la zone. Les patrons magnétiques obtenus dans cette zone sont à prédominance NE-SW, E-W et ENE-WSW, avec néanmoins une direction dominante NE-SW à ENE-WSW qui serait l'empreinte magnétique d'un des nombreux mouvements tectoniques ou du métamorphisme qui auraient affecté cette région. En outre, la ressemblance observée quant au relief magnétique global de la région qui couvre par endroits plusieurs formations géologiques distinctes laisse entrevoir des formations ou unités géologiques ayant pris naissance d'une seule et unique roche mère mais auraient connu des phénomènes de métamorphisme différents.

Les linéaments mis en évidence et interprétés comme des dykes, des failles, des contacts ou des limites entre les formations géologiques présentent des directions structurales NNE-SSW, ENE-WSW, WNW-ESE, NE-SW, NW-SE et E-W. La plupart de ces directions (ENE-WSW, NNE-SSW et E-W) correspondraient aux tendances régionales, héritées de l'histoire tectonique du grand domaine panafricain, qui aurait entraîné la création d'autres structures telles des fossés de dépôts sédimentaires.

Les modèles obtenus ont révélé un modèle de terrain fait de quatre grandes couches dont les formations sus-jacentes reposent sans discordance apparente sur un socle granito-gneissique. Ces modèles présentent un relief de sous-sol perturbé et parfois même très perturbé. La présence de ces failles ou fracturation est associée aux accidents tectoniques ayant affecté la région d'étude. Ces accidents auraient été engendrés par les mouvements tectoniques dûs aux différentes phases d'orogénèse ayant eu cours dans la région. Au-delà de ces fractures, ces modèles de socle mettent clairement en évidence l'existence probable de synformes ou fossés de dépôts de formations volcano-sédimentaires, des dykes et des failles.

L'estimation des profondeurs de toit des masses responsables de ces anomalies par la méthode analytique de déconvolution d'Euler a révélé des plages de profondeurs allant de 0,2 km à environ 1,8 km.

Conjointement, l'estimation des profondeurs de Curie de la zone d'étude a donné une plage de profondeurs allant de 2,9 km à environ 7 km. Ces valeurs permettent à partir des modèles obtenus de se faire une idée sur la litho-stratigraphie de la zone d'étude. Ainsi, ces différentes épaisseurs crustales de la région d'étude permettent de faire ressortir les différentes zones géothermales et d'évaluer le potentiel géothermal de la région. Les régions de faible profondeur de Curie au Centre de la région d'étude (Garga Sarali) se trouvent au-dessus des lithologies métamorphiques et ignées du Protérozoïque.

Les valeurs des profondeurs de Curie obtenues et celles de conductivité thermique moyenne, nous ont permis de déduire les valeurs de flux de chaleur de la zone d'étude. Ces valeurs varient entre 164,76 mW/m<sup>2</sup> et 640,24 mW/m<sup>2</sup>. Ces valeurs de flux de chaleur sont supérieures à la moyenne mondialement reconnue. De ce fait, cette région présente un potentiel géothermal exploitable. Les tendances générales des profondeurs de Curie obtenues sont cohérentes avec les directions structurales de la région, tendances pouvant être associées soit aux déformations résultant des mouvements de décrochement orientés NE-SW associés aux importants mouvements tectoniques ayant affecté la région (cisaillement centre camerounais, faille de la Sanaga), soit alors à grande échelle à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Le niveau de cohérence des structures géologiques mises en évidence avec les traits géologiques de la région témoignant de la validité des résultats issus de cette investigation, on a dans l'ensemble des résultats acceptables qui corroborent un certain nombre de faits géologiques déjà connus. Mais plus encore, ces résultats ont permis la mise en évidence de l'existence de plusieurs structures sub-superficielle et des zones à potentiel géothermal dans cette région d'étude.

Sous réserve des incertitudes émises, ce travail s'inscrit dans une dynamique de recherches minières et environnementales dans la mesure où les résultats obtenus ont fourni une variété d'informations géologiques et géophysiques utiles à la localisation des ressources naturelles, à la prédiction des risques/catastrophes naturelles, à des études environnementales et l'exploration de l'énergie géothermique de la région.

La méthode magnétique, comme toute autre méthode géophysique ne suffit pas pour mener seule une prospection de reconnaissance. Elle doit souvent être couplée à une autre méthode pour avoir le maximum d'informations sur l'étude et la connaissance d'une structure géologique bien définie. Bien que le magnétisme permette de mettre en évidence les limites entre les structures de

forts contrastes de susceptibilité, il ne peut pas, localiser les contrastes situés au-delà de la profondeur isotherme dite profondeur de Curie. Afin d'approfondir l'investigation de cette région et parfaire cette étude, il est donc envisagé pour la suite et ceci dans un futur très proche de :

- Combiner les méthodes gravimétriques et magnétiques pour une modélisation avec prise en compte de la topographie afin de délimiter les structures, détecter des zones affectées par une altération hydrothermale (démagnétisation, abaissement de la densité) ou des zones silicifiées (augmentation de la densité) (ces travaux sont en cours) ;
- Utiliser les méthodes géoélectriques et de polarisation induite pour détecter les anomalies conductrices qui traditionnellement marquent la présence de fluides à haute température ou de minéraux hydrothermalisés ;
- Dans la mesure du possible (compte tenu du coût élevé), faire usage de la méthode sismique pour pouvoir délimiter avec plus de précision les zones fracturées ou zones actives de fracturation de la région.

Pour finir, une étude plus détaillée des différentes anomalies le long des profils choisis est à préconiser afin de déterminer les dimensions, le pendage et les coordonnées des fossés mis en évidence. Il est aussi à préconiser des campagnes de sensibilisation afin de promouvoir la valorisation des ressources minérales et géothermales de ladite région.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Abate Essi, J.M., Marcel, J., Yene Atangana, J.Q., Ahmad Diab, A., Dassou, E.F., Mbossi, E.F., Mvondo Ondo, J. and Penaye, J.,** (2017). Interpretation of gravity data derived from the Earth Gravitational Model EGM 2008 in the Center-North Cameroon: structural and mining implications. *Arab J Geosci* 10, 130. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2919-y>
- Abdelsalam, M. G., Liegeois, J. P., and Stern, R.J.,** (2002). The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- Akwinga, V.A., Basem, Z., Bernd, L., Dirk, F., Ray, B. and Cheo, E.S.,** (2014). Geochemistry and geochronology of the ~620 Ma gold-associated Batouri granitoids, Cameroon, *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2014.951003
- Allard, M. et Bois, D.,** (1999). *La géophysique appliquée à l'exploration minérale*. Montréal : Rouyn-Noranda : Centre collégial de développement de matériel didactique, Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue.
- Ansari AH and Alamdar, K.,** (2009). Reduction to the pole of magnetic anomalies using analytic signal. *World Appl Sci J.*;7(4):405–9. ISSN 1818-4952.
- Araniz-Rodrigues, M. S. and Orihuela, N.,** (2013). Curie point depth in Venezuela and the the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590, 38–51.
- Balsley, J.R.,** (1952). *Aeromagnetic Surveying: Advances in Geophysics*, Academic Press, New York. Volume 1, 313-349.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P. and Krawczyk, C.M.,** (2011). Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics*, 76(3), 11-22.
- Baranov, V. and Naudy, H.,** (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.
- Barraclough, D. R.,** (1987). International geomagnetic reference field: the fourth generation, *Phys. Earth Planet. Int.*, 48, 279-292.
- Basseka, C.A., Shandini, Y. and Tadjou J.M.,** (2011). Subsurface structural mapping using gravity data of the northern edge of the Congo Craton, South Cameroun. *Geofizika*, 28, 229-245.
- Béa, A., Cocheme, J.J., Trompette, R., Affaton, P., Soba, D. et Sougy, J.,** (1990). Grabbens d'âge paléozoïque inférieur et volcanisme tholéiitique associé dans la région de Garoua au Nord-Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, 10 (4), 69-667.
- Bertrand, J. M., Barbey, P., Latouche, L. et Macaudiere, J.,** (1994). Le socle précambrien du Cameroun, une revue partielle des travaux récents. *Pangea* 21, 33-41.

- Bessoles, B et Trompette, R.,** (1980). Géologie de l’Afrique. La chaîne Pan-Africaine « Zone Mobile » d’Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise. Mémoire BRGM.;71–8246(92):396.
- Blakely, R. B.,** (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University press, Cambridge, G B, pp. 441.
- Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.,** (1977). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42, 41–50.
- Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.-K.,** (1975). Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie points isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80, 4461–4465.
- Bhattacharyya, B.K.,** (1978). Computer Modeling in Gravity and Magnetic Interpretation. *Geophysics*, 43, 912-929. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1440873>;
- Bidzang Ndong, F., Ntomba, S. M., Messi, E. J. et Okia, D.,** (2014). Géochimie comparative des sédiments de ruisseaux des rives droite et gauche du sous-bassin hydrographique de Koubou (Est-Cameroun), *Afrique Science*, 10(3), 171-181.
- Black, R.,** (1966). Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. *Comptes Rendus. Académies des Sciences Paris*, 262 (D), 1046-1049.
- Black, R.,** (1967). Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. *Chrono Min.Rech. min.*, Paris, 364,225-238.
- Blackwell, D.,** (1971). The thermal structure of the continental crust. In: Heacock, J.D. (Ed.), *The Structure and Physical Properties of the Earth’s Crust*. AGU, *Geophys. Monogr. Ser.*, 14, 169–184
- Blakely, R. J. and Simpson, R. W.,** (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Blakely R. B.** (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge, G B: Cambridge University Press; p. 441. doi: 10.1017/CB09780511549816.
- Bouiffiane, M.,** (2008). Cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d’une région du Fossé Rhénan. Thèse, Univ., Université Louis Pasteur- Strasbourg I, 206 pages
- Bouligand, C., Glen, J.M.G. and Blakely, R.J.,** (2009). Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1-25.
- Burger, H., Sheehan, A.F. and Craig, H.J.** (2006). *Introduction to Applied Geophysics (Exploring the shallow subsurface)*. W.W. Norton & Company, New York, 554 pages.

- Cady, J. W.**, (1980). Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prism. *Geophysics*, 45, 1507 – 1512.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thieblemont, D., Triboulet, C. and Chevremont, P.**, (1994). Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Res.*, 69, 327-344.
- Cermak, V. and Rybach, L.**, (1982). Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. Springer-Verlag Publishing, Berlin, 305-343.
- Chapman, D. S. and Pollack, H. N.**, (1975). Global heat flow: A new look. *Earth Planet SciLett.*;28:23–32. <http://hdl.handle.net/2027.42/21952>
- Christopher, H. and Armstead, H.** (1978). *La Géothermie, Exploration – Forage - Exploitation*, Edition du Moniteur, Paris, 167 pages.
- Clark, D.A. and Emerson, D.W.**, (1991). Notes on rock magnetisation characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22, 547-555.
- Clark, D. A.**, (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys, *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 83-103.
- Clifford, T. N. and Gass, I. G.**, (1970). *African Magmatism and Tectonics*. Oliver and Boyds, Edinburg 1-26.
- Collignon, F.**, (1968). *Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun*. ORSTOM Paris, 35 pages.
- Collignon, F.**, (1969). *Contribution géophysique à l'étude du bassin de la Bénoué*. Yaoundé : ORSTOM, 29 p.
- Cooper, G. R. J.**, (2003). Grav2dc. 2.10. An interactive Gravity Modeling Program for Microsoft Windows. School of Geosciences University of the Witwatersrand, Johannesburg 2050 South Africa.
- Cordell, L. and Grauch, V. J. S.**, (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze W.J. (ed.) – *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Society Exploration. *Geophysics*,181-197;
- Cornacchia, M. et Dars, R.**, (1983). Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments Centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull Soc Geol Fr.*;25:101–9. doi: 10.2113/gssgfbull.S7-XXV.1.101.
- Corpel, J. et Debeglia, N.**, (1978). Réinterprétation aéromagnétique Cameroun : Yaoundé-Akonolinga, Ebolowa-Djoum. BRGM/GPH, 120 pages.
- Coyne et Bellier** (2010). *Aménagement hydroélectrique de Lom Pangar*. Doc n° 10108-RP-400-B;

- Dawson, J. et Robillard, C.,** (2012). Rapport sur l'interprétation des levés aéroportés gravimétriques et magnétiques effectués par UTS GEOPHYSICS en 2009 sur les blocs 17 et 25 au nord de Bamako au Mali. Associated geosciences limited. 14 pages
- Déruelle, B., Moreau, C., Nkombou, C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogumu, R.T. and Nono, A.,** (1991). The Cameroon Line: review. In A. B. Kmapunzu and R.T. Lubala (eds), *Magmatism in extensional structural settings*. Springer-Verlag, 274-327.
- Dobrin, M. B. and Savit, C. H.** (1988). *Introduction to geophysical prospecting*. New York: McGraw-Hill; p. 867. doi: 10.1126/ science.117.3029.65.
- Dorbath, L., Dorbath, C. W. et Fairhead, J. D.,** (1984). Structure de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua (Cameroun). *C.R. Acad. Sci. Paris* 298, Sér.11, 539-542.
- Dorbath, L., Dorbath, W., Fairhead, J. D. and Stuart, G. W.,** (1986). A teleseismic delay time study across the Central African Shear Zone in the Adamawa region of Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 86, 751-766.
- Dumont, J.F., Toteu, S. F. et Penaye, J.,** (1985). Ensembles structuraux et principales phases de déformations panafricaines dans la zone mobile du Nord Cameroun, Région de Poli. *Revue des Sciences et Techniques, Série Sciences de la Terre, Yaoundé*, 1, 9-23.
- Dumont, J. F.,** (1987). Etude structurale des bordures Nord et Sud du plateau de l'Adamaoua: influence du contexte atlantique. *Géodynamique* 2 (1), 55-68.
- Ekwueme, B. N. and Kröner, A.,** (2006). Single zircon ages of migmatitic gneisses and granulites in the Obudu Plateau: Timing of granulite-facies metamorphism in southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 459-469.
- Ekwueme, B. N. and Kröner, A.,** (1998). Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 26, 195-205.
- Eno Belinga, S.M.,** (1984). *Géologie du Cameroun*. Librairie Universitaire de Yaoundé, République Unie du Cameroun. 307 pages.
- Fairhead, J. D. and Okereke, C. S.,** (1988). Depth to major density contrast beneath the West African rift system in Nigeria and Cameroon based on the spectral analysis of gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, 7, 769 – 777.
- Fedi, M. and Florio, G.,** (2003). Decorrugation and removal of directional trends of magnetic fields by the wavelet transform: application to archaeological areas. *Geophysical Prospecting*, 51, 261–272.

- Ferraccioli, F., Gambetta, M. and Bozzo, E.,** (1998). Microlevelling procedures applied to regional aeromagnetic data: an example from the Transantarctic Mountains (Antarctica), *Geophysical Prospecting*, 46, 177-196.
- Ferré, E. C, Gleizes, G. and Caby, R.,** (2002). Tectonics and post-collisional granite emplacement in an obliquely convergent orogen: the Trans-Saharan belt, Eastern Nigeria. *Precambrian Research*, 114, 199-219.
- Ferré, E. C., Déléris, J., Bouchez, J. L., Lar, A. U. and Peucat, J. J.** (1996). The Pan-African reactivation of Eburnean and Archean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of Geological Society of London*, 153, 719-728.
- Feumoe, A. N. S., Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E. and Derek Fairhead, J.,** (2012). Delineation of tectonic lineaments using aeromagnetic data for the south-east Cameroon area. *Geofizika*, 29, 33-50.
- Feumoe, A. N. S. & Ndougsa-Mbarga, T.,** (2017). Curie Point Depth Variations Derived from Aeromagnetic Data and the Thermal Structure of the Crust at the Zone of Continental Collision South-East Cameroon. *Geophysica* 2017, 52(1), 31–45.
- Feumoe ANS.** (2014). Apport des filtrages et inversions 2D1/2 des anomalies aéromagnétiques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs au Sud-est Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD ès sciences. Université de Yaoundé I; p. 143.
- Finn, C. A. and Ravat, D.,** (2004). Magnetic depth estimates and their potential for constraining crustal composition and heat flow in Antarctica. *EOST. Am. Geophys. Un.*, 85, Fall meeting Suppl., Abstract, T11A-1236.
- Fleury, S.,** (2011). Méthode magnétique appliquée à l'exploration multi-échelle du Bassin de Francheville. Thèse de Doctorat de l'université de Strasbourg, France, 333 pages.
- Gaffney, C.,** (2008). Detecting trends in the prediction of the buried past. *Review of Geophysical Techniques in Archeology, Archaeometry*, 50 (2), 313-336.
- Ganno, S., Nzenti, J.P., Ngnotue, T., Kankeu, B. and Kouankap, N.G.D.,** (2010). Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, Northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research* 2 (1), 001–015.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang, C.K., Mvondo Ondoa, J., Satir, M. and Tchakounte, N.J.,** (2008). Zircon 207 Pb/206 Pb evaporation ages of panafrican metasedimentary rocks in the Kombe-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51, 77-88.

- Ganwa, A. A.,** (1988). Caractérisation géologique d'une unité structurale de la déformation tangentielle panafricaine dans la région de Ndom, secteur Kombé II-Mayabo Yaoundé. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun). 345 pages
- Gavazzi, B.,** (2015). Méthode magnétique multi-échelle à trois dimensions appliquée à l'étude archéologique du site de Qasr Allam, oasis de Bahariya, Egypte. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, spécialité Géophysique Archéologie, 229 pages.
- Gazel, J. et Gerard, G.,** (1954). Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500000, feuille Batouri-Est avec notice explicative. Yaoundé, Cameroun: Mémoire Direction des Mines et de la Géologie; p. 43.
- Gazel, J., Hourcq, V. et Nicklès, M.,** (1956). Carte géologique du Cameroun à 1/1000.000, 2 feuilles avec notice explicative. Bulletin Direction Mines et Géologie Cameroun, N° 2.
- Gazel, J.,** (1955). Notice explicative sur la feuille Batouri-Ouest. Direction des Mines. Cameroun, Yaoundé, 44 pages.
- Gazel, J.,** (1954). Carte géologique de reconnaissance du Cameroun. Feuille N° : NB.33. S.O.E.030. Dressée et publiée par le Service des Mines du Cameroun.
- Genik, G. J.,** (1992). Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins Niger, Chad and Central African Republic C.A.R. Tectonophysics, 213, 169- 185.
- Gérard, A. and Debeglia, N.,** (1975). Automatic three-dimensional modeling for the interpretation of gravity or magnetic anomalies. Geophysics, 40, 6, 1014-1034.
- Gerard A. et Griveau P.,** (1972). Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. Geophys Prospect.;20(2):459–81.  
doi: 10.1111/j.1365-2478.1972.tb00648.x.
- Ghosh, G. K. Gupta, R. D., Khanna, A. K. and Singh, S. N.,** (2012). Application of Euler deconvolution of gravity and magnetic data for basement depth estimation in Mizoram area. Geohorizons; 13–9. doi: 10.3997/2214-4609.20143715.
- Gibson, R. I. and Millegan, P. S.,** (1998). Geology applications of gravity and magnetic: Case histories. Society of Exploration Geophysicist. 171 pages.
- Goodwin, A. M.,** (1988). Aspect of Precambrian cyclic growth in the Atlantic region. Journal of African Earth Sciences, 7, 499-505.

- Gouet, D. H., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Assembe, S. P. and Man-Mvele Pepogo, A. P.,** (2013). Gold Mineralization Channels Identification in the Tindikala-Boutou Area (Eastern-Cameroun) Using Geoelectrical (DC & IP) Methods: A Case Study. *International Journal of Geosciences*, 4, 643-655.
- Gouet, D. H.,** (2014). Applications des méthodes geoelectriques (DC&IP) à l'identification des cibles minières et des aquifères dans la zone de Boutou- Colomine (Est-Cameroun). Thèse de Doctorat/ PhD.Université de Yaoundé I. Faculté des Sciences; p. 193.
- Green, A. A.,** (1983). A comparison of adjustment procedures for leveling aeromagnetic survey data, *Geophysics*, 48, 745-753.
- Groune, D.,** (2009). Analyse Magnéto-Spectrométrie des Données Aérogeophysiques du Grand Fossé Pharisien (Hoggar Occidental). Thèse UMBB Algérie, 143p.
- Gunn, P. J.,** (1975). "Linear Transformation of Gravity and Magnetic Fields. *Geophysical Prospecting*, 23 (2), 300-312.
- Hadamard, J.,** (1902). Sur les problèmes aux dérivées partielles et leurs Significations physique. *Princeton University Bulletin*, 13, 49-52.
- Herinsolo, J.,** (2008). Essai de cartographie par la spectrométrie Gamma et la magnétométrie d'une zone à fort recouvrement latéritique et à faible densité d'affleurement : cas d'Ambodilazana- Toamasina. Mémoire de fin d'études de Maîtrise ès Science et Techniques en Géophysique appliquée, Spécialité Mines et environnement, Univ. D'Antananarivo, Fac. Sciences, 88 p.
- Hinze,W. J.,** (1985). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. *Society of exploration of geophysist*. p 469
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C. and Shyu, C. T.** (1996). High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies; an enhanced analytic signal technique. *Geophysics*. 61:373–86. doi: 10.1190/1.1443966.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. et Banerjee, S. K.** (1995). Magnetic properties of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, 189-204.
- Kankeu, B., Greiling, R. O. and Nzenti, J. P.** (2009). Pan-African strikeslip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structures in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Res.*;174:258–72. doi: 10.1016/j.precamres.2009.08.001.
- Kankeu, B. and Greiling, R. O.,** (2006). Magneticfabrics (AMS) and transpression in the Neoproterozoic basement of Eastern Cameroon (Garga-Sarali area). *NeuesJahrbuch Geol Palaontol–Abhandlungen.*;239:263–87. doi: 10.12691/jgg-6-3-4.

- Kankeu, B.**, (2008). Anisotropie magnétique des roches dans la zone de Garga-Sarali Betare-Oya. Thèse de doctorat. Université de Yaoundé I. Faculté des Sciences; p. 298.
- Kennedy, W.Q.** (1964). The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m. y) tectonic episode. 8th Ann. Rep. Res.Inst. African geol. Univ. Leeds: 48.
- Khattach, D., Keating, P., Mili E. M., Chennouf T., Andrieux, P. and Milhi, A.**, (2004). Apport de gravimétrie à l'étude de la structure du basffa (Maroc nord-oriental) : implications hydrogéologiques. *Geoscience*, 336, 1427-1432.
- Khattach, D., Mraoui, H., Sbibih, D. et Chennouf, T.**, (2006). Analyse multi-échelle par ondellettes des contacts géologiques : application à la carte gravimétrique du Maroc nord-oriental. *C. R. Geoscience* 338, 521-526.
- Khattach D., Keating P., Mili E.M., Chennouf T., Andrieux P & Milhi A.** (2004). Apport de gravimétrie à l'étude de la structure du basffa (Maroc nord-oriental) : implications hydrogéologiques. *Geoscience*, 336, 1427-1432.
- Khojamli, A., Ardejani, F., Moradzadeh, A., Kalate, A., Kahoo, A. and Porkhial, S.** (2016). Estimation of Curie point depths and heat flow from Ardebil province, Iran, using aeromagnetic data. *Arab. J. Geosci*, 9, 383.
- Lasserre, M. et Soba, D.**, (1979). Migmatization d'âge panafricain au sein des formations Camerounaises appartenant à la zone mobile d'Afrique Centrale. *Compte Rendu Sommaire Société Géologique de France* 2, 64-68.
- Le Mouél, J. L.**, (1970). Le levé aéromagnétique de la France. Calcul des composantes du champ à partir des mesures de l'intensité. *Ann. de Géophysique*, 26, 229-258.
- Li, X.**, (2006). Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics.*;71:13–6. doi: 10.1190/1.2184367.
- Liégeois, J. P., Latouche, L., Boughara, M., Navez, J. and Guiraud, M.**, (2003). The Latea meta-craton, (central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37, 161-190.
- Louis, P.**, (1970). Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Bulletin ORSTOM*, 42p.
- Lowrie, W.**, (2007). *Fundamentals of geophysics*, second Edition, Cambridge University Press, 393 pages.
- Luyendyk, A. P. J.**, (1997). Processing of airborne magnetic data, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 31-38

- Maden, N.**, (2010). Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in Erciyes stratovolcano central Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 167, 349-358.
- Manguelle-Dicoum, E., Bokosah, A. S. and Kwende-Mbanwi, T.E.** (1992). Geophysical evidence for a major Precambrian Schist-Granit boundary in southern Cameroon. *Tectonophysics*, 205, 437-446.
- Mbom Abane, S.**, (1997). Investigation géophysique en bordure du craton du Congo région d'abong-Mbang/Akonolinga, Cameroun et implications structurales. Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences. Université de Yaoundé I. Faculté des Sciences; p. 187.
- Mero Yannah, Cheo, Suh, E. and Mboudou G. M.** (2015). Quartz Veins Characteristics and Au Mineralization Within the Batouri Au District, East Cameroon. *Science Research*. Vol. 3, No. 4, , pp. 137-149. doi: 10.11648/j.sr.20150304.12
- Meying, A., Ndougsa-Mbarga T. and Manguelle-Dicoume, E.** (2009). Evidence of fractures from the image of the subsurface in the Akonolinga-Ayos area (Cameroon) by combining the classical and the Bostick approaches in the interpretation of audiomagnetotellurics data. *J Geol Min Res.*;1(8):159–71. doi: 10.5897/JGMR.9000023.
- Meying, A.**, (2011). Investigations crustales profondes et superficielles par méthode audio magnéto-tellurique AMT dans la région Ayos-Nguelmendouka Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD de l'Université de Yaoundé I, 139 pages.
- Mickus, K. and Hussein, M.**, (2015). Curie Depth Analysis of the Salton Sea Region, Southern California. *Pure and applied geophysics*, 172 (6), 1383-1780.
- Minyem, D., Njoumbe, E. S. et Nédélec, A.**, (1987). Métamorphisme et déformation dans le secteur d'Obout (bordure méridionale de la zone mobile panafricaine au Sud-Est de Yaoundé). *Annuaire Faculté des Sciences*, 3(4), 93-101.
- Mono, J. A.**, (2019). Investigations géophysiques dans la région de Loum-Minta par la méthode aéromagnétique : implications structurales et géothermales. Thèse de Doctorat/PhD. Université de Yaoundé 1 ;. P185
- Montes-Lauar, C. R., Trompette, R., Melfi, A. J., Bellieni, G., De Min, A., Bea, A., Piccirillo, E. M., Affaton, P. and Pacca, I. I. G.**, (1997). Pan-African Rb-Sr isochron of magmatic rocks from northern Cameroon. Preliminary results. In: 1st South American Symposium on Isotope Geology, Brazil, 204-205.

- Mork, M. B. E., Mc Enroe, S. A. and Olesen, O.,** (2002). Magnetic susceptibility of Mesozoic and Cenozoic sediments of Mid Norway and the role of siderite: Implications for interpretation of high-resolution aeromagnetic anomalies. *Marine Petrology and Geology*, 19, 1115–1126.
- Moussa Isseini.,** (2011). Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse Doctorat/PhD l'Université Henri Poincaré, Nancy I. 345p.
- Mouzong, M.P., Kamguia, J., Nguiya, S., Shandini, Y. and Manguelle-Dicoum, E.,** (2014). Geometrical and Structural Characterization of Garoua Sedimentary Basin, Benue Trough, North Cameroon, Using Gravity Data. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 4, 25-33.
- Muffler, L. J. P., Costain, J. K., Foley, D., Sammel, E.A. and Youngquist, W.,** (1979). Nature and distribution of geothermal energy. *Revue Geothermal Ressources Conseil – Special report N° 7*, 1-13.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo-Ondoua, J. and Essono, J.,** (2007). Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic central African orogenic belt in southern Cameroon. *Can. J. Earth Sci.*;44:433–44. doi: 10.1139/e06-107.
- Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C.T. et Mbom Abane, S.,** (2003). Modélisation d'anomalies gravimétriques dans la région de Mengueme Akonolinga Cameroun. *Sci. Technol. Dev.*, 10, 67-74
- Ndougsa-Mbarga, Teikeu-Assatsé, W., Yene Atangana, J. Q., Meying, A. and Assembe, S. P.,** (2014). Geoelectrical Inversion Study of Limestone Attributes at Mayo Boki Area (Northern Cameroon). *International Journal of Geosciences*, 5, 816-825.
- Ndougsa-Mbarga, T., Njilah, I. K., Nni, J. and Nana, J.,** (2010). Note on the review of Earthquakes on Cameroon Territory, *Journal of Civil Protection, Ministry of Territorial Administration*, 3, 65-67.
- Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bisso, D., Layu, D., Y., Sharma, K. K. and Manguelle-Dicoum, E.** (2011). Audiomagnetotellurics (AMT) soundings based on the Bostick approach and evidence of tectonic features along the northern edge of the Congo Craton, in the Messamena/Abong-Mbang area (Cameroon). *Journal of Indian Geophysics Union*, 15(3), 145-159.
- Ndougsa-Mbarga, T., Feumoé, N. S. A, Manguelle-Dicoum, E. and Fairhead, D. J.,** (2012). Aeromagnetic data interpretation to locate buried faults in South-East Cameroon. *Geophysica.*; 48(1–2): 49–63.

- Ndougsa-Mbarga, T.**, (2004). Etude géophysique par méthode gravimétrique des structures profondes et superficielles de la région de Mamfé. Thèse Doctorat/PhD, Univ. , de Yaoundé I, 265 pages.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P. et Barbey, P.**, (1986). Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun), implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. C.R. Acad. Sci. Paris, 309, Série II, 1207-1213.
- Ngako, V., Jegouzo, P. et Nzenti, J. P.**, (1991). Le cisaillement centre camerounais, rôle structural et géochronologique dans l'orogénèse panafricaine. C R Acad Sci Paris; t.313 (Série II P):457– 463.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnangue, J. M. and Njanko, T.**, (2003). Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. Journal of African Earth Sciences. 36, 207–214.
- Ngako, V.**, (2007). Geology and mineral resources. In Atlas of Cameroon (eds. N. Houstin and C. Seignobos), Les Éditions Jeune Afrique, Paris, 60-61.
- Ngako, V., and Njonfang, E.**, (2011). Plates Amalgamation and Plate Destruction, the Western Gondwana History, Tectonics, Dr. Damien Closson Ed., ISBN: 978-953-307-545-7, InTech, Available from: <http://www.intechopen.com/books/tectonics/plates-amalgamation-and-plate-destruction-the-western-gondwana-history>.
- Ngako, V.**, (1986). Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la « série de Poli » : segment camerounais de la chaîne Panafricaine. Mémoires et documents du CAESS 5, 185 pages.
- Ngako, V.**, (1999). Les déformations continentales Panafricaines en Afrique Centrale : résultat d'un poinçonnement de type himalayen. Thèse Doctorat d'Etat, Université Yaoundé I, Faculté des Sciences, 299 pages + annexes.
- Ngnotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P. and Tchoua, F. M.**, (2000). The Ntui-Betamba high grade gneisses in Cameroon. Journal of African Earth Sciences, Vol. 31 (2), 369-381.
- Ngoh, J. D.**,(2021). Investigation des structures crustales par interprétation des données aéromagnétiques dans la zone de Guider – Kaélé (Nord – Cameroun). Thèse Doctorat/PhD, Univ. , de Yaoundé I, 128 pages.
- Nguimbous-Kouoh, J., III, S., Mbarga, T. and Manguelle-Dicoum, E.**, (2017). Use of the polynomial separation and the gravity spectral analysis to estimate the depth of the Northern Logone Birni Sedimentary Basin (CAMEROON). International Journal of Geosciences, 8, 1442-1456.

- Nguimbous-Kouoh, J. J., Ndougsa-Mbarga, T., Njandjock-Nouck, P., Eyike, A., Campos-Enriquez, J.O. and Manguelle-Dicoum, E.,** (2010). The structure of the Goulfey-Tourba sedimentary basin (Chad-Cameroon): a gravity study. *Geofísica Internacional*, 49 (4), 181-193.
- Nih Fon, A., Bih, C. V. and Suh, C. E.** (2012). Application of electrical resistivity and chargeability data on a GIS platform in delineating Auriferous structures in a deeply weathered lateritic terrain, Eastern Cameroon. *Int J Geosci.*; 03:960–71. doi: 10.4236/ijg.2012.325097.
- Njandjock Nouck, P., Kenfack, C., Diab Diab, Ahmad, Njeudjang Kasi, Meli'i, J. L. and Kamseu, R.,** (2013). A geostatistical re-interpretation of gravity surveys in the Yagoua, Cameroon region. *Geofísica Internacional*, 52(4), 365-373.
- Njandjock Nouck, P., Manguelle-Dicoum, E., Ndougsa-Mbarga, T. and Tabod, C. T.** (2006). Spectral analysis and gravity modelling in Yagoua, Cameroon, sedimentary basin. *Geofísica Internacional*, 45, 209-215.
- Njanko, T.,** (1999). Les granitoïdes calco-alcalin syn-cisaillement de la région de Tibati (Domaine Central de la Chaîne Panafricaine). Leur signification géodynamique par rapport à la tectonique panafricaine. Thèse de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Université Yaoundé I, Faculté des Sciences, 158 pages + annexes.
- Njel, U. O.,** (1988). Contribution à l'étude de l'orogénèse panafricaine. La ceinture volcanosédimentaire de Poli (Nord-Cameroun) : lithostratigraphie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées. Doctorat de 3<sup>ème</sup> Cycle INPL, Nancy (France), INPL, 220p.
- Njonfang E, Ngako V, Moreau, C., Affaton, P. and Diot, H.,** (2008). Restraining bends in high temperature shear zones: The « Central Cameroon Shear Zone », central Africa. *J. Afr. Earth Sci.*; 52:9–20. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2008.03.002.
- Nnange, J. M., Ngako, V., Fairhead, J. D. and Ebinger, C. J.,** (2000). Depths to density discontinuities beneath the Adamawa plateau region, Central Africa, from spectral analysis of new and existing gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 30 (4), 887-901.
- Noutchogwe Tatchum, C., Tabod, C. and Manguelle-Dicoum, E.,** (2006). A gravity study of the Crustal beneath the Adamawa Fault Zone, West Central Africa. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3, 82-89.
- Nwankwo, L. and Shehu, A.,** (2015). Evaluation of Curie point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic HRAM data of the entire Sokoto Basin, Nigeria. *J. Volcanol Geotherm Res*, 305, 45–55.

- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P. et Moreau, C.,** (1984). Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision: les migmatites de Yaoundé au Cameroun. C.R. Académie des Sciences Paris 299: 1197-1199.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D.,** (1988). Origin and Evolution of the Precambrian high grade Yaounde gneiss Cameroon. *Precambrian Res.*, 38, 91-109.
- Nzenti, J. P., Ngako, V., Kombou, R., Penaye, J., Bassahak, J. et Njel, O. U.,** (1992). Structures régionales de la Chaîne Panafricaine du Nord Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris*, 315 (2), 209-215.
- Nzenti, J. P., Barbey., Bertrand, J. M. L, P. et Macaudière, J.,** (1994). La Chaîne Panafricaine au Cameroun : Cherchons suture et modèle. In : S.G.F. Edition. 15<sup>ème</sup> réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France, 99 pages.
- Nzenti, J. P., Njiosseu, E. L. T. and Nzina, N. A.,** (2007). The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 7(2), 95-109.
- Nzenti, J. P.,** (1987). Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun) : éléments pour un modèle géodynamique de la chaîne panafricaine Nord Equatoriale. Thèse de Doctorat Université de Nancy I, 147 pages.
- Nzenti, J. P., Barbey, P. et Tchoua, F. M.** (1998). Evolution crustale au Cameroun, éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotérozoïque. Ed Collect GEOCAM, 2/1999, Presses Universitaires de Yaounde; p. 397–407. doi: 10.12691/jgg-2-2-4.
- Okubo, Y., Graf, R. J., Hansen, R. O., Ogawa, K., Tsu, H.,** (1985). Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 50, 481–494.
- Olinga, J. B., Mpesse, J. E., Minyem, D., Ngako, V., Ndougsa-Mbarga, T., Ekodeck, G. E.** (2010). The Awaé-Ayos strike-slip shear zones (Southern Cameroon): Geometry, kinematics and significance in the late Pan-African tectonics. *N. Jb Geol Paläont Abh.*;257(1):1–11. doi: 10.1127/0077-7749/2010/0042.
- Owono, A. O. U. I.,** (2021). Cartographie aéromagnétique et gravimétrique multi-échelle dans l'Est - Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD. Université de Yaoundé 1 ; P.165
- Pal, P. C., Khurana, K. K. and Unnikrishnan, P.,** (1978). Two examples of spectral approach to source depth estimation in gravity and magnetic. *PAGEOPH*, 117,772-783.

- Paterson, Grant and Watson Ltd. (1976).** Aeromagnetic study on certain regions of the Republic of Cameroon. Interpretation report. Canadian International Development Agency. Toronto, Canada, 192 pages.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R. and Nzenti, J. P., (1993).** U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaounde series, Cameroun: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Central Africa belt. C. R. Acad. Sci., Paris, 317 II, 789-794.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R. and Doumnang Mbaiggane, J. C., (2006).** Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. Journal of African Earth Sciences, 44, 530-542.
- Penaye, J., (1988).** Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun); rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine. Thèse Doctorat, Université de Nancy, 196 pages.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J.M., et Dautel, D., (1989).** Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile d'Afrique Centrale au Cameroun ; Géochronologie U-Pb sur zircons. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 309, 315-318.
- Pepogo, M. A. D., (2021).** Mise en évidence des relations tectoniques et minéralisations à l'aide de la méthode audiomagnetotellurique (AMT) dans les régions de Garga Sarali – Ndokayo, Est Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD. Université de Yaoundé I. Faculté des Sciences; p. 161.
- Phillips, J. D., (1998).** Processing and Interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruz Basin Patahonia Mountains Area, South-Central Arizona. U.S.: Geological Survey Open-File Report 02-98;
- Pin, C. and Poidevin, J.L., (1987).** U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central Africa Republic. A new interpretation of high grade series of the northern border of the Congo craton. Precambrian Research, 36, 303-312.
- Pivetta, T. and Braitenberg, C., (2011).** The lithosphere structure beneath the Benue Trough from modeling gravity fields of GOCE and EGM08. GNGTS 2011, p. 547-550.
- Poidevin, J. L., (1985).** Le Protérozoïque Supérieur de la République Centrafricaine. Mus. Roy. Afrique Centrale. Tervuren (Belgique), Annuaire. Série n°8, Sciences Géologie, 91, 75 p.
- Poidevin, J.L., (1991).** Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du Précambrien du nord du craton du Congo. Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).

- Pollack, H., Hurter, S. and Johnson, J.,** (1993). Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31, 267–280.
- Poucllet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J. P. and Tchameni, R.,** (2006). Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543-560.
- Poudjom-Djomani, Y. H., Nnange, J. M., Diament, M., Ebinger, C. J. and Fairhead, J.D.,** (1995). Effective elastic thickness and crustal thickness variations in West Central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, 22,047-22,070.
- Poudjom-Djomani, Y. H.,** (1993). Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques : étude d'un bombement intraplaque: le massif de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 294p.
- Poudjom-Djomani, Y. H., Diament, M. and Albouy, Y.,** (1992). Mechanical behavior of the lithosphere beneath the Adamawa uplift (Cameroon, West Africa) based on gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, 15 (1) 81 -90.
- Prieto, C.,** (1996). Gravity/Magnetic signatures of various geologic models – An exercise in pattern recognition. Volume 4, Number 4. Integrated Geophysics Corporation, 24p.
- Primdhal, F.,** (1979). The fluxgate magnetometer. *J. Phys. E : Sci. Instrum.*, 12,241-253.
- Rasmussen, R., and Pedersen, L. B.,** (1979). End Corrections in Potential Field Modeling: *Geophysical Prospecting*, 27, 749-760.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I. and Chiappini, M.,** (2007). A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data, *Geophys. J. Int.*, 169, 421–434.
- Reeves, C.,** (2005). *Aeromagnetic survey: principles, practice and Interpretation*. Published by Geosoft, 155 pages.
- Reford, M. and Sumner, J.,** (1964). Aeromagnetism. *Geophysics*, 29 (4), 482-516.
- Regnault, J.M.,** (1986). Synthèse géologique du Cameroun: Pub. Direction des Mines et de la Géologie; p. 119.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., Somerton, I. W.,** (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*.;55:80–90. doi: 10.1190/1.1442774.
- Reynolds, J. M.** (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*: Chichester John Wiley and sons Ltd. 796p.

- Rocci, G.**, (1965). Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest Africain. Sciences de la Terre, France, 10, 461-479.
- Roest, W. R., Verhoef, J. and Pilkington, M.**, (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. 57(6):116–25. doi: 10.1190/1.1443174.
- Rolin, P.**, (1995). La zone de décrochement panafricain des Oubanguides en République Centrafricaine. C.R. Acad. Sc., Paris, 320 IIA, 63-69.
- Ross, H. E., Blakely, R. J. and Zoback, M. D.**, (2006). Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. *Geophysics* 71, L51–L59.
- Saibi, H., Aboud, E. and Masoud, A.**, (2015). Curie Point Depth Map for Western Afghanistan Deduced from the Analysis of Aeromagnetic Data. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia, 19-25
- Saleh, S., Salk, M. and Pamukcu, O.**, (2013). Estimating Curie point depth and heat flow map for northern Red Sea rift of Egypt and its surroundings, from aeromagnetic data. *Pure and Applied Geophysics*, 170, 863–885.
- Scanvic, J.**, (1983). Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. BRGM. Manuels et Méthodes No. 7; p. 158.
- Shandini, Y., Tadjou, J. M., Tabod, C. T. and Bessaka, A.**, (2011). Delineating deep basement faults of south Cameroon area. *World Applied Science Journal*, 14, 611–615.
- Shandini, Y. and Tadjou, J.M.**, (2012). Interpreting gravity anomalies in south Cameroon, central Africa. *Earth Sciences Research Journal*, 16, 5–9.
- Sharma, P.**, (2004). An Overview of the Field of Family Business Studies: Current Status and Directions for the Future. *Family Business Review*, 17, 1-36. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1741-6248.2004.00001.x>
- Shuey, R.T. and Pasquale, A.S.**, (1973). End corrections in magnetic profile interpretation. *Geophysics*, 31, 362-37.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C., and Alley, L. B.**, (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 50, 75–101
- Soba, D.**, (1989). La série du Lom : étude géologique et géochronologique du bassin volcano sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris: Université Pierre et Marie Curie; p. 205–21. 6,198 pages.
- Spector, A. and Grant, F. S.**, (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293–302.

- Stacey, F. D.**, (1977) physics of the Earth. 2<sup>nd</sup> Edition, wiley & Sons Inc., New York.
- Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G. N. and Tsourlo, P.**, (2005). Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics*, 26, 461–480.
- Stuart, G. W., Fairhead, J. D., Dorbath, L. and Dorbath, C.**, (1985). A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa plateau and Garoua rift, Cameroon, West Africa. *Geophysics Journal Royal Astronomical Society*, 81, 1-12.
- Suh, C. E., Lehmann B. and Mafany G. T.**, (2006). Geology and geochemical aspects of lode gold mineralization at Dimako-Mboscorro, SE Cameroon. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 6(4), 295-309.
- Tabod, C. T., Fairhead, J. D., Stuart, G. W., Ateba, B. and Ntepe, N.**, (1992). Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982-1990. *Tectonophysics*, 212, 303– 320.
- Tadjou, J. M., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C. T., Nouayou, R., Kamguia, J., Njandjock Nouck, P. and Ndougsa-Mbarga, T.**, (2004). Gravity modelling along the northern margin of the Congo craton, South-Cameroon, *Journal of Cameroon Académie of Sciences*, 4, 51–60.
- Tadjou, J. M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H. L. and Manguelle-Dicoum, E.**, (2009). Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the Pan-African belt of Cameroon. *Austrian J. Earth Sci.*, 102, 71-79.
- Talwani, M., Worze, J.L. and Landismam, M.**, (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59.
- Talwani M. Heirtzler, J.R.** (1964). Computations of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape, In: *Computers in the mineral industries*: G. Parks, Ed., Stanford Univ., 464-480.
- Tanaka, A., Okubo, Y. and Matsubayashi, O.**, (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306, 461–470.
- Tanko Njiosseu, E. L., Nzenti, J. P., Njanko, T., Kapajika, B. and Nedelec, A.**, (2005). New U-Pb Zircon ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0,6 Ga) imprints. *Compte Rendu Géosciences*, 337, 551-562 ;
- Tchakounté, J., Sadrak, A. E., Toteu, F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., Wit, M. and Barbey, P.**, (2018). Reply to comment by Ngako and Njonfang on “The Adamawa-Yade domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, *Precambrian Research* 299 210–229 Doi.org/ 10.1016/ j. precamres. 2017.12035

- Tchouankoué, J. P.**, (1992). La syénite de Bangangté: un complexe panafricain à caractère intermédiaire. Pétrologie-Géochimie. Thèse de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Yaoundé I, 160 pages.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sherriff, R. E. and Keys, D. A.**, (1990). Applied Geophysics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 860 pages.
- Telford, W. M., Geldart L. P. and Sheriff, R. E.**, (1998). Applied Geophysics, second edition, Cambridge University Press, 770 pages.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. and Keys, D. A.**, (1976). Applied Geophysics. Cambridge University Press, 249 pages.
- Theunissen, K., Lenoir, J.L., Liégeois, J.P., Delvaux, D. et Murma, A.**, (1992). Empreinte Panafricaine majeure dans la chaîne ubendienne de Tanzanie sud occidentale : géochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural. C.R. Académie des Sciences Paris 314: 1355-1362.
- Thompson, D. T.**, (1982). EULDPH: A new technique for making computer- assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics.;47:31–7. doi: 10.1190/1.1441278.
- Thorne, K. G.**, (2011). L'or. Ministère des Ressources naturelles du Nouveau-Brunswick, Division des terres, minéraux et pétrole, Profit des minéraux commercialisables, no. 8,9 p.
- Tokam Kanga, A. P. K., Tabod, T. C., Nyblade, A. A., Douglas, A. J. J. and Pasyanos, W. M. E.**, (2010). Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. Geophysical Journal International, 1-16.
- Toteu, S. F., Dumont, J. F., Bassahak, J. et Penaye, J.**, (1984). Complexes de base" et "séries intermédiaires dans la zone mobile panafricaine de la région de Poli au Cameroun. C. R. Académie des Sciences Paris 299, 561-564.
- Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J.B. and Rocci, G.**, (1987). U/Pb of Precambrian rock from North Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central African. Precambrian Research, 37, 71-87.
- Toteu, S. F., Bertrand, J. B., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S. and Barbey, P.**, (1990). Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In : Lewry, J.L., Stauffer, M.R. (Eds), The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Geological Association of Canada Special Paper, 37, 483-496.
- Toteu, S.F., Van Schmuss, W.R., Penaye, J. and Nyobe, J.B.**, (1994). U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnean and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. Pre. Res., 67,321-347.

- Toteu, S.F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. and Michard, A.,** (2004). New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45-73.
- Toteu, F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W. R., and Tchameni, R.,** (2007). Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 428–442.
- Toteu, S. F., Penaye, J. and Poudjom Djomani, Y.,** (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt of Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73-85. doi: 10.1139/e03-079.
- Trompette, R.,** (1994). *Geology of Western Gondwana 2000–500 Ma, Pan-African–Brasiliano, aggregation of South America and Africa*, Balkema, A. A., Rotterdam, 350 pages.
- Trompette, R.,** (1997). Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82, 101-112
- Trompette, R.,** (2000). Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris* 330, 305–315.
- Unrug, R.,** (1951). Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7, 1-6. (1997).
- Vacquier, V., Steenland, N. C., Henderson, R. G. and Zietz, I.,** (1951). Interpretation of Aeromagnetic Maps. *Geological Society of America Memoirs*, 47, 1-150.
- Vairon, J., Edimo, A., Simeon, Y. et Vadala, P.,** (1986). Protocole d'accord pour la recherche des minéralisations d'or dans la région aurifère de l'Est Cameroun. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Direction des Mines et de la Géologie, République du Cameroun, 251 pages.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D., Houari, M. R., Chourack, M. et Corchette, V.,** (2006). Apport des filtrages des anomalies gravimétriques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs de l'Anti-Atlas Maroc. In : Actes du 3e Colloque Maghrébin de Géophysique appliquée, 23-30.
- Vaucher, A., Neves, S. P.,** (1997). Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: Bouchez, J.L., et al. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer, Boston, 275-293.
- Vicat, J. P.,** (1998). Esquisse géologique du Cameroun, GEOCAM 1/1998, Presses Universitaires de Yaoundé I, 3 -11.

**Visweswara Rao, C., Chakravarthi, V. and Raju, M. L.,** (1994). Gravity modeling of an interface above which the density contrast decreases hyperbolically with depth. *Geophysics*, 34, 63 – 67. D.

**Won, I. J. and M. Bevis.,** (1987). Computing the Gravitational Magnetic Anomalies due to a Polygon: Algorithm and FORTRAN Subroutines. *Geophysics*, 52, 232-238.

**Yandjimain, J., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bi-Alou, M.B., Ngoumou, P.C., Assembe, S. P., Ngoh J. D. and Owono-Amougou, O. U. I.,** (2017). Combination of Tilt-angle and Euler Deconvolution Approaches to Determine Structural Features from Aeromagnetic Data Modeling over Akonolinga-Loum Area Centre-East, Cameroon. *International Journal of Geosciences*, 8, 925-947.

**Yigui, L. C., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., and Owono-Amougou, O. U. I.** (2022). Detection of sub-surface fractures based on filtering, modeling, and interpreting aeromagnetic data in the Deng Deng – Garga Sarali area, Eastern Cameroon. *Open Geosciences*, vol.14, no.1, pp. 646- 662 <https://doi.org/10.1515/geo-2022-0357>

**Zanga Amougou, A., Ndougsa-Mbarga, T., Meying. A., Layu Yufenyu. D., Bikoro Bi Alou. M. and Manguelle Dicoum. E.** (2013). 2.5 D Modeling of crustal structures along the Eastern Cameroon and Western Central African Republic derived from finite element and spectral analysis methods, *Geophysica*, 49(1-2), 75-97.

**ARTICLE SCIENTIFIQUE ISSU DE LA  
THESE**

## Research Article

Lionel Cedric Yigui, Theophile Ndougsa-Mbarga\*, Arsène Meying, and Olivier Ulrich-Igor Owono-Amougou

# Detection of sub-surface fractures based on filtering, modeling, and interpreting aeromagnetic data in the Deng Deng – Garga Sarali area, Eastern Cameroon

<https://doi.org/10.1515/geo-2022-0357>

received December 28, 2020; accepted February 21, 2022

**Abstract:** The aeromagnetic anomalies existing in the Deng Deng – Garga Sarali region in Eastern Cameroon were filtered for a structural study of the region's subsoil. This study presents the results of lineaments and fractures extracted by aeromagnetic image processing methods and compared with scientific data to obtain potential terrain models in the study area. The methodological approach used is based on the filtering of aeromagnetic image by using the analytical signal, the Euler deconvolution, and  $2D^{3/4}$  modeling, to establish the maps of the lineaments and faults of the study area and their characteristics, and also to propose three models from three previously chosen profiles. Analytical signal and Euler deconvolution techniques have been applied to aeromagnetic anomalies to highlight the relationship between the depth and the source of magnetic anomalies, two parameters whose importance in geoexploration and modeling of the body is essential. We identified the potential contacts by interpretation of the deep Euler anomalies, these are highlighted on the basis of a certain similarity between the maps of the total magnetic field, the map of the analytical signal, the map of the

maxima of the gradient horizontal, and geological map. Euler's map of solutions correlates well with the edges of certain superficial and deep causative bodies.

**Keywords:** aeromagnetic anomaly, structural study, filtering, Euler deconvolution, qualitative and quantitative analyses,  $2D^{3/4}$  modeling

## 1 Introduction

The depth and shape of the causative bodies are important parameters, providing information that becomes a guide for subsequent exploration processes such as drilling and modeling of the mineralized body. Total magnetic field data are generally the first set of data to be collected in geophysical exploration [1]. They help identify important targets that may require further examination and general structural geology for a much deeper understanding. Appropriate filtering techniques therefore become crucial since much information must be drawn from this preliminary dataset to guide subsequent exploration processes [2]. It is in this context that the analytical signal filter and the Euler deconvolution filter are applied to the total magnetic field and interpreted relative to each other on the one hand, and on the other hand, the two with respect to the total magnetic field. Analytic signal filter and the Euler deconvolution techniques are normally applied in the analysis of magnetic data but interpreted with reference to the total magnetic map of the field [3]. In this study, we focus on the interpretation of these two techniques by referring to the total magnetic map, with an emphasis on the most important correlations between the two techniques. Any similarity between the two filtering techniques will greatly help to validate future interpretations of the magnetic data in our region, which will allow quick inferences.

---

\* **Corresponding author: Theophile Ndougsa-Mbarga**, Department of Physics, Postgraduate School of Sciences, Technology and Geosciences, University of Yaoundé 1, P. O. Box 812, Yaounde, Cameroon; Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Yaoundé 1, P. O. Box 47, Yaounde, Cameroon, e-mail: [tndougsa@yahoo.fr](mailto:tndougsa@yahoo.fr)

**Lionel Cedric Yigui, Olivier Ulrich-Igor Owono-Amougou:** Department of Physics, Postgraduate School of Sciences, Technology and Geosciences, University of Yaoundé 1, P. O. Box 812, Yaounde, Cameroon

**Arsène Meying:** Department of Applied Geophysics, Geology and Mining Exploration College, University of Ngaoundere, P. O. Box 454, Ngaoundere, Cameroon

## 2 Geological and tectonic settings of study area

The Deng Deng – Garga Sarali area is situated in the East Cameroon, in Lom and Djerem’s division and affects both the districts of Belabo and Betare-Oya. This study area extends from 13°30’ to 14°45’ east longitude and from 05°00’ to 05°30’ north latitude, covering an area of approximately 8,000 km<sup>2</sup>.

The altitude here varies approximately between 800 and 1,050 m [4–6], the topography is roughly flat, with more or less deep streams and swamps spreading across the region. Tall and thick grasses, thick undergrowth, and sandy soils, mainly ferralitic, and in places lateritic, characterize the region [4–6]. The lateritic texture characterizes the presence of rocks covered with a lateritic mantle of weathered rocks [4–6] (Figure 1).

According to geochronological studies, Cameroon mainly comprises two structural zones:

- In the south, the stable Congo craton, represented by the Ntem complex which is a Calco-Magnesian complex from south Cameroon [7].
- The central and northern parts correspond to the mobile zone of central Africa, seat of tectonic events of the pan-

African which constitutes the essential structure of the pan-African orogeny. This north equatorial orogenic area of east-west direction north of the Congo craton, crosses Cameroon and the Central African Republic (where it is experiencing significant development) and would extend to Northeast Brazil: it constitutes the pan-African chain of central Africa [7]. The synthesis of recent work shows that Africa in general and Cameroon essentially is made up of Precambrian basement comprising magmatic and metamorphic rocks [8–12]. These rocks belong to various eras and are flush. These are mainly granites and migmatites rejuvenated during the pan-African episode.

The region studied belongs to the pan-African chain of Central Africa, it includes metamorphic groups (granite-gneiss, schists, gneiss, and magmatic), granitic intrusive rocks (massive and granitic veins) more or less covered by sedimentary formations, and enclaves (shale and basic materials) [4,13]. The region is dominated by the presence of several mylonitic zones of variable dimensions, which extend towards the NE the Sanaga fault of NE–SW direction, bringing into contact the Lom series and the ancient metamorphic series [4,6].

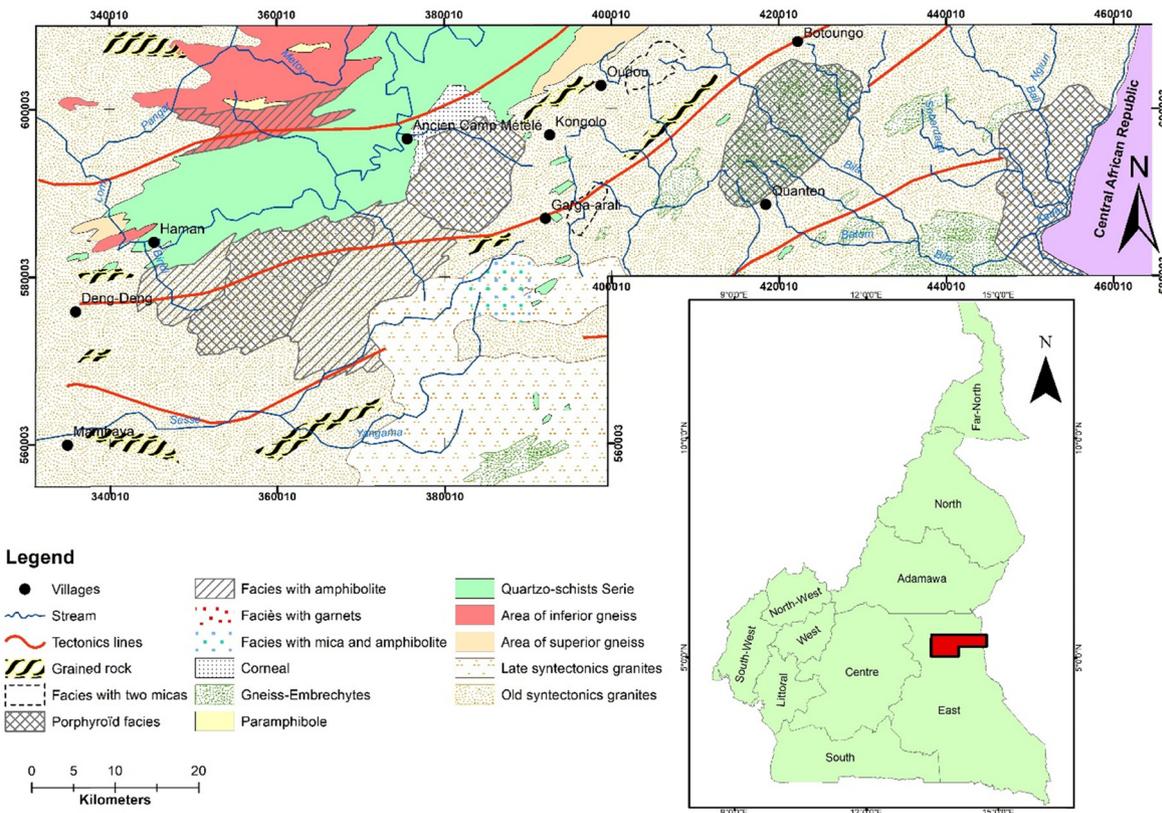


Figure 1: Geological map of the study area (modified after [6]).

Two phases or series of folds affected our study area. The first, the ancient metamorphic series, the second the epi-metamorphic series. These orogenic phenomena gave rise to important fractures and ruptures in the basement. The latter being difficult to observe for lack of outcrop [6].

Local tectonics is intricately linked to regional tectonics. It is the set of brittle and plastic deformations that have generated the current geological and mining architecture in Cameroon [6,13,14]. The old structural alignments induced a network of collapsed panels which can be identified by photogeological analysis in the metamorphic series upstream of the Lom [14]. The regional lineaments underline two major structural directions which result from the tectonic phase of readjustment of the base, in the pan-African. On these directions, which are NW–SE and NE–SW, certain sections of the main rivers (Lom, Djerem, and Pangar) and their main tributaries have been aligned [14]. The geologico-tectonic context of Cameroon in general and of the study area in particular is reflected in the fact that it is comprised vast expanses of sedimentary basin [15,16], which is very interesting for mining. Note that here as elsewhere in Africa, there is a large void of geological residue that existed between the Cambrian era and the deposit of cretaceous sediments and young intrusive volcanic rocks [17]. These granite blocks hide sedimentary deposits which mark the process of thermo-tectonic event which the pan-African chain of central Africa underwent Cameroon [8,18]. These deposits contain concentrations of basic minerals and precious materials of high economic value [16].

### 3 Methodology

Aeromagnetism consists of measuring the intensity of the earth's magnetic field above the ground from an airplane flying at a precise altitude relative to the earth's surface, while allowing the determination of the susceptibility of rocks located below the Curie temperature [15]. The processing of aeromagnetic data allows the precise location of the limits of various geological structures and the detection of faults buried in the subsoil. Recall that the appearance of anomalies on the maps or profiles roughly reflect those of the structures but with a spreading effect as a function of the distance between the measurements and the sources and a mixing effect when there are several sources, not too far apart [15]. To correct these effects, transformation operators are used [15]. We will present in this section these operators which will help

us in the interpretation of real data acquired during aeromagnetic prospecting campaigns in East Cameroon.

#### 3.1 Horizontal gradient method

Phillips in his work demonstrates that the horizontal gradient method is the simplest approach to locate the geological contacts of bodies in the ground [19]. The major advantages are its insensitivity to noise during aeromagnetic surveys, and the fact that it only takes into account the calculation of the first derivatives of the magnetic field in the horizontal plane [19].

Let  $M$  be the anomaly of the magnetic field at any point on Earth. Then, the amplitude of its horizontal gradient (AHG) is given by equation (1), which gives the maxima above the geological contacts if certain assertions are satisfied [9].

$$\text{AHG}(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}, \quad (1)$$

with  $M$  representing the magnetic anomaly and AHG the horizontal gradient anomaly.

To highlight or to confirm the significant lineament, the data must be transformed by the operator of reduction to the equator and the analytical signal which does not depend on the directions of the magnetization, and the magnetic field will help in the final choice of geological contacts [15].

#### 3.2 Analytical signal method

Li in his work shows that the analytical signal applied in the spatial domain or in the frequency domain, generates a maximum directly on the discrete bodies as well as on their edges [20]. The analytical signal also called total gradient is formed by the combination of the horizontal and vertical gradients of the magnetic anomaly [20]. Its shape on a causal body depends on the locations of the body (horizontal coordinates and depth), and not on its direction of magnetization. Thus, its amplitude is also independent of the direction of the magnetization. The simplification of the magnetic data therefore implies the creation of a function independent of the direction of the magnetization of the body and of the ambient geomagnetic parameters [21]. These parameters are important when the remnant magnetization is not negligible. The analytical signal filter has this property and has been

used by several authors for edge detection and estimation of the depth of magnetic bodies [21]. Roest et al. applied it to the detection of the location of the causal body [21], while Hsu et al. used it for the detection of geological limits [22].

The ability of the filter to generate a maximum value directly on the causative body and the depth makes it an extremely useful technique for the interpretation of magnetic data [23].

At each point on the earth's surface, the amplitude  $A$  of the analytical signal of an observed total magnetic field  $F$ , is calculated as shown in equation (2).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}\right)^2}. \quad (2)$$

In our study, the vertical and horizontal derivatives are calculated directly in the Geosoft Oasis Montaj 8.4 software.

The advantage of this magnetic data improvement process is that its amplitude function is always positive and does not require any assumption of direction of the magnetization of the body [24]. In a manner identical to that used in the horizontal gradient method, there are peaks in the amplitude of the analytical signal. The maxima of the analytical signal can be used to detect the structures responsible for the magnetic anomalies observed in the area studied [24].

### 3.3 Euler deconvolution method

Euler's deconvolution, based on the solution of Euler's homogeneity equation (3), is both a limit explorer and a depth estimation method [25]. This method does not require any information on the magnetization vector but simply a prior knowledge of the geometry of the magnetic source [5,25]. The rate of change of field with distance can be used to estimate the depth and location of a source by solving equation (3) below:

$$(x - x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = -N(T - B), \quad (3)$$

where  $x_0$ ,  $y_0$ , and  $z_0$  are the locations of the source of the magnetic field  $T$ , measured in  $x$ ,  $y$ , and  $z$ ;  $B$  is the regional value of the total magnetic field; and  $N$  is the structural index (SI) which characterizes the geometry of the source.

The most critical parameter in Euler's deconvolution is the structural index  $N$  [5]. It is a homogeneity factor connecting the magnetic field (and its gradient components) to

the location of the source. Essentially,  $N$  measures the rate of change of fields with the distance from the source (fall rate) and is related to the dimensions of the source. Therefore, by changing  $N$ , we can estimate the geometry and depth of the magnetic sources. It has been shown that a poor choice of the structural index provokes a diffuse solution of the locations of the sources and a serious bias in the estimation of the depth. Both Thomson and Reid [5,25] have suggested that a correct  $N$  gives the closest grouping of Euler solutions around the geological structure of interest. For the magnetic data, the physically plausible  $N$  values go from 0 to 3 taking the values of zero (for infinite depth contact), 0.5 (for the linear dam subsoil), 1 (for the thin dam), 2 (for the pipe), and 3 for the spherical bodies [1].

## 4 Data processing

The magnetic data used in this study come from the compilation of data recorded during aeromagnetic surveys carried out in 1970 by the Canadian company SURVAIR on behalf of the Canadian International Development Agency (CIDA) in favor of Cameroon. The aeromagnetic coverage was carried out at a flight altitude of 235 m according to the N135° direction profiles and spaced 750 m apart with a magnetometer recording sensitivity  $\pm 0.5$  nT [26]. After correction of the measurements due to the temporary variation in the magnetic field, the anomalies of the total Cameroonian magnetic field were deduced from the measurements corrected by subtraction of the theoretical geomagnetic field (or GIFI) at each station, on January 1, 1970. The data are extracted from aeromagnetic maps using the MAP INFO 7.5 software, then operators integrated into the OASIS MONTAJ 8.4 software are applied to these data for the production of the maps.

## 5 Results

In order to be able to extract the maximum information from the maps produced, we will use the methodology recommended by Baranov [27]. Indeed, we will first carry out a detailed analysis of the geophysical data obtained from the various methods applied, then we will synthesize it to have a much clearer idea of the structure of the soil in our study area. To do this, we will first describe the map of the anomalies of the total magnetic field, then in a second step, we will use some of the mathematical

transformation operators mentioned above in order to better manipulate the magnetic cards and extract the most information possible. Finally, from three profiles plotted on the map of the reduced total magnetic field at the equator, we will establish a 2.75D model.

### 5.1 Map of the total magnetic field anomaly

Cross-sectionally, this map shows that there is little correlation between magnetic anomalies and geological contours. In addition, we can see that the magnetic relief of our working area is disturbed by numerous anomalies of different wavelengths. This seems more obvious in the central part where the magnetic field is particularly agitated and reflects the heterogeneity of the content of the base in magnetic minerals. The superficial effects being strongly masked by regional anomalies of high amplitude, it will, therefore, be up to us to highlight them throughout this work (Figure 2).

On this map, there are two main magnetic fields, namely:

- Domain 1, located in the zones of Deng Deng, Haman, and extending in the central part (Garga Sarali) of our study region, this domain is characterized by negative anomalies if not small amplitudes. These approximate direction anomalies ENE–WSW would be due to the deposits of shales on the granites; note here the presence

of a strongly negative intensity anomaly towards ENE–WSW which infiltrates continuously from the village of Haman to the village of Kongolo via the former Metele camp.

- Domain 2, meanwhile, encompasses the north and east of our study area, thus sweeping the villages of Kungolo and Quanten, and even the former Metele camp located in the center of the map. Here the anomalies are positive and sometimes reach 120 nT. The magnetic field, particularly agitated here, would reflect the heterogeneity of the base content of magnetic minerals. Other anomalies rather coincide with areas covered by more recent deposits, notably north of the village of Haman and south of Mambaya. Some of these anomalies are probably associated with the Mesozoic magmas injected into the Paleozoic cover represented here by the intermediate series of Yaoundé and Lom which have been taken up and reworked by the pan-African process.

### 5.2 Map of the anomalies of the total magnetic field reduced to the equator (with selected profiles)

Figure 3 shows the map of the total magnetic field reduced to the equator. The equatorial reduction was calculated by taking the values of tilt and declination on January 1st, 1970 for our study area. These values

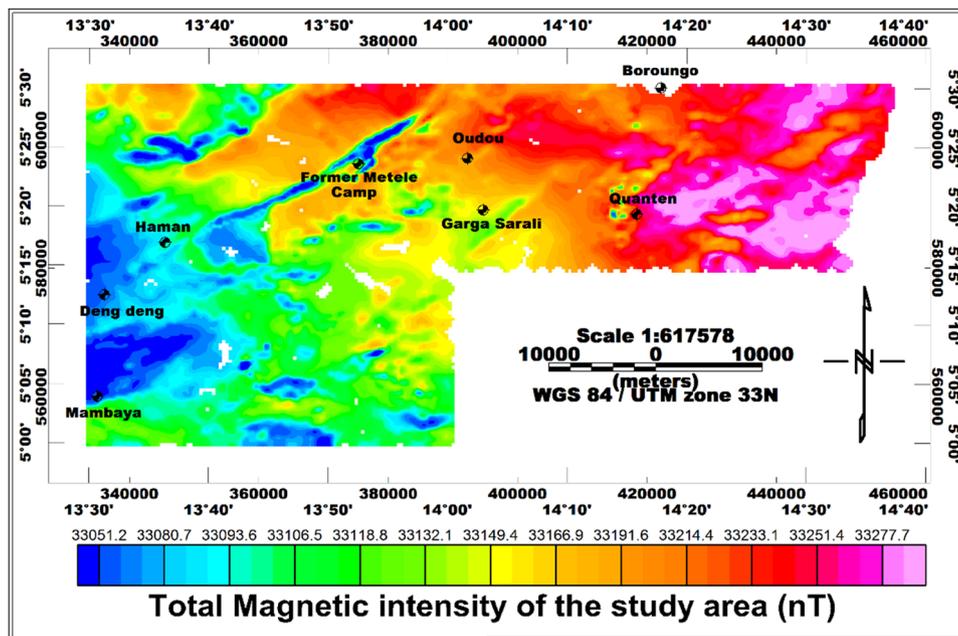
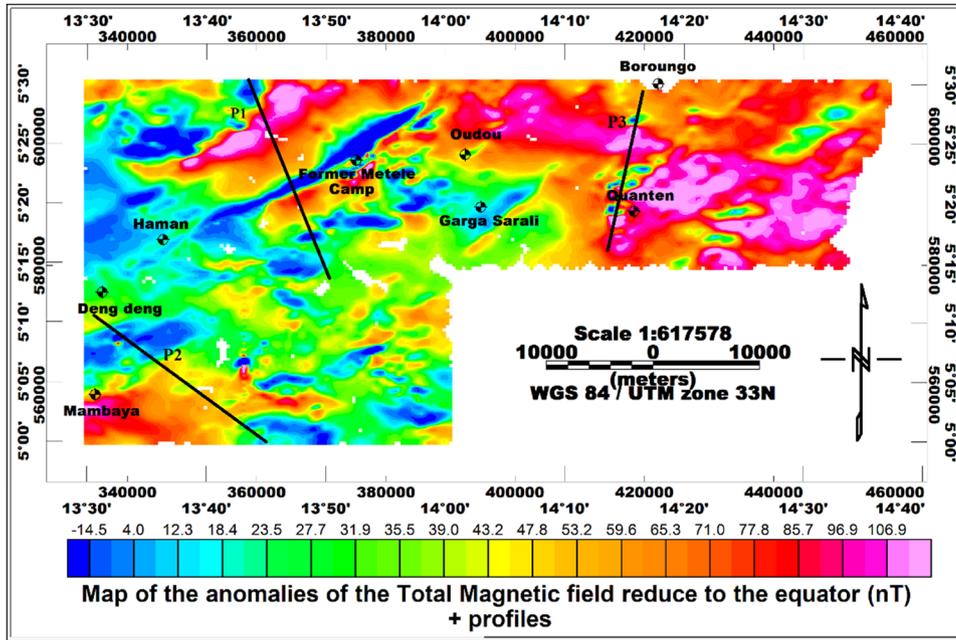


Figure 2: Map of the total magnetic field anomaly.



**Figure 3:** Map of the anomaly of the total magnetic field reduced to the equator (TMI-RTE) with selected profiles. With P1: profile no. 1; P2: profile no. 2; and P3: profile no. 3.

are:  $I = -13.21^\circ$  and  $D = -5.09^\circ$ , respectively, the inclination and the declination of the magnetic field.

The minimum value of the magnetic field went from  $-20.5$  to  $-14.5$  nT, while the maximum value has hardly changed. The above positive and negative anomalies are always present and well defined with the same directions. The intrusions present in the village of Quanten are even more interesting here.

These intrusions could be due to the presence of migmatites (embrechites) under the granite layers of the region. The presence of well localized positive anomalies testifies here (mobile area) to a magmatic rise in shales [3]. The strong magnetic anomalies (reaching 107 nT) in the regions of Kongolo, in the north-west of the map, correspond perfectly to the granitic nature of the granular and crushed rocks which underwent a high metamorphism and a granitization carried out in accordance with the Precambrian crystalline bases of that portion.

### 5.3 Maps extended to the top of the total magnetic field anomaly reduced to the equator

The map of the anomalies of the total magnetic field reduced to the equator has been extended upwards in order to amplify the long wavelength anomalies linked

to the deep structures of the base in order to be able to highlight them. The extension was carried out at altitudes of 500, 1,000, 2,000, 3,000, 4,000, and 5,000 m. It results from the observation of the resulting maps that the large anomaly of positive intensity located east of our study area is present and always well defined, the low amplitude anomaly is also present and better defined. The strongly negative ENE–WSW direction anomaly noted above and the intrusion zones disappear very quickly, proving that they are the result of recent and superficial events. The large persistent positive anomaly east of our map is associated with calc-alkaline granites (Figure 4).

### 5.4 Map of the maximums of the horizontal gradient of the maps extended to 500, 1,000, 2,000, 3,000, 4,000, and 5,000 m

The map above illustrates the local maxima of the horizontal gradient at different altitudes. This card is obtained from the Oasis Montaj 8.4 software. To be able to obtain this card we have taken as parameters (Figure 5):

- Peak detection level: more peaks (3)
- No filter smoothing passages: 20

On this map, we observe that in some places, the maxima are almost confused and in others, they are

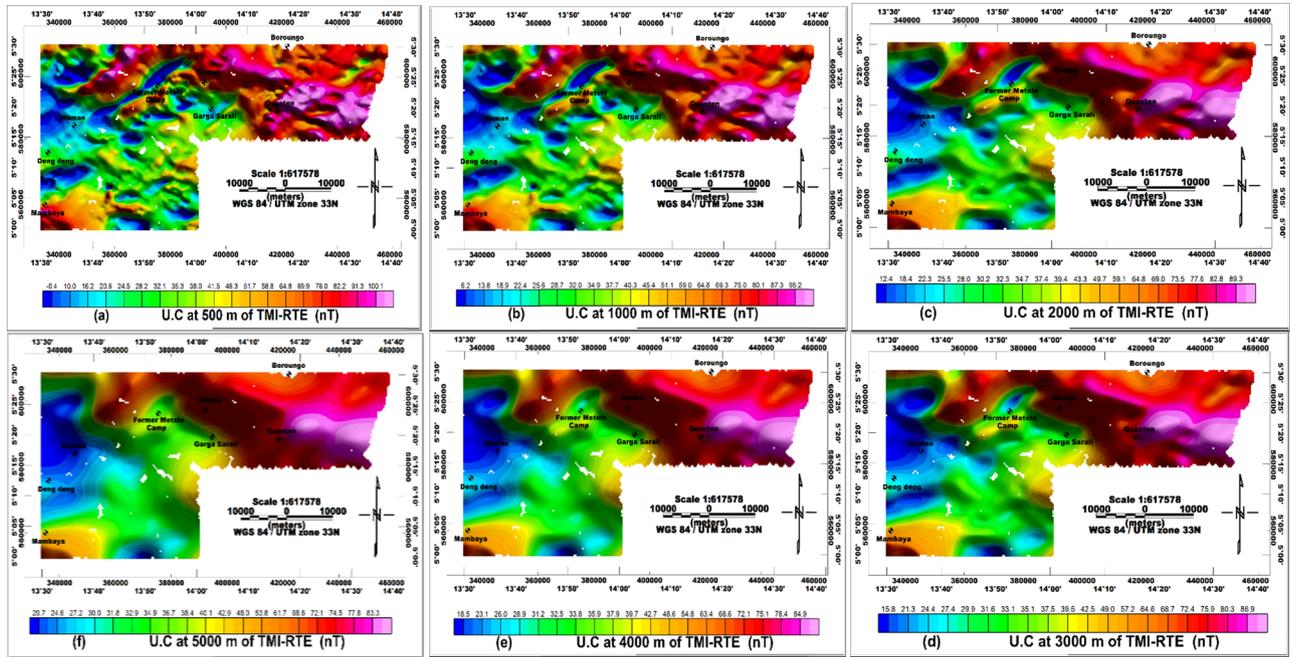


Figure 4: Extended maps of the total magnetic field anomaly reduced at the equator. U.C.: upward continuation.

almost parallel which would correspond, respectively, to the vertical contact structures and to the different directions of the dip. This would be the result of tectonic accidents in the region. These structures are of directions E–W, N–S, NE–SW, ENE–WSW, and WNW–ESE which mix and correlate very well with the previous results. In the center and east of the map, we observe maxima forming folds.

### 5.5 Map of lineaments

It should already be noted from Scanvic [28] that the interpretation of lineaments following their mapping constitutes the essential link in geological and structural mapping. The superimposition map of the horizontal gradient maxima of the maps extended to 500, 1,000, 2,000, 3,000, 4,000, and 5,000 m allows us to highlight the different

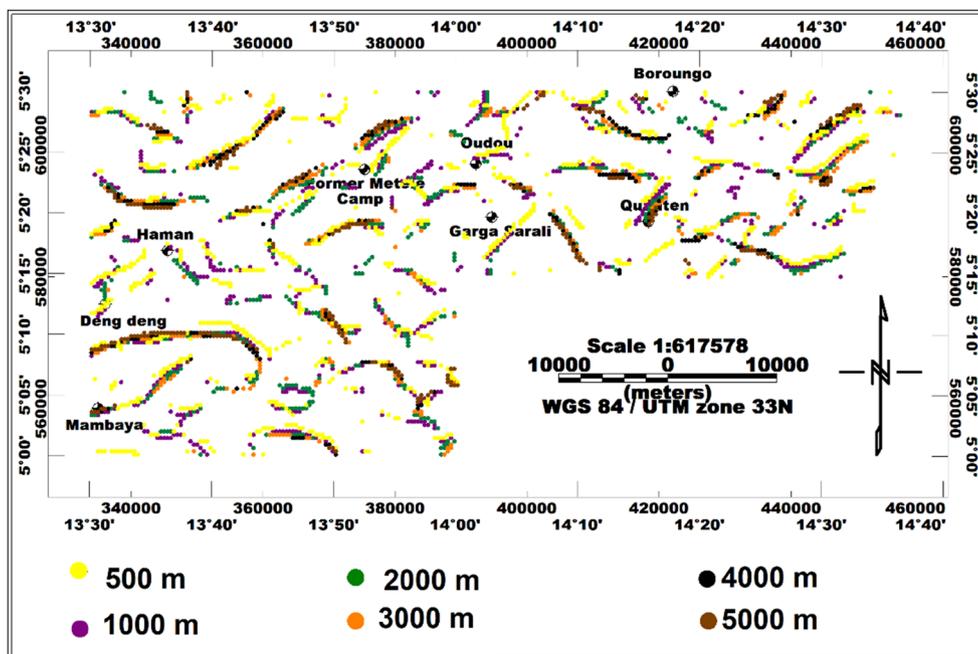


Figure 5: Map of the maxima of the horizontal gradient of the maps extended to 500, 1,000, 2,000, 3,000, 4,000, and 5,000 m.

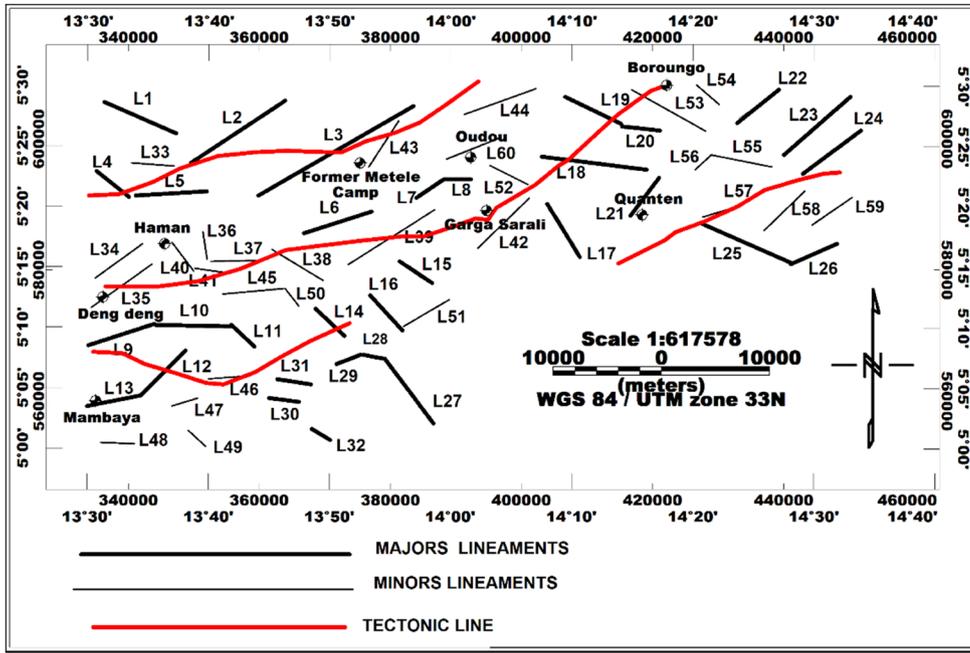


Figure 6: Map of lineaments.

lineaments. The major lineaments are drawn for a superposition of contacts of at least four different altitudes, while the minor lineaments are obtained for at most three different maxima superimposed. The map of lineaments thus obtained comprises a total of 60 lineaments. The main families of lineaments are E-W, N-S, NE-SW, ENE-WSW, and WNW-ESE, with a total of 61% of major lineaments and 39% of minor lineaments (Figures 6 and 7).

These magnetic lineaments (and their characteristics) compiled in Table 1 reflect with Dobrin and Savit, the geological conditions of the subsoil and provide information on the tectonic events which affected the rocks of the region [29].

### 5.6 Analytical signal map

It is immediately recognized with Li, Roest et al., and Blakely [20,21,30] that the amplitude of the analytical signal depends truly little on the direction of magnetization and is almost independent when the sources are vertical. This map highlights the positions of the sources in the horizontal and vertical planes. The anomalies here have amplitudes which vary between 0.003 and +0.083 nT/m. The limits of contacts and intrusions of strong magnetization are well highlighted on this map. We note here the presence of ENE-WSW direction anomalies extended in the center from Haman and crossing the former Metelete camp,

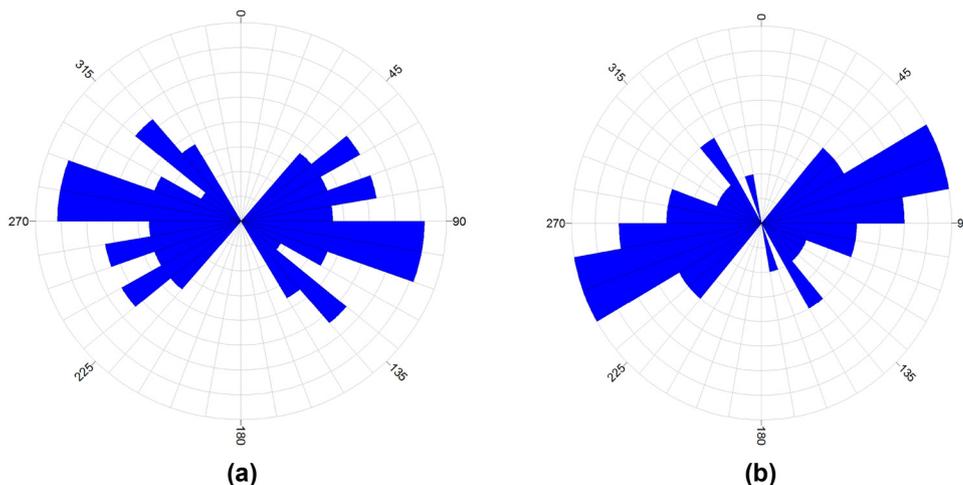


Figure 7: Rose diagram of the lineament orientations. (a) Major lineaments. (b) Minor lineaments.

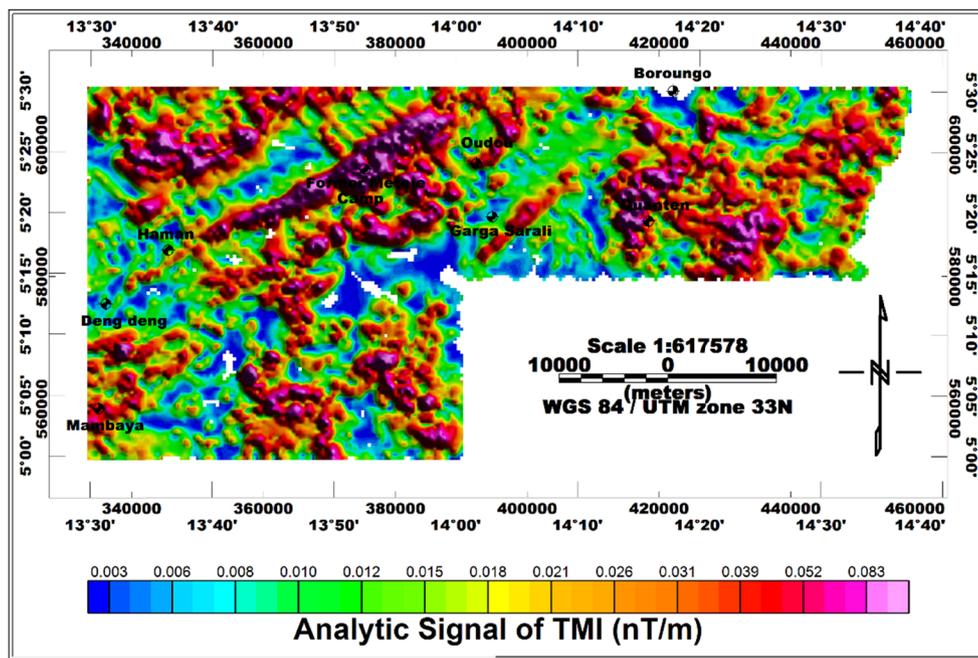
**Table 1:** Direction and characteristics of the main lineaments identified

Lineament no.	Dip direction	Average length (m)	Lineament no.	Dip direction	Average length (m)	Lineament no.	Dip direction	Average length (m)
L <sub>1</sub>	Vertical	110,253	L <sub>21</sub>	S-E	6,842	L <sub>41</sub>	N	4,737
L <sub>2</sub>	N-W	15,263	L <sub>22</sub>	Vertical	9,474	L <sub>42</sub>	Vertical	10,000
L <sub>3</sub>	Vertical	32,632	L <sub>23</sub>	Vertical	12,632	L <sub>43</sub>	S-E	7,895
L <sub>4</sub>	Vertical	6,842	L <sub>24</sub>	S-E	10,526	L <sub>44</sub>	Vertical	9,474
L <sub>5</sub>	Vertical	7,368	L <sub>25</sub>	Vertical	13,684	L <sub>45</sub>	Vertical	8,947
L <sub>6</sub>	Vertical	10,526	L <sub>26</sub>	S-E	7,895	L <sub>46</sub>	S	6,316
L <sub>7</sub>	Vertical	6,316	L <sub>27</sub>	Vertical	14,210	L <sub>47</sub>	Vertical	4,210
L <sub>8</sub>	Vertical	4,210	L <sub>28</sub>	Vertical	2,632	L <sub>48</sub>	Vertical	5,789
L <sub>9</sub>	Vertical	11,579	L <sub>29</sub>	Vertical	5,789	L <sub>49</sub>	S-W	4,737
L <sub>10</sub>	S	10,526	L <sub>30</sub>	S	5,263	L <sub>50</sub>	Vertical	3,158
L <sub>11</sub>	S-W	5,263	L <sub>31</sub>	Vertical	4,737	L <sub>51</sub>	S-E	6,316
L <sub>12</sub>	Vertical	8,947	L <sub>32</sub>	Vertical	3,158	L <sub>52</sub>	Vertical	5,789
L <sub>13</sub>	Vertical	7,895	L <sub>33</sub>	Vertical	7,368	L <sub>53</sub>	Vertical	12,632
L <sub>14</sub>	Vertical	6,316	L <sub>34</sub>	Vertical	7,895	L <sub>54</sub>	Vertical	4,210
L <sub>15</sub>	Vertical	6,316	L <sub>35</sub>	Vertical	10,526	L <sub>55</sub>	Vertical	7,895
L <sub>16</sub>	S-W	6,842	L <sub>36</sub>	Vertical	4,210	L <sub>56</sub>	Vertical	4,210
L <sub>17</sub>	S-W	9,474	L <sub>37</sub>	Nord	6,842	L <sub>57</sub>	Vertical	5,789
L <sub>18</sub>	Vertical	1,4210	L <sub>38</sub>	Vertical	8,947	L <sub>58</sub>	S-E	7,895
L <sub>19</sub>	S	8,421	L <sub>39</sub>	S-E	12,632	L <sub>59</sub>	Vertical	4,210
L <sub>20</sub>	Vertical	6,842	L <sub>40</sub>	Vertical	5,263	L <sub>60</sub>	S-E	11,053

as well as east of Garga Sarali. These anomalies would probably characterize the linear structures. On the other hand, in the south, east, and north of our study area, we have pseudo-circular anomalies which suggest intrusions of strongly magnetized bodies in the base (Figure 8).

### 5.7 Map of Euler’s solutions

Euler’s deconvolution is a remarkably effective method which makes it possible to locate the magnetic contacts in the horizontal plane as well as their depth with little



**Figure 8:** Map of the analytical signal.

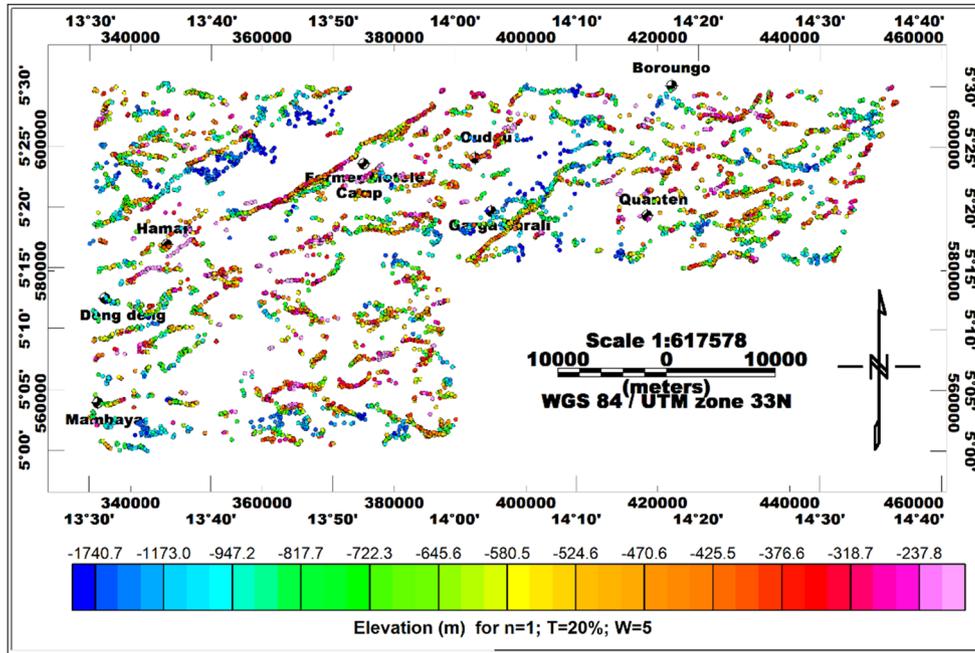


Figure 9: Map of Euler's solutions.

information on the magnetization of the causative sources [31]. After varying the structural index, a movable window and tolerance, and after comparing the results obtained, it was easy to see that only the following parameters give us satisfactory results (Figure 9):

- Structural index  $N = 1$  for faults and dikes with low discharge.
- A movable window  $W = 5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ ; A tolerance  $Z = 20\%$  on the depth estimate. On this map, the depths of Euler vary on average from 250 to 1,750 m.

Reid et al. [25] suggested that a good grouping of solutions indicates that the location of the source is well defined, and a dispersion indicates that the solutions should probably be ignored. A very quick observation allows us to see that Euler's solutions are generally well grouped here along well-defined lines. Colors range from around 150 to 1,800 m. The predominant directions are the same as those noted on the map of lineaments, namely: E–W, NE–SW, ENE–WSW, and WNW–ESE.

## 5.8 Structural analyses of maps

### 5.8.1 Magnetic lineaments superimposed on magnetic anomalies

Figure 10a illustrates that the lineaments generally follow the directions of the various gradients highlighted on the

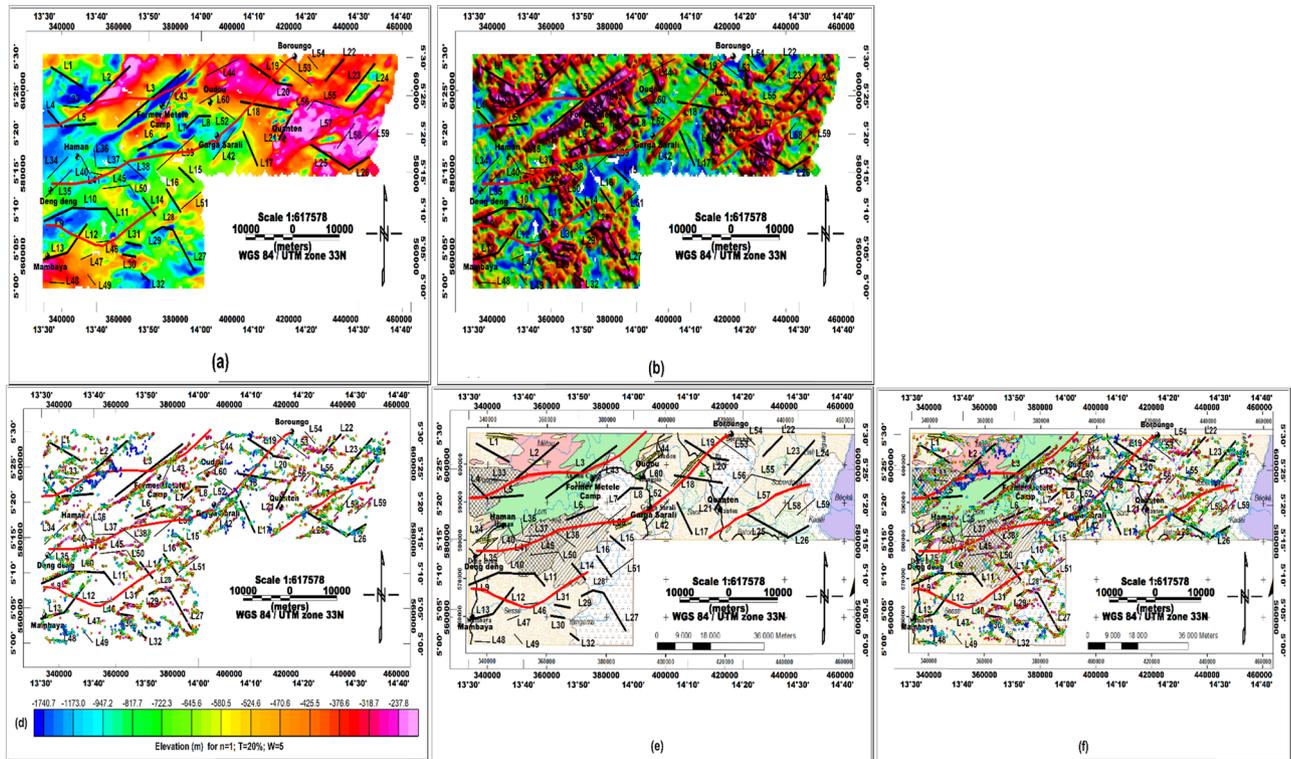
TMI-RTE. We also note that all areas (strongly magnetized or not) of our region have been affected by regional tectonics.

### 5.8.2 Magnetic lineaments superimposed on the maps of the analytical signal

From Figure 10b, we observe that the spatial localization of the lineaments given by the chart of the analytical signal correlates very well with the localization given by the maxima of the horizontal gradient. This correlation is moreover confirmed by Figure 10c, where the map of lineaments was superimposed on the first derivative of the analytical signal which was used to separate the close and coalescent anomalies. The contacts highlighted above are therefore certain and show that the region of study has been the scene of intense tectonic activity.

### 5.8.3 Magnetic lineaments superimposed on Euler solutions

This superposition given by Figure 10d makes it possible to note that certain solutions of Euler almost align on certain lineaments traced above. Therefore, on this basis we can say that the Euler solutions were given for a structural index  $N = 1$  corresponding to the faults, among these lineaments, some if not most correspond to faults, while others are simply contacts. These distinctions are compiled in Table 2.



**Figure 10:** Overlay of the lineaments and significant maps. (a) Superposition of TMI-RTE and lineaments map's, (b) superposition of analytic signal and lineaments map's, (c) superposition of AS deriv-Z and lineaments map's, (d) superposition of lineaments map's and Euler's solutions, (e) superposition of geologic map and lineaments map's, and (f) superposition of geologic map, Euler's solutions, and lineaments map's.

**5.8.4 Magnetic lineaments and geology**

The magnetic lineaments were superimposed on the geological map first (Figure 10e) and then the map in Figure 10e was superimposed on Euler's solutions (Figure 10f) in order to obtain the interpretative structural map of the study area. In this map, the main boundaries between the areas with significant contrast

of magnetic susceptibility in the soil are summarized. These limits correspond for the most part to tectonic accidents. These two maps specify and/or confirm the layout of brittle structures from previous geological and geophysical studies on the one hand, and on the other hand the richness of our results highlights new accidents not detected by geological studies. The accidents listed here are organized as follows:

**Table 2:** Characteristics of the main faults identified

Lineament no. corresponding to the faults	Fault direction	Dip direction	Average depth (m)	Lineament no. corresponding to the faults	Fault direction	Dip direction	Average depth (m)
L <sub>2</sub>	ENE–WSW	NW	700	L <sub>23</sub>	NE–SW	Vertical	800
L <sub>3</sub>	ENE–WSW	Vertical	370	L <sub>24</sub>	ENE–WSW	SE	1,200
L <sub>4</sub>	NW–SW	Vertical	700	L <sub>26</sub>	ENE–WSW	SE	1,200
L <sub>6</sub>	ENE–WSW	Vertical	450	L <sub>30</sub>	E–W	S	350
L <sub>9</sub>	ENE–WSW	Vertical	620	L <sub>33</sub>	ENE–WSW	Vertical	850
L <sub>13</sub>	ENE–WSW	Vertical	600	L <sub>42</sub>	NE–SW	Vertical	380
L <sub>14</sub>	WNW–ESE	Vertical	700	L <sub>47</sub>	E–W	Vertical	600
L <sub>15</sub>	WNW–ESE	Vertical	950	L <sub>48</sub>	E–W	Vertical	1,200
L <sub>21</sub>	NE–SW	SE	350	L <sub>53</sub>	WNW–ESE	Vertical	480
L <sub>22</sub>	NE–SW	Vertical	350	L <sub>59</sub>	ENE–WSW	Vertical	300
L <sub>60</sub>	NE–SW	SE	350				

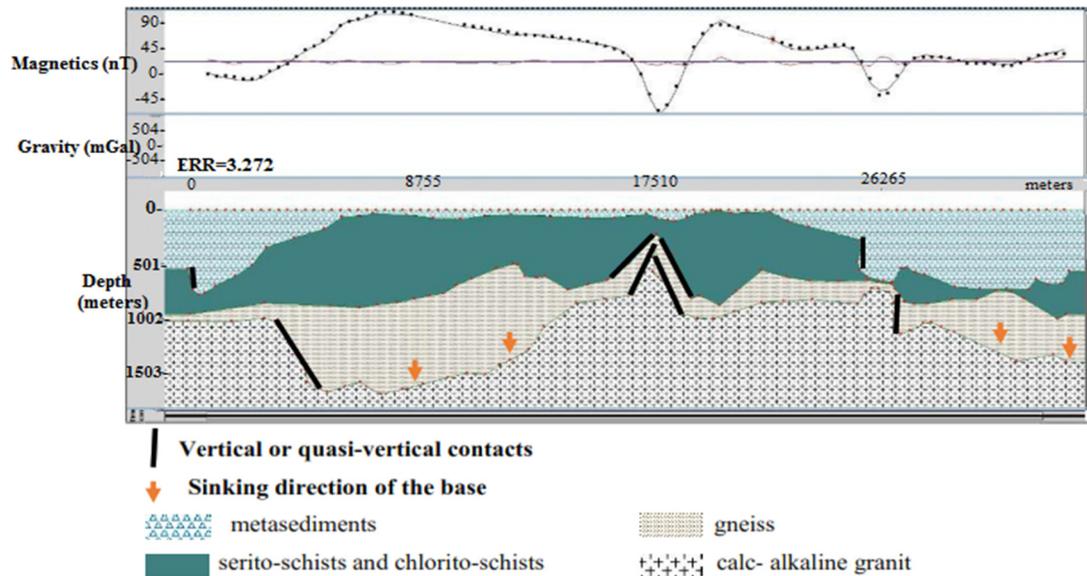


Figure 11: Model 2.75D of profile P1.

- The E–W oriented faults are with Mbom-Abane [31], the oldest in the region and are linked to the geodynamic evolution of the pan-African chain of Central Africa.
- The ENE–WSW oriented faults correlate with the major direction of the tectonic lines crossing our study area.
- NW–SE occur following sinistral and dextral radiation and represent fractures with or without vein flow [32].
- Certain lineaments combine to give V, or inverted V shapes. These lineaments located in the center and east of the study area suggest mega-folds at these sites in ancient syntectonic granite formations and lower gneisses caused by the resumption of events oriented NE–SW by those oriented NW–SE. Hence, the passage of the tectonic lines at these places.
- The NE–SW oriented lineaments represent faults which would be caused by the contact between the Lom series (shale) and the granito-gneissic rocks. These lineaments follow the direction of the Cameroonian center shear.
- The presence of lineaments oriented E–W, NE–SW, and N–S justifies the intermediate character of the pan-African chain which is located between the trans-Saharan chains oriented N–S and the chain of Oubanguids oriented E–W [33].

## 5.9 Modeling

We have extracted 03 magnetic profiles from the grid of field anomalies reduced to the equator (Figure 3). The **P1** profile oriented NNW–SSE will highlight the great

negative anomaly that crosses the former Metele camp, the P2 profile oriented NW–SE aims to understand the origin of a positive intensity in the midst of negative intensities to the south from Deng Deng. The P3 profile, meanwhile, oriented NNE–SSW will allow us to focus on tectonics which suggest intense activity in the Quanten area. Thus, considering the depths of Euler’s deconvolution, the 2.75D models were calculated with the GM-SYS program integrated into Oasis Montaj (version 8.4). The work carried out consisted in seeking, from a vertical size polygon, the susceptibility which would allow reaching the maximum amplitude of the observed profile. For a better result, we have, as Gérard and Griveau suggest in their work [34], considered that the interface determined by Euler’s deconvolution corresponded to the average roof of the sources. Thereafter, while maintaining the horizontal base, we have, on the basis of the forms deduced from the calculated structural indices (Euler deconvolution), modified the vertex of the body until the calculated anomaly overlaps as best as possible the observed one.

### 5.9.1 P1 profile modeling

The magnetic topography of this long NNW–SSE direction profile, which is around 33,300 m, reveals four geological layers of different natures which appear from the surface to the base as follows (Figure 11):

- Metasediments of average sensitivity 0.024 SI, much more present at north of Haman and south of the former Metele camp,

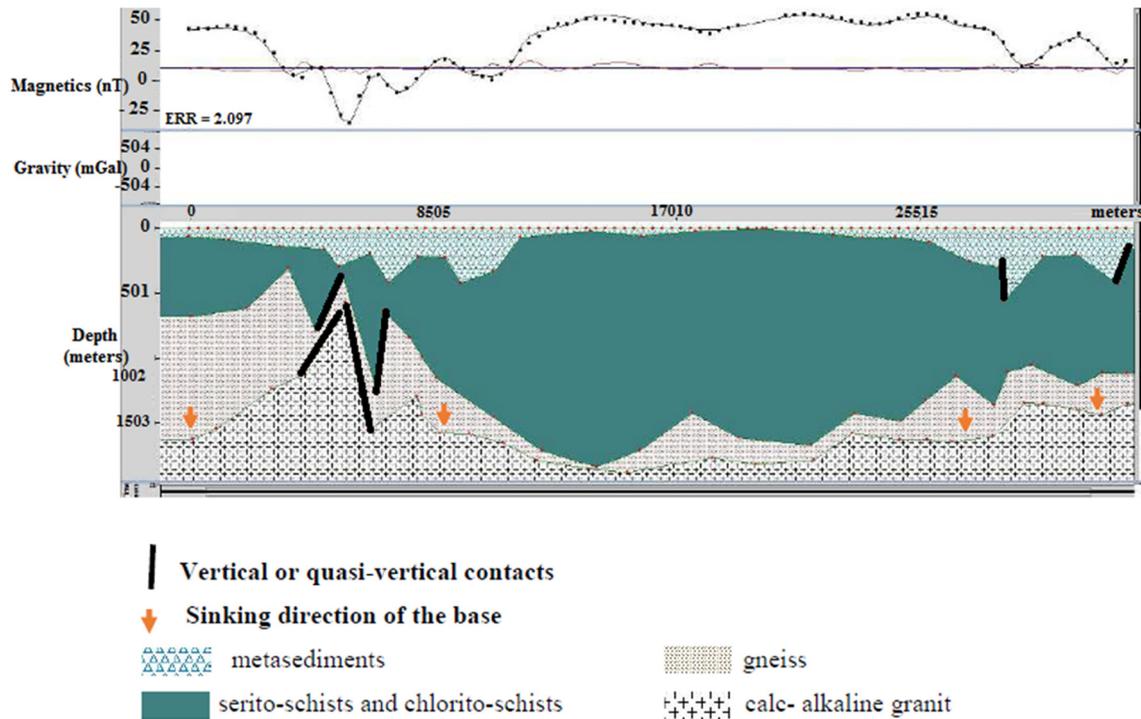


Figure 12: Model 2.75D of profile P2,.

- serito-schists and chlorito-schists of average sensitivity 0.003 SI, which are abundant in the center of the profile,
- the 0.025 SI medium sensitivity gneiss which extends over the entire profile, and
- the calc-alkaline granites of average sensitivity 0.05 SI which constitute the base.

Figure 10 above shows the adjustment between the anomalies observed and those calculated with a relative error of 3.24%. Here the subsidence of the base in places and the vertical contacts are highlighted and taking into account the arrangement of the latter, they would correspond, respectively, from left to right with the lineaments  $L_2$  (approximately at a depth of 1,000 m),  $L_3$  (approximately at a 300 m depth), and  $L_6$  (approximately at a depth of 800 m), which are faults. The long negative anomaly would therefore be due to a granitic rise of the covers.

### 5.9.2 P2 profile modeling

The **P2** direction NNW–SSE profile extends over approximately 32,900 m. This profile begins in the South of Deng Deng and ends in the southeast of Mambaya. It suggests the same four geological layers but with a different

lithology characterized by weak layers of metasediments, a large thickness of gneiss which is sometimes exposed. However, it also highlights vertical or almost vertical contacts south of Deng Deng and southeast of Mambaya at depths of around 300–600 m, and subsidence of the base in places. The strong positive anomaly trapped between the negative anomalies would correspond to a massive presence of shales in the area. The adequacy between the observed and calculated anomalies is excellent here with an accuracy of 2.1% (Figures 12 and 13).

### 5.9.3 P3 profile modeling

The **P3** profile is oriented NNE–SSW and extends over an average of 25,500 m. This profile which goes from Boroungo to Quanten presents irregular shapes suggesting a crushing which makes it possible to say that this zone of Quanten was the theater of an intense tectonic activity. The intrusions observed on the previous maps would be the result of the latter probably due to a strong collision. Here and there we see granite rising, sagging of the base, and vertical contacts. The latter are found at average depths of 150 m (south of Boroungo), 200–1,200 m (north of Quanten), and 900 m (south of Quanten). The clear adjustment between the anomalies observed and those calculated gives an accuracy of 4.62%.

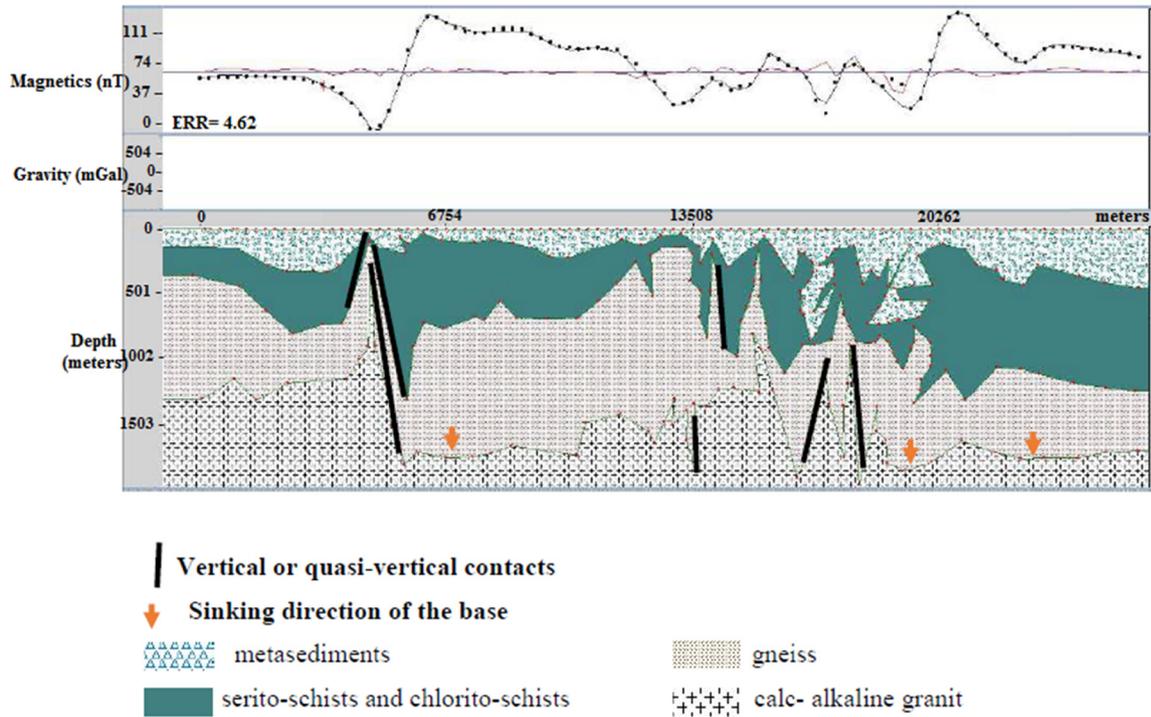


Figure 13: Model 2.75D of profile P3.

The modeling results clearly show that the underlying rocks that gave rise to the magnetic signatures, as seen on the geological map of the region, do not exactly match those of the generated models.

## 6 Discussion

The qualitative interpretation of the magnetic field map suggests that the structures at the origin of the observed anomalies are located deep in the crust and constitute intrusive bodies of strong magnetization. The superimposition of the maxima of the horizontal gradient coupled with the upward extension at different altitudes, on the one hand, and the Euler deconvolution, on the other hand, allowed us to characterize the faults (Table 2) faults which correlate well with lines of faults and tectonic lines present in the region, and which cross-sectionally informs about the structural and tectonic aspect of our study area.

The interpretative map of the region (Figure 10e), obtained by superposition of the map of the magnetic lineaments and the geological map, after removing the effect of the deep structures of the total magnetic fields observed, summarizes the signatures of the shallow bodies. These shallow bodies are associated with substances, such

as magnetite and hematite, which contain a deposit of iron ore (magnetic exploration).

The main limits between the zones with a strong contrast of magnetic susceptibility under the ground and several of these limits correspond to tectonic accidents. This confirms and specifies not only the layout of the brittle structures resulting from the previous geological and geophysical studies but also highlights new accidents not detected by the geological studies.

Before saying more about the models obtained, let us first recall that three parameters underlying our model, namely: the magnetic susceptibility contrast, the depth (or the limits of vertical extension), and the shape of the sources. The models obtained can be considered reliable given the sufficiently high precision. However, in addition to the estimation of depths and shape, the susceptibility parameter is not constrained, which then leaves the possibility of having an infinity of terrain models, all of which can be as different as each other.

Thus, the reliability of the conclusion depends on the precision with which the results were obtained. Note, however, that formations likely to be magnetic cannot be found at depths greater than that of the Curie point. This depth is difficult to specify. Admitting with Chapman and Pollack [35], with a heat flux of  $40 \text{ mW/m}^2$  for Central Africa, and a curie temperature of  $300^\circ\text{C}$  (case of highly metamorphosed and granitized rocks present in the region)

we can exceed, according to the geothermal gradient, Curie depths of 25 km. This assumption seems reasonable for old terrains where the gradient must be relatively low. Indeed, the magnetic map shows little correlation with the surface geology.

Regarding the models obtained and the map of the lineaments, we can undoubtedly state that our study area was the scene of intense tectonic activity. In addition, the intrusion zones suggested on the TMI and TMI-RTE maps would rather be in accordance with the models obtained from the zones of intense tectonic crushing or due to granitic rise under the covers which, in any case, is good augurs for mineral exploration because they constitute ore traps.

Clearly, the study area shows the existence of brittle tectonics marked by faults in diversified directions in agreement with the known tectonic and structural directions of our study area [6,14,32,36].

The resulting fault system is characterized by a diversity of directions, which highlights the geological heterogeneity of the area which is part of a regime of structures of the Riedel's system [37–39]. Indeed, the NE–SW direction (deformation phase D2) corresponds to the P-type Riedel structures which are the lithological signatures of the regional schistosity [4,40,41]. The ENE–WSW direction (deformation phase D3) corresponds here to the materialization of the mylonitic foliation which includes the Central Cameroonian shear zone, the Sanaga Fault, the Betare-Oya shear zone, and the Adamawa shear zone (ASZ) [6,16,40,42]. The NW–SE and ESE–WNW directions represent the R'-type Riedel structures, while the N–S and NNW–SSE (deformation phase D2) correspond to the secondary Riedel structures of P'-type. Finally, the ESE–WNW and NNW–SSE directions are kinematic markers of readjustment linked to transpression formed during the pan-African orogeny [4,17,40,41,43].

The geometry of the structures noted here highlights a dextral shear along the NE–SW and ENE–WSW structures which facilitated the development of the structures oriented NW–SE to ESE–WNW and E–W during the pan-African orogeny [4,40,41,44].

From all the above it is established that the deformation phases D1, D2, D3, and D4, affected the study area generating structures with various shapes and directions.

## 7 Conclusion

It is clear from all the above that the underlying rocks that gave rise to the magnetic signatures, as seen on the

geological map of the region, do not exactly match those of the generated models. The results revealed the highlighting of the compression, bending and shear axes, mylonitic veins several kilometers long, and oriented NE–SW. The framework of regional and local structures in the area is characterized by major faults and other structural elements striking mainly in the directions NE–SW, NW–SE, ENE–WSW, N–S, and E–W. The results obtained effectively show that the study area is crossed by the two former major dextral shear corridors which are the Cameroonian center shear direction EW and NE–SW, and the extension of the Sanaga fault which passes through the former Metele camp and in the direction of ENE–WSW. Estimating the depths of some of these intrusive bodies gave Euler deconvolution of depths between 300 and 800 m. For deep faults, the depths vary from 800 to 1,300 m which gives some satisfaction with the knowledge of the internal structure of the soil. The 2.75D models are acceptable because they show the bodies of strong magnetization in depth even though the geological structures are most often in 3D. These models correspond well to a compression and continental collision. The extended maps show us that the bodies generated by the anomalies crossed by the profiles P1 and P2 are rooted at the base of the crust, that is to say that they have a deep structure compared to the intrusive body crossed by the profile P3 which has a surface structure.

**Acknowledgments:** This work was carried out at the University of Yaounde I, Cameroon, as a part of first author's Ph.D. studies. The authors thank the reviewers for their valuable comments.

**Conflict of interest:** The authors declare that there are no conflicts of interest regarding the publication of this article.

**Data availability statement:** The data used to support the findings of this study are available from the corresponding author upon request.

## References

- [1] Ghosh GK, Gupta RD, Khanna AK, Singh SN. Application of euler deconvolution of gravity and magnetic data for basement depth estimation in Mizoram area. *Geohorizons*. 2012;13–9. doi: 10.3997/2214-4609.20143715.
- [2] Thabisani N, Mashingaidze RT, Mpofu P. Analytic signal and Euler depth interpretation of magnetic anomalies: applicability to the Beatrice Greenstone Belt. *J Geogr Geol*. 2015;7(4):108–12. ISSN 1916-9779 E-ISSN 1916-9787.

- [3] Ndougsa-Mbarga T, Feumoé NSA, Manguelle-Dicoum E, Fairhead DJ. Aeromagnetic data interpretation to locate buried faults in South-East Cameroon. *Geophysica*. 2012;48(1–2):49–63.
- [4] Kankeu B. Anisotropie magnétique des roches dans la zone de Garga-Sarali Betare-Oya. Thèse de doctorat. University of Yaoundé I. Faculty of Science; 2008. p. 298.
- [5] Thompson DT. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*. 1982;47:31–7. doi: 10.1190/1.1441278.
- [6] Gazel J, Gerard G. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500000, feuille Batouri-Est avec notice explicative. Yaoundé, Cameroun: Mémoire Direction des Mines et de la Géologie; 1954. p. 43.
- [7] Bessoles B, Trompette R. Géologie de l'Afrique. La chaîne Pan-Africaine « Zone Mobile » d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise. *Mém BRGM*. 1980;71–8246(92):396.
- [8] Olinga JB, Mpesse JE, Minyem D, Ngako V, Ndougsa-Mbarga T, Ekodeck GE. The Awae-Ayosstrike-slip shearzones (Southern Cameroon): Geometry, kinematics and significance in the late Pan-African tectonics. *N Jb Geol Paläont Abh*. 2010;257(1):1–11. doi: 10.1127/0077-7749/2010/0042.
- [9] Mvondo H, Owona S, Mvondo-Ondoua J, Essono J. Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic central African orogenic belt in southern Cameroon. *Can J Earth Sci*. 2007;44:433–44. doi: 10.1139/e06-107.
- [10] Mvondo H, Den-Brok SWJ, Mvondo-Ondoua J. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe Pan-African Fold Belt, Cameroon. *J Afr Earth Sci*. 2003;35:215–31. doi: 10.1016/S0899-5362(03)00017-4.
- [11] Ngako V, Jegouzo P, Nzenti JP. Le cisaillement centre camerounais, rôle structural et géochronologique dans l'orogénèse panafricaine. *C R Acad Sci Paris*. 1991;t.313(Sériell P):457–63.
- [12] Cornacchia M, Dars R. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments Centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull Soc Geol Fr*. 1983;25:101–9. doi: 10.2113/gssgfbull.S7-XXV.1.101.
- [13] Soba D. La série du Lom étude géologique et géochronologique du bassin Volcano sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat. Paris: University of Pierre et Marie Curie; 1989. p. 205–21. 6,198 pages.
- [14] Coyne, Bellier. Aménagement hydroélectrique de Lom Pangar. Doc n° 10108-RP-400-B; 2010.
- [15] Feumoe ANS. Apport des filtrages et inversions  $2D^{1/2}$  des anomalies aéromagnétiques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs au Sud-est Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD ès sciences. Université deYaoundé I; 2014. p. 143.
- [16] Regnault JM. Synthèse géologique du Cameroun. Du Cameroun: Pub. Direction des Mines et de la Géologie; 1986. p. 119.
- [17] Njonfang E, Ngako V, Moreau C, Affaton P, Diot H. Restraining bends in high temperature shear zones: The « Central Cameroon Shear Zone », central Africa. *J Afr Earth Sci*. 2008;52:9–20. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2008.03.002.
- [18] Gouet DH. Applications des méthodes geoelectriques (DC&IP) à l'identification des cibles minières et des acquifères dans la zone de Boutou- Colomine (Est-Cameroun). Thèse de doctorat. University of Yaoundé I. Faculty of Science; 2014. p. 193.
- [19] Phillips JD. Processing and Interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruz Basin Patahonia Mountains Area, South-Central Arizona. U.S.: Geological Survey Open-File Report 02-98;1998.
- [20] Li X. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*. 2006;71:13–6. doi: 10.1190/1.2184367.
- [21] Roest WR, Verhoef J, Pilkington M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*. 1992;57(6):116–25. doi: 10.1190/1.1443174.
- [22] Hsu SK, Sibuet JC, Shyu CT. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies; an enhanced analytic signal technique. *Geophysics*. 1996;61:373–86. doi: 10.1190/1.1443966.
- [23] Ansari AH, Alamdar K. Reduction to the pole of magnetic anomalies using analytic signal. *World Appl Sci J*. 2009;7(4):405–9. ISSN 1818-4952.
- [24] Jeng Y, Lee YL, Chen CY, Lin MJ. Integrated signal enhancements in magnetic investigation in archaeology. *J Appl Geophysics*. 2003;53(31–48). doi: 10.1016/S0926-9851(03)00015-6.
- [25] Reid AB, Allsop JM, Granser H, Millett AJ, Somerton IW. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*. 1990;55:80–90. doi: 10.1190/1.1442774.
- [26] Paterson G, Watson Ltd. Aeromagnetic studies on some regions of the United Republic of Cameroon. Toronto: Interpretation Report. A.C.D.I.; 1976. p. 192.
- [27] Baranov V. A new method for interpretation of aeromagnetic map: pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*. 1957;22:359–83. doi: 10.1190/1.1438369.
- [28] Scanvic J. Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. BRGM. Man et Méthodes No. 7; 1983. p. 158.
- [29] Dobrin MB, Savit CH. Introduction to geophysical prospecting. New York: McGraw-Hill; 1988. p. 867. doi: 10.1126/science.117.3029.65.
- [30] Blakely RB. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge, G B: Cambridge University Press; 1996. p. 441. doi: 10.1017/CB09780511549816.
- [31] Mbom-Abane S. Investigation géophysique en bordure du craton du Congo région d'abong-Mbang/Akonolinga, Cameroun et implications structurales. Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences. University of Yaoundé I. Faculty of Sciences; 1997. p. 187.
- [32] Kankeu B, Greiling RO, Nzenti JP. Pan-African strikeslip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structures in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Res*. 2009;174:258–72. doi: 10.1016/j.precamres.2009.08.001.
- [33] Meying A, Ndougsa MT, Manguelle DE. Evidence of fractures from the image of the subsurface in the Akonolinga-Ayos area (Cameroun) by combining the classical and the Bostick approaches in the interpretation of audiomagnetotellurics data. *J Geol Min Res*. 2009;1(8):159–71. doi: 10.5897/JGMR.9000023.
- [34] Gerard A, Griveau P. Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à Partir de cartes transformées de gradient vertical. *Geophys Prospect*. Apr 1972;20(2):459–81. doi: 10.1111/j.1365-2478.1972.tb00648.x.

- [35] Chapman DS, Pollack HN. Global heat flow: A new look. *Earth Planet SciLett.* 1975;28:23–32. <http://hdl.handle.net/2027.42/21952>
- [36] Nih Fon A, Bih CV, Suh CE. Application of electrical resistivity and chargeability data on a GIS platform in delineating Auriferous structures in a deeply Weathered Lateritic Terrain, Eastern Cameroon. *Int J Geosci.* 2012;03:960–71. doi: 10.4236/ijg.2012.325097.
- [37] Pepogo MAD. Mise en évidence des relations tectoniques et minéralisations à l'aide de la méthode audiomagnetotellurique (AMT) dans les régions de Garga Sarali – Ndokayo, Est Cameroun. Thèse de doctorat. University of Yaoundé I. Faculty of Sciences; 2020. p. 161.
- [38] Davis GH, Bump AP, Garcia PE, Ahlgren BG. Conjugate Riedel deformation band shear zones. *J Struct Geol.* 2000;22:169–90. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00140-6.
- [39] Riedel S. The Saddle Mountains; the evolution of an anticline in the Yakima fold belt. *Am J Sci.* 1984;284:942–78. doi: 10.2475/ajs.284.8.942.
- [40] Pepogo MAD, Ndougsa MT, Meying A, Ngoh JD, Mvondo OJ, Ngoumou PC. New geological and structural facts under the lateritic cover in Garga-Sarali, Ndokayo (East Cameroon) area, from audiomagnetotellurics soundings. *Int J Geophys.* 2018;17. doi: 10.1155/2018/4806357.
- [41] Kankeu B, Greiling RO. Magnetic fabrics (AMS) and transpression in the Neoproterozoic basement of Eastern Cameroon (Garga-Sarali area). *Neues Jahrbuch Geol Palaontol – Abhandlungen.* 2006;239:263–87. doi: 10.12691/jgg-6-3-4.
- [42] Takoudjou WJD, Ganno S, Djonthu LYS, Kouankap NGD, Fossi DH, Tchouatcha MS, et al. Geostatistical and GIS analysis of the spatial variability of alluvial gold content in Ngoura-Colomines area, Eastern Cameroon: Implications for the exploration of primary gold deposit. *J Afr Earth Sci.* 2018;142:138–57. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2018.03.015.
- [43] Nzenti JP, Barbey P, Tchoua FM. Evolution crustale au Cameroun, éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotérozoïque. Ed Collect GEOCAM, 2/1999, Press. University of Yaounde; 1998. p. 397–407. doi: 10.12691/jgg-2-2-4.
- [44] Toteu SF, Penaye J, Djomani YP. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can J Earth Sci.* 2004;v.41:73–85. doi: 10.1139/e03-079.