

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix - Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

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

UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION
DOCTORALE PHYSIQUE ET APPLICATIONS

DEPARTEMENT DE PHYSIQUE



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace - Work – Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE,
TECHNOLOGY AND GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE TRAINING
UNIT FOR PHYSICS AND APPLICATIONS

DEPARTMENT OF PHYSICS

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE

LABORATORY OF PHYSICS OF THE TERRESTRIAL ENVIRONMENT

**IMAGERIE GEOPHYSIQUE DES STRUCTURES
DE LA ZONE DE PITO-A-FIGUIL (NORD-
CAMEROUN) PAR INVERSION CONJOINTE DES
DONNEES AEROMAGNETIQUES ET
GRAVIMETRIQUES**

THESE

Soutenue le 25 mars 2024, en vue de l'obtention du

Doctorat/PhD en Physique

Option : Géophysique et Géoexploration

Par :

SOUGA KASSIA Georges Voltaire, MSc en Physique

Matricule 09Y801

Devant le jury composé de :

Président: NDJAKA Jean Marie Bienvenu, *Professeur, Université de Yaoundé I*

Rapporteur: NDOUGSA MBARGA Théophile, *Professeur, Université de Yaoundé I*

Membres: - NJANDJOCK NOUCK Philippe, *Professeur, Université de Yaoundé I*

- BEN-BOLIE Germain Hubert, *Professeur, Université de Yaoundé I*

- TABOD Charles TABOD, *Professeur, Université de Yaoundé I*

- ADJIA ZANGUE Henriette, *Maître de Conférences, Université de Ngaoundéré*



Année 2024



DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE DOCTORAT/PhD

Nous, Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe**, Examineur, et Professeur, **NDJAKA Jean-Marie Bienvenu**, Président du jury de la Thèse de Doctorat/PhD de Monsieur **SOUGA KASSIA Georges Voltaire**, Matricule **09Y801**, préparée sous la direction du Professeur **NDOUGSA MBARGA Théophile** intitulée : « **Imagerie géophysique des structures de la zone de Garoua (Pitoa-Figuil) par inversion conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques** », soutenue le **Lundi, 25 Mars 2024**, 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.

L'Examineur

Fait à Yaoundé le **28 MARS 2024**

Le Président du jury

Ndjaka Jean-Marie Bienvenu
Professeur

Le Chef de Département de Physique


Ndjaka Jean-Marie Bienvenu
Professeur

DEDICACE

A mes enfants,

Que cette œuvre soit pour vous un modèle de bravoure et de témérité.

Ne vous laissez jamais ébranler par les épreuves de la vie.

REMERCIEMENTS

Ces quelques mots ne seront certainement pas assez pour exprimer ma gratitude à l'endroit de tous ceux qui ont apporté leur pierre à l'édifice de ce joyau scientifique. Mais que chaque concerné sous-cité ou non se sente profondément partisan à la forge de l'Homme valeureux que je suis devenu.

- Je tiens tout d'abord à exprimer cette gratitude à mon directeur de thèse, le **Professeur NDOUGSA MBARGA Théophile**, qui malgré ses multiples occupations, a bien voulu diriger ce travail. « Patèr » ou « Père Théo », comme nous l'appelons affectueusement, est plus qu'un père pour moi de par ses conseils aussi bien dans le domaine de la recherche que dans le cadre extra-académique. Mon navire de recherche scientifique a chaviré à maintes reprises, mais il a toujours su me ramener sur le droit chemin. Votre simplicité est à nulle autre pareille, vous êtes un modèle pour les jeunes chercheurs. « Patèr », trouvez en ces quelques mots ma profonde gratitude ;
- Je remercie le **Professeur OWONO OWONO Luc Calvin**, Vice- Recteur chargé des enseignements, de la professionnalisation et du développement des TIC à l'Université de Yaoundé I et par ailleurs Coordonnateur de l'URFD Physique et Applications du CRFD-STG de la même université ;
- J'adresse toute ma reconnaissance au **Professeur NDJAKA Jean Marie**, Chef de Département de Physique à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, ainsi que tous les enseignants de ce Département, pour leurs brillants enseignements depuis mon admission à l'Université de Yaoundé I ;
- Un remerciement particulier au **Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe**, enseignant au Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I et Responsable du Laboratoire de Physique de

l'Environnement Terrestre (L.A.P.E.T), pour les multiples conseils de « grand frère » envers ses « chers petits » qu'il m'a prodigués, et davantage pour ses enseignements fructueux et professionnalisants ;

- J'exprime ma gratitude aux enseignants du Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre, notamment **les Professeurs TABOD Charles TABOD, NOUAYOU Robert, OWONA ANGUE Marie Louise**, pour la qualité des enseignements reçus.
- J'adresse également mes remerciements à l'endroit du **Professeur BEN BOLIE Hubert Germain**, enseignant au Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, pour ses encouragements et ses multiples conseils ;
- Mes remerciements s'adressent aussi à mes aînés académiques et/ou camarades de laboratoire. Merci pour votre disponibilité et votre franche collaboration. Je pense particulièrement aux **Professeurs MEYING Arsène, ENYEGUE A NYAM Françoise**, aux **Docteurs ASSEMBE Stéphane Patrick, YANDJIMAIN Justine, NGOUMOU Paul Claude, OWONO AMOUGOU Olivier Ulrich-Igor, NGOH Jean Daniel, BIKORO BI ALOU Marcellin, GOUET Daniel Hervé, ZANGA AMOUGOU Alain, FEUMOE Alain Narcisse, MONO Jean Aimé, PEPOGO MAN-MVELE Didier, NYABAN Christian Emile** ; aux doctorants **NGOA EMBENG Steve, WAHILE Bidichael Elvis, MANEKENG TADJOUTEU Stella Amina, EYA'AN Pierre Clément, WANDJI KAMWA Joseph Antoine, NGAH Christian, TCHEUKAM NGATCHEU Christelle**. Que chacun d'entre vous trouve ici l'expression de ma profonde gratitude pour l'ambiance, la disponibilité et l'assistance permanente tout au long de la production de cette œuvre.
- Je remercie également les aînés du laboratoire Energie et Environnement notamment, le Professeur **NSOUANDELE Jean Luc** et le Docteur **SEUTCHE Jean Calvin**, pour leurs multiples conseils et encouragements.
- J'exprime toute ma reconnaissance aux membres du jury pour tout le temps précieux qu'ils ont bien voulu mettre à disposition pour examiner cette œuvre.

- Mes remerciements vont également à l'endroit de mes parents **SOUGA Jean Pierre** et **MELOUNA NDJANA Françoise Georgette**, qui n'ont jamais cessé de croire en moi. Merci pour votre soutien indéfectible ; à mes beaux-parents **FOUOGOUK Théodore** et **FOUEDJO Hélène**, merci pour votre assistance multiforme ; à tous mes frères et sœurs, **Aurélien Yannick SOUGA II**, **Donald Brice SOUGA**, **TIKDOCK Ornella**, **DJITSOP Loïc**, **TATSA Sariette Chelsea**, **DJOUSSE Phanelle**, **KANA Harold**, merci pour les encouragements apportés tout au long de mon parcours académique.
- À tous ceux et celles, qui de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail et dont mention n'a point été faite, mes sincères remerciements : une pensée profonde pour **Monsieur YODJEU**, Enseignant d'Anglais au CES de Nkolmeyang.
- Et enfin, j'adresse mes remerciements les plus chaleureux à mon épouse **Mme SOUGA KASSIA** Née **KUETE Christiane Vanessa**, et à mes enfants **KASSIA FOUOGOUK Béni**, **KASSIA MELOUNA Françoise Lesly** et **KASSIA TATSA Ode-Raphaella**, pour leurs affectueux encouragements et leur soutien moral et spirituel inébranlable.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	i
REMERCIEMENTS.....	ii
TABLE DES MATIERES	v
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES SYMBOLES.....	xv
LISTE DES ACRONYMES	xvii
RESUME	xx
ABSTRACT	xxii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE 1 : REVUE DE LA LITTERATURE ET PROBLEMATIQUE	6
Introduction	7
1. Bref aperçu sur la plaque Africaine	7
1.1. Les cratons d’Afrique	8
1.2. Les zones mobiles.....	9
2. Géologie et Tectonique du Cameroun	10
2.1. Le socle Précambrien.....	10
2.2. La couverture sédimentaire.....	12
2.3. Les formations volcaniques	13
2.4. Les limites lithosphériques	14
2.4.1. Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC)	14
2.4.2. Le Cisaillement de la Sanaga (CS).....	15
2.4.3. La Faille de Tcholliré-Banyo (FTB)	15
2.4.4. La Faille de Kribi Campo (FKC)	15
3. Présentation de la zone d’étude et ses environs	17
3.1. Contexte géographique	17
3.2. Contexte géologique et tectonique	18
3.2.1. Ensembles du Panafricain dans la partie nord du Cameroun	19

3.2.2. Erosion et sédimentation au Crétacé et au Quaternaire moyen	20
3.2.3. Le fossé tectonique de la Bénoué.....	22
3.2.4. Les bassins sédimentaires du Nord-Cameroun.....	24
3.2.4.1. Le bassin de Garoua	25
3.2.4.2. Le bassin du Mayo Oulo-Léré	25
3.2.4.3. Le bassin d’Hamakoussou	26
3.2.4.4. Le bassin du Mayo Rey	27
3.2.4.5. Le bassin de Babouri-Figuil.....	27
4. Travaux géophysiques antérieurs	28
4.1. Géophysique aéroportée	28
4.2. Géophysique au sol.....	29
5. Problématique.....	30
5.1. Analyse de l’existant	30
5.2. Problème	30
6. Objectifs et résultats attendus.....	31
6.1. Objectifs	31
6.1.1. Objectif général	31
6.1.2. Objectifs spécifiques	31
6.2. Résultats attendus	32
Conclusion.....	32
CHAPITRE 2 : METHODOLOGIE ET MATERIEL.....	34
Introduction	35
1. Généralités sur les méthodes de prospection géophysique	35
1.1. Objectifs de la prospection géophysique	35
1.2. Les méthodes de prospection géophysique.....	36
2. La méthode magnétique	37
2.1. Le champ magnétique terrestre	37
2.1.1. Origine du champ magnétique terrestre	37
2.1.2. Les éléments du champ magnétique terrestre	38
2.1.3. Notion de potentiel magnétique de la Terre	40
2.1.4. Champ géomagnétique de référence (IGRF).....	41
2.2. Les propriétés magnétiques des roches	41

2.2.1. La susceptibilité magnétique	41
2.2.2. La perméabilité magnétique.....	42
2.2.3. L'aimantation	43
2.2.4. Classification des corps magnétiques selon leur intensité d'aimantation .	43
2.3. Anomalies magnétiques	45
2.4. Prospection aéromagnétique	45
2.4.1. Mise en œuvre des travaux de prospection magnétique sur le terrain	46
2.4.2. Equipements utilisés	47
2.4.3. Tests et Calibration.....	49
2.4.4. La réduction des données brutes de terrain	49
3. La méthode gravimétrique	50
3.1. Le champ gravitationnel terrestre.....	50
3.1.1. Origine du champ gravitationnel terrestre	50
3.1.2. Loi de gravitation universelle	51
3.1.3. Le géoïde.....	52
3.1.4. Ellipsoïdes de référence.....	53
3.2. Les propriétés gravimétriques	53
3.2.1. La densité des roches.....	53
3.2.2. Facteurs affectant les mesures gravimétriques et leurs corrections	54
3.3. Anomalies gravimétriques	55
3.3.1. Anomalie de gravité isostatique	56
3.3.2. Anomalies de Bouguer	57
3.3.3. Séparation régionale-résiduelle.....	58
3.4. La Prospection gravimétrique	60
3.4.1. Acquisition des données gravimétriques	60
3.4.2. Instrumentation	61
3.4.3. Mise en œuvre sur le terrain et calibrage.....	61
4. Bases théoriques de l'interprétation des données magnétiques et gravimétriques	62
4.1. Interprétation qualitative	63
4.2. Interprétation quantitative	63
4.3. Les opérateurs et les techniques d'interprétation	64
4.3.1. L'opérateur de réduction au pôle (à l'équateur)	64

4.3.2. Les filtres de dérivées directionnelles	65
4.3.3. Les filtres de prolongement	65
4.3.4. Le signal analytique.....	66
4.3.5. La pseudo-gravimétrie.....	66
4.3.6. L'analyse spectrale	67
4.3.7. La déconvolution d'Euler	68
4.4. L'imagerie géophysique	69
4.4.1. Généralité sur la modélisation	69
4.4.2. La modélisation directe	71
4.4.3. L'inversion à structure minimale	72
4.4.4. L'inversion conjointe.....	73
5. Organigramme de traitement des données.....	74
Conclusion.....	75
CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION	77
Introduction	78
1. Interprétation des données magnétiques	78
1.1. Origine des données.....	78
1.2. Carte des anomalies du champ magnétique total	79
1.3. Description et interprétation des cartes magnétiques transformées	81
1.3.1. Carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur	81
1.3.2. Cartes transformées par dérivation.....	84
1.3.2.1. Carte de la dérivée verticale	84
1.3.2.2. Carte de la dérivée Horizontale-X	86
1.3.2.3. Carte de la dérivée Horizontale-Y	88
1.3.3. Cartes transformées par prolongement.....	90
1.3.3.1. Cartes du prolongement vers le haut	90
1.3.3.2. Cartes du prolongement vers le bas	93
1.4. Mise en évidence des linéaments magnétiques.....	96
1.4.1. Carte des anomalies résiduelles	97
1.4.2. Carte de la dérivée verticale des anomalies résiduelles	99
1.4.3. Carte des linéaments.....	100
1.5. Localisation et cartographie des failles	103

1.5.1. Le gradient horizontal.....	103
1.5.2. Le signal analytique.....	108
1.5.3. La déconvolution d'Euler	112
1.6. Modélisation 2.75 D des données magnétiques	116
1.6.1. Le choix des profils	118
1.6.2. Model géologique suivant le profil P1 magnétique	118
1.6.3. Model géologique suivant le profil P2 magnétique	120
1.7. Inversion 3D des données aéromagnétiques	123
1.7.1. Interprétation qualitative du modèle	123
1.7.2. Dimensionnement des corps identifiés.....	126
2. Interprétation des données gravimétriques	128
2.1. Origine des données.....	128
2.2. Les anomalies de Bouguer	129
2.3. Classification des sources des anomalies de Bouguer.....	132
2.3.1. La séparation régionale-résiduelle	133
2.3.2. La carte d'anomalies régionales retenue	136
2.3.3 La carte d'anomalies résiduelles	138
2.4. Cartographie des linéaments gravimétriques	139
2.4.1. Analyse multi-échelle de la dérivée verticale (MEDV).....	141
2.4.2. Analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal de la MEDV.....	144
2.4.3. Caractéristiques des linéaments gravimétriques	147
2.4.4. Localisation et cartographie des failles	151
2.5. Modélisation 2.75D des données gravimétriques	154
2.5.1. Le choix des profils	155
2.5.2. Model géologique suivant le profil P1 gravimétrique.....	156
2.5.3. Modèle géologique suivant le profil P2 gravimétrique	158
2.6. Inversion 3D des données gravimétriques	160
2.6.1. Interprétation qualitative du modèle	160
2.6.2. Dimensionnement des corps gravimétriques	162
3. Interprétation conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques	164
3.1. Analyse conjointe des cartes des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur (RTE) et des anomalies de Bouguer	164

3.2. Modélisation conjointe 2.75 D des données aéromagnétiques et gravimétriques.....	167
3.2.1. Le choix des profils	168
3.2.2. Modélisation conjointe suivant le profil P1.....	168
3.2.3. Modélisation conjointe suivant le profil P2.....	171
3.3. Inversion conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques	173
3.3.1. Inversion conjointe utilisant le couplage par corrélation	173
3.3.1.1. Interprétation qualitative du modèle 3D obtenu	173
3.3.1.2. Dimensionnement des corps du modèle 3D obtenu.....	175
3.3.2. Inversion conjointe utilisant le couplage par codage flou	176
3.3.2.1. Interprétation qualitative du modèle 3D obtenu	176
3.3.2.2. Dimensionnement des corps du modèle 3D obtenu.....	178
4. Discussion et validité des résultats	179
4.1. Implication géodynamique et tectonique.....	179
4.2. Les dépôts sédimentaires et leurs épaisseurs	186
4.3. Implications sur l'exploration des hydrocarbures.....	186
4.4. Validité des résultats.....	187
4.4.1. Validité de la localisation des failles.....	187
4.4.2. Validité des Profondeurs des failles	188
4.4.3. Validité des modèles 2.75D.....	188
Conclusion.....	189
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	191
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	195
ANNEXE.....	215

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte des grands ensembles de la plaque africaine d'après Klitgord et Schouten (1986) et Yandjimain (2020) modifié.....	9
Figure 1.2 : Carte des grands ensembles géologiques et tectoniques du Cameroun...	16
Figure 1.3 : Carte topographique de la zone d'étude	18
Figure 1.4 : Carte géologique de la zone d'étude d'après Elangwe (1979) modifiée..	21
Figure 1.5 : a) Carte de localisation du fossé tectonique de la Bénoué par rapport à l'océan Atlantique ; b) Localisation de la zone d'étude par rapport au fossé de la Bénoué d'après Toteu et al. (2004) modifié.....	23
Figure 1.6 : Carte de localisation des formations sédimentaires du Nord-Cameroun d'après Ntsama (2013) modifié.....	28
Figure 2.1 : Evolution de l'intensité du champ magnétique (Moment Dipolaire Axial Virtuel, VADM) depuis 2 millions d'années (Valet et al., 1981).....	38
Figure 2.2 : Eléments caractéristiques du champ géomagnétique d'après Fleury (2011) modifié.....	39
Figure 2.3 : Installation d'un levé de mesure d'après Feumoe (2014) modifié.....	46
Figure 2.4 : Variation de la résolution en fonction de la couverture en magnétisme aéroporté.....	48
Figure 2.5 : Attraction gravitationnelle.....	51
Figure 2.6 : Différence entre géoïde et ellipsoïde.....	53
Figure 2.7 : Exemple de maillage rectiligne (a) et de maillage tétraédrique non structuré (b) (Lelièvre et al., 2012).....	71
Figure 2.8 : Organigramme de traitement des données.....	75
Figure 3.1 : Carte des anomalies magnétiques du champ total.....	79
Figure 3.2 : Carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur...	83

Figure 3.3 : Carte de la dérivée verticale de la RTE	85
Figure 3.4 : Carte de la dérivée horizontale-X de la RTE.....	87
Figure 3.5 : Carte de la dérivée horizontale-Y de la RTE.....	89
Figure 3.6 : Carte de la RTE prolongée vers le haut à : (a) 1 km et (b) 3km.....	91
Figure 3.7 : Carte de la RTE prolongée vers le bas à : (a) 400 m ; (b) 700 m et (c) 1000 m.....	95
Figure 3.8 : Carte des anomalies magnétiques résiduelles.....	98
Figure 3.9 : Carte de la dérivée verticale des anomalies résiduelles.....	100
Figure 3.10 : Carte des linéaments magnétiques avec rosace incorporée.....	101
Figure 3.11 : Carte du gradient horizontal de la RTE prolongée à 3 km vers le haut.....	104
Figure 3.12 : Carte des maxima locaux du gradient horizontal.....	106
Figure 3.13 : Carte du signal analytique de la TMI prolongée à 3 km vers le haut..	109
Figure 3.14 : Carte des maxima locaux du signal analytique.....	110
Figure 3.15 : Carte de superposition des maxima du gradient horizontal (en vert) et du signal analytique (en rouge).....	111
Figure 3.16 : Carte des solutions d'Euler.....	113
Figure 3.17 : Carte des failles obtenues des données aéromagnétiques.....	114
Figure 3.18 : Carte de la RTE présentant les profils magnétiques.....	117
Figure 3.19 : Modèle géologique suivant le profil P1 magnétique.....	119
Figure 3.20 : Modèle magnétique suivant le profil P2 magnétique.....	121
Figure 3.21 : Maillage tétraédrique avec carte topographique incorporée : (a) Vue de dessus ; (b) Vue en perspective.....	124
Figure 3.22 : Modèle 3D issu de l'inversion des données magnétiques.....	125
Figure 3.23 : Carte des anomalies de Bouguer.....	129
Figure 3.24 : Spectre radial de puissance de la carte d'anomalies de Bouguer.....	132
Figure 3.25 : Cartes des anomalies régionales pour différentes valeurs de σ	134
Figure 3.26 : Spectres radiaux de puissance des cartes d'anomalies régionales...	135
Figure 3.27 : Carte des anomalies régionales retenue.....	137
Figure 3.28 : (a) Carte d'anomalies résiduelles et (b) son histogramme.....	138

Figure 3.29 : Détermination des maxima à partir des points de fenêtre 3×3 km ² (Blakely & Simpson, 1986).....	140
Figure 3.30 : Dérivées verticales des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut : a) à 0 km ; b) à 4 km ; c) à 8 km ; d) à 12 km, avec effet de relief.....	143
Figure 3.31 : Gradient horizontal de la dérivée verticale prolongée vers le haut : a) à 0 km ; b) à 4 km ; c) à 8 km ; d) à 12 km.....	145
Figure 3.32 : Superposition des maxima des gradients horizontaux des dérivées verticales des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut.....	149
Figure 3.33 : Diagramme de rose des linéaments gravimétriques.....	150
Figure 3.34 : Carte des failles obtenues des données gravimétriques.....	152
Figure 3.35 : Carte des anomalies de Bouguer représentant les profils.....	156
Figure 3.36 : Modèle géologique suivant le profil P1 gravimétrique.....	158
Figure 3.37 : Modèle géologique suivant le profil P2 gravimétrique.....	159
Figure 3.38 : Modèle 3D issu de l'inversion des données gravimétriques.....	161
Figure 3.39 : Similitudes et dissemblances entre : (a) la RTE magnétique et (b) la Bouguer.....	163
Figure 3.40 : Modèle géologique conjoint suivant le profil P1.....	170
Figure 3.41 : Modèle géologique conjoint suivant le profil P2.....	171
Figure 3.42 : Modèle 3D de l'inversion conjointe utilisant le couplage par corrélation.....	174
Figure 3.43 : Modèle 3D de l'inversion conjointe utilisant le couplage par codage flou.....	177
Figure 3.44 : Carte géologique proposée.....	183
Figure 3.45 : Esquisse stratigraphique de la zone d'étude.....	185

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Susceptibilité magnétique de quelques roches (Telford et al., 1990)...	42
Tableau 2.2 : Densité de quelques roches (Telford et al., 1990).....	54
Tableau 2.3 : Indice structural selon le type de champ.....	68
Tableau 3.1 : Caractéristiques des failles obtenues de l'aéromagnétisme.....	116
Tableau 3.2 : Nature des corps magnétiques intrusifs.....	122
Tableau 3.3 : Caractéristiques des corps magnétiques.....	127
Tableau 3.4 : Caractéristiques des failles obtenues de la gravimétrie.....	153
Tableau 3.5 : Nature des corps gravimétriques intrusifs.....	160
Tableau 3.6 : Caractéristiques des corps gravimétriques.....	163
Tableau 3.7 : Nature des corps magnétiques et gravimétriques intrusifs.....	172
Tableau 3.8 : Caractéristiques des corps du modèle conjoint utilisant le couplage par corrélation.....	175
Tableau 3.9 : Caractéristiques des corps du modèle conjoint utilisant le couplage par codage flou.....	178
Tableau 3.10 : Principales caractéristiques des structures issues des études magnétiques et gravimétriques.....	180
Tableau 3.11 : Synoptique des corps révélés par les inversions.....	182

LISTE DES SYMBOLES

β : Paramètre de couplage indépendant

ε : Permittivité électrique

θ : latitude

φ : longitude

Φ_j : Paramètre de couplage conjoint

μ_0 : Perméabilité magnétique du vide ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ S.I)

μ : Perméabilité magnétique

χ : Susceptibilité magnétique

$^\circ$: Degrée Celsius

Δg_F : Correction de Faye

Δg_B : Correction de Plateau ou de Bouguer simple

Δg_T : Correction topographique

A : Ampère

B : Induction magnétique dans un milieu quelconque

B_0 : Induction magnétique dans le vide

D : Déclinaison magnétique

F: Force magnétique/ Force d'attraction

G : Constance gravitationnelle universelle

g : Accélération de pesanteur

Ga : Milliard d'années

g_h : Accélération de pesanteur à une hauteur h

$\vec{g}(M)$: Champ de pesanteur total en un point M

g_{mes} : Valeur de la Pesanteur mesurée à une station S de la surface topographique

g_{th} : Valeur de la pesanteur calculée à la surface du globe terrestre

\vec{H} : Composante horizontale du vecteur champ magnétique total

I : Inclinaison magnétique

\vec{J} : Aimantation

km : kilomètre

m : Masse d'un corps / mètre

Ma : Million d'années

mGal : milliGal

m_T : Masse de la Terre

N : Indice structural

nT : nano Tesla

O : Centre de gravité de l'ensemble des masses terrestres

P_n^m : polynôme de Legendre de degré n et d'ordre m

r : distance au centre de la terre

R : Rayon moyen de la Terre

t : temps

\vec{T} : Vecteur champ magnétique total

U : Potentiel magnétique

V : potentiel gravifique

X : Composante Nord du vecteur champ magnétique

Y : Composante Est du vecteur champ magnétique

Z : Composante verticale du vecteur champ magnétique

LISTE DES ACRONYMES

ACDI : Agence Canadienne de Développement International

AS : Analytic Signal

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CC : Craton du Congo / Corps du Couplage de Codage par Corrélation

CCC : Cisaillement Centre Camerounais

CF : Corps du Couplage de Codage Flou

CG : Corps Gravimétrique

CK : Craton du Kalahari

CM : Corps Magnétique

COA : Craton Ouest-Africain

CPNE : Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale

CS : Cisaillement de la Sanaga

DG : Domaine Gravimétrique

DM : Domaine Magnétique

DV : Dérivé Verticale

EGM 2008 : Earth Gravitational Model 2008

ENE : East-North-East

E-W : East-West

FFT : Fast Fourier Transform

FKC : Faille de Kribi Campo

FPF : Faille Pitoa-Figuil

FTB : Faille de Tcholliré-Banyo

GH : Gradient Horizontal

GPS : Global Positioning System

GRACE : Gravity Recovery And Climate Experiment

HGM : Horizontal Gradient Magnitude

IAGA : International Association of Geomagnetism and Aeronomy

IGNP : Institut Géographique National de Paris

IGRF : International Geomagnetic Reference Field

IRD : Institut de Recherche et de Développement

IUGG : International Union of Geodesy and Geophysics

LANDSAT : Land Satellite

MATLAB : Matrix Laboratory

MCS : Méta-cratons du Sahara

MEDV : Analyse Multi-Echelle de la Dérivée Verticale

MEGHDV : Analyse Multi-Echelle du Gradient Horizontal de la Dérivée Verticale

N : North

NE : North-East

NGA : National Geospatial-Intelligence Agency

NNE: North-North-East

NW : North-West

OLI : Operational Land Imager

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

PNUD : Programme des Nations Unies pour le Développement

RCA : République Centrafricaine

RTE : Reduction to Equator

SI : Système International / Structural Index

SIG : Système d'Informations Géographiques

SE : South - East

SSW : South-South-West

SW : South – West

TMI : Total Magnetic Intensity

TIRS : Thermal Infrared Sensor

UTM : Universal Transverse Mercator

VADM : Virtual Axial Dipolar Moment

W : West

WGS : World Geodesic System

WSW : West-South-West ;

RESUME

Des interprétations indépendantes et conjointes des données aéromagnétiques et gravimétriques ont été effectuées dans la région de Pitoa-Figuil au Nord-Cameroun. Le but était de mettre en évidence les linéaments majeurs contrôlés par la géodynamique du fossé tectonique de la Bénoué et qui sont totalement ou partiellement masqués par les formations géologiques. Diverses techniques de traitement de données ont été appliquées, notamment le prolongement, le gradient horizontal, la dérivée verticale et le signal analytique. Ce qui a conduit à la cartographie des linéaments en général et particulièrement des failles dont les principales directions sont NE-SW, E-W, NW-SE, et ENE-WSW. La profondeur de ces failles a été estimée par la déconvolution d'Euler pour la méthode magnétique et l'analyse multi-échelle du gradient horizontal de la dérivée verticale pour la méthode gravimétrique. Il en ressort que la profondeur de localisation des failles varie entre 2 et 8 km en moyenne. Dans cette plage de profondeur, un fossé d'effondrement que nous avons nommé fossé Pitoa-Figuil (FPF) a été mis en évidence suivant la direction NE-SW. La modélisation 2.75D a proposé des coupes géologiques qui ont dévoilé la stratigraphie de la zone d'étude et la profondeur moyenne du toit du socle qui est d'environ 8 km. L'étude stratigraphique a montré que le fossé Pitoa-Figuil renferme de petits réservoirs sédimentaires essentiellement constitués de grès et d'argiles schisteuses. Les modèles inverses 3D indépendants et conjoints ont révélé la présence de corps anomaux sur l'axe Pitoa-Figuil. L'étude de la géométrie et de la profondeur de ces corps a révélé que le fossé Pitoa-Figuil est plus profond dans sa partie sud et de moins en moins profond dans sa partie nord. Cette dernière information associée à sa tendance directionnelle NE-SW

nous a permis de conclure que ce fossé a été engendré par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué et donc, est une conséquence de l'ouverture de l'océan Atlantique. La nature et l'épaisseur des sédiments que renferme le fossé Pitoa-Figuil ainsi que la présence de nombreuses failles profondes dont il regorge font de ce fossé un potentiel site d'accumulation d'hydrocarbures.

Mots clés : Données aéromagnétiques et gravimétriques ; Gradient horizontal ; Dérivée verticale ; Déconvolution d'Euler ; Modélisation 2.75D ; Modèles inverses 3D ; Fossé Pitoa-Figuil.

ABSTRACT

Independent and joint interpretations of aeromagnetic and gravity data were carried out in the Pitoa-Figuil region in Northern Cameroon. The aim was to highlight the major lineaments controlled by the geodynamics of the Benue trough and which are totally or partially buried in geological formations. Various data processing techniques have been applied, namely upward continuation, horizontal gradient magnitude, vertical derivative, and analytic signal. This led to the mapping of lineaments in general and the mapping of faults in particular, whose main directions are NE-SW, E-W, NW-SE, and ENE-WSW. The depth of these faults was estimated by Euler deconvolution for the magnetic method and multi-scale analysis of the horizontal gradient of the vertical derivative for the gravity method. It appears that the depth of faults varies between 2 and 8 km. In this depth range, a tectonic trough that we named Pitoa-Figuil trough (FPF) was highlighted following the NE-SW direction. The 2.75D modeling proposed geological models which revealed the stratigraphy of the study area and the average depth of the top of the bedrock which is approximately 8 km. This stratigraphy has shown that the Pitoa-Figuil trough contains small sedimentary reservoirs consisting essentially of sandstones and schistose clays. Independent and joint 3D inverse models brought out the presence of anomalous bodies on the Pitoa-Figuil axis. The geometry and the depth of these bodies revealed that the Pitoa-Figuil trough is deeper in its southern part than in its northern part. This information associated with its NE-SW trend allowed us to conclude that this trough was generated by the emplacement of the Benue tectonic trough and therefore, is a consequence of the opening of the Atlantic Ocean. The nature and thickness of the

sediments contained in the Pitoa-Figuil trough as well as the presence of numerous deep faults, make this trough a potential site for accumulation of hydrocarbons.

Keywords : Aeromagnetic and gravity data ; Horizontal gradient magnitude ; Vertical derivative ; Euler deconvolution ; 2.75D modeling ; 3D inverse models ; Pitoa-Figuil trough.

INTRODUCTION GENERALE

La terre est une immense boule constituée d'une succession de couches de propriétés différentes dont l'exploration ne cesse de faire couler beaucoup d'encre dans de nombreuses disciplines telles que l'astronomie, la géologie, la géochimie, la biogéologie, la biogéochimie, la géophysique appliquée, etc.

La géophysique appliquée est une branche de la physique qui étudie les propriétés physiques des différentes couches (roches) du globe terrestre et les mécanismes y afférant en vue de déterminer sa structure via les potentielles anomalies observées. La géophysique prouve également son intérêt dans la mise en place et la maintenance des ouvrages de génie civil, la prévention des risques naturelles (séismes, volcanismes, tsunامي, pollutions), la recherche et l'exploitation des ressources minières, pétrolières et des aquifères, la reconstitution historique des événements géologiques et tectoniques, etc.

Différents champs physiques sont exploités en géophysique, notamment sont la gravitation, l'électricité terrestre et atmosphérique, le champ géomagnétique, le champ électromagnétique naturel ou artificiel, la radioactivité et les radiations (naturelles ou artificielles), le champ thermique (énergie solaire, géothermie), la vibration (sismique).

Les principales propriétés physiques des roches étudiées sont la densité, la résistivité électrique, la susceptibilité magnétique, la vitesse de propagation des ondes, la permittivité électrique, la chargeabilité électrique, l'activité radioactive, la conductivité thermique. Ainsi, chaque relation établie entre ces propriétés physiques et les champs physiques correspond à une méthode géophysique. Nous avons par conséquent :

- La méthode gravimétrique construite à partir de la relation "densité des roches-champ de gravitation" ;
- La méthode magnétique construite à partir de la relation "susceptibilité magnétique des roches-champ magnétique terrestre" ;
- La méthode sismique construite à partir de la relation "vibration élastique-vitesse de propagation de l'onde à travers la roche" ;

- La méthode électromagnétique construite à partir de la relation "permittivité électrique ou perméabilité magnétique de la roche-intensité du champ électromagnétique" ;
- La méthode électrique construite à partir de la relation "résistivité ou chargeabilité de la roche-champ électrique" ;
- La méthode radioactive construite à partir de la relation "activité d'éléments radioactifs (Uranium, Thorium) présents dans la roche-champ radioactif (α , β , δ)".

Le choix d'une méthode géophysique dépend de l'objectif recherché (objectif superficiel, profond, très profond) car tous les champs physiques n'ont pas les mêmes seuils de profondeur de pénétration dans le sous-sol. De manière classique, les données des différentes méthodes sont interprétées séparément. De cette manière, chaque modèle obtenu est contraint uniquement par un seul type de données (Li et Oldenburg, 2000; Hautot et al., 2007). Une autre approche, plus prometteuse en termes de richesse d'informations sur la structure du sous-sol, consiste à interpréter simultanément deux types de données ou plus dans une même procédure d'inversion. Ce type de technique est connu sous le nom de méthode multi-paramètres ou inversion conjointe (Vozoff et Jupp, 1975; Tiberi et al., 2003). L'inversion conjointe entre plusieurs méthodes géophysiques sensibles à différents paramètres physiques permet de lever certaines ambiguïtés lors de l'interprétation des modèles en terme de structures, problème qui peut être rencontré avec une seule méthode (Monteiro et al., 2007), et permet également de réduire le nombre de modèles acceptables (Moorkamp et al., 2007).

Cette étude vise à améliorer les connaissances géologiques, tectoniques et comprendre la géodynamique de notre zone d'étude qui s'étend de 09°15' à 09°45' de latitude nord et de 13°30' à 14°15' de longitude est. Pour cela nous procéderons à des interprétations qualitatives et quantitatives des cartes structurales produites, ce qui nous permettra de faire une cartographie des linéaments. Puis nous réaliserons tour à tour des inversions indépendantes et conjointes des données aéromagnétiques et gravimétriques. Le recours à une méthode d'inversion conjointe aéromagnétisme-gravimétrie est motivé par plusieurs intérêts potentiels : ces deux méthodes sont adéquates pour l'établissement des cartes géologiques car elles permettent au mieux la

détection des corps anomaux et la localisation précise des contacts géologiques. En plus, l'aéromagnétisme a l'avantage de mieux inférer la profondeur d'un bassin sédimentaire et d'identifier les structures du socle situées sous ce bassin.

Ainsi, tout au long de ces travaux, le traitement et l'interprétation des données aéromagnétiques et gravimétriques viseront à :

- Etablir les corrélations entre les anomalies magnétiques, gravimétriques et les observations géologiques basées sur les travaux géophysiques et géologiques antérieurs ;
- Cartographier les linéaments magnétiques et gravimétriques détectés dans la zone d'étude ;
- Cartographier les failles et les caractériser (direction, pendage et profondeur) ;
- Proposer des modèles 2.75D des formations géologiques permettant d'étudier leur stratigraphie ;
- Proposer des modèles 3D directs et inverses des structures du sous-sol de la zone afin de mieux comprendre la géodynamique de cette formation géologique ;
- Evaluer le potentiel en ressources hydrocarbures dans la zone d'étude.

L'ensemble des investigations menées sur les travaux antérieurs et les résultats obtenus dans le cadre de cette recherche articulera ce manuscrit autour de trois chapitres.

Dans le premier chapitre, nous présenterons le contexte géologique africain, puis le contexte géologique et tectonique de la zone d'étude qui débute par la séparation des continents africain et sud-américain jusqu'à la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué. Et enfin nous dégagerons la problématique de notre étude.

Le deuxième chapitre quant à lui, sera consacré à l'état de l'art des méthodes aéromagnétique et gravimétrique, des techniques d'inversion indépendante et conjointe développées à ce jour et la présentation du matériel requis. Nous aborderons différentes approches, mais détaillerons plus particulièrement les techniques utilisant les méthodes magnétiques et gravimétriques.

Le troisième chapitre porte sur la présentation des résultats. Il s'agira de présenter tour à tour les résultats des méthodes aéromagnétique, gravimétrique et conjointe. Les corrélations et superpositions des résultats issus de ces trois études permettront d'apprécier leurs validités et leurs fiabilités.

Pour clore ces travaux, une conclusion générale résume ces résultats et leurs intérêts et des perspectives sont suggérées, ouvrant ainsi d'autres axes de recherches futurs.

CHAPITRE 1:
REVUE DE LA LITTERATURE
ET PROBLEMATIQUE

Introduction

Les perpétuelles activités internes et externes de la terre font d'elle une planète géodynamique qui ne cesse de susciter l'intérêt de nombreux chercheurs. La connaissance de l'évolution tectonique et de sa caractérisation minéralogique est un facteur important dans les études d'investigations minières ou hydrogéologiques d'une région. Elle prépare les investigations futures et donne une idée du potentiel minier, minéral ou hydrogéologique de la zone concernée. Dans un premier temps, cette partie de notre travail sera consacrée à une revue de littérature sur les grands ensembles structuraux du sous-sol africain en général et du Cameroun en particulier. Par la suite, nous présenterons d'une manière détaillée, sur les plans géologique et tectonique, la zone de Pitoa-Figuil qui fait l'objet de cette étude. Et pour finir, nous dégagerons la problématique de ce travail et nous énoncerons les objectifs à atteindre.

1. Bref aperçu sur la plaque Africaine

La plaque africaine est une vieille plaque tectonique sur laquelle repose essentiellement le continent africain (Ndougsa, 2004). L'abondance relative des terrains cristallins et granitiques témoignent de l'ancienneté de cette plaque. Ses frontières avec les autres plaques sont principalement formées des dorsales : dorsale médio-atlantique à l'Ouest et dorsale de l'océan indien à l'Est et au Sud (Meying, 2011 ; Bird, 2003). Au Nord, elle est liée à la plaque eurasiatique via des contacts convergents.

L'histoire géologique de la cratonisation de la plaque africaine se résume en trois principales phases à savoir (Eno Belinga, 1984) :

- Une cratonisation primitive qui est à l'origine des cratons isolés d'extension variable au Précambrien ;
- Une nouvelle cratonisation au Précambrien qui a donné naissance à un immense mono-craton, le Gondwana ;

- La formation des chaînes intracontinentales suivie d'un rajeunissement de certaines régions des cratons anciens au Précambrien qui a conduit à la naissance des fossés d'effondrement et des chaînes plissées.

La plaque africaine résulte du fractionnement de l'ancien supercontinent, le Gondwana, qui a commencé pendant le Jurassique il y a environ 160 millions d'années, lui-même détaché de la Pangée, il y a 600 millions d'années (Bird, 2003). La plaque africaine est constituée de zones stables qui sont des cratons séparées par des zones mobiles.

1.1. Les cratons d'Afrique

Un craton est un élément de la lithosphère continentale qui a atteint et maintenu une stabilité à long terme, possédant ainsi une identité géologique, notamment en termes de nature des roches et de structuration des unités géologiques qui le composent. Un craton est composé d'une partie crustale de nature continentale, encore appelée croûte cratonique, et d'une partie dite lithosphérique, de nature mantellique (Bleeker et al., 2004). La croûte continentale stable est un produit final d'un reflet intense magmatique, tectonique et métamorphique. Par conséquent, les cratons sont constitués de roches cristallines et métamorphiques polydéformées.

Selon l'âge des roches qui les composent, des noms spécifiques sont donnés aux cratons, c'est ainsi qu'on a (Ngoumou, 2015) :

- Les archons, composés de roches de l'Archéen, de plus de 2,5 milliards d'années ;
- Les protons, composés de roches du Protérozoïque ancien ou moyen, de plus de 1,6 milliard d'années ;
- Les tectons, composés de roches du Néoprotérozoïque, âgés d'entre 1,6 milliard et 800 millions d'années.

Tel qu'observé sur la figure 1.1, la plaque africaine comporte quatre zones stables à savoir :

- Le Craton du Congo (CC) ;
- Le Craton du Kalahari (CK) ;

- Le Craton Ouest Africain (COA) ;
- Les Méta-cratons du Sahara (MCS).

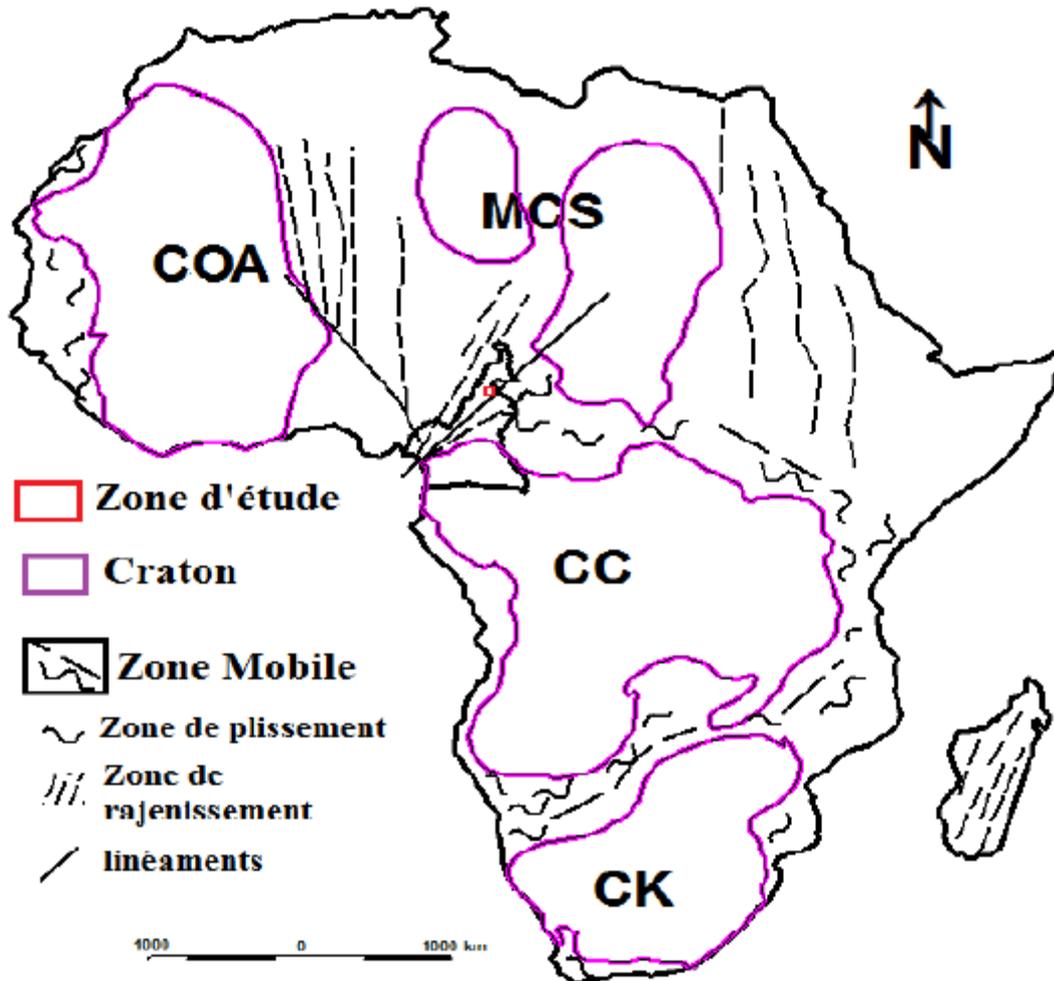


Figure 1.1 : Carte des grands ensembles de la plaque africaine d’après Klitgord et Schouten (1986) et Yandjimain (2020) modifié.

1.2. Les zones mobiles

L’histoire géologique africaine repose essentiellement sur les zones mobiles. Il s’agit de vastes étendus de terrain situés entre les zones stables (Figure 1.1) et qui sont vulnérables aux mouvements lithosphériques. C’est ainsi qu’on note à l’ère de l’Archéen et du Protérozoïque, d’importantes compressions tangentiels et accidents longitudinaux plus ou moins verticaux qu’ont connus ces zones mobiles avec pour principales conséquences des orogénèses et la formation de zones plissées (Eno-

Belinga, 1984). La présence de mylonites dans ces zones confirme qu'elles ont également subi des mouvements horizontaux (Ngoumou, 2014).

Au cours des âges géologiques, les zones mobiles africaines ont été marquées principalement par :

- L'événement thermo tectonique panafricain, qui est à l'origine d'une réactivation d'anciennes structures du vieux socle et de certaines régions. Il a donné naissance à de nouvelles zones orogéniques complexes pendant le Cambrien inférieur (Ndougsa, 2004 ; Meying, 2011).

- Une activité volcanique, notamment des intrusions tholéitiques en Afrique de l'Ouest en relation avec la fragmentation de la Pangée (May, 1971), et des volcans alcalins en Afrique Centrale (Moreau et al., 1987).

2. Géologie et Tectonique du Cameroun

2.1. Le socle Précambrien

Au Cameroun, le socle précambrien est constitué du complexe métamorphique et des formations de plates-formes solidaires du complexe sous-jacent, plissées et peu ou pas métamorphosées (Ndougsa, 2004). Les niveaux les plus anciens du complexe de base appartiennent au Craton du Congo, en bordure duquel se sont développés localement les complexes charnokitiques. Les formations charnokitiques constituent les éléments repris du môle Archéen dans la zone mobile d'Afrique centrale (Ndougsa, 2004). Dans la zone Camerounaise (Bessoles & Lasserre, 1977), la partie supérieure du complexe de base est représentée par les formations des séries quarto-schisteuses à muscovites constituées des séries de Mbalmayo-Bengbis, d'Ayos, de Poli et de Lom. La série du Dja inférieur, dont les niveaux quartziques sont fréquemment recoupés par les filons doléritiques, représente les formations des plates- formes.

Le socle Précambrien Camerounais se divise en deux grandes entités lithostratigraphiques (Ndougsa, 2004) :

- La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) ou chaîne d’Afrique Centrale qui couvre les deux tiers du territoire depuis le groupe de Yaoundé jusqu’à l’Extrême-Nord;
- Le domaine cratonique, représenté par la bordure nord du Craton du Congo.

Les particularités géodynamiques de la CPNE ont été mises en évidence dans les travaux de (Nzenti et al., 1984, 1988). D’après ces travaux, la CPNE comporte au Cameroun trois domaines géodynamiques distincts à savoir :

➤ Le domaine Nord-Cameroun qui s’étend de l’Extrême-Nord jusqu’au sud de Garoua, et qui est constitué de volcanites associés aux séries méta-sédimentaires de Poli. Ce domaine a subi une évolution polyphasée (trois phases de déformation) et polycyclique (Ngako, 1986 ; Toteu et al., 1987) ;

➤ Le domaine Centre Cameroun qui s’étend du sud de Poli au sud de Bafia. Il se distingue par de grands décrochements (faille de Bétaré-Oya, faille de la Sanaga, faille de Fouban-Tibati-Banyo), par l’abondance de granitoïdes (leucogranites, granites et syénites) et par des granulites anciennes d’âge Paléoproterozoïque. Ce domaine est affecté par trois phases de déformation accompagnées de recristallisations métamorphiques dans le faciès amphibolite de degré faible à degré fort (Njanko, 1999 ; Ganwa et al., 2008a) ;

➤ Le domaine du Sud qui est essentiellement représenté par le groupe de Yaoundé. Limité dans sa partie australe par le Craton du Congo, ce groupe comprend la série de Yaoundé au Centre, la série de Mbalmayo-Bengbis-Ayos au Sud, la série de Yokadouma à l’Est et la série de Bafia au Nord. Ce domaine a subi une évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti, 1987).

Pour ce qui est du Craton du Congo, il est localisé au Sud-Cameroun et est en discordance avec la série de Mbalam qui repose sur lui. Il disparaît au Nord sous la nappe de Yaoundé qui le recouvre partiellement (Vicat, 1998). D’après le PNUD (1987), on délimite trois unités au Cameroun sur ce craton à savoir l’unité de l’Ayna, l’unité du Ntem, l’unité du Nyong et de nombreux autres domaines tels que la série du Dja inférieur, la série du Dja supérieur, le complexe tillitique de Mouloundou.

2.2. La couverture sédimentaire

La constitution de la couverture sédimentaire du Cameroun varie d'une région à l'autre. Au Sud on a les roches sédimentaires du Paléoprotérozoïque. Au Nord, les roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque constituent le bassin du Tchad. Et au Sud-ouest, les roches du Crétacé inférieure abondent le bassin de Mamfé, le fossé de la Bénoué, le bassin de Bida (Genick, 1992).

La majorité des bassins sédimentaires du Cameroun sont connectés au fossé de la Bénoué et plus précisément dans son extension Est-Ouest représentée par la branche de Yola. Ils sont situés en grande partie au Nord du Pays (Figure 1.2) et sont connus suite à des études réalisées depuis les années 1950 jusqu'à ce jour (Ntsama, 2013).

Le Centre et le Sud sont dominés par le groupe de Bafia qui est une unité hétérogène composée de reliques de roches Paléoprotérozoïques de haut grade (gneiss à biotite-grenat ou biotite-hornblende et amphibolite) et de méta-sédiments Néoprotérozoïques, recoupés par des granitoïdes Néoprotérozoïques (Tchakounté, 1999 ; Penaye et al., 2004 ; Tchakounté et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008b). Ces méta-sédiments sont caractérisés par l'abondance de métagrauwackes et par la rareté des métapélites. Les études isotopiques sur ces méta-sédiments (Toteu et al., 2001, 2006 ; Nzolang, 2003 ; Tchakounté et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008b) révèlent la présence de matériel détritique d'âge Paléoprotérozoïque à Mésoprotérozoïque et suggèrent que la séquence sédimentaire s'est déposée après l'ère Mésoprotérozoïque, à partir d'une source située au Nord (domaine Adamaoua-Yadé) ou à l'Est (unité du Nyong) plutôt qu'au Sud (craton du Congo).

Les séries sédimentaires (pélites et quartzites) du Dja inférieure, Yokadouma et Nola sont considérées comme d'âge Tonien (Vicat et al., 1997 ; Caron et al., 2010). Elles sont intrusées de coulées et dykes basaltiques de type tholeiite continentale et considérée comme liée à l'extension pré-Panafricain le long de la marge nord du Craton du Congo (Vicat et al., 1997, 2001). Ces séries ont été recristallisées par un métamorphisme de faible grade et déformées au cours de l'orogénèse Panafricaine, exceptée dans la partie sud de la série de Nola (Moloto-a- Kenguemba et al., 2008).

La mise en place de ces bassins sédimentaires s'est faite en trois principales phases (Ntsama, 2013) :

- La phase éo-rift : Cette phase se caractérise par une mise en place des bassins sédimentaires isolés, suite à une tectonique cassante ;

- La phase syn-rift I : La particularité de cette deuxième phase est la mise en place des bassins sédimentaires lacustres résultant de l'étirement crustal, suivi d'une individualisation des panneaux de largeur d'ordre kilométrique ;

- La phase syn-rift II : Au cours de cette troisième phase, la création des grands bassins sédimentaires du Crétacé inférieur est achevée suite à un basculement régional et probablement un surétirement crustal.

2.3. Les formations volcaniques

D'après les travaux de Wright (1976), les formations volcaniques au Cameroun sont la conséquence de deux principales activités volcaniques distinctes :

- L'une, d'âge Crétacé (105 ± 4 Ma) essentiellement dans la basse Bénoué qui comporte des intrusions basiques ou intermédiaires et leurs équivalents effusifs, syénites et rhyolites.

- L'autre, datée de 11 à 21 Ma et 2.5 à 7 Ma apparaît surtout dans la haute Bénoué sous forme de nombreux époinçements de phonolites et trachytes, de même que quelques coulées de basaltes à olivine. Cette deuxième phase est liée à l'activité de la ligne volcanique du Cameroun à l'est de la Bénoué.

La chaîne Panafricaine de l'Afrique centrale ou chaîne Panafricaine nord équatoriale constitue cette ligne volcanique du Cameroun qui s'étend depuis le golfe de Guinée jusqu'au sud du lac Tchad dans une direction structurale NNE-SSW. Cette ligne volcanique est limitée au Nord-Est par le massif volcanique de l'Adamaoua qui fait partie d'un ensemble de zones de volcanisme Cénozoïque en Afrique (Poudjom, 1994). Les travaux de Poudjom (1994) ont montré que cette ligne volcanique comprend un secteur océanique et un secteur continental. La partie océanique de la ligne comprend du SW vers le NE les îles de Pagalu, Sao Tomé, Principe et Bioko (communément connu sous le nom de Fernando Poo) en Océan Atlantique. La partie

continentale comprend de la côte africaine au continent : les monts Etinde, Cameroun, Manengouba, Barnboutos, Oku, Mandaras, de même que les plateaux de l'Adamaoua et de Biou.

D'importants accidents tectoniques marquent la chaîne Panafricaine au Cameroun (Njonfang et al., 2008 ; Meying et al., 2009). Ces accidents sont dus au volcanisme trachy-basaltique qui a débuté au cours de l'épisode magmatique Eocène (Cornachia & Dars, 1983 ; Njonfang et al., 2008) et, qui semble être illimité dans le temps (mont Cameroun toujours en activité). Au Cameroun, les formations géologiques (cendres et laves volcaniques) observées au large du mont Cameroun témoignent de la présence des formations volcaniques au sein de la chaîne Panafricaine (Njonfang et al., 2008).

Le massif volcanique de l'Adamaoua est recouvert d'importants épanchements volcaniques subdivisés en trois séries (Collignon, 1968) :

- La série basalto-andésitique supérieure ;
- La série trachy-andésitique et phonolitique moyenne ;
- La série basalto-andésitique inférieure.

2.4. Les limites lithosphériques

Le Cameroun est marqué par quatre grands accidents tectoniques à savoir le Cisaillement Centre Camerounais, le Cisaillement de la Sanaga, la Faille de Tcholliré-Banyo et la Faille de Kribi Campo (Figure 1.2).

2.4.1. Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC)

Encore appelée linéaments de Ngaoundéré ou de Fouban (Browne et al., 1983), le Cisaillement Centre Camerounais correspond à une faille ductile de direction N70°E, qui s'étend du sud du Soudan jusqu'au nord-est du Brésil (Ngako et al., 1991), où elle est connue sous le nom de zone de cisaillement du Patos (Caby, 1989 ; Souza et al., 2006). Plusieurs auteurs au Cameroun et au Brésil ont défini le CCC et son extension comme une zone de cisaillement dextre (Ngako et al., 1991 ; Ngako et al., 2003 ; Neves et al., 2004 ; Njanko et al., 2006 ; Nzenti et al., 2006). C'est l'unique

faille majeure dextre connue au Cameroun (Daouda, 2014). Cependant des travaux récents (Ngako et al., 2003 ; Njonfang et al., 2006) ont révélé un cisaillement sénestre auquel s'est superposé le cisaillement dextre postérieur de même direction. D'après Njonfang et al. (2006), cette superposition est due à l'interférence de deux phases de cisaillement à sens opposés et de direction constante, évoluant successivement en conditions profonde et superficielle respectivement.

2.4.2. Le Cisaillement de la Sanaga (CS)

Localisé au sud du Cisaillement Centre Camerounais, le Cisaillement de de la Sanaga correspond à une faille ductile sénestre de direction N70°E qui est un prolongement vers l'Ouest de la faille de Bozoum-Ndélé située en République Centrafricaine (Dumont, 1986). L'âge du mouvement sénestre de cette faille est estimé équivalent à l'âge du bassin de Lom dont elle longe la bordure sud qui est vieille d'environ 600 Ma (Toteu et al., 2006).

2.4.3. La Faille de Tcholliré-Banyo (FTB)

Encore appelée Cisaillement du Buffle Noir-Mayo Baléo (Ngako et al., 2008), la Faille de Tcholliré-Banyo présente des marqueurs structuraux qui indiquent qu'elle correspond à un cisaillement sénestre de direction régionale N50°E (Penaye et al., 1989 ; Toteu et al., 2004 ; Ngako et al., 2008). Cette faille, localement minéralisée en or (Tchameni et al., 2006), marque non seulement le contact entre le groupe de Poli et les gneiss du domaine Centre-Cameroun, mais aussi la limite lithosphérique entre le domaine Centre-Cameroun à croûte Paléoprotérozoïque remobilisée et le domaine Nord-Cameroun à croûte essentiellement Néoprotérozoïque (Louis, 1970 ; Penaye et al., 2006 ; Pinna et al., 1994 ; Toteu et al., 2004 ; Van Schmus et al., 2008).

2.4.4. La Faille de Kribi Campo (FKC)

La Faille de Kribi-Campo ou zone de cisaillement du Rocher du Loup, est situé au Sud-Cameroun, où elle recoupe le socle Paléoprotérozoïque de l'unité du Nyong en passant par les localités de Kribi et Campo (Daouda, 2014). Elle correspond à une

zone de cisaillement sénestre de direction NNE-SSW, dont l'âge est estimé à partir de l'âge de cristallisation du pluton syénitique syn-cinématique du Rocher du Loup, autour de 590 Ma (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006 ; Nsifa et al., 2013 ; Daouda, 2014).

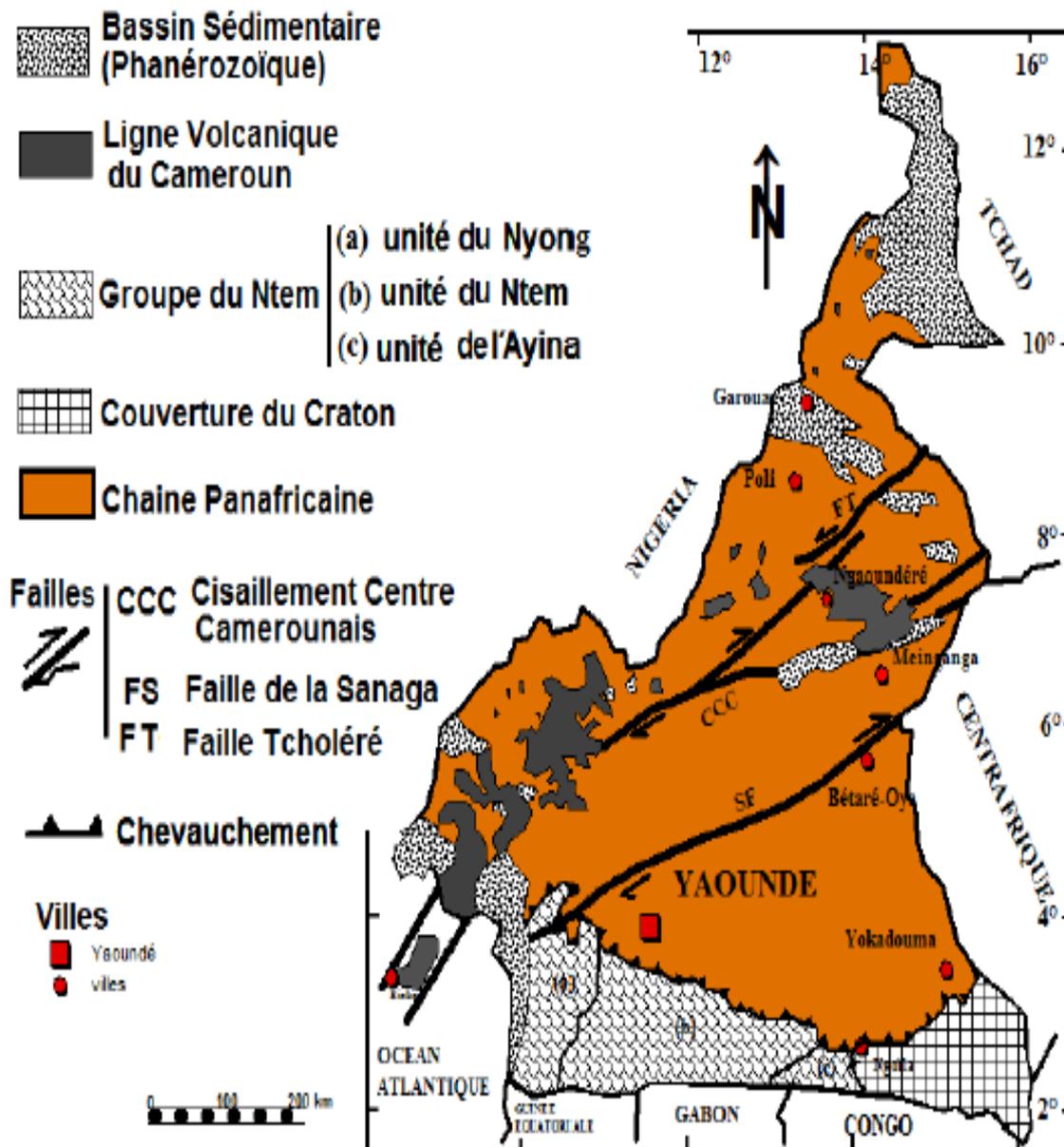


Figure 1.2 : Carte des grands ensembles géologiques et tectoniques du Cameroun

3. Présentation de la zone d'étude et ses environs

3.1. Contexte géographique

Avec une superficie d'environ 65 576 km², la région du Nord s'étend entre 8° et 13° de latitude Nord et entre 12° et 16° de longitude Est. Elle est limitée au Nord par la région de l'Extrême-Nord, au Sud par la région de l'Adamaoua, à l'Est par les Républiques du Tchad et de Centrafrique et à l'Ouest par la République Fédérale du Nigeria. Avec une altitude maximale variant entre 300 et 350 m pour s'abaisser dans l'axe de la vallée de Garoua (183 m), notre zone d'étude de coordonnées 09°15' à 09°45' de latitude Nord et 13°30' à 14°15' de longitude Est, non loin du centre-ville de Garoua, renferme d'importantes informations sur le plan géographique.

Le climat qui y règne est de type tropical soudanien et soudano-sahélien, c'est-à-dire 6 mois de pluies et 6 mois de sécheresse, avec des précipitations comprises entre 800 et 1500 millimètres par an et une température moyenne annuelle d'environ 35°C.

Le réseau hydrographique de la région est constitué de plusieurs cours d'eaux qui tarissent pour la plupart en saison sèche (Mayo). Ces cours d'eaux sont : le fleuve Bénoué, la rivière Faro, le Mayo-Louti, le Mayo-Rey. Le fleuve Bénoué qui est le plus important de cette région prend sa source dans le massif de l'Adamaoua, puis coule à l'Ouest vers le Nigeria à travers un fossé tectonique très large et à faible pente en passant par la ville de Garoua (Eno Belinga, 1984).

Pour ce qui est de la végétation, on a une steppe épineuse qui constitue une limite imprécise vers le nord ; une savane sèche herbeuse dans la vallée de la Bénoué et ses abords ; une savane boisée vers le sud. On relève aussi des galeries forestières, une savane arbustive et arborée et une végétation montagnarde.

Le Nord-Cameroun est doté d'une grande variété de types de sols à savoir les lithosols, les régosols, les sols ferrugineux tropicaux, les sols hydromorphes et les sols lessivés. Cette région dispose d'un relief spectaculaire, avec des montagnes et collines dispersées. Les habitants de la région ont donné le nom de "Hossérés" pour désigner

ces petites montagnes. La topographie de notre zone d'étude est illustrée par la figure 1.3 ci-après :

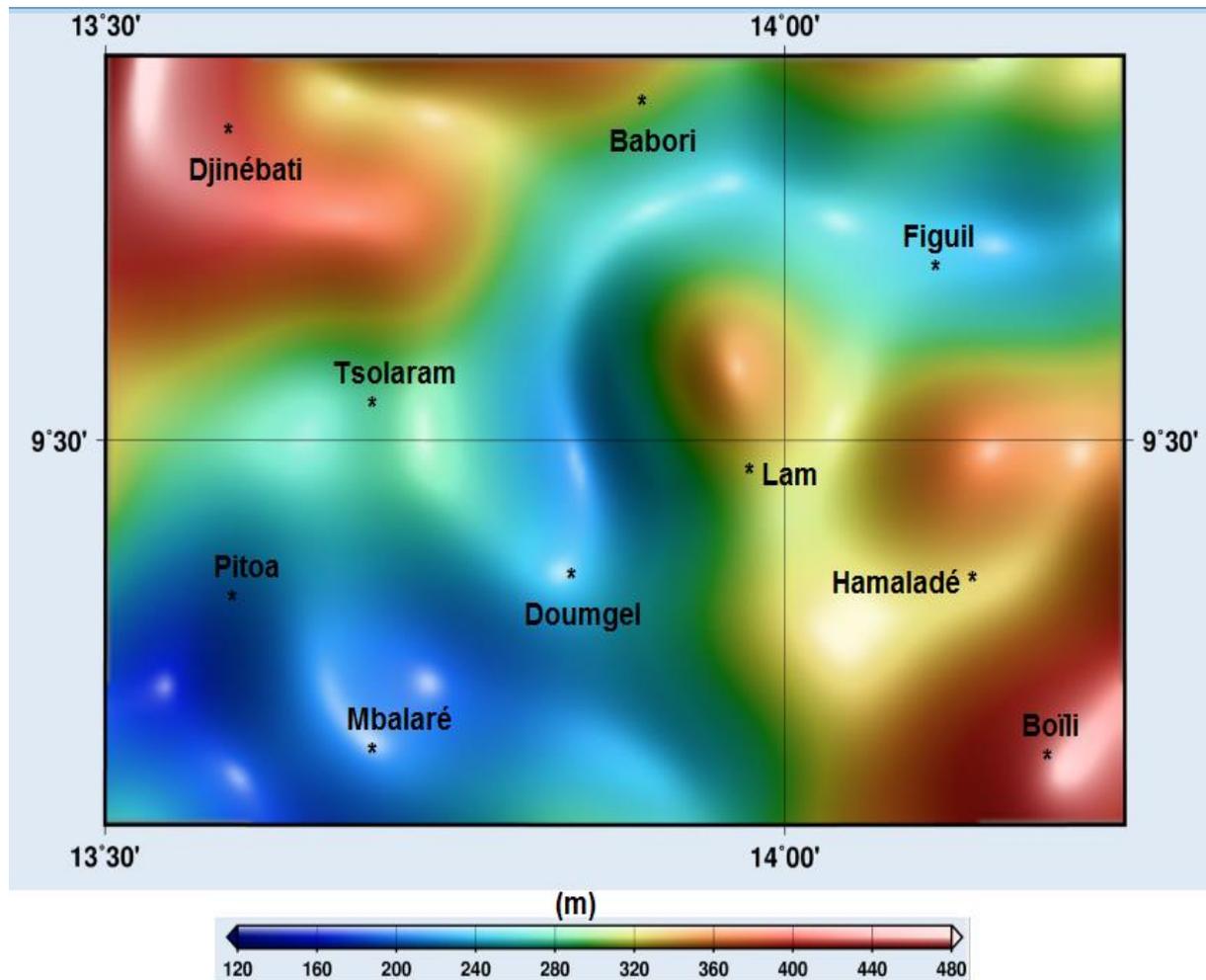


Figure 1.3 : Carte topographique de la zone d'étude

3.2. Contexte géologique et tectonique

Après les altérations et l'important cuirassement ferrugineux des dépôts sédimentaires et du socle au Quaternaire ancien, la formation de glacis d'accumulation et de glacis-terrasses s'est faite au cours de deux épisodes semi-arides principaux : le Douroumien et le Bossoumien (Hervieu, 1969).

Depuis lors, des recherches se sont étendues sur ce sujet à l'ensemble du Nord-Cameroun depuis le front septentrional du plateau de l'Adamaoua jusqu'à la bordure de la cuvette Tchadienne.

Le socle présent comprend d'importants massifs montagneux et de nombreux inselbergs appelés " Hossérés " (mot qui signifie montagne en foubé), constitués surtout par des roches éruptives et intrusives anciennes à dominance granitique.

3.2.1. Ensembles du Panafricain dans la partie nord du Cameroun

Au Nord du Cameroun, la chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale se résume à trois grands domaines à savoir :

➤ Le domaine septentrional

Il s'étend de la bordure ouest du Cameroun jusqu'à l'ouest de la zone de cisaillement Tcholliré-Banyo. Il se prolonge dans la zone de Poli (Toteu et al., 2006) et du Mayo Kébi au sud-ouest du Tchad (Penaye et al., 2006). Il est constitué de gneiss et schistes Néoprotérozoïques d'origine volcanique et volcano-sédimentaire (Pouclet et al., 2006). Les granitoïdes Panafricains pré-, syn- et tardi-tectoniques (diorites, granodiorites et granites) sont abondants et sont de composition calco-alcaline principalement. Ils se sont mis en place entre 660 et 580 Ma dans la région de Poli (Toteu et al., 1987, 2001) ou entre 723 et 737 Ma dans la zone du Mayo Kébi (Penaye et al., 2006). Ce domaine septentrional peut être considéré comme le prolongement oriental des terrains du Nord-Est du Nigéria et des schistes et gneiss du Sud-Est du même pays (Ferré et al., 1996, 2002 ; Ekwueme & Kröner, 1988, 1997).

➤ Le domaine central ou domaine de l'Adamaoua-Yadé

Il s'étend du nord de la faille de la Sanaga jusqu'au cisaillement de Tcholliré-Banyo (Dumont, 1986). Il est constitué :

- de larges reliques d'orthogneiss et de méta-sédiments d'âge Paléoprotérozoïque ;
- de méta-sédiments et de roches volcanoclastiques acides ;
- de granitoïdes syn-tectoniques à tardi-tectoniques Panafricains (Soba et al., 1991 ; Toteu et al., 1994, 2001 ; Ganwa, 1998 ; Tagne, 2003).

Sur le plan tectonique, les domaines de l'Adamaoua-Yadé et Nord- Cameroun sont dominés par deux principales phases de déformation. La première (D1) est marquée par une foliation plate associée à des plis isoclinaux et une linéation

d'étirement N110°E - N140°E qui est localement bien préservée (Toteu et al., 1991 ; Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 2001 ; Ferré et al., 1996). La deuxième (D2) est caractérisée par le développement de plis serrés et droits. Les axes des plis sont parallèles aux linéations et montrent des plongements variables (0° - 50°S ou 0° - 50°N).

➤ **La série de Poli**

La série de Poli représenterait un bassin d'arc insulaire Néoprotérozoïque formé entre 830 et 665 Ma (Ngako et al., 1999 ; Toteu et al., 2006) et dominé par l'alternance des roches méta-volcaniques et méta-sédimentaires (Njel, 1986). Elle est aussi caractérisée par des intrusions calco-alcalines pré-, syn- et tardi-tectoniques.

- Les principaux méta-sédiments sont les tufs et les méta-grauwackes.

- Les principaux méta-volcanites sont les basaltes tholéitiques et les rhyolites calco-alcalines.

- Les intrusions quant à elles sont des diorites, des granodiorites et des granites mis en place entre 660 et 580 Ma (Toteu et al., 1987, 2001). Elles recoupent les schistes et les gneiss et forment des batholites orientées NNE-SSW (Penaye et al., 2004).

Toutes les roches de cette série ont été soumises à une évolution tectono-métamorphique polyphasée (Ngako et al., 1989 ; Toteu et al., 2004) comprenant une structure en nappe (D1) déformée par des plis ouverts à plan axial subvertical (D2). Le métamorphisme varie de moyenne à haute pression (grenat-disthène-staurotide), ou de moyenne à basse pression (anatexite). Le plutonisme associé montre des compositions qui ont évolué de calco-alcaline à alcaline (Pinna et al., 1994).

3.2.2. Erosion et sédimentation au Crétacé et au Quaternaire moyen

Les bassins sédimentaires gréseux du crétacé moyen et supérieur (Babouri-Figuil, Mayo-oulo, Hama-Koussou) occupent l'axe central E-W avec quelques buttes-témoins tabulaires. D'après la carte géologique du Cameroun établie sous les initiatives de Elangwe (1979), le bassin de Babouri-Figuil s'étend entre 09°45' et 09°48' de latitude Nord et entre 13°43' et 14°01' de longitude Est. Tandis que celui du Mayo Oulo s'étend de 09°41' à 09°43' de latitude Nord et de 13°42' à 14°00' de

longitude Est. Celui de Garoua s'étend entre les latitudes 09°17' et 09°45' Nord et les longitudes 12°50' et 13°37' Est (Ntsama, 2013).

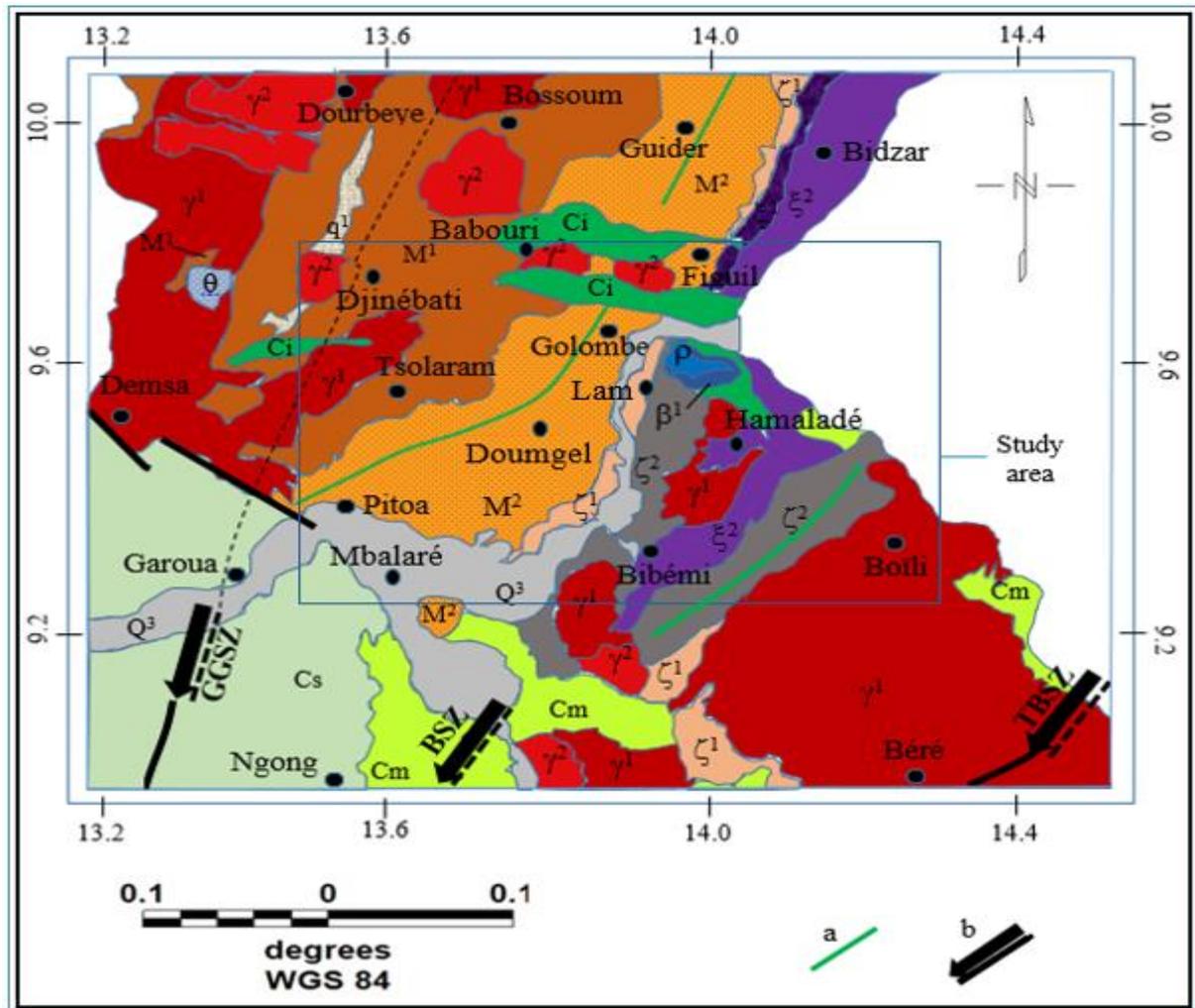


Figure 1.4 :Carte géologique de la zone d'étude d'après Elangwe (1979) modifiée

Légende : (γ^1) Anatexites granitoïdes et granodiorites ; (γ^2) Granites syntectonique Monzonitique ; (M^1) Anatexite à biotite ; (M^2) Gneiss migmatitiques ; (ζ^1) Gneiss inférieurs : à biotite, amphibole et pyroxène intrusés de quartz ; (ζ^2) Gneiss supérieurs : à grenatifères ; (ξ^1) Micaschistes inférieurs ; (ξ^2) Micaschistes supérieurs ; (q^1) Quartzites micacés ; (β^1) Basaltes monchiquites ; (Q^3) Alluvions et argiles lacustres ; (θ) Gabbros ; (ρ) Rhyolites et tuffs rhyolitiques ; (Ci) Grès et argiles schisteuses ; (Cm) Grès de la Bénoué ; (Cs) Grès de Garoua ; (a) Lignes tectoniques ; (b) Zones de cisaillement : Godé-Gormaya (GGSZ), Tcholliré-Banyo (TBSZ)

D'après les travaux de Hervieu (1967), les oscillations climatiques sont certainement à l'origine des formes d'accumulation. A cette période d'accumulation et aux dépôts correspondants, il a été donné le nom de Douroumien, du nom du Mayo Douroum le long duquel on observe un glacis-terrasse bien développé. On peut également observer ces formations sédimentaires gréseuses dans les vallées et sur les piémonts des monts Mandara, sur les flancs nord et sud du massif de Poli où le glacis Douroumien est emboîté dans le glacis ancien cuirassé, et enfin sur le piémont oriental des monts Atlantika. La découverte faite récemment au nord de l'Adamaoua dans une terrasse ancienne du Mayo Deo (affluent du Faro), donne un premier jalon : des dépôts à gros galets, à plus de 30 m d'altitude, sont fossilisés par une cuirasse vacuolaire tout à fait analogue à celle des paysages environnants (bassin de Kontcha). Ces dépôts contiennent une industrie à galets aménagés (Hervieu, 1969). Ceci permet de penser que la formation d'une grande partie des reliefs cuirassés remonte au maximum au Quaternaire ancien. L'ensemble de ces formations géologiques est présenté par la figure 1.4 ci-dessus.

3.2.3. Le fossé tectonique de la Bénoué

Constitué d'une pile sédimentaire d'épaisseur supérieure à 6500 m et d'âge estimé entre le Crétacé inférieur et le Quaternaire, le fossé tectonique de la Bénoué est une structure intraplaque de largeur variant entre 50 et 150 km, qui s'étend du delta du Nigéria au Lac Tchad, soit plus de 1000 km suivant une direction NE-SW (Maluski et al., 1995) (Figure 1.5). Ses sédiments sont d'origine marine et continentale reposant sur un socle Précambrien granitique et métamorphique réactivé au cours de l'orogénèse Panafricain. De la base au sommet, on y dénombre trois ensembles : la formation des conglomérats et grès de base localisés au centre des bassins et sur les bordures actives du fossé ; l'ensemble constitué de grès inférieurs de Bima et des argilites ; et la formation des grès supérieurs de Bima (Ntsama, 2013).

De nombreuses hypothèses (King, 1950 ; Stonely, 1966 ; Wright, 1968 ; Burke et al., 1970) ont été énoncées sur la formation du fossé tectonique de la Bénoué. Toutes

ces idées convergent sur la formation de ce dernier comme conséquence de l'ouverture de l'Atlantique et résultat d'un bombement crustal avec effondrement de la voûte créant une structure de rift.

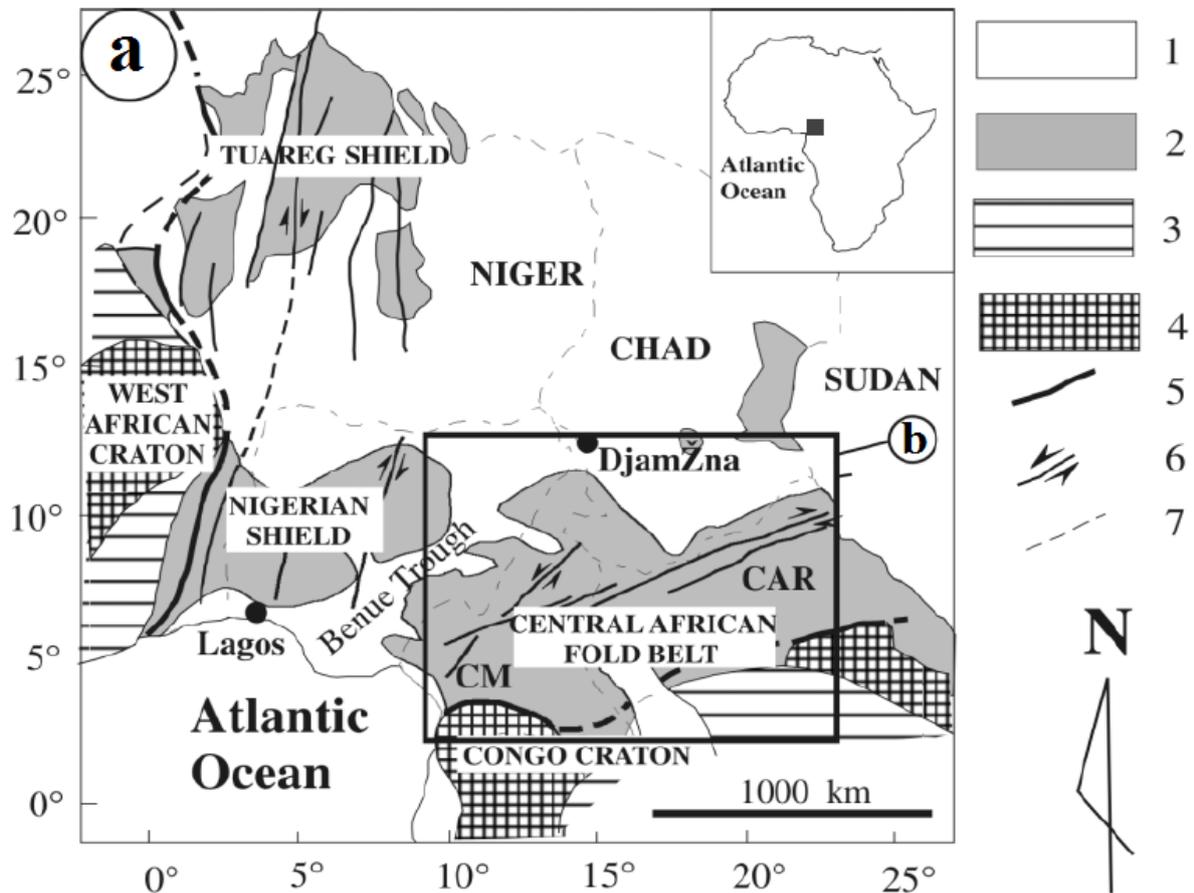


Figure 1.5 : a) Carte de localisation du fossé tectonique de la Bénoué par rapport à l’océan Atlantique ; b) Localisation de la zone d’étude par rapport au fossé de la Bénoué d’après Toteu et al. (2004) modifié

Légende : 1) Formations post-Pan-Africaines ; 2) Chaîne Panafricaine ; 3) Série de plateformes pré-Mésozoïques ; 4) Cratons Archéens et Paléo-protérozoïques ; 5) limites cratoniques ; 6) Failles ; 7) Frontières inter-Etats ; CAR : Central African Republic ; CM : Cameroon.

En bordure du fossé, les premières accumulations sédimentaires se présentent sous différents faciès. Les brèches de piémont sont plus fréquentes et affleurent dans le bassin de Koum au Cameroun. Leur épaisseur varie latéralement passant de l’ordre

hectométrique à kilométrique. Des épandages fluviatiles conglomératiques d'environ 300 m d'épaisseur, sont surmontés par le groupe des argilites et des grès de Bima. Ce groupe forme une mégaséquence négative indiquant le premier stade de différenciation des grandes surfaces d'accumulation. Latéralement, on a des dépôts de cônes alluviaux aériens qui envahissent les zones lacustres contribuant ainsi au remplissage des premiers grabens (Allix & Popoff, 1983). La création des bassins sédimentaires initiaux de dimensions d'ordre plurikilométrique se fait à la suite d'un abaissement brutal du niveau de base provoquant ainsi des accumulations épaisses (Ntsama, 2013).

Deux principales phases d'activité volcanique sont enregistrées dans la zone du fossé de la Bénoué :

- Une phase volcanique antérieure à la formation du fossé datée de l'Albien et qui est localisée sur son axe (Pinna et al., 1980). La présence de laves basaltiques et des tuffs au nord-est de Kaltungo (Nigéria) en Haute Bénoué témoignent de cette phase volcanique.

- Une phase de volcanisme contemporain à la formation du fossé de la Bénoué également localisée sur l'axe du fossé. La plupart des produits de cette activité volcanique observés dans les environs sont les filons de basaltes, de microdiorites et de syénites alcalines qui ont livré à la datation un âge compris entre 105 ± 4 Ma (Snelling, 1965).

3.2.4. Les bassins sédimentaires du Nord-Cameroun

De nombreuses études réalisées depuis les années 1950 jusqu'à nos jours montrent que les bassins sédimentaires du Nord-Cameroun sont liés au fossé tectonique de la Bénoué. Il s'agit des bassins de Garoua, du Mayo-Oulo-Léré, de Hamakoussou, du Mayo-Rey et de Babouri-Figuil.

Au début du Crétacé, la vallée de la Bénoué s'effondre suite à une tectonique importante. Les sédiments laguno-lacustres d'origine détritique vont se déposer. Ces sédiments gréseux et argileux sont repris par l'orogénèse de la fin du Crétacé inférieur. La vallée de la Bénoué sera par la suite comblée par des sables continentaux et

fluviales. Le socle est affecté par une tectonique générant des failles, favorisant ainsi l'activité volcanique. Il se forme aussi des cuirasses latéritiques vers le Sud (Ntsama, 2013).

Au Tertiaire et au Quaternaire, le substratum est recouvert par des coulées basaltiques et les alluvions s'accumulent dans les Mayo Benoué, Faro et Deo. Les sédiments argileux, argilocalcaires et argilogréseux d'une épaisseur au-delà de plusieurs milliers de mètres se déposent sur un soubassement ancien inconnu à l'est de la région de Garoua (Ntsama, 2013).

3.2.4.1. Le bassin de Garoua

Le bassin sédimentaire de Garoua est une plaine de nature gréseuse, parsemée de petits massifs volcaniques et de glacis dont les altitudes atteignent 700 m. En plus des conglomérats de grès présents dans ce bassin, on y retrouve également des siltites caractéristiques d'une zone de dépôt stable et de l'argile qui témoigne d'un milieu fluvial.

Les grès de Garoua connaissent un taux d'enfouissement relativement important dont le gradient géothermique est estimé moyen avec des températures proches de 100°C (Bessong, 2012). Cette série sédimentaire repose en discordance sur un socle granitique. Les grès de Garoua sont séparés des bassins à faciès wealdien du Nord-Cameroun par une discordance majeure (Figure 1.6).

3.2.4.2. Le bassin du Mayo Oulo-Léré

Situé dans le département du Mayo Oulo, entre les latitudes nord 09°39' et 09°44' et les longitudes est 13°43' et 14°05', le bassin sédimentaire du Mayo Oulo-Léré a une longueur de plus de 50 km pour une largeur inférieure à 10 km (Ntsama, 2013). Il se prolonge vers le sud du Tchad d'où lui vient une partie de l'appellation «Léré».

La plupart des travaux réalisés dans ce bassin ont été effectués au niveau du pont de Tchontchi situé au tiers supérieur de la série sédimentaire de ce bassin. Cette série sédimentaire est constituée principalement de silts et d'argiles. Des figures et structures sédimentaires telles que les surfaces durcies avec phosphates et dépôts de

silice mettent en place des cherts, les «ripple-marks» et les «mud-cracks» selon que la série est arénacée fine ou argileuse (Ntsama, 2013).

D'après les travaux de Brunet et al. (1988), la compréhension de l'histoire géologique du fossé de la Bénoué, notamment les premières manifestations de sa mise en place, repose sur la présence des grains de pollens récoltés dans ce bassin sédimentaire qui permettent d'estimer l'âge de ce fossé entre le Néocomien et le Barrémien.

Formé dans un contexte extensif N-S, le bassin sédimentaire du Mayo Oulo-Léré est une série sédimentaire dont la base est faite de grès conglomératiques qui reposent sur un socle Précambrien (Brunet et al., 1988). Au-dessus, on y retrouve des couches d'argiles interstratifiées par des venues volcaniques de type basaltique sous forme de sills, témoignant ainsi de la mise en place d'un métamorphisme de contact aux épontes.

3.2.4.3. Le bassin d'Hamakoussou

Situé dans le département de la Bénoué au nord de Garoua, le bassin sédimentaire d'Hamakoussou, orienté E-W, recouvre une superficie d'environ 65 km² pour près de 20 km de long entre les longitudes Est 13°20' et 13°30', avec une largeur d'environ 5 km entre les latitudes Nord 09°30' et 09°40' (Dejax & Brunet, 1996).

Il s'agit d'une pile de couches sédimentaires d'épaisseur de plus d'un kilomètre. A la base de cette série sédimentaire, on retrouve des conglomérats de base, ensuite une couche lacustre constituée de grès fins à ciment calcaire décalcifiés à l'affleurement. On y retrouve également des silts, des marnes et des argiles vertes dont certains bancs livrent des nodules ovoïdes cloisonnés nommés « *Septaria* ».

Du point de vue tectonique, les formations sédimentaires de ce bassin sont affectées par des failles majeures de direction N 70° à Est-Ouest (Maurin & Guiraud, 1989 ; Ntsama, 2013). Au Nord, les couches pendent vers le SSE pour des valeurs variant entre 10° et 45°. La partie sud est bordée par une faille orientée Est-Ouest ; cette faille est située aux abords du Hosséré Ngoutchoumi (Ntsama, 2013).

3.2.4.4. Le bassin du Mayo Rey

Encore appelé bassin de Koum, le bassin sédimentaire du Mayo Rey s'étend sur environ 80 km de long entre les longitudes Est 14°11' et 15°00' et sur environ 20 km de large entre les latitudes Nord 08°11' et 08°20' (Brunet et al., 1990). Constitué de grès de différentes granulométries et des argiles reposant sur des roches magmatiques et métamorphiques, ce bassin est aussi marqué par une série sédimentaire faite de sable fin et grossier, de silts, d'argilites rouges à niveaux carbonatés. La présence des « mud-cracks » dans les bancs d'argilites, considérée comme indices d'émersion au cours d'une sédimentation sous tranche d'eau peu profonde témoigne de fréquentes émerisions (Brunet et al., 1990 ; Ntsama, 2013).

3.2.4.5. Le bassin de Babouri-Figuil

Le bassin sédimentaire de Babouri-Figuil est le plus septentrional des petits bassins créacés à sédiments continentaux du Nord-Cameroun. Orienté SW-NE, il s'étend sur près de 45 km entre les longitudes Est 13°44' et 14°02' et de 1 km à 8 km entre les latitudes Nord 09°44' et 09°50'. Ses sédiments sont, pour la plupart détritiques et faits d'une alternance de grès fins, de silts et de marnes indurées. Parsemé de quatre glacis témoins de grès de base, il est limité au bassin du Mayo Oulo-Léré dans sa partie sud par des collines culminant légèrement au-dessus de 800 m : ce sont des complexes granito-gneissiques de Hosséré Faourou et Hosséré Lombel. (Ntsama, 2013).

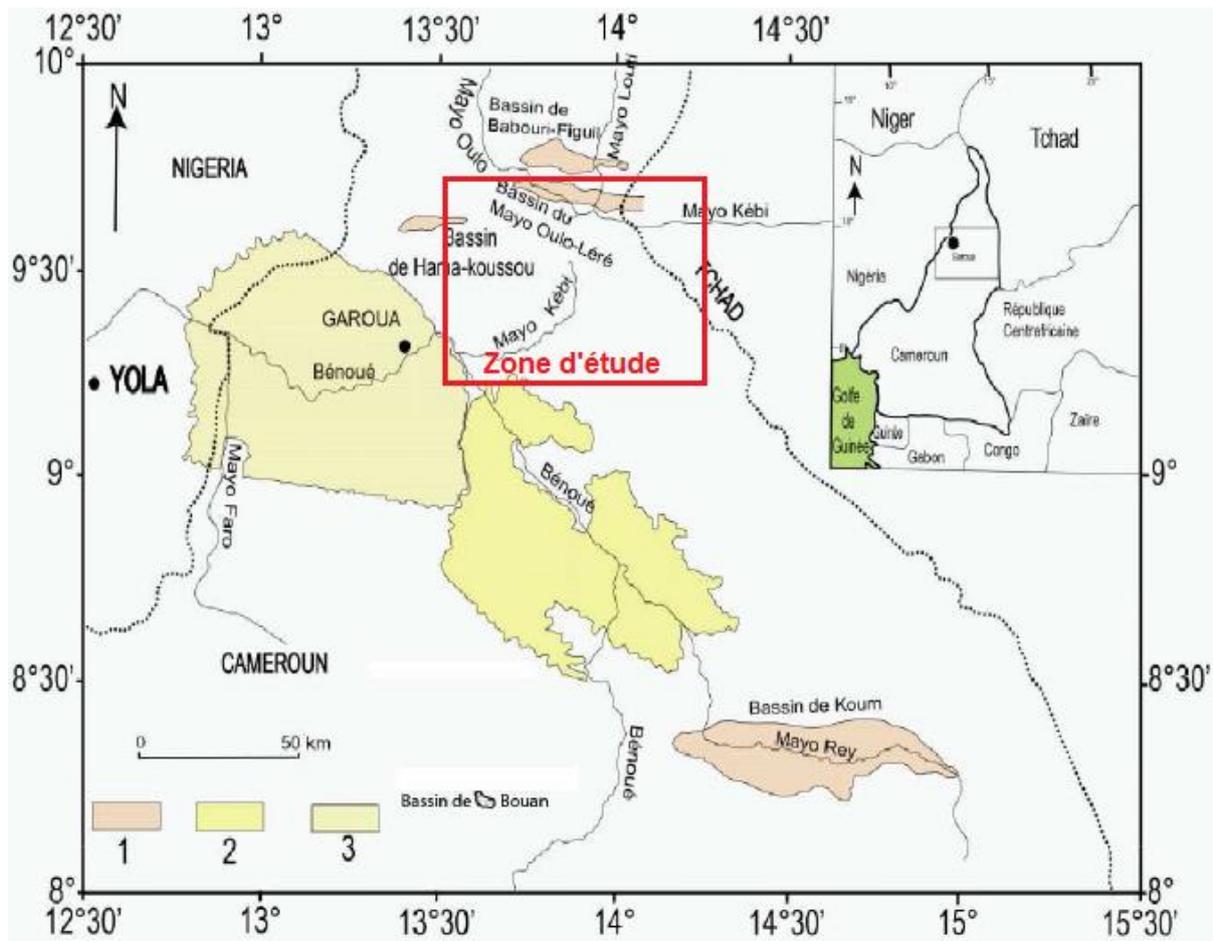


Figure 1.6 : Carte de localisation des formations sédimentaires du Nord-Cameroun d'après Ntsama (2013) modifié.

Légende : 1 : Bassins à faciès Wealdien ; 2 : Grès de la Bénoué ; 3 : Grès de Garoua

4. Travaux géophysiques antérieurs

4.1. Géophysique aéroportée

- En 1970, des levés aéromagnétiques ont été menés sur une grande partie du territoire Camerounais dans le cadre de la coopération Canadienne sous les auspices de l'Agence Canadienne de Développement International (ACDI). La mise en carte des données recueillies au cours de cette campagne a été faite par Paterson et al. (1976). Pour ce qui est du Nord-Cameroun, les documents cartographiques disponibles concernant ces levés aéromagnétiques sont les suivants :

- Carte des contours isomagnétiques (intensité totale du champ) au 1 : 200 000 sur fond hydrographique et principales voies d'accès ;

- Carte des contours isomagnétiques au 1 : 50 000 sur fond mosaïque des photos aériennes ;
- Carte d'interprétation magnétique au 1 : 200 000 accompagnant le rapport final.
 - Eyike et al. (2008) ont contribué à la reconnaissance du sous-sol du Logone Birni au Nord-Cameroun par analyse des anomalies gravimétriques et aéromagnétiques ;
 - Ngoh et al. (2017) ont exploité ces données aéromagnétiques pour mettre en évidence les traits structuraux de la zone de Guider au Nord-Cameroun ;
 - Ngoh et al. (2020) a estimé la profondeur du point de Curie des zones de la chaîne Panafricaine au Nord-Cameroun à partir des données aéromagnétiques ;
 - Anaba et al. (2019) ont cartographié des cibles d'altération hydrothermale dans la zone de Garoua à partir des données Landsat 8 OLI/TIRS et magnétiques ;
 - Njeudjang et al. (2020) se sont servis de l'analyse spectrale des données magnétiques pour estimer la profondeur du point de Curie et le flux de chaleur produit sur la ligne volcanique de l'Adamaoua.

4.2. Géophysique au sol

- D'après les travaux de Regnault (1986), certaines ressources ont été révélées au Nord-Cameroun. Entre autres, on a les gisements du Mayo Darlé qui sont issus des filons de grès et des pegmatites à biotites ou muscovites. Ces gisements sont aussi en liaison avec les granites intrusifs jeunes, le socle granitisé et les sillons ferrifères. Ils sont souvent présents en trace dans le socle migmatite de la zone mobile. On a aussi la cassitérite, qui apparaît dans les granites d'anatexie porphyroïdes de la localité de Subum ;

- La première campagne gravimétrique a été faite sur tout le territoire Camerounais entre 1962 et 1967 par l'ORSTOM et a permis de dresser la carte gravimétrique de reconnaissance du Cameroun (Collignon, 1968). Il ressort de cette carte un grand nombre d'accidents tectoniques qui se traduisent par des grandes variations et irrégularités du champ de gravité. Ces accidents tectoniques sont marqués par des gradients de potentiel gravifique élevés dans la région du Nord-Cameroun ;

- Noutchogwe (2004) a exploité les données gravimétriques pour l'étude de la bordure méridionale du plateau de l'Adamaoua ;
- Kamguia et al. (2005) ont construit des modèles géologiques déduits des données gravimétriques dans le bassin de Garoua ;
- Njandjock et al. (2006) ont appliqué les techniques d'analyse spectrale et de modélisation aux données gravimétriques pour caractériser le bassin de Yagoua au Nord-Cameroun. Ils en ont déduit la profondeur des sources gravifiques, les tendances structurales du sous-sol, la nature des corps intrusifs et l'épaisseur des sédiments dans le bassin estimée à 3,1 km environ et s'étendant vers le nord-est ;
- Bouba et al. (2022) ont mené une étude structurale du sous-sol du plateau de l'Adamaoua à l'aide d'une combinaison de données gravimétriques "GRACE" et terrestres ;
- Kokea et al. (2019) se sont focalisés sur les caractéristiques des linéaments de la zone de Garoua à partir des données gravimétriques.

5. Problématique

5.1. Analyse de l'existant

De nombreux travaux ont été effectués au Nord-Cameroun. La majorité de ces travaux s'inscrivent dans le cadre d'études de géologie. Ces travaux ont répertorié et limité les formations géologiques en général et les bassins sédimentaires en particulier. Ils ont mis en évidence des contacts géologiques, de nombreux événements tels que les activités volcaniques, les érosions, les accidents tectoniques, entre autres le fossé tectonique de la Bénoué, les failles, les plis. La plupart de ces travaux ont situé dans le temps tous ces événements à travers la géochronologie et la datation des roches prélevées sur les formations géologiques.

5.2. Problème

Malgré les travaux réalisés, qui pour la plupart sont géologiques, la connaissance et la compréhension de la mise en place du socle Camerounais

ainsi que les formations et structures qu'il comporte demeurent un sujet d'actualité. Etant donné que les observations géologiques ne se limitent qu'à l'affleurement, il subsiste alors des imprécisions dans la connaissance de la structure du sous-sol profond de la zone de Garoua en générale et de Figuil-Pittoa en particulier. Les méthodes géophysiques, qui par des mesures en surface des phénomènes physiques et leurs variations, vont permettre de déterminer des formes structurales profondes et une meilleure compréhension de la géodynamique des zones environnantes du fossé tectonique de la Bénoué. Cependant, les travaux géophysiques antérieurement menés ne se sont pas penchés sur la relation entre les structures géologiques sous-jacentes et les traits structuraux et indices géologiques de surface pouvant permettre de cartographier les structures profondes, notamment celles de la branche est du fossé tectonique de la Bénoué entre Pittoa et Figuil.

D'où les questions de savoir : Comment évaluer la fiabilité des résultats des travaux antérieurs sur ce fossé ? Comment rendre plus optimale l'exploitation des réservoirs sédimentaires, potentielles sources de gisement en hydrocarbures ? Contribuer aux solutions à ce questionnement est l'ordre dans lequel s'inscrit la présente étude.

6. Objectifs et résultats attendus

6.1. Objectifs

6.1.1. Objectif général

L'objectif principal de cette étude est la vérification et le renforcement des connaissances sur la géologie structurale du sous-sol de Pittoa-Figuil, notamment la branche est du fossé de la Bénoué présente dans cette zone. Nous partirons sur la base de trois études (aéromagnétique, gravimétrique et conjointe) dont les résultats respectifs seront confrontés avant une quelconque prise de position.

6.1.2. Objectifs spécifiques

Pour la réalisation de ce travail, nous disposons pour notre zone d'étude :

- Des données aéromagnétiques établies sous forme de cartes d'isocontours par Paterson et al. (1976) ;

- Des données gravimétriques issues du projet NumeriSud dont le but était le géoréférencement et la mise en mosaïque d'environ 2800 cartes de l'IRD qui ont été publiées entre 1945 et 2000 en format papier par l'ORSTOM.

À partir de ces deux ensembles de données, notre contribution à travers cette étude portera précisément sur :

- La numérisation et le filtrage de ces données aéromagnétiques et gravimétriques ;
- L'interprétation des cartes structurales obtenues ;
- La modélisation 2.75D et 3D des structures du sous-sol de la zone d'étude ;
- L'établissement des corrélations avec les observations géologiques existantes d'une part et tectoniques d'autres parts ;

6.2. Résultats attendus

La fin de cette étude est couronnée par :

- La cartographie des linéaments et d'éventuelles failles profondes ;
- La détermination de l'épaisseur des sédiments ;
- L'estimation de la profondeur du toit du socle de la zone d'étude ;
- La réalisation d'une esquisse du modèle géologique de la branche est du fossé tectonique de la Bénoué (imagerie 3D) ;
- L'évaluation du potentiel en ressources hydrocarbures dans la zone d'étude.

Conclusion

De cette première partie de notre travail, il en ressort que le Cameroun, situé en grande partie sur la zone mobile Centrale de la plaque Africaine, est un pays aux formations géologiques très variées et très complexes. Le Nord-Cameroun est formé de trois grands ensembles : le domaine septentrional, le domaine central ou domaine de l'Adamaoua-Yadé et la série de Poli. Dans cette région, la plupart des reliefs cuirassés du Quaternaire ancien sont formés sur les grès sédimentaires du Crétacé moyen.

Les roches prédominantes dans notre zone d'étude sont les gneiss, les granites, les grès et le calcaire. L'érosion et la sédimentation n'ont eu une grande influence qu'au Quaternaire moyen. Suivant la chronologie de mise en place du Golfe de Guinée, Dejax et Brunet (1996), à travers une étude sur la paléoflore, signalaient déjà que les bassins sédimentaires de Babouri Figuil, de Hamakoussou, du Mayo Oulo-Léré et du Mayo Rey sont à volcanisme sous-aquatique associé à de petits grabens mis en place dans un contexte extensif Nord-Sud. Ils y ont noté également la présence des failles bordières plus ou moins visibles. Ces bassins sédimentaires sont la conséquence directe de l'ouverture du fossé tectonique de la Bénoué.

Les travaux géologiques et géophysiques réalisés au Nord-Cameroun ont permis de relever trois principaux types de formations géologiques à savoir : les formations précambriennes, les formations sédimentaires et les formations volcaniques. Les méthodes et le matériel de mise en évidence et de caractérisation de ces formations ou structures géologiques feront l'objet du chapitre suivant.

**CHAPITRE 2 :
METHODOLOGIE ET
MATERIEL**

Introduction

La densité et la susceptibilité sont des propriétés physiques qui peuvent varier considérablement d'une roche à une autre. Ces propriétés étant liées aux sources d'anomalies de champ de potentiel, la connaissance de la distribution de celles-ci dans le sol peut fournir des informations sur la géologie du sous-sol. De nombreuses études d'anomalies magnétiques et gravimétriques ont fait leur preuve dans la prospection géophysique. Ces deux méthodes magnétique et gravimétrique exploitent le fait que les variations des propriétés physiques des roches in-situ donnent lieu à des variations des grandeurs physiques qui peuvent être mesurées à distance, à la surface du sol ou en altitude sans qu'il soit nécessaire de toucher, voir ou perturber les roches elles-mêmes (Paterson & Reeves, 1985). Ces variations observées, lorsqu'elles sont corrigées de manière appropriée et présentées sous forme de cartes bidimensionnelles des "anomalies", peuvent être interprétées en termes de variations tridimensionnelles. Ces variations des propriétés physiques doivent être liées, dans une plus ou moins grande mesure, à la géologie du sous-sol. Avant d'obtenir ces anomalies, plusieurs phénomènes physiques et calculs mathématiques sont exploités. C'est ainsi que ce chapitre se propose de ressortir d'une manière générale, le matériel et les fondements des méthodes aéromagnétique et gravimétrique, du traitement des données à l'interprétation des résultats.

1. Généralités sur les méthodes de prospection géophysique

1.1. Objectifs de la prospection géophysique

La géophysique peut être définie comme l'étude des phénomènes physiques qui affectent la terre. Ses objectifs sont les suivants :

- la recherche directe du contenu du sous-sol par la mise en évidence des effets de certaines propriétés physiques caractéristiques ;
- la mise en évidence des conditions géologiques favorables à la présence de substances précieuses par une prospection indirecte ou structurale.

1.2. Les méthodes de prospection géophysique

Les méthodes de prospection géophysique peuvent être groupées en cinq ensembles :

- La méthode magnétique ;
- Les méthodes sismiques (réflexion et réfraction) ;
- La méthode gravimétrique ;
- La méthode géoélectrique ;
- Les méthodes radioactives.

L'application de toutes ces méthodes se résume en trois étapes :

- (i) la mesure des valeurs des champs spécifiques à la surface du sol ou au-dessus (acquisition de données) ;
- (ii) le traitement des données mesurées ;
- (iii) l'interprétation des données traitées en termes de variations des propriétés des roches dans le sous-sol conformément à la géologie connue.

La méthode magnétique est essentiellement basée sur les propriétés du champ magnétique terrestre tandis que la méthode gravimétrique repose sur les propriétés du champ gravitationnel terrestre. Au vue de cette similarité, ces deux méthodes sont souvent regroupées sous le nom de méthodes de champ de potentiel. Il existe cependant quelques différences fondamentales entre elles. La gravité est une propriété inhérente à la masse d'un corps et le champ de gravité mesuré ne dépend que de la distribution de la densité du sous-sol. Le champ magnétique ne dépend pas seulement du type de minéraux contenus dans une roche, mais aussi des champs inducteurs passés et présents. Les variations de densité sont relativement faibles, et les effets gravitationnels des masses locales sont très faibles par rapport au champ régional de la terre dans son ensemble. Les variations magnétiques en revanche, sont relativement importantes. Les caractéristiques les plus distinctives de la méthode aéromagnétique par rapport à la méthode gravimétrique sont le taux de couverture rapide et le coût onéreux de la prospection (Paterson et Reeves, 1985).

2. La méthode magnétique

2.1. Le champ magnétique terrestre

2.1.1. Origine du champ magnétique terrestre

La plus récente des hypothèses admises par la communauté scientifique est le schéma dynamométrique : le champ magnétique terrestre 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 (Chouteau, 1999).

Le champ magnétique terrestre est issu de deux sources (Le Mouël, 1969) :

- Une source interne qui comprend :
 - Le champ magnétique principal (qui représente près de 98% du champ géomagnétique), a pour origine les mouvements de la matière située dans la partie liquide du noyau. Ce champ varie lentement dans le temps notamment au cours des siècles (variation séculaire) ;
 - Le champ anomalique : d'une intensité plus faible, il est dû à l'aimantation induite des roches situées au-dessus de la surface isotherme dite surface de Curie. Il se superpose au champ magnétique principal.

- Une source externe qu'on peut qualifier de champ supplémentaire (champ transitoire) qui est engendré par des courants dans la haute atmosphère et la magnétosphère. Cette composante subit deux types de variations que nous résumons succinctement comme suit :
 - Les variations diurnes : elles se caractérisent par de faibles amplitudes de l'ordre de 30 à 40 gammas environ, mais ayant une périodicité de l'ordre d'une journée. Elles atteignent un maximum aux environs de midi, heure solaire locale (l'amplitude de la variation diurne reste plus importante en saison sèche qu'en saison de pluies) ;
 - Les variations rapides ou transitoires : ce sont des variations de courtes durées. Elles sont engendrées par l'activité solaire de faibles amplitudes, mais dans le cas des orages magnétiques, elles peuvent atteindre jusqu'à 2000 gammas.

La figure 2.1 ci-dessous montre l'évolution de l'intensité du champ magnétique dans le temps établie à partir des mesures relevées dans des laves. On peut y voir que

l'intensité du champ magnétique a atteint deux fois la valeur maximale qui est de 14×10^{22} A.m² et a tendu plusieurs fois vers la valeur minimale $0,8 \times 10^{22}$ A.m². Cette figure nous montre aussi qu'il n'est pas évident de prévoir la valeur moyenne de l'intensité du champ magnétique dans le temps.

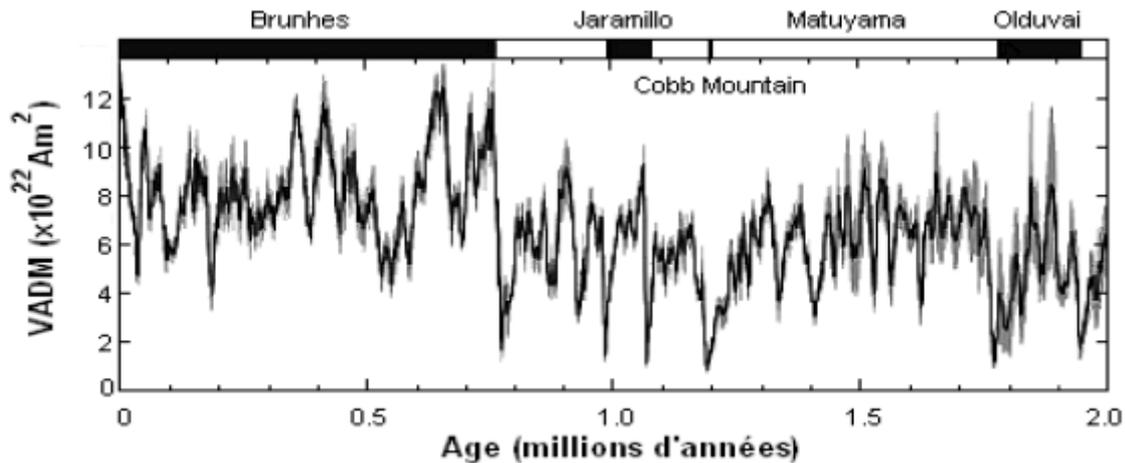


Figure 2.1 : Evolution de l'intensité du champ magnétique (Moment Dipolaire Axial Virtuel, VADM) depuis 2 millions d'années (Valet et al., 1981).

2.1.2. Les éléments du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre est une quantité vectorielle : il possède à chaque point de l'espace et à un instant donné, une intensité et une direction particulières. Trois valeurs sont nécessaires à sa description complète en un point à savoir l'inclinaison I , la déclinaison D et son intensité T (Telford et al., 1998). Les composantes (X , Y , Z) respectivement le Nord, l'Est et la Verticale, sont les projections du vecteur \vec{T} sur les axes Ox (confondu avec le Nord géographique), Oy et Oz . Le plan vertical passant par le vecteur \vec{T} (et donc aussi par \vec{H} qui est la composante horizontale de \vec{T}) est appelé méridien magnétique local ; sa position par rapport au méridien géographique est définie par la déclinaison magnétique D (Est ou Ouest). L'inclinaison I est l'angle que fait le vecteur \vec{T} avec le plan horizontal. Elle est comptée positivement si le vecteur \vec{T} pointe vers le bas (inclinaison boréale), négativement dans le cas contraire (inclinaison australe). Les relations entre ces éléments sont illustrées à partir de la figure 2.2 suivante :

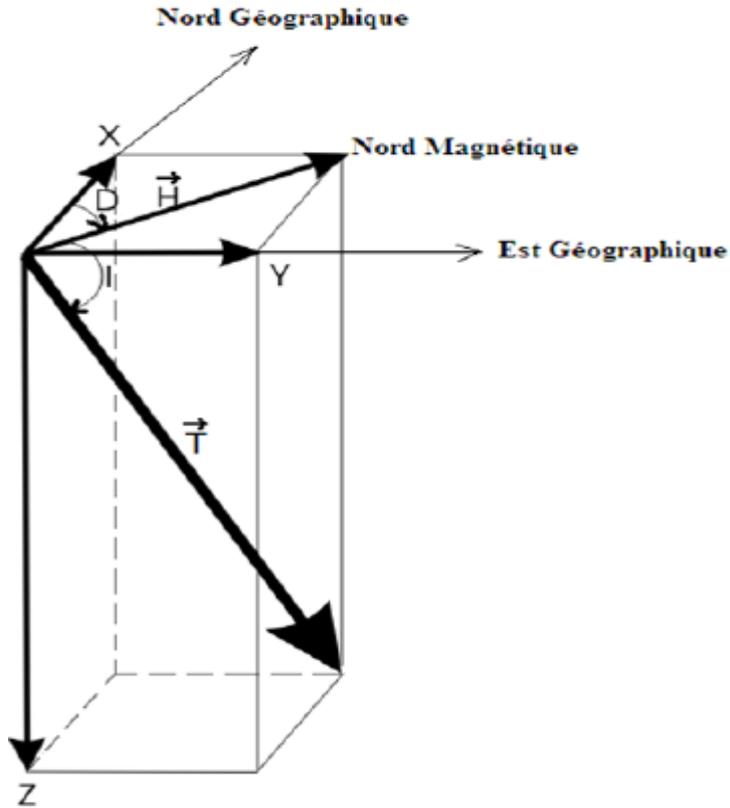


Figure 2.2 : Eléments caractéristiques du champ géomagnétique d'après Fleury (2011) modifié

Les sept éléments présents sur cette figure sont liés entre eux par les relations suivantes :

$$D = \arctan \frac{Y}{X} \quad (1)$$

$$I = \arctan \frac{Z}{H} \quad (2)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (3)$$

$$X = H \cos D \quad (4)$$

$$Y = H \sin D \quad (5)$$

$$T = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (6)$$

$$H = T \cos I \quad (7)$$

$$Z = T \sin I \quad (8)$$

A la surface de la terre, le champ total T varie de 0,25 à 0,60 Oersted (25000 à 60000 gammas) et l'inclinaison I varie de +90 (verticale descendante) au lieu appelé pôle magnétique Nord à -90 (verticale ascendante) au pôle magnétique Sud.

2.1.3. Notion de potentiel magnétique de la Terre

D'après Cain et al. (1965), le champ magnétique terrestre est assimilable à celui créé par un dipôle situé au centre de la terre. Ils élaborent une première modélisation mathématique synthétique du champ en utilisant le développement en harmoniques sphériques. Dans un milieu dépourvu de sources, le champ magnétique terrestre \vec{T} dérive d'un potentiel scalaire U tel que l'illustre l'équation 9 suivante :

$$\vec{T} = -\overrightarrow{\text{grad}} U \quad (9)$$

Avec U satisfaisant à l'équation 10 qui est l'équation de Laplace à savoir :

$$\Delta U = 0 \quad (10)$$

Par conséquent, on a l'équation 11 qui exprime U en fonction des coefficients de Gauss et du polynôme de Légendre telle que :

$$U(r, \theta, \varphi, t) = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} P_n^m \cos \theta \{ [g_e(t)(r/R) + g_i(t)(R/r)] \cos(m\varphi) + [h_e(t)(r/R) + h_i(t)(R/r)] \sin(m\varphi) \} \quad (11)$$

Où :

U = fonction représentant une série harmonique sphérique ;

R = rayon moyen de la terre ;

r = distance au centre de la terre ;

θ = latitude ;

φ = longitude ;

t = temps ;

P_n^m = polynôme de Legendre de degré n et d'ordre m ;

g_i et h_i = coefficients de Gauss internes ;

g_e et h_e = coefficients de Gauss externes.

(r, θ, φ) sont les coordonnées du repère d'étude qui est le repère sphérique.

La détermination des coefficients de Gauss (g et h), nécessite la connaissance de la distribution des composantes X, Y , et Z sur la surface de la terre.

2.1.4. Champ géomagnétique de référence (IGRF)

Le champ géomagnétique de référence international (International Geomagnetic ReferenceField) est une représentation mathématique du champ magnétique terrestre 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 à partir de l'expression du potentiel magnétique et des coordonnées sphériques ci-dessus (équation 11), au dixième degré pour le champ magnétique (g_i et h_i) et au huitième degré pour les variations temporelles (dérivées premières par rapport au temps de g_i et h_i), et correspondant à des époques données (Barraclough, 1987). Etant donné qu'il est impossible de prédire exactement les variations dans le temps du champ magnétique, on note des écarts entre le vrai champ et le modèle IGRF prolongé à cette époque.

2.2. Les propriétés magnétiques des roches

2.2.1. La susceptibilité magnétique

Elle caractérise l'attitude ou la capacité qu'a une roche à orienter son aimantation sous l'influence d'un champ ambiant. Elle est généralement notée χ . Les roches éruptives et métamorphiques possèdent généralement une susceptibilité magnétique plus élevée (Tableau 2.1) que celle des roches sédimentaires (Barraclough, 1987). Néanmoins, il est important de mentionner qu'il n'est pas tout à fait possible d'identifier un type de roche à partir de ce seul paramètre magnétique.

Roches	Susceptibilité ($\times 10^{-6}SI$)
Eau	-9,05
Or, bismuth	-166
Calcite	-13,8
Plomb	-18
Cuivre	-10
Mercure	-29
Argent	-26
quartz	-14,5
Feldspaths	-12,4
Amphibole	750
Césium	51
Uranium	7,2
Calcium	7,2
Sodium	7,2
Aluminium	22
Pyroxène	3000-50000
granodiorite	300 – 3 000
Schiste	300 – 3 000
Gneiss	100 – 25 000
Granite	0 – 50 000
Basalte	200 – 17 500
grès	0 – 20 900
Limestones	0 – 3 000
Gabbro	1000 – 90 000
Maghémite	2000 – 25000
Hématite	4000 - 35 000
Magnétite	1200 - 19 200

Tableau 2.1 : Susceptibilité magnétique de quelques roches (Telford et al., 1990)

2.2.2. La perméabilité magnétique

Notée μ , elle traduit la capacité qu'ont les roches à changer leur induction sous l'effet d'un champ externe. On distingue :

– La perméabilité μ_0 dans le vide donnée par la relation 12 suivante :

$$B = \mu_0 H \quad (12)$$

– La perméabilité μ dans un milieu donné qui se définit par la relation 13 comme suit :

$$\mu = 1 + 4\pi\chi \quad (13)$$

– La perméabilité relative μ_r qui est le rapport de l'induction magnétique dans un milieu donné et celle dans le vide. L'équation 14 suivante illustre cette définition :

$$\mu_r = B/B_o \quad (14)$$

2.2.3. L'aimantation

Un corps soumis à un champ magnétique extérieur \vec{H} subit une aimantation \vec{J} qui s'exprime par la relation 15 suivante :

$$\vec{J} = \chi \vec{H} \quad (15)$$

où : J est en ampère par mètre (A/m).

Le sens et l'intensité de l'aimantation dépendent essentiellement de la constante χ .

Les roches ignées et sédimentaires possèdent un champ magnétique permanent (rémanent) à des degrés divers. Le magnétisme rémanent est indépendant du champ actuel. Il a pris naissance lors du refroidissement des roches, alors que le champ terrestre avait une direction différente de celle qu'il a actuellement (Sharma, 1978). L'aimantation correspondante est aussi dite rémanente. Elle dépend :

- de la dimension des grains de substance magnétique ;
- des impuretés des roches ;
- de l'allure du refroidissement des roches ;
- de la composition chimique des roches ;
- du temps écoulé depuis le refroidissement des roches.

Elle décroît avec l'âge des roches ; elle est plus importante dans les roches basiques que dans les roches acides.

En générale, l'aimantation rémanente n'a pas la même direction que l'aimantation induite.

2.2.4. Classification des corps magnétiques selon leur intensité d'aimantation

L'étude de l'aimantation induite par un champ magnétique extérieur a conduit les physiciens à classer les substances magnétiques en trois groupes (Nettleton, 1976) : les diamagnétiques, les paramagnétiques et les ferromagnétiques.

- Les corps diamagnétiques

C'est en 1846 que Faraday met en évidence les propriétés des substances diamagnétiques. Ainsi, les corps diamagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité magnétique négative ($\chi < 0$) et par une intensité d'aimantation opposée en sens mais proportionnelle à l'induction magnétique \vec{H} appliquée.

Exemple de substances diamagnétiques : le sel gemme, le gypse, les gaz rares, l'hydrogène, l'or, le plomb, le marbre, le quartz, le cuivre, le mercure, l'eau, la calcite et de nombreux composés organiques.

- Les Corps paramagnétiques

Un corps est dit paramagnétique quand l'intensité d'aimantation \vec{J} est toujours parallèle et proportionnelle au champ \vec{H} en chaque point de ce corps. Dans les substances paramagnétiques, la susceptibilité magnétique est positive, l'intensité d'aimantation et le champ sont de même sens : ce type de corps a la propriété de ne pas devenir un aimant permanent.

Exemple de substances paramagnétiques : l'aluminium, le platine, l'argent, le lithium, le sodium, les terres rares etc.

- Les Corps ferromagnétiques

Les corps ferromagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité plus importante que celle des corps para et diamagnétiques et une perméabilité magnétique relative qui dépend du champ magnétique auquel ils sont soumis. Ce qui caractérise aussi les corps ferromagnétiques c'est le phénomène de rémanence magnétique : l'aimantation dépend de l'histoire magnétique antérieure, elle n'est pas nécessairement nulle en l'absence du champ magnétique. Les corps ferromagnétiques ont la propriété de garder une certaine aimantation même lorsqu'on annule le champ magnétisant. Cette propriété permet de réaliser des aimants artificiels. Les propriétés ferromagnétiques disparaissent avec une certaine température (point de Curie).

Les corps ferromagnétiques les plus connus sont les oxydes de fer tels que les magnétites, les hématites, les titanomagnétites et quelques sulfures et hydroxydes de fer.

2.3. Anomalies magnétiques

Les anomalies magnétiques résultent de la fossilisation du champ magnétique par les basaltes de la croûte continentale ou océanique. Lorsque les roches riches en corps ferromagnésiens se mettent en place, elles fossilisent le champ magnétique existant. Dans tous les océans, les anomalies positives et négatives s'organisent en bandes parallèles. Les anomalies positives sont dues à une aimantation des basaltes lors de leur refroidissement dans le même sens que le champ actuel. Les anomalies négatives sont dues à une aimantation des basaltes dans un champ opposé au champ actuel, lors d'une inversion des pôles (Barraclough, 1987).

L'étude des anomalies magnétiques a pu démontrer, comme d'autres moyens (l'étude des âges sédimentaires, l'étude des îles formées par des roches volcaniques, l'étude des fossiles), la tectonique des plaques lithosphériques du globe terrestre.

En magnétisme, les contrastes de susceptibilité entre les roches sédimentaires sont généralement faibles et ne produisent donc que des anomalies d'intensité négative. Ceci nous conduit à admettre que les anomalies positives mises en évidence par la prospection magnétique proviennent des roches cristallines ou métamorphiques.

2.4. Prospection aéromagnétique

La méthode de prospection magnétique aéroportée est l'une des méthodes aéroportées les plus couramment utilisées en géophysique.

Ceci peut se justifier par le fait que les capteurs magnétiques et les équipements d'enregistrement sont légers et moins encombrants, donc facilement intégrables dans les avions. Et en plus, par rapport aux autres méthodes géophysiques, l'aéromagnétisme permet d'éliminer les parasites magnétiques superficiels, permettant ainsi d'améliorer l'interprétation des anomalies présentant un intérêt géologique.

La prospection magnétique consiste à rechercher et à localiser les variations (anomalies) produites dans le champ magnétique terrestre (Feumoe, 2014). Elle prouve son importance dans l'exploration pétrolière, minière, minérale, des aquifères, etc. Ses domaines d'application secondaires sont la cartographie géologique en proche surface,

la cartographie structurale, la modélisation géologique, les études environnementales, l'évaluation des risques géologiques, la géotechnique.

2.4.1. Mise en œuvre des travaux de prospection magnétique sur le terrain

La mise en œuvre des travaux sur le terrain lors de la prospection magnétique consiste à réaliser les tâches suivantes :

- Préparation de l'appareillage (magnétomètres, théodolites, boussoles, etc.) ;
- Traçage du réseau de base et celui des stations ordinaires ;
- Mesures des composantes du champ géomagnétique dans chaque station de base et dans chaque station ordinaire ;
- Traitement des résultats du levé et préparation à l'interprétation.

La figure 2.3 ci-dessous présente d'une manière générale l'installation d'un levé de mesure aéromagnétique. Les droites suivant ΔX représentent les directions de vol, ΔX étant la distance qui sépare deux émissions consécutives du signal radar et ΔY la distance entre deux directions de vol consécutives.

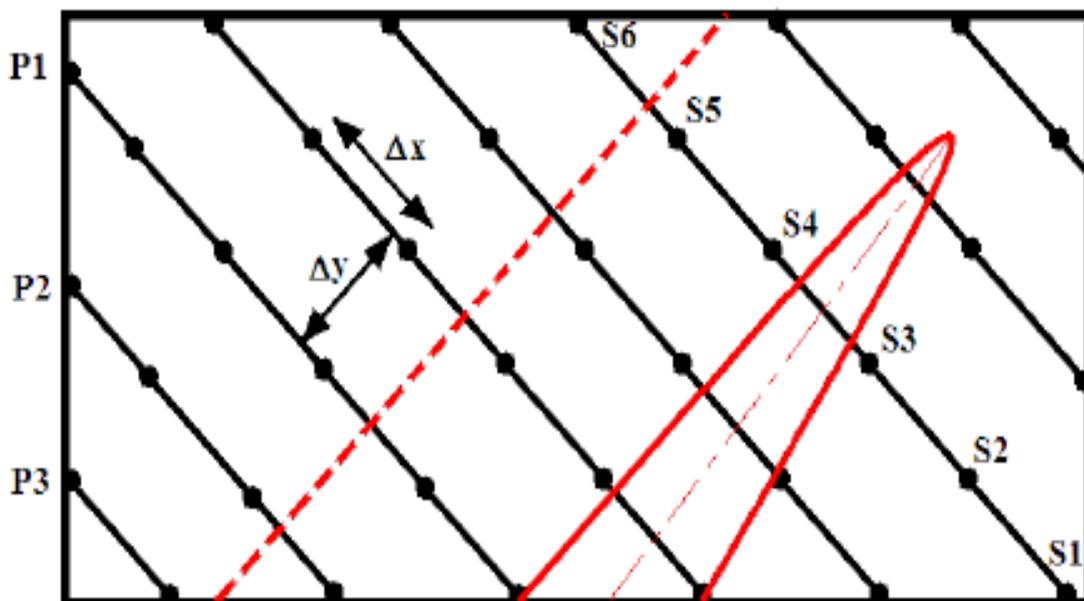


Figure 2.3 : Installation d'un levé de mesure d'après Feumoe (2014) modifié

2.4.2. Equipements utilisés

➤ Aéronef

L'avion utilisé pour la prospection est généralement équipé d'un rostre installé à la queue de celui-ci d'une longueur de 3,65 mètres permettant l'installation du magnétomètre.

➤ Systèmes aéroportés

Les différents systèmes ou appareils utilisés sont les suivants (Bath, 1962) :

- Magnétomètre (fluxgate, à pompage optique, à précession nucléaire) ;
- Système d'acquisition de données et compensateur : ce système permet un taux d'échantillonnage de 10 Hz (0,1 sec) et utilise un magnétomètre fluxgate à trois axes afin de suivre la position et les mouvements de l'avion par rapport au champ magnétique ambiant et de le calibrer selon une série de manœuvres standards de «roll», «pitch», et «yaw» dans les directions du levé ;
- Système de navigation (affichage graphique du plan et de la trajectoire de vol, indicateurs d'écarts par rapport à la ligne suivie, enregistrement des données GPS brutes) ;
- Radar altimètre ;
- Altimètre barométrique ;
- Caméra vidéo.

Les itinéraires de vol sont généralement constitués de profils de vol rectilignes, parallèles, régulièrement écartés. Ces profils peuvent aussi être perpendiculaires à la direction structurale générale de la région.

L'altitude de vol, maintenue constante, peut varier en fonction du but recherché, elle est habituellement de 300 m. Les profils parallèles sont distants les uns des autres de quelques centaines de mètres à une dizaine de kilomètres. La hauteur de vol est continuellement enregistrée par un altimètre (effet doppler) ou par un radar. Le positionnement de l'avion est effectué par un système de radionavigation associé à quatre radars Doppler fournissant en continu la vitesse de l'avion ainsi que sa direction.

Les choix de l'altitude et des lignes de vol dépendent de l'objectif recherché. En recherche minière, les altitudes sont relativement basses et les vols serrés. Par contre en recherche pétrolière où l'on s'intéresse aux anomalies assez profondes, liées au socle cristallin, les altitudes de vols doivent être hautes et les lignes écartées. La couverture et la résolution des données sont deux paramètres clés dans la prospection bien qu'ils soient antagonistes (Figure 2.4). En effet, une bonne couverture nécessite une altitude de vol assez importante, ce qui diminue la résolution des données et donc la précision.

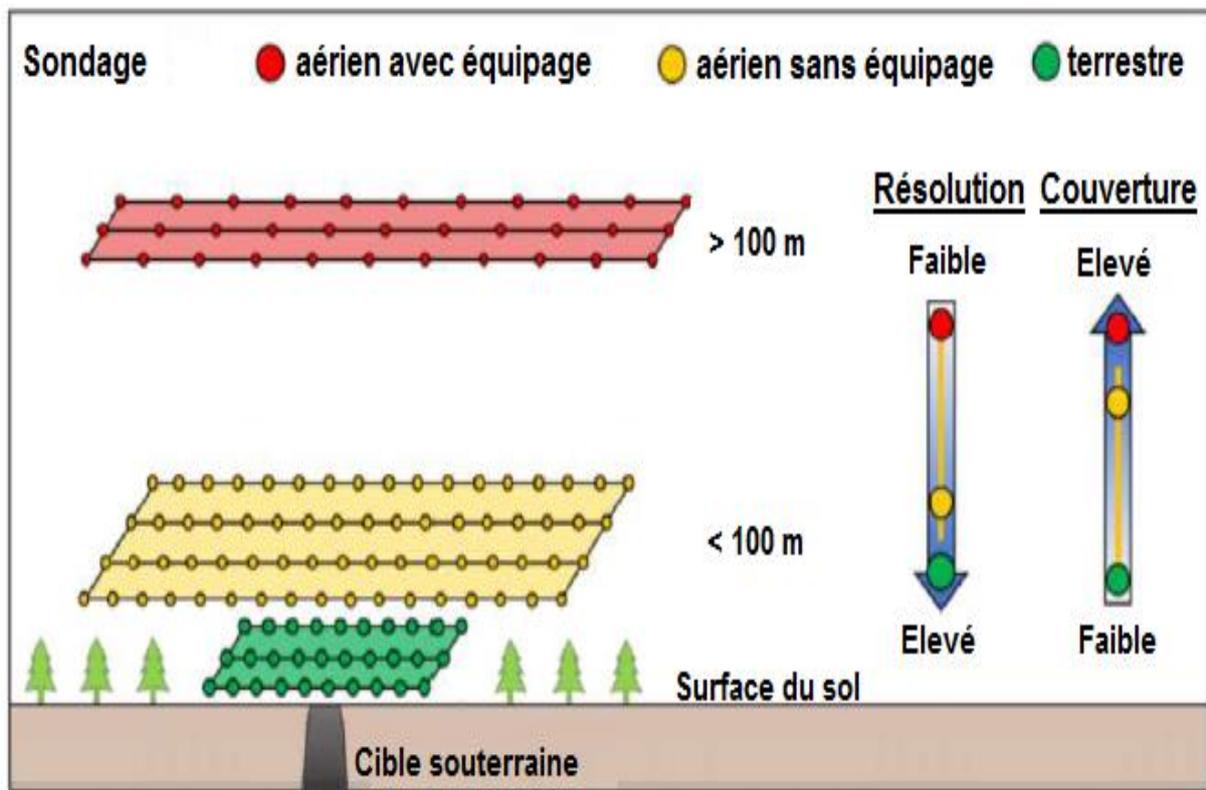


Figure 2.4 : Variation de la résolution en fonction de la couverture en magnétisme aéroporté

Afin d'éviter les effets magnétiques de l'avion (bruits) sur l'enregistrement du magnétomètre, la cellule sensible du magnétomètre aéroporté est placée dans une enceinte cylindrique allongée appelée « oiseau », tractée par un câble à une centaine de mètres de l'avion.

2.4.3. Tests et Calibration

Avant de débiter l'acquisition des données magnétiques, les tests et calibrations suivants doivent être exécutés (Bath, 1962) :

- Etalonnage du magnétomètre (Test de Bourget) ;
- Etalonnage des altimètres ;
- Test de parallaxe (lag).

L'édition et la correction des profils radar incluent principalement l'élimination des données ponctuelles erronées (spikes) ainsi que la correction des changements d'altitude abrupts généralement observés au-dessus des plans d'eau et occasionnellement pour des secteurs ayant une topographie très accidentée ou pour des vallées très profondes. Par la suite, l'application d'un filtre non-linéaire et d'un filtre passe-bas ($\leq 0,6$ sec) sur les données en profil permet d'éliminer le bruit résiduel présent sur les données.

2.4.4. La réduction des données brutes de terrain

La réduction des données magnétiques consiste à éliminer toutes les causes de variations magnétiques autres que celles dérivant des effets magnétiques des roches du sous-sol. Étant donné que l'intensité du champ magnétique terrestre varie de 25 000 nT à l'équateur à 70 000 nT aux pôles, l'augmentation de la magnitude avec la latitude doit être prise en compte. Les effets magnétiques des sources externes au sous-sol entraînent des changements quotidiens du champ géomagnétique connus sous le nom de variations diurnes dont l'amplitude varie entre 20 et 80nT. Entre autres de ces effets externes, les plus importants sont les effets du flux de particules chargées en circulation dans l'ionosphère et les effets de marée du soleil et de la lune (Reynolds, 2011). Les corrections qui correspondent à ces variations portent le nom de corrections diurnes.

La dernière étape de la réduction qui est considérée par certains chercheurs comme la première étape du traitement des données consiste à soustraire des données collectées, le champ géomagnétique de référence international (IGRF). Ce champ

représente le champ magnétique terrestre non perturbé en termes d'harmoniques sphériques multiples et contient des variables temporelles qui permettent de corriger les variations séculaires. Soustraire la valeur IGRF des données observées supprime les grands champs générés par des courants électriques dans le noyau externe : c'est ce qu'on appelle la correction géomagnétique.

Après application des corrections diurnes et corrections géomagnétiques, les variations de champ magnétique restantes sont uniquement dues aux contrastes des propriétés magnétiques des roches dans le sous-sol. Ces variations portent le nom d'anomalies magnétiques (Kearey et al., 2013).

3. La méthode gravimétrique

3.1. Le champ gravitationnel terrestre

3.1.1. Origine du champ gravitationnel terrestre

Le champ gravitationnel terrestre est un phénomène naturel qui puise son origine dans l'existence de la masse de la terre qui exerce une attraction sur tout autre objet possédant une masse. Si la terre était une sphère parfaitement homogène, le champ de gravité ne dépendrait que de la distance au centre de la terre (Sjöberg, 1998). En fait, la terre est un ellipsoïde aplati légèrement irrégulier, ce qui signifie que le champ de gravité à sa surface est plus fort aux pôles qu'à l'équateur. La distribution de la masse (densité) est également inégale, en particulier dans la croûte rigide, ce qui fait que la gravité s'écarte de la valeur attendue lorsque la position de mesure change. Ces variations se traduisent par des anomalies de gravité dont la cartographie nous donne un aperçu de la structure de la terre. Ainsi, la gravité varie comme l'inverse du carré de la distance de l'observateur à une masse de sorte que les variations de masse proches auront un effet plus prononcé (fréquence plus élevée) que les masses plus éloignées dont l'effet sera intégré sur une plus grande surface (fréquence plus basse) : C'est la loi de gravitation universelle.

3.1.2. Loi de gravitation universelle

La méthode de prospection gravimétrique est basée sur la loi d'attraction de Newton encore appelée loi de gravitation universelle qui stipule que : « La force de gravitation universelle qui existe entre deux corps est proportionnelle à chacune de leur masse et inversement proportionnelle au carré de la distance qui les sépare. »

La figure 2-5 ci-dessous illustre cette loi.

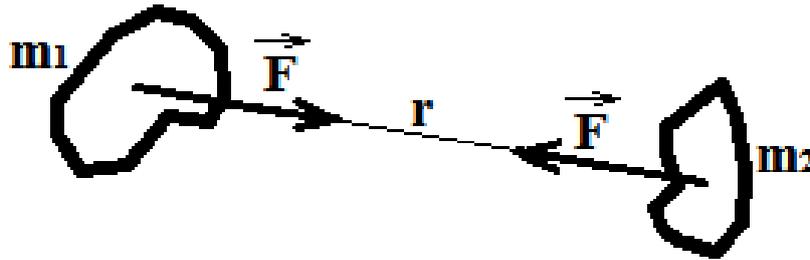


Figure 2.5 : Attraction gravitationnelle

L'intensité de la force F d'attraction universelle est donnée par :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (16)$$

Où G est la constante de gravitation universelle : $G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2.\text{kg}^{-2}$

Dans le cas d'une interaction entre la terre de masse M et un objet quelconque de masse m , ce dernier est soumis à un champ dit de gravitation terrestre noté g et donné par la relation 17 ci-dessous :

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (17)$$

Avec g dérivant d'un potentiel V qui est le potentiel de gravité tel que :

$$\vec{g} = -\overrightarrow{\text{grad}} V \quad (18)$$

et V satisfaisant à l'équation 19 qui est l'équation de Laplace à savoir :

$$\Delta V = 0 \quad (19)$$

Les équations 17, 18 et 19 conduisent à l'équation 20 ci-dessous :

$$V = G \frac{M}{r} \quad (20)$$

Ce potentiel V peut être considéré comme constant sur une surface imaginaire appelé géoïde.

3.1.3. Le géoïde

Le géoïde est un modèle de représentation de la terre sur la taille et sur la forme qui coïncide avec le niveau moyen de la mer et qui se poursuit dans les zones continentales comme une surface imaginaire du niveau de la mer (Figure 2.6). Le géoïde est en chacun de ses points orthogonal à la force d'attraction gravitationnelle et se rapproche de la forme d'une sphère. Il est cependant irrégulier en raison des concentrations locales de masses enfouies et des différences d'élévation entre les continents et les fonds marins (Garland, 1965).

Du point de vue mathématique, le géoïde est une surface équipotentielle du champ gravitationnel ; c'est-à-dire qu'il est caractérisé par le fait que sur toute son étendue, la fonction potentielle gravitationnelle V est constante. Cette fonction potentielle décrit les effets combinés de l'attraction gravitationnelle de la masse terrestre et de la répulsion centrifuge provoquée par la rotation de la Terre autour de son axe.

En raison des distributions de masse irrégulières sur Terre et des anomalies de gravité qui en résultent, le géoïde vu sous l'aspect mathématique n'est pas une simple surface dont la forme géométrique est connue. Ce n'est donc pas une surface de référence appropriée pour la détermination des éléments ou prédiction des phénomènes de la Terre basée sur des calculs mathématiques. Comme figures de référence de la Terre, des formes géométriques simples sont utilisées qui se rapprochent du géoïde. Pour de nombreuses fins, une représentation géométrique adéquate de la Terre est une sphère pour laquelle un seul et unique rayon est utilisé. Pour des études plus avancées, les scientifiques ont recouru à une forme géométrique plus précise : un ellipsoïde de révolution est utilisé comme représentation de la forme et de la taille de la Terre. C'est une surface générée par la rotation d'une ellipse de 360° autour de son demi-petit axe.

3.1.4. Ellipsoïdes de référence

Les scientifiques ont développé plusieurs modèles ellipsoïdaux de référence de la Terre au fil des ans. Comme l'illustre la figure 2.6, il s'agit de surfaces mathématiques qui se rapprochent au mieux du géoïde et qui prennent en compte les ondulations de la gravité des corps due aux variations de la composition et de la densité de l'intérieur du globe terrestre (Seidelmann et al., 2006). De par leurs simplicités relatives, les ellipsoïdes de référence permettent d'effectuer de nombreux calculs dont les plus accessibles sont les calculs de positionnement géographique (altitude, profondeur, longitude, latitude, etc.). L'ellipsoïde de référence utilisé dans le cadre de ce travail est celui qui sert de base au système de référence de coordonnées WGS 84 (World Geodetic System 1984).

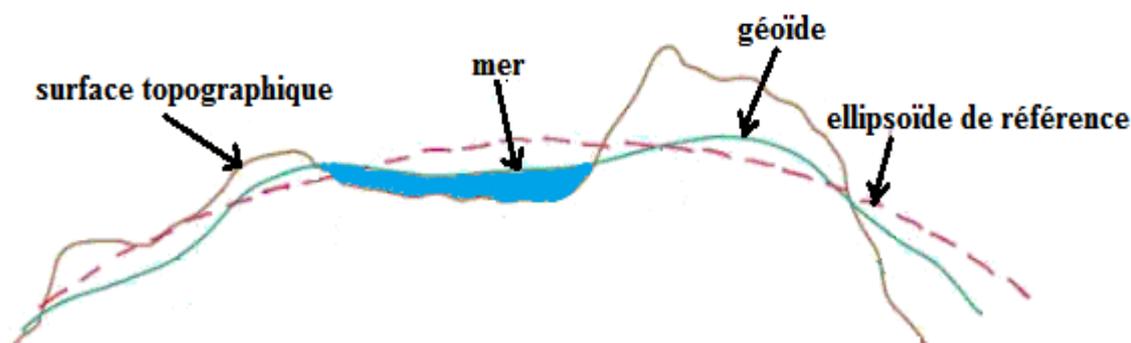


Figure 2.6 : Différence entre géoïde et ellipsoïde

3.2. Les propriétés gravimétriques

3.2.1. La densité des roches

La densité d'une roche est une propriété physique de celle-ci qui traduit sa masse par unité de volume. Les levés gravimétriques sont généralement effectués pour trouver les variations de densité des matériaux du sous-sol. Pour les matériaux géologiques, la densité varie de près de 0 (pour les vides ou la neige, la poussière et les matériaux similaires) à environ 8 pour certains minéraux rares. Les matériaux

géologiques les plus courants se situent entre 1,6 (sédiments) et 3,5 (gabbro) tel que l'illustre le tableau 2.2 ci-dessous.

Sédiments							
Matériau	Densité						
Roches sédimentaire							
Argile	1.63 - 2.60						
Silt	1.80 - 2.20						
Sol végétal	1.20 - 2.40						
Sable	1.70 - 2.30						
Grès	1.61 - 2.76						
Shale	1.77 - 3.30						
Calcaire	1.93 - 2.90						
Dolomite	2.28 - 2.90						
Craie	1.52 - 2.60						
Halite	2.10 - 2.60						
		Métamorphiques		Minerai		Ignées	
		Matériau	Densité	Matériau	Densité	Matériau	Densité
		Roches métamorphi		Roches minéralisée		Roches ignée	
		Ardoise	2.70 - 2.90	Bauxite	2.30 - 2.55	Rhyolite	2.35 - 2.70
		Phyllite	2.68 - 2.80	Pyrite et Pyrrhotite	4.50 - 5.20	Granite	2.50 - 2.81
		Schiste	2.39 - 2.80	Magnetite	4.90 - 5.20	Andesite	2.40 - 2.80
		Gneiss	2.59 - 3.00	Hematite	4.90 - 5.30	Basalte	2.70 - 3.30
		Granulite	2.52 - 2.73	Cobaltite	5.80 - 6.30	Gabbro	2.70 - 3.50
		Amphibolite	2.90 - 3.04	Galène	7.40 - 7.60		
		Eclogite	3.20 - 3.54				

Tableau 2.2 : Densité de quelques roches (Telford et al., 1990)

3.2.2. Facteurs affectant les mesures gravimétriques et leurs corrections

Les données gravimétriques récoltées sur le terrain peuvent être influencées par certains paramètres dont les plus importants sont :

- La latitude : de l'équateur aux pôles, la gravité varie d'environ 5000 mGal (plus grande aux pôles). Le gradient (c'est-à-dire le taux de variation par rapport à la latitude) est maximal à 45° de latitude, où il est d'environ 0,8 mGal/km. Pour y remédier, on procède à une correction dite de latitude ;
- L'élévation : l'effet du changement d'élévation suite au passage d'une station de mesure à une autre est assez important. Pour les instruments modernes, un changement de seulement quelques centimètres a une influence sur les mesures. Il faudrait donc appliquer aux données la correction à l'air libre ou de Faye ;

- La position par rapport à l'ellipsoïde de référence : l'excès de masses sous-jacentes aux stations de mesure situées au-dessus de l'ellipsoïde de référence utilisé constitue un superflu sur les mesures récoltées à cet endroit. A l'inverse, on note un déficit de masses pour des stations de mesure situées en-dessous de l'ellipsoïde de référence utilisé. On corrige ces erreurs en appliquant une correction dite de Bouguer ;
- La topographie : les effets dus au relief topographique à proximité des stations de mesure (collines ou vallées) peuvent être importants, mais sont rarement supérieurs à 1,0 mGal. Les corrections y relatives sont assez fastidieuses à appliquer, mais sont importantes lorsqu'il y a une topographie abrupte à proximité des emplacements de mesure, on parle de corrections topographiques ;
- Les marées (effets luni-solaires) : les effets des marées peuvent atteindre 0,3 mGal, et sont généralement pris en compte en enregistrant plusieurs mesures en une seule station (station de base) tout au long d'un profil. La correction correspondante est dite luni-solaire ;
- L'effet d'une plate-forme de mesure en mouvement : si l'instrument de mesure est en mouvement pendant qu'une mesure est effectuée, l'accélération causée par ce mouvement sur la planète, elle-même en rotation, doit être prise en compte. Ces contributions à l'accélération mesurée peuvent être très importantes, en particulier dans les avions. Même le léger mouvement de rotation d'un navire en mer avec une houle légère aura des effets significatifs sur les mesures. Pour l'obtention de résultats justes, ces effets indésirables qui s'infiltreront aux données récoltées doivent être corrigés : c'est la correction de Eötvös.

3.3. Anomalies gravimétriques

La gravité n'est pas la même partout sur Terre en raison de divers facteurs. Les levés gravimétriques utilisent ces petits changements de gravité causés par les variations de la densité des roches souterraines pour en savoir plus sur la structure interne de la planète. Les roches plus denses ont des valeurs de gravité plus élevées, tandis que les roches moins denses ont une gravité plus faible (Hackney et

Featherstone, 2003). Les anomalies de gravité sont des différences entre le vrai champ de gravité de la Terre et la gravité théorique d'un corps de référence. En d'autres termes, ce sont les disparités observées entre l'accélération d'un objet en chute libre à la surface d'une planète et la valeur correspondante prédite par un modèle gravitationnel de la planète. Il existe deux grands types d'anomalies gravimétriques à savoir les anomalies gravimétriques de Bouguer et les anomalies gravimétriques isostatiques.

3.3.1. Anomalie de gravité isostatique

Bien que le processus de réduction de Bouguer élimine les effets gravitationnels de l'altitude, de la latitude et de la masse topographique au niveau de la mer, il ne tient pas compte de la masse compensatrice en profondeur. En conséquence, une corrélation linéaire inverse avec la topographie persiste. Pour éliminer cet effet et améliorer le signal grâce aux contrastes de densité intra-crustaux, les données du champ de gravité de Bouguer sont corrigées de manière isostatique, supprimant les tendances régionales et produisant un ensemble de données de gravité supérieure pour l'analyse des bassins sédimentaires (Heywood, 1992). Le principe d'isostasie stipule que les charges topographiques en surface compensent les déficits de masse en profondeur, également appelés racines isostatiques. Les effets de ces déficiences de masse ne sont pas pris en compte lors du processus de réduction de Bouguer, et il existe une relation inverse entre les larges dépressions de l'anomalie de Bouguer et la topographie positive. La correction isostatique élimine l'effet des anomalies de gravité des racines isostatiques. Historiquement, le concept est né de l'observation selon laquelle les anomalies de Bouguer dans les zones montagneuses sont toujours négatives et ont des valeurs élevées, avec une moyenne de 100 mGal par 1000 m d'altitude. Cela signifie que les masses topographiques sont compensées par un mécanisme. En 1855, deux modèles différents ont été proposés (Sjöberg, 1998) :

- Le premier modèle est celui de Airy qui suppose que des masses topographiques flottent sur une couche plus dense (manteau supérieur terrestre) ; ainsi, des racines

existent sous la couche continentale et des anti-racines existent sous la couche océanique ;

- Le deuxième modèle proposé par Pratt, suppose un niveau de compensation à une profondeur de pression constante. En conséquence, la densité d'une colonne de matériau donnée varie et est affectée par son élévation.

Quel que soit le modèle adopté, l'attraction gravitationnelle de la distribution des masses anormales sous la topographie peut être calculée, et l'anomalie isostatique est la somme de l'anomalie de Bouguer et la correction isostatique appliquée.

3.3.2. Anomalies de Bouguer

Les anomalies de Bouguer sont des anomalies de gravité qui ont été corrigées pour la hauteur à laquelle elles sont mesurées ainsi que pour l'attraction du terrain et pour les effets des instruments de mesure. Une anomalie de gravité à l'air libre est produite par la seule correction de hauteur. La distinction se fait dans les types de corrections appliquées à l'accélération gravitationnelle mesurée aux différentes stations (Karl, 1971 ; Takin & Talwani, 1966 ; Zamora, 2013). En supposant une densité uniforme du sous-sol, le champ gravitationnel de la Terre serait constant partout après l'application des corrections appropriées. D'autre part, les anomalies de gravité seraient toute « variation locale par rapport au champ gravitationnel par ailleurs constant » causée par toute variation latérale de densité causée par des changements dans la géologie du sous-sol (Kearey et al., 2013). Les anomalies à l'air libre sont couramment utilisées dans les applications géodésiques tandis que les anomalies de Bouguer sont utilisées dans des applications géophysiques car elles démontrent les effets de différentes distributions de densité de roches souterraines sur les observations d'anomalies de gravité (Zamora, 2013). Cependant, il est important de noter que l'interprétation de ces anomalies de Bouguer nécessite une séparation régionale-résiduelle de celles-ci.

3.3.3. Séparation régionale-résiduelle

Le champ de gravité enregistré à la surface de la Terre lors des levés gravimétriques est l'effet cumulatif des sources à différents niveaux de profondeur partant de la surface jusqu'au moins au Moho. En effet, les anomalies de Bouguer sont une superposition des effets de contraste de densité des structures profondes et superficielles, étendues et localisées qu'il convient de séparer selon que l'on s'intéresse à une étude régionale ou alors aux caractéristiques résiduelles de la zone d'étude.

En général, comme son nom l'indique, le champ régional est caractéristique d'une vaste région et provient de sources profondes, tandis que le champ résiduel est confiné à une zone localisée et provient de sources peu profondes. Et donc, dans la prospection de minéraux et de pétrole, le champ résiduel est important, mais dans les études crustales et les applications géodynamiques, la composante régionale du champ observé prend plus d'importance. Plusieurs méthodes de séparation existent parmi lesquelles on peut citer :

- La séparation basée sur les données environnementales : c'est la méthode la plus simple pour séparer les composantes régionales et résiduelles du champ de gravité observé. Elle consiste à lisser les fluctuations en fonction de l'inspection visuelle. Le gros inconvénient de cette méthode est l'appréciation visuelle qui est relative d'un interprète à un autre.

- La méthode graphique : elle convient aux données enregistrées sur une grille. Le champ de gravité observé autour d'un point de grille particulier est moyenné et soustrait de la valeur centrale, ce qui fournit le champ résiduel en ce point. De cette manière, à tous les points de grille, une nouvelle grille est générée permettant ainsi d'obtenir la carte d'anomalies résiduelles représentant les sources peu profondes. Cette méthode dépend de la taille de la grille adoptée pour faire la moyenne des données environnantes, et par conséquent, dépend donc aussi considérablement de l'expérience des individus dans le traitement des anomalies de gravité et de la nature du problème pour lequel le sondage est mené.

- L'approximation polynomiale : dans cette méthode, les champs régionaux et résiduels sont représentés respectivement par des polynômes dont les degrés des premiers sont inférieurs aux degrés des seconds. L'anomalie de gravité observée est approximée par une série de monômes. La sélection de l'ordre du polynôme pour représenter le champ régional est assez arbitraire et dépend considérablement de l'expérience de l'interprète. Si la profondeur des sources peu profondes est connue dans certaines sections, à partir de profils sismiques ou d'informations de forage, certaines contraintes sur l'ordre du polynôme peuvent être imposées mais doivent fournir la bonne amplitude du champ résiduel. Pour les données bidimensionnelles, les polynômes d'ordres différents sont approximés dans le plan (x, y) sur la grille de données.

- Le filtrage numérique : il est basé sur les principes de la transformée de Fourier et du traitement du signal. Le champ de gravité observé peut être représenté par une transformée de Fourier discrète dans le domaine fréquentiel. En pratique, des données numériques équidistantes sont générées à partir des données enregistrées par interpolation. Ou alors le profil de l'anomalie de Bouguer est numérisé à intervalles égaux en fonction de l'espacement des stations et de la profondeur d'investigation. Cependant, l'intervalle d'échantillonnage doit être tel qu'il représente la fréquence la plus élevée présente dans l'ensemble de données, appelée fréquence de Nyquist. Les données numériques sont transformées dans le domaine fréquentiel fournissant les amplitudes des différentes fréquences (longueurs d'onde) présentes dans l'ensemble de données. Dans le cas des cartes, la version bidimensionnelle de la transformée de Fourier discrète est utilisée, et le spectre d'amplitude calculé peut être moyenné dans des cercles concentriques pour des fréquences similaires afin de fournir la variation du champ observé : c'est la technique du spectre radial. En fonction de ces bandes de fréquences, des filtres Gaussiens passe-bas ou passe-haut peuvent être conçus pour séparer les champs régionaux et résiduels. La sélection de la fréquence de coupure pour ces filtres est arbitraire et dépend largement de l'expérience de l'interprète. Il est donc conseillé de concevoir trois ou quatre alternatives de ces filtres. La

fréquence/longueur d'onde de coupure appropriée est déterminée par essais et erreurs basés sur d'autres informations et expériences disponibles.

3.4. La Prospection gravimétrique

3.4.1. Acquisition des données gravimétriques

L'acquisition de données gravimétriques est une opération relativement simple qui peut être effectuée par un seul expérimentateur. Cependant, un second expérimentateur est généralement sollicité pour déterminer l'emplacement (latitude, longitude et altitude) des stations gravimétriques. Afin de détecter une cible (par exemple, un corps dense ou une faille), des lectures de gravité doivent être prises le long de profils qui traversent l'emplacement de la cible.

Les anomalies gravimétriques mesurables se situent généralement entre 0,1 et 0,00001 Gal. Cela signifie qu'il faut mesurer des accélérations de l'ordre de $1/10^8 \text{m/s}^2$ (Noutchogwe, 2004.). En effet, si une masse est suspendue à un ressort, une force appliquée à cette masse étirera le ressort. La loi de Hooke stipule que l'extension d'un ressort est proportionnelle à la force correspondante, et donc un petit changement dans l'accélération gravitationnelle entraîne une variation de la longueur du ressort. En résumé, le paramètre mesuré est la force exercée sur une masse, due à la présence d'une autre masse ; le paramètre enregistré est l'accélération (avec comme unité le milliGal) ; le paramètre interprété est généralement la densité des structures et des matériaux enfouis responsables. Effectuer un levé gravimétrique revient donc à mesurer ce changement de longueur du ressort sur tout le site d'étude suivant des profils bien définis. Par la suite, une carte (ou un profil) des différences relatives d'accélération gravitationnelle est élaborée. Et enfin, les résultats extraits de cette carte sont interprétés en termes de contrastes de densité.

Il existe d'autres procédés de mesures qui n'impliquent pas de ressorts mais qui s'intéressent plutôt au temps qu'il faut à une masse pour osciller dans le vide, et la période d'un pendule peut ainsi être observée avec soin.

3.4.2. Instrumentation

Pour effectuer des mesures de gravité, on utilise un gravimètre. Celui-ci mesure les variations du champ gravitationnel terrestre. Les variations de gravité sont dues aux variations latérales de la densité des roches souterraines au voisinage du point de mesure. Parce que les variations de densité sont très petites et uniformes, les gravimètres doivent être très sensibles afin de mesurer les $1/10^8$ du champ de gravité terrestre (980 gals ou 980 000 mgals) (Mariita, 2007).

Les compteurs les plus utilisés ne mesurent pas l'accélération gravitationnelle absolue mais des différences d'accélération relative. Il existe plusieurs fabricants de compteurs de gravité avec des précisions pouvant varier considérablement d'un compteur à l'autre. Les gravimètres courants sur le marché sont :

- Le gravimètre Worden : c'est un appareil entièrement mécanique et optique. Il utilise un ressort de longueur fixe et une masse attachée à un ressort d'étalonnage muni d'une échelle de placage permettant de mesurer l'accélération gravitationnelle ;

- Le Scintrex Autograv : il est semi-automatisé, mais bien qu'un peu plus cher, il a été démontré qu'il a une plus grande stabilité et qu'il subit moins de tares (sauts soudains dans une lecture de gravité) sur de longues périodes.

- Le gravimètre modèle Lacoste et Romberg : il a une répétabilité de 3 microgals avec un système de nivellement et d'enregistrement automatique embarqué. C'est l'un des instruments préférés pour des levés gravimétriques à échelle industrielle.

Un autre instrument aussi indispensable aux levés gravimétriques est le GPS différentiel qui permet d'obtenir une précision centimétrique en élévation en temps réel.

3.4.3. Mise en œuvre sur le terrain et calibrage

Les points suivants donnent un aperçu de la manière dont les instruments sont utilisés sur le terrain pour la réalisation de levés gravimétriques (Karl, 1971).

- L'étalonnage : une constante est utilisée pour convertir la lecture du cadran dans les unités appropriées (milliGal). Cela peut être défini par le fabricant ou par enregistrement sur un site connu.

- Le réglage de la plage : seuls les changements gravitationnels relatifs peuvent être enregistrés à moins que les mesures ne soient liées à un repère avec une valeur connue de l'accélération g . La plage dynamique d'un instrument peut être comprise entre 10 000 et 70 000 mGal. Elle peut nécessiter un nouveau réglage pour un nouveau site après le transport des instruments.

- Le "shake-down" : il peut être nécessaire de tapoter doucement sur la base d'un instrument pour stabiliser le mouvement du pendule incorporé (surtout après avoir réinitialisé la plage).

- La mise à niveau de l'instrument : c'est une opération essentielle qui consiste à prendre en compte la stabilité de la plate-forme, les mouvements du sol, des véhicules, des arbres, des ondes radio, de la microsismique, etc.

- Les relevés : idéalement, plusieurs relevés doivent être effectués par un seul opérateur, chacun impliquant un nivellement séparé. Pour éviter le «coup de fouet», regardez confortablement sous un angle constant et ajustez l'instrument pour sa lecture nulle, en utilisant exactement la même procédure physique à chaque fois.

4. Bases théoriques de l'interprétation des données magnétiques et gravimétriques

La dernière étape de chaque étude géophysique consiste en l'interprétation des informations recueillies durant le levé ou la prospection magnétique. Il s'agit de rendre compréhensible aux intéressés du domaine les chiffres de mesures de terrain, traduire les cartes magnétiques et gravimétriques correspondantes en terme de traits géologiques et tectoniques présents dans la zone. En d'autres termes, il s'agit de donner aux résultats des mesures un sens géologique. Nous nous servirons du logiciel "MapInfo 7.5" pour la digitalisation des cartes des contours magnétiques et gravimétriques. Et pour la suite du traitement, nous solliciterons les services du logiciel "OASIS Montaj", avec lequel nous ressortirons les cartes structurales et les modèles géologiques que nous interprèterons aussi bien qualitativement que quantitativement.

4.1. Interprétation qualitative

L'interprétation qualitative, phase initiale de l'interprétation, nécessite un fond documentaire indispensable, comprenant les diverses études géologiques, géophysiques, topographiques, hydrogéologiques, etc., réalisées auparavant.

L'interprétation qualitative dans notre cas a un caractère descriptif ; elle traite de l'étude de l'allure et de l'intensité des anomalies enregistrées. L'examen des cartes magnétiques et gravimétriques peut donner à un interpréteur qualifié une idée sur l'aimantation, le contraste de densité, le choix des modèles des corps perturbateurs, l'influence de l'inclinaison, de la susceptibilité, de l'orientation des structures, de leur pendage. Les iso-anomales orientées dans une direction, peuvent être associées aux directions des failles et des structures prolongées telles que les anticlinaux, les synclinaux, les filons etc.

Les anomalies isométriques peuvent être provoquées par les objets de formes sphériques ou ellipsoïdales. L'examen de l'intensité des anomalies et de leur gradient permet d'obtenir une idée sur la profondeur des corps perturbateurs et leurs propriétés magnétiques et gravimétriques. En général les courbes plus aplaties et de faibles gradients, correspondent aux objets profonds. L'inclinaison de l'objet perturbateur provoque un changement caractéristique dans la distribution du champ.

4.2. Interprétation quantitative

L'interprétation quantitative représente la phase finale de l'interprétation des données géophysiques. Elle sous-entend les calculs à réaliser pour déterminer la profondeur, l'étendue, le pendage et les diverses grandeurs magnétiques et gravimétriques des corps perturbateurs. Les méthodes d'interprétation quantitative dépendent de la forme des anomalies, de l'influence des objets voisins, du lissage ou du découpage du champ de potentiel correspondant. Elles dépendent également de la cible. Ainsi le choix de la méthode numérique adéquat est conséquent. Les méthodes d'interprétation quantitative sont:

➤ Les méthodes analytiques

Les méthodes analytiques consistent à étudier les relations entre les distributions des masses de formes géométriques simples et le champ observé en surface, à l'air ou dans les puits de forage. On en distingue trois types qui sont :

- La méthode du gradient horizontal ;
- La méthode du signal analytique ;
- La méthode de déconvolution d'Euler.

➤ Les méthodes graphiques

Les méthodes graphiques ne sont qu'une transposition schématique des méthodes analytiques. L'interprétation est basée sur la comparaison des courbes des composantes du champ de potentiel mesurées avec celles calculées d'avance sur la base de formes géométriques simples.

L'avantage des méthodes graphiques par rapport aux méthodes analytiques réside dans la possibilité d'utiliser toute les données ou des parties de données qui sont généralement celles les moins influencées par des objets perturbateurs.

4.3. Les opérateurs et les techniques d'interprétation

Rappelons que les allures des anomalies sur les cartes ou les profils reflètent celles des structures mais avec un effet d'étalement fonction de la distance entre les mesures et les sources et un effet de mélange lorsqu'il y a plusieurs sources distinctes pas trop éloignées. Pour corriger ces effets on fait appel aux opérateurs ou filtres de transformation.

4.3.1. L'opérateur de réduction au pôle (à l'équateur)

La réduction au pôle consiste à transformer un profil ou une carte magnétique de telle sorte que le nouveau profil ou la nouvelle carte corresponde à ce que l'on obtiendrait si le champ magnétique régional était vertical (Baranov, 1957).

La réduction au pôle découle tout naturellement de la définition de l'anomalie magnétique. En effet le potentiel magnétique ne dépendant pas de la direction du champ magnétique régional, il suffit de dériver alors dans la direction du champ

magnétique vertical. On peut, de la même manière, pratiquer ce type d'opération sur l'aimantation qui est aussi un vecteur. Il faut donc se rendre compte de ce que l'on fait lorsque l'on utilise la réduction au pôle : veut-on réduire uniquement le champ magnétique au pôle (réduction au pôle du champ) ou uniquement l'aimantation, ce qui ne présente pas vraiment d'intérêt (réduction au pôle de l'aimantation), ou les deux, ce qui est fréquemment pratique (double réduction au pôle).

Pour la réduction à l'équateur, le processus est le même à la seule différence que celle-ci 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.

4.3.2. Les filtres de dérivées directionnelles

On distingue :

- La dérivée horizontale-X pour la mise en évidence des contacts lithologiques de direction N-S ;
- La dérivée horizontale-Y pour la mise en évidence des contacts lithologiques de direction E-W ;
- La dérivée verticale-Z pour l'amplification des courtes longueurs d'onde de manière à mieux distinguer les différentes anomalies dont la source est différente.

4.3.3. Les filtres de prolongement

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. On distingue deux types de prolongement à savoir :

- Le prolongement vers le haut qui consiste en une atténuation de l'amplitude et un lissage et qui est une transformation qui fait passer une anomalie de l'altitude $z = 0$ à une altitude $z > 0$. En électronique, cela correspond à un filtre passe-bas qui permet d'atténuer les anomalies de grande longueur d'onde ;
- Le prolongement vers le bas qui est l'inverse du prolongement vers le haut, son expression est la même, mais le signe du changement d'altitude est opposé. Il

correspond à un filtre passe-haut qui peut amplifier énormément les hautes fréquences selon la valeur du prolongement. L'inconvénient de ce filtre est l'instabilité en présence de bruit. Son application est très limitée pour l'estimation de la profondeur des sources.

4.3.4. Le signal analytique

Il permet de limiter les contacts des corps géologiques à forte aimantation. Le principal atout de cet opérateur réside dans le fait que c'est l'amplitude du signal analytique qui est exploitée pour l'interprétation et donc est toujours positive et par conséquent ne nécessite pas de poser des hypothèses sur la direction du corps aimanté lors de l'interprétation.

4.3.5. La pseudo-gravimétrie

L'idée selon laquelle les gradients gravitationnels sont intimement liés à l'aimantation de la croûte terrestre a motivé les chercheurs à développer des techniques d'exploitation des données magnétiques obtenues pour faire des interprétations de type gravimétrique (Gunn, 1975), et à combiner les données magnétiques et gravimétriques pour une meilleure caractérisation des structures géologiques souterraines (Skalbeck et al., 2005). La théorie de base établissant la connexion gravitation-magnétisme qui était déjà connue de Poisson, a été popularisée par Baranov (1957) et a été élaborée mathématiquement par Gunn (1975). Alors que la plupart des sondages utilisaient des données gravimétriques pour modéliser les gradients gravitationnels, il existe maintenant un certain nombre d'ensemble de données gradiométriques qui peuvent être utilisées directement pour étudier la corrélation entre la gravitation et le magnétisme.

La pseudo-gravimétrie est l'une des nombreuses techniques FFT (Fast Fourier Transform) qui peut être appliquée aux données aéromagnétiques. Elle améliore l'amplitude des anomalies associées aux sources magnétiques profondes au détriment des sources magnétiques peu profondes dominantes. Cette transformée est un excellent outil d'interprétation pour la détection de plutons ignés magnétiques profonds et

d'empilements volcaniques. Les données transformées peuvent être modélisées à l'aide d'outils de modélisation gravimétrique conventionnels.

La théorie cachée derrière cette méthode de pseudo-gravimétrie (Blakely, 1995) se résume à introduire une grille de données magnétiques du champ total comme valeurs d'entrée pour obtenir une grille de données pseudo-gravimétriques comme résultat. Étant donné que la méthode utilise la grille du champ magnétique total, elle est soumise à l'impact négatif des effets de bord au-delà des limites des données du levé. La plupart des packages de traitement FFT géophysiques extrapole la grille d'enquête au-delà du bord des données à l'aide d'une méthode connue sous le nom de rembourrage. La qualité de la méthode de rembourrage a un impact sur les longueurs d'onde plus longues qui sont réinjectées dans la zone d'étude. Ce défaut de filtrage a été corrigé par les travaux de Pratt et Shi (2004).

La pseudo-gravité est une accélération semblable à une gravité qui serait impliquée par une magnétisation constante d'un matériau sur la base de la relation de Poisson entre le potentiel magnétique et le potentiel gravimétrique. Des anomalies de pseudo-gravité provenant de levés magnétiques ou des anomalies pseudo-magnétiques de gradients gravitationnels observés (ou calculés) peuvent être utilisées pour améliorer les interprétations géologiques des structures souterraines, telles que la détermination de la profondeur.

4.3.6. L'analyse spectrale

D'une manière générale, dans le domaine fréquentiel, l'analyse des données de champ de potentiel permet d'estimer la profondeur des sources à l'origine des anomalies observées (Spector & Grant, 1970). Le principe de l'analyse spectrale réside dans le fait que le logarithme du spectre d'énergie du signal décroît de façon proportionnelle avec le nombre d'onde et la profondeur moyenne des sources d'anomalies. La connaissance de cette profondeur est déduite du calcul de la pente des droites représentant les spectres d'énergie en échelle semi-log.

4.3.7. La déconvolution d'Euler

C'est une technique qui permet de localiser les sources des anomalies observées et de déterminer leurs profondeurs. Cette technique est basée sur un paramètre très important qui rend compte du degré d'homogénéité de l'équation mathématique qui entre en jeu, ce paramètre est nommé « indice structural » (Durrheim & Cooper, 1998). L'indice structural (N) caractérise la nature géologique de la source (dyke, sill, pipe, cylindre et sphère). Il peut être considéré comme l'indice de la diminution de l'intensité du champ avec la distance. La valeur de N est importante, car l'utilisation d'une mauvaise valeur conduit à un calcul erroné de la profondeur. Dans le cas des données magnétiques, il varie de zéro (contact de profondeur infinie) à 3 (dipôle ponctuel). Mais il semble y avoir un problème dans le cas des données gravimétriques. Stavrev (1997) donne une analyse admirablement complète et argumentée du problème. Il a montré que l'indice structural gravimétrique pour une structure donnée a une valeur inférieure d'une unité à sa valeur magnétique équivalente. Ceci est plausible, car la transformation de pseudo-gravité, qui convertit le champ magnétique d'un corps source en champ de gravité qui serait observé à partir du même corps implique une réduction de pôle (équateur) et une intégration verticale. C'est donc à ce niveau (intégration) que l'indice structural est réduit d'une unité. Ce qui implique donc une variation de cet indice plutôt comprise entre 0 et 2 pour les données gravimétriques comme l'illustre le tableau 2.3 ci-dessous. Pour un contact infini, le problème sur la valeur de -1 que l'on obtiendrait du fait de cette théorie est traité par les travaux de Reid et Thurston (2012).

La résolution de l'équation d'Euler nécessite de considérer une fenêtre carrée sur les grilles de gradients et de champ. Cependant, cette fenêtre doit être dimensionnée pour exclure les anomalies indésirables tout en contenant toutes les solutions significatives (Durrheim & Cooper, 1998).

Indice structural (SI)	Champ magnétique	Champ gravifique
0	Contact	Sill, dyke, faille
1	Sill, dyke, Faille	Cylindre, pipe
2	Cylindre, pipe	Sphère
3	Sphère	

Tableau 2.3 : Indice structural selon le type de champ

4.4. L'imagerie géophysique

L'imagerie géophysique se définit tout simplement comme étant une technique de représentation schématique qui illustre la distribution spatiale et/ou temporelle des propriétés physiques du sous-sol suite à une étude des phénomènes physiques quantifiables à partir de la surface terrestre. La modélisation directe et l'inversion sont les deux principaux outils de l'imagerie géophysique surtout en ce qui concerne les données dit de potentiel.

4.4.1. Généralité sur la modélisation

La modélisation géophysique est une science appliquée consistant à créer des représentations informatisées de portions de la croûte terrestre à partir d'observations géophysiques et géologiques effectuées sur et sous la surface de la Terre (Lelièvre et al., 2012). Elle intègre la géologie structurale, la sédimentologie, la stratigraphie, la paléoclimatologie et la diagenèse. En ce sens, un modèle géologique est l'équivalent numérique bi ou tridimensionnel d'une carte géologique complétée par une description des grandeurs physiques dans le domaine d'intérêt.

La modélisation est couramment utilisée pour gérer les ressources naturelles, identifier les risques naturels et quantifier les processus géologiques, avec des applications principales pour les champs de pétrole et de gaz, les aquifères souterrains et les gisements de minerais. Par exemple, dans l'industrie pétrolière et gazière, des modèles géologiques réalistes sont nécessaires pour alimenter les programmes de

simulation de réservoir, qui prédisent le comportement des roches dans divers scénarios de récupération des hydrocarbures. La modélisation implique généralement les étapes suivantes :

- L'analyse préliminaire du contexte géologique du domaine d'étude ;
- L'interprétation des données et observations disponibles sous forme d'ensembles de points ou de lignes polygonales ;
- La construction d'un modèle structural décrivant les principales limites rocheuses (horizons, discordances, intrusions, failles) ;
- La définition d'un maillage bi ou tridimensionnel respectant le modèle structural permettant de soutenir la représentation surfacique ou volumétrique de l'hétérogénéité ;
- La résolution des équations aux dérivées partielles qui régissent les processus physiques dans le sous-sol (par exemple, la propagation des ondes sismiques, le transport des fluides dans les milieux poreux).

Selon le type de recherche et les objectifs visés, la dimension de la modélisation peut varier d'une investigation à une autre.

En dimension 2 (2D), une formation géologique est représentée par un polygone qui peut intégrer des failles et d'autres linéaments. Dans les modèles géologiques obtenus, une unité géologique est délimitée par des surfaces bidimensionnelles triangulées ou quadrillées. Pour des études plus avancées sollicitant une modélisation des solides ou des fluides, ces surfaces peuvent être superposées en réseau de cellules, souvent appelées voxels (éléments volumétriques) aboutissant à des grilles 3D. Ces grilles 3D sont l'équivalent des grilles 2D utilisées pour exprimer les propriétés de surfaces uniques. L'équivalent en 3D du polygone cartographié en 2D est l'unité géologique entièrement fermée, utilisant un maillage triangulé.

Les modèles tridimensionnels qui sont les plus utilisés dans les méthodes de modélisations et d'inversions numériques géophysiques actuelles sont construits sur des maillages rectilignes qui présentent une certaine aisance (finesse) dans le traitement numérique des données.

Cependant, même si la discrétisation sur maillages rectilignes s'avère précise, ce type de maillage demeure incompatible avec des modèles impliquant des surfaces

filaires ou tessélées. Afin de palier à ce problème spécifique à ce type de maillage, on a recourt aux maillages dits tétraédriques non structurés (Lelièvre et al., 2012). Les maillages tétraédriques non structurés peuvent s'adapter aux surfaces tessélées en utilisant des blocs en forme de tétraèdres dans les modèles. Cependant, travailler avec des maillages tétraédriques non structurés est beaucoup plus compliqué que des maillages rectilignes et nécessite un logiciel spécialisé pour générer et manipuler ces maillages (Farquharson & Lelièvre, 2017). Un exemple de maillages rectilignes et de maillages tétraédriques non structurés est illustré à la figure 2.7 ci-dessous.

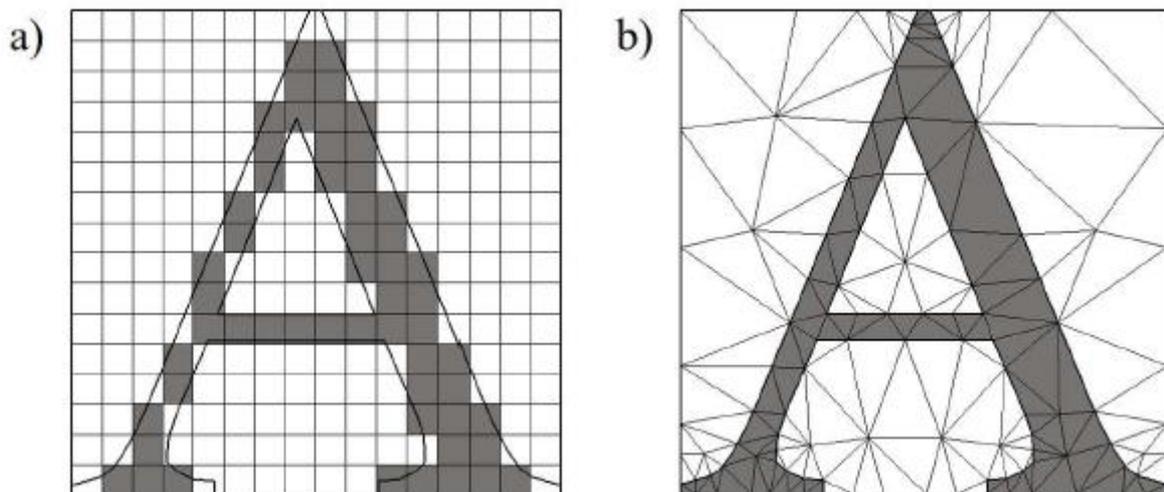


Figure 2.7 : Exemple de maillage rectiligne (a) et de maillage tétraédrique non structuré (b) (Lelièvre et al., 2012)

4.4.2. La modélisation directe

L'interprétation classique des données géophysiques passe par la construction de modèles géologiques sur lesquels les résultats extraits sont comparés aux données existants. En bref, cette modélisation se résume à la détermination des effets connaissant leurs causes. Cette modélisation numérique des données géophysiques est connue sous le nom de modélisation directe. Cette modélisation est utilisée pour prédire les effets (impacts) géophysiques propres à un phénomène géologique ou tectonique précis (Zhdanov, 2002). Le plus difficile dans cette approche est le processus de construction du modèle.

Pour résoudre un problème direct, on suppose qu'une distribution des propriétés physiques (densité et/ou susceptibilité) dans un volume V est la source du champ physique (champ de gravité et/ou magnétique) mesuré au-dessus de la surface de la terre. Les expressions analytiques du champ de gravité pour un corps polyédrique uniforme sont données par Okabe (1979). Li et Chouteau (1998) ont publié une revue sur les algorithmes analytiques de calcul des champs de gravité dus à un prisme rectangulaire, un prisme polygonal et un polyèdre. Ils ont aussi proposé des algorithmes pour un champ magnétique dû à un polyèdre de susceptibilité uniforme.

4.4.3. L'inversion à structure minimale

C'est un fait bien connu des géophysiciens, le problème inverse a une infinité de solutions. Les modèles établis par les processus d'inversion devraient être cohérents avec les informations à priori et produire des résultats avec des erreurs acceptables.

L'approche par structure minimale pour la résolution d'un problème inverse consiste à trouver un modèle qui minimise la fonction objective qui rend compte non seulement de la façon dont les observations sont reproduites, mais aussi de la complexité du modèle (Farquharson, 2008).

La principale difficulté rencontrée dans cette approche est la sensibilité des signaux magnétiques et gravimétriques qui diminue avec la profondeur. Et donc, les sources (à intérêt) de forte densité ou susceptibilité très profondes sont difficilement modélisables. N'existant pas de résolution de profondeur inhérente pour les données gravimétriques ou magnétiques, ce problème peut être atténué en présentant une pondération de profondeur ou de distance suivant la verticale. Une fonction de pondération en profondeur est appropriée pour une situation où la topographie est relativement plate, et ne considère que des distances verticales entre la source et la plate-forme d'observation (Li & Oldenburg, 1996). L'approche par structure minimale s'appuie sur un paramètre clé de l'inversion : c'est le paramètre de couplage β qui est utilisé pour coupler la fonction de pondération à la décroissance du signal avec la profondeur. Les bonnes valeurs de β sont généralement 2 pour les données gravimétriques et 3 pour les données magnétiques (Williams, 2008). La première

fonction de pondération de distance qui surmonte le problème de topographie non plate, et qui prend en compte à la fois les variations latérales et verticales a été développée par Li et Oldenburg (2000).

Lors du processus d'inversion, les fonctions de pondération sont définies dans des cellules d'information qui sont des matrices diagonales qui renferment les paramètres profondeur, distance latérale et sensibilité définis par l'utilisateur. La procédure d'itération du code d'inversion par structure minimale qui tente de résoudre un problème inverse en utilisant le paramètre de couplage β s'achève lorsqu'un bon ajustement est obtenu entre les données observées et les valeurs calculées. Cela signifie que ω qui est le ratio entre l'inadéquation des données et l'inadéquation de la cible doit être compris entre 0,95 et 1,05. Par conséquent, l'erreur de calcul devrait idéalement être proche de zéro. En s'appuyant sur les données géologiques existantes, l'inversion devient ciblée et peut être facilement exécutée en faisant intervenir un autre paramètre appelé "Chi-factor" ou facteur χ qui est ajusté par l'utilisateur avant le lancement de la compilation de l'inversion (Lelièvre & Farquharson, 2015). Le "Chi-factor" représente le ratio entre la densité des cibles non visées et la quantité de données utilisées pour l'inversion.

4.4.4. L'inversion conjointe

Une inversion réalisée à partir d'une seule propriété physique peut s'avérer très discordante avec la géologie réelle lorsque celle-ci présente des structures complexes. Dans ce cas, l'inversion de deux ensembles de données correspondant à deux propriétés physiques différentes (par exemple la densité et la susceptibilité) peut aider à améliorer la solution du problème inverse posé. Ce processus est connu sous le nom d'inversion conjointe. La fonction objective de l'inversion conjointe avec deux ensembles de données a récemment été actualisée par Lelièvre et al.(2012) et Lelièvre et Farquharson(2015). Cette fonction est paramétrée par le terme de couplage conjoint Φ_j , qui est une quantité qui mesure la dissemblance entre les deux modèles des deux ensembles de données. Lorsqu'il est élevé, les deux modèles ne sont pas similaires l'un à l'autre et donc ne peuvent pas être superposables. Il existe plusieurs paramètres

de mesure de similarité de modèles pour l'inversion conjointe permettant de coupler les deux modèles produits. Pour cette étude, nous avons utilisé le couplage par corrélation et le couplage par codage flou.

Le couplage par corrélation évalue la linéarité de la relation entre deux ensembles de valeurs. Il ne nécessite pas une connaissance à priori de la plage de valeurs des propriétés physiques d'une roche donnée. C'est un couplage couramment utilisé dans le traitement d'images (Lelièvre et al., 2012).

Le couplage par codage flou quant à lui, est utilisé pour différencier les clusters (petits groupements de données) suivant leurs propriétés physiques et leur distribution spatiale. Le couplage par codage flou est très influencé par les minima locaux des signaux, il doit donc être utilisé avec beaucoup de précautions.

L'exécution d'une inversion passe par la préparation des données et le processus de maillage correspondant à ces données suivant les étapes ci-dessous :

- La définition du problème ;
- La détermination de la profondeur, de la largeur et de la longueur du maillage souhaité ;
- La spécification de la zone d'étude ;
- La production d'un maillage correspondant à la résolution des données, à la résolution du modèle final souhaité et à la puissance de calcul de l'ordinateur utilisé ;
- Le remplissage du maillage avec un "buffer" (boite de stockage temporaire) de cellules supplémentaires dans le but d'éviter les effets de bord qui affectent les anomalies situées aux limites du maillage ;
- Le calcul et la suppression des effets des anomalies fictives liées au maillage.

Pour la réalisation de cette étude, le programme d'inversion VOXI Earth Modeling de Geosoft écrit sur la base d'un algorithme d'inversion à structure minimale, est utilisé pour traiter à la fois les problèmes d'inversion indépendante et conjointe.

5. Organigramme de traitement des données

Les données aéromagnétiques et gravimétriques utilisées dans le cadre de cette étude ont été traitées par les logiciels MapInfo 11.0 pour la numérisation et Oasis

Montaj 8.5 pour les filtrages, la modélisation 2.75D et l'inversion. L'organigramme ci-contre (Figure 2.8) résume les différents traitements et analyses effectués.

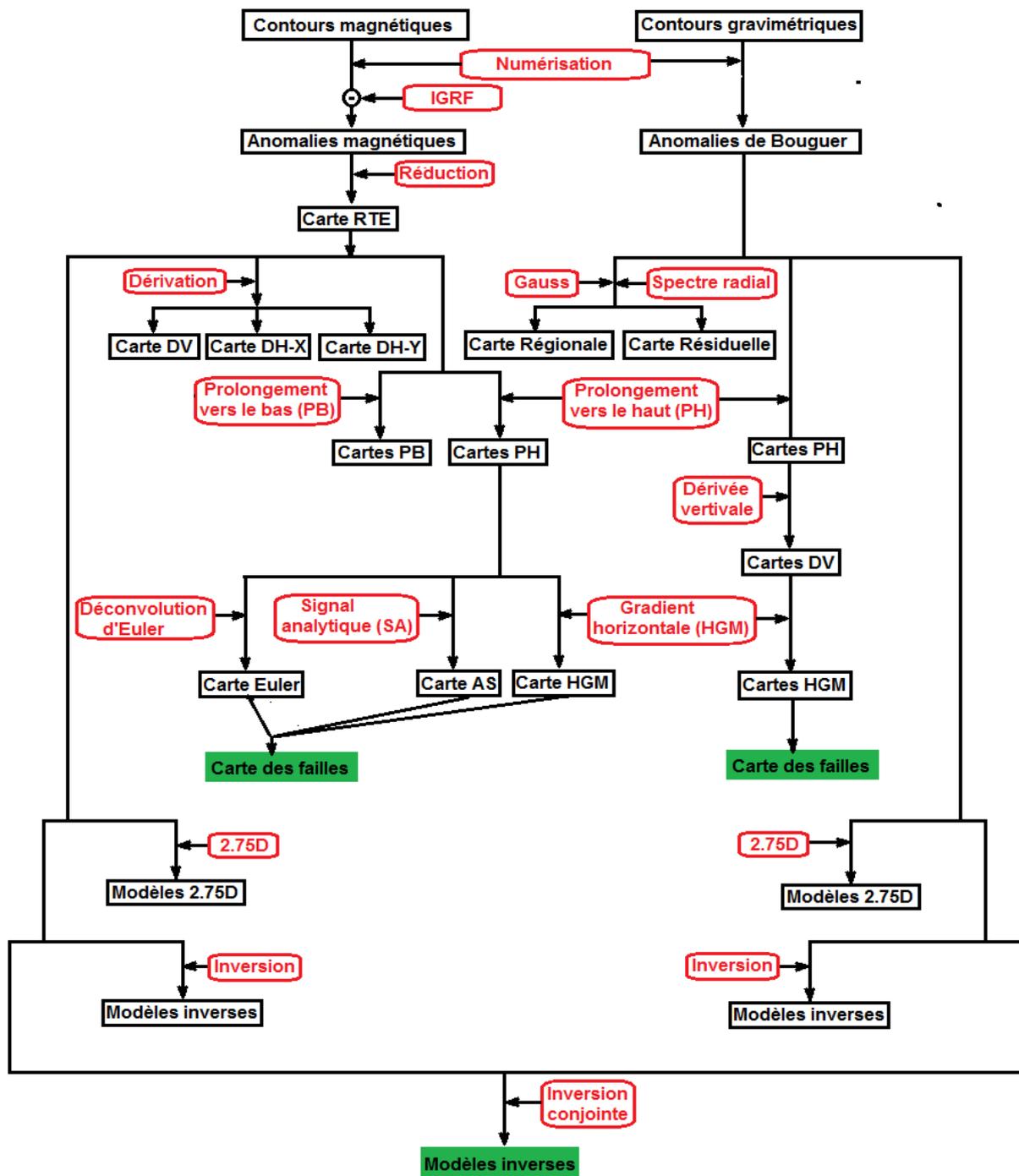


Figure 2.8 : Organigramme de traitement des données

Conclusion

Les anomalies magnétiques et gravimétriques observées sont souvent difficiles à interpréter à cause de leurs formes très différentes et variables et ainsi que leurs

décalages par rapport à leurs sources. L'intensité et la forme des différentes anomalies sont généralement liées aux paramètres de susceptibilité et de densité respectivement pour les études magnétiques et gravimétriques que les différents types de roches peuvent avoir. Ces paramètres permettent de différencier une roche d'une autre et se traduisent par des contrastes (contraste de susceptibilité, contraste de densité). Le but de ce chapitre était de comprendre dans un premier temps les différents mécanismes physiques liés aux champs magnétiques et gravimétriques terrestres, puis de présenter les grandes lignes des prospections aéromagnétiques et gravimétriques et enfin de ressortir les principales bases théoriques de l'interprétation qualitative et quantitative des données aéromagnétiques et gravimétriques ainsi que celles de l'inversion de ces deux types de données. Les informations contenues dans ce chapitre nous serviront de moules dans lesquels nous introduirons les données brutes de terrain collectées dans notre zone d'étude qui seront traitées pour obtenir des résultats que nous interpréterons dans le cadre du chapitre prochain.

CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

Introduction

Une fois les résultats d'une investigation recueillis, on doit les mettre en perspective en les reliant au problème étudié : c'est l'étape de l'analyse des résultats. Cette analyse permet notamment de faire apparaître l'influence de certaines variables ou de certains facteurs sur le phénomène étudié. Il faut ensuite interpréter ces résultats, c'est-à-dire faire le rapport entre l'analyse des données, la problématique et le champ d'investigation au sein duquel la recherche s'est développée. Présenter et interpréter les résultats, c'est en fait énoncer les conséquences théoriques et établir les avenues de recherche suggérées par les résultats. Pour y arriver, il faut revenir au point de départ : le problème de recherche. En quoi les résultats obtenus permettent-ils de répondre à la question de recherche ? Quelle est leur contribution à la solution du problème de recherche ? Comment la problématique s'en trouve-t-elle enrichie ? Quel concept faudrait-il ajouter ou modifier au sein de la théorie ? Comment la théorie se trouve-t-elle modifiée par ces résultats ? Quelles en sont les perspectives ? C'est autour de ces questions que seront forgés les grands axes de ce chapitre.

1. Interprétation des données magnétiques

1.1. Origine des données

Dans cette étude, les données aéromagnétiques exploitées proviennent de la compilation de données acquises au cours de différentes campagnes de levés aéromagnétiques qui ont été réalisées au Cameroun par différents organismes entre 1970 et 1976. Dans la partie nord du pays, les données ont été enregistrées lors d'une mission de vol effectuée en 1970 dans le cadre d'un programme de coopération entre le Gouvernement du Canada et celui de la République Fédérale du Cameroun sous les auspices de l'ACDI (Agence Canadienne de Développement International).

La couverture aéromagnétique s'est effectuée à une altitude de vol de 235 m suivant des profils de direction N135° et espacés de 750 m. La mise en cartes sous forme d'une grille bidimensionnelle de pas 0,01 degré soit environ 1,1 km a été effectuée par Paterson et al. en 1976. Les mosaïques de photos ont été assemblées par

l'Institut Géographique National de Paris (IGNP). Ces cartes des contours magnétiques constituent l'élément de base, la clé de cette étude magnétique.

Suite aux corrections sur les mesures du fait de la variation temporelle du champ magnétique, les anomalies du champ magnétique total sont déduites des mesures corrigées par soustraction du champ géomagnétique théorique ou IGRF à chaque station à la date du 1^{er} Janvier 1970. Cette carte des anomalies du champ magnétique total ainsi que toutes les autres cartes structurales de cette étude sont obtenues dans le système de coordonnées WGS 84 / UTM Zone 33 Nord.

1.2. Carte des anomalies du champ magnétique total

Après traitement des cartes des contours isomagnétiques établies par Paterson et al. (1976), nous avons obtenu la carte des anomalies magnétiques du champ total qui est représentée par la figure 3.1 ci-dessous. Cette carte d'anomalies présente une irrégularité de répartition des courbes iso-anomales traduisant d'emblée la complexité des structures géologiques à l'origine de ces anomalies.

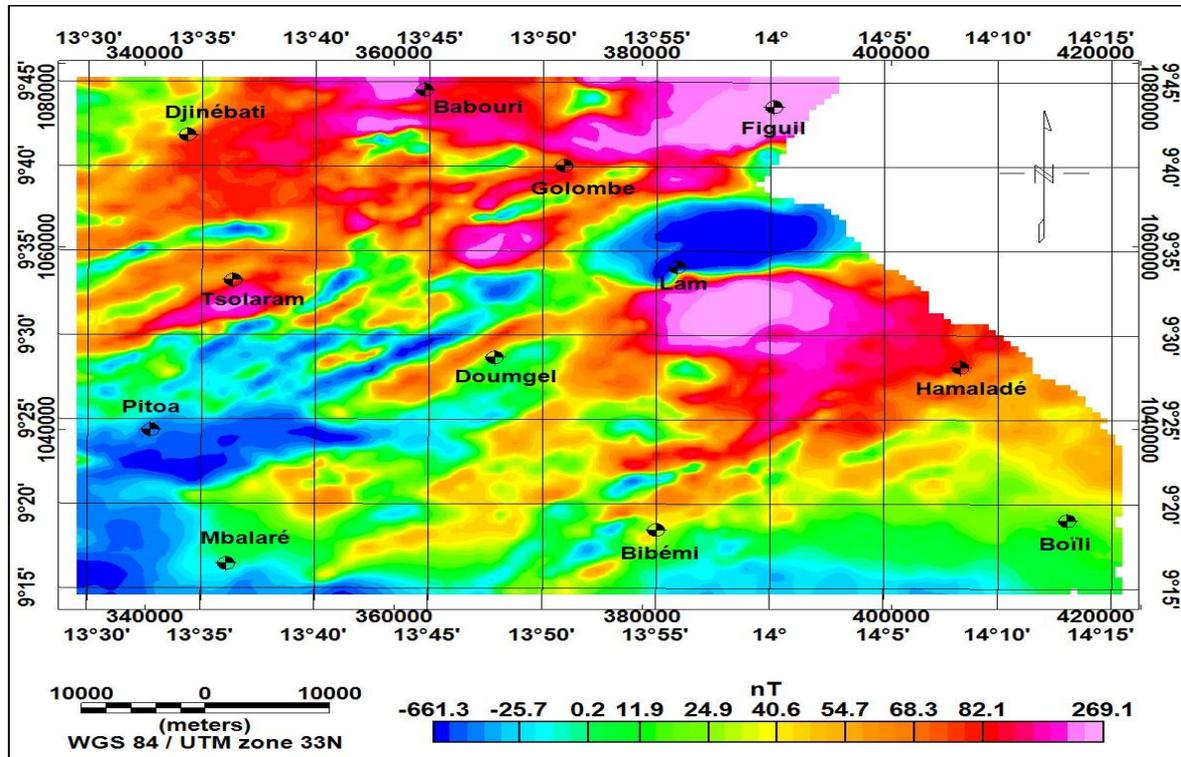


Figure 3.1 : Carte des anomalies magnétiques du champ total

Dans la zone de Lam, on observe une anomalie magnétique dipolaire de forme circulaire, de direction ENE-WSW et d'intensité de l'ordre de -600 nT pour le pôle négatif et de 260 nT pour le pôle positif qui est plus développé que le pôle négatif. Cette anomalie est de longueur d'onde d'environ 7,4 km. La présence du pôle négatif en ce lieu corrèle bien avec les matériaux sédimentaires de surface présents sur la carte géologiques à savoir les alluvions et les argiles lacustres du Quaternaire. Le contraste de susceptibilité très élevé entre ces deux pôles laisse penser que le couloir qui les sépare (structure linéaire d'intensité de l'ordre de 15 à 30 nT) serait la signature d'un cisaillement dans cette partie de la zone.

La partie nord de la carte est recouverte d'une vaste anomalie positive comportant de petites lobes d'amplitudes plus intenses de l'ordre de 260 nT et de longueurs d'onde variables avec une direction globale approximative NE-SW. Ces anomalies s'étendent jusqu'au centre de la carte et seraient témoins de la présence d'une couche de basaltes de plateau et basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué ou encore des rhyolites ou tufs rhyolitiques qui s'y trouvent également. Bref ce sont des anomalies qui matérialiseraient la signature de structures géologiques en proche surface.

Le sud de Pitoa est marqué par des anomalies négatives d'intensité variant entre -600 et -450 nT de direction NE-SW et dont les extensions nord-est font penser à l'existence d'un lien entre les formations géologiques traduites par ces dernières et celles de l'anomalie négative décrite plus haut au sud de Figuil. Cependant, bien que la signature magnétique soit celle des matériaux de faibles susceptibilités telles que les grès de Garoua comme l'illustre la carte géologique, le bassin sédimentaire de Garoua renferme très peu d'alluvions en couverture (Ntsama, 2013). Et donc, le véritable lien entre ces deux anomalies serait qu'elles traduiraient des dépôts sédimentaires mis en place par le même événement tectonique (fossé tectonique de la Bénoué) car ont les mêmes orientations géographiques (NE-SW) mais qui ne seraient pas faits des mêmes matériaux sédimentaires.

La partie sud-est de la carte est également marquée par des anomalies positives moins intenses d'amplitudes allant de 35 à 80 nT et qui se superposent bien avec les schistes feldspathiques de Hamaladé et les granodiorites de Bibémi.

D'une manière générale, la carte des anomalies magnétiques du champ total s'interprète comme un ensemble de formations géologiques qui a subi un accident tectonique de direction NE-SW tel la mise en place de la branche est du fossé tectonique de la Bénoué qui divise la carte en deux grands ensembles (les deux vastes anomalies positives du nord-est et du sud-est de la carte). Au fil des millénaires, cette branche se serait remplie de formations sédimentaires (anomalie négative allant du Sud de Pitoa jusqu'à la zone de Lam en passant par le Nord de Doumgel).

De l'analyse de cette carte, il en ressort que la zone d'étude est marquée par de nombreuses anomalies de différentes longueurs d'onde dont certains sont directement liées aux formations du socle Précambrien. D'autres anomalies par contre traduisent des zones marquées par des dépôts sédimentaires. La présence de quelques anomalies dipolaires de fortes intensités pourrait traduire les traits géologiques profonds cachés par des formations très étendues.

1.3. Description et interprétation des cartes magnétiques transformées

Pour une interprétation qualitative plus fine et réaliste, la carte des anomalies magnétiques du champ total ci-dessus a subi des transformations par application de certains filtres selon les informations recherchées. Les nouvelles cartes qui en découlent permettent d'estimer et d'évaluer au mieux les caractéristiques des anomalies afin de confirmer ou d'améliorer les données sur la structure géologique de la zone d'étude.

1.3.1. Carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur

La figure 3.2 ci-dessous représente la carte de réduction à l'équateur (RTE), qui a été obtenue en considérant les valeurs de l'inclinaison et de la déclinaison à la date du 1er Janvier 1970. Ces valeurs sont respectivement :

- $I = - 2,003^\circ$

- $D = -4,070^\circ$

On peut constater que sur cette carte, il y'a eu un léger décalage des anomalies positives vers l'Ouest. Leurs amplitudes sont presque égales à celles observées sur la carte des anomalies du champ total. Certaines couches d'anomalies négatives se voient recouvertes par celles d'anomalies positives qui étaient en dessous. On constate également qu'il y'a une légère variation des longueurs d'onde des anomalies par rapport à ceux de la carte des anomalies magnétiques du champ total.

On note une répartition irrégulière des anomalies. Les valeurs en nanotesla (nT) de ces anomalies vont de -660,3 à 286,4. Il y a une nette différence entre les anomalies négatives décrites précédemment comme étant les dépôts sédimentaires de la branche est du fossé tectonique de la Bénoué et les formations du complexe intrusif Archéen essentiellement composé de roches granitiques au nord de la carte et les matériaux volcaniques de l'activité magmatique du plateau de l'Adamaoua au Sud. Il est ainsi possible de distinguer des anomalies magnétiques positives qui sont en grande proportion sur cette carte et une minorité d'anomalies magnétiques négatives qui divisent la carte en deux parties suivant l'axe NE-SW.

La zone de Lam reste marquée par une anomalie bipolaire elliptique de direction ENE-WSW sur une longueur d'environ 15,5 km. Cette anomalie a une intensité de -600 nT pour le pôle négatif et 200 nT pour le pôle positif qui est plus développé que le pôle négatif. Le pôle positif à cet endroit a une forte corrélation avec la carte géologique (Figure 1.4), qui indique la présence de basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué et de tufs rhyolitiques qui sont des roches à forte réponse magnétique. Ces roches ont été affectées par un métamorphisme hydrothermal qui rend délicate leur caractérisation minéralogique (Béa et al., 1990). Bref, ce sont des anomalies qui matérialisent la signature de structures géologiques enfouies sous les couvertures. Le lobe négatif suggère la présence de formations géologiques à faible susceptibilité telles que les grès et les argiles schisteuses du Crétacé comme indiqué sur cette même carte géologique.

La même observation est faite au sud de Pitoa où cette fois nous avons -400 nT pour le pôle négatif et environ 75 nT pour le pôle positif avec une direction globale NE-SW.

Au Nord de Doumgel, entre les deux anomalies bipolaires précédentes, il existe un groupe de petites anomalies linéaires positives (70 nT) et négatives (-500 nT) de direction NE-SW. Les formes et directions de ces anomalies et celles du sud de Pitoa permettent de penser une fois de plus que les structures qu'elles traduisent sont le résultat d'un même événement tectonique qui serait l'ouverture du fossé tectonique de la Bénoué.

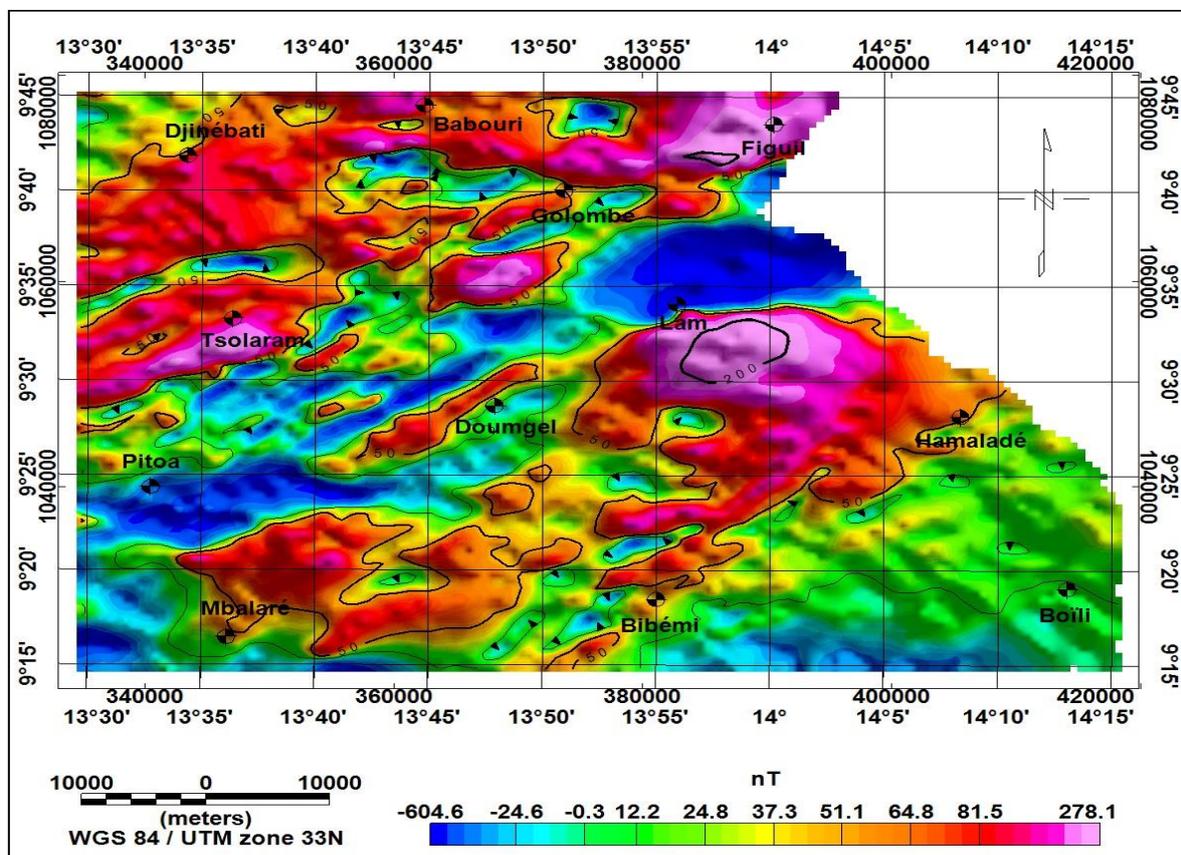


Figure 3.2 : Carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur

En théorie, 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. C'est ainsi

que les anomalies s'intensifient en leur centre et prennent une forme symétrique. Le léger décalage des anomalies positives vers l'Ouest signifierait tout simplement que ces anomalies ont pour origine des corps ayant un comportement induit, avec une aimantation associée à l'effet du champ actuel (Feumoe, 2014).

En résumé, la carte RTE dont le principal rôle est de ramener les anomalies observées à l'aplomb des sources à l'origine de ces anomalies, vient confirmer les hypothèses interprétatives posées lors de l'analyse de la carte des anomalies du champ total.

La non corrélation de certaines anomalies avec la carte géologique peut s'expliquer par le fait que les anomalies de grandes longueurs d'onde représentent des structures géologiques très profondes recouvertes par des formations à réponses magnétiques généralement faibles et presque imperceptibles sur les cartes car absorbées par les fortes signatures magnétiques.

1.3.2. Cartes transformées par dérivation

1.3.2.1. Carte de la dérivée verticale

La dérivée verticale (FVD) est un filtre qui est utilisé pour amplifier les courtes longueurs d'onde et pour individualiser les corps géologiques dans le proche sous-sol. En d'autres termes, la dérivée verticale met en évidence les structures linéaires et curvilignes étroites telles que les contacts, les failles, les plis, etc. Dans cette étude, ce filtre a été appliqué aux anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur pour produire la carte ci-dessous (Figure 3.3). De manière globale, cette carte montre des anomalies quasi-linéaires avec des directions NE-SW principalement.

Au Nord de la carte entre Babouri et Figuil, on a une minorité d'anomalies linéaires de direction E-W qui pourraient se superposer aux contacts entre la série grésos-conglomératique du Mayo Oulo et les formations de biotites de Tsolaram. Le pôle positif de la vaste anomalie présente dans la zone de Lam n'a pratiquement pas été individualisé, ce qui nous amène à penser qu'il s'agirait d'une accumulation importante de matériaux formant une structure compacte enfouie sous une butte

(Hosséré). Le supposé cisaillement évoqué plus haut n'est plus visible, preuve qu'il s'agit d'une structure profonde.

Sur l'axe Pitoa-Figuil, on observe plusieurs linéations magnétiques de direction NE-SW que l'on a discuté précédemment comme étant des structures géologiques mises en place du fait de l'ouverture du fossé tectonique de la Bénoué. Leurs amplitudes sont alternativement maximales et minimales avec des valeurs respectives de 0,39 nT/m et -0,90 nT/m. Ces anomalies semblent former un réseau rectiligne et continu de contacts géologiques avec des linéaments qui sont visiblement liés aux structures faillées enfouies dans le sol certainement engendrées par le cisaillement Godé-Gormaya : d'où la présence d'une ligne tectonique en ce lieu sur la carte géologique. La même observation est faite sur l'axe Bibémi-Hamaladé.

Entre les zones de Hamaladé et Boïli, on a des anomalies d'intensité positive formant des courbes en "V" pour les unes et linéaires pour les autres. Les formes et la distribution spatiale de ces anomalies porte à croire qu'il s'agit des plis localisés plus ou moins en surface.

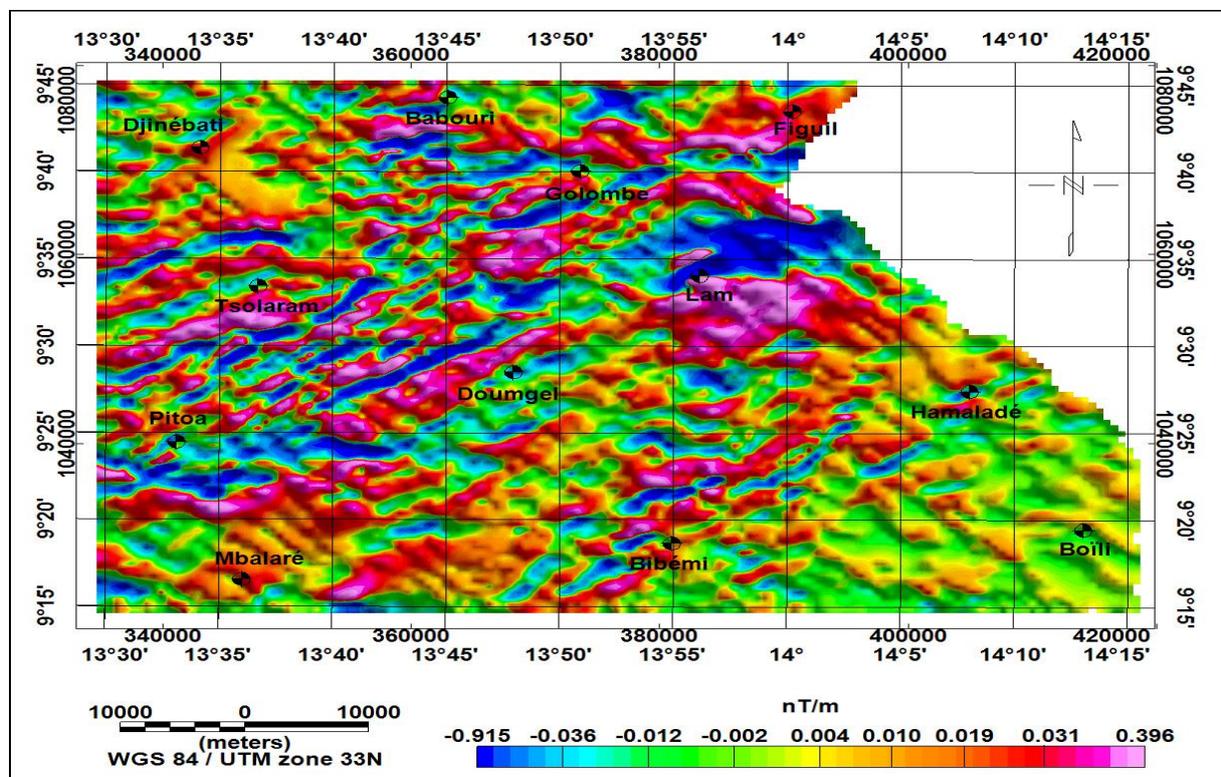


Figure 3.3 : Carte de la dérivée verticale de la RTE

Les anomalies linéaires de l'axe Lam-Mbalaré sont la signature magnétique d'un réseau de veines et de dykes remplis de roches volcaniques intrusives dans les formations migmatitiques Précambriennes (anatexite granitoïde et gneiss migmatitiques). Ce résultat est en accord avec les travaux de Ntsama et al. (2014). Ces mêmes anomalies pourraient également être interprétées comme des gneiss à biotite déformés éjectés de veines quartzo-feldspathiques dans un contexte de foliation géologique (Ngako et al., 2011).

Il est important de souligner que les anomalies linéaires NE-SW avec des amplitudes extrêmes sur la carte sont intersectées par d'autres anomalies linéaires d'amplitudes moins intenses (0,01 nT/m) et de directions NW-SE. Ceci nous amène à penser que notre zone d'étude a été marquée par deux phases de déformations souples ou ductiles. La première phase de déformation était parallèle à l'axe (E-W) du bassin du Mayo Oulo-Léré. Cette phase est à l'origine du synclinal observé dans cette zone à travers des plis issus d'une perturbation N-S à NE-SW. La deuxième phase de déformation a également participé à la mise en place du synclinal ci-dessus par une déformation E-W à NW-SE (Ntsama et al., 2014). En effet, La première phase est marquée par une foliation plate associée à des plis isoclinaux et une linéation d'étirement N110°E - N140°E qui est localement bien préservée (Toteu et al., 1991 ; Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 2001 ; Ferré et al., 1996). La deuxième phase est caractérisée par le développement de plis serrés et droits. Les axes des plis et les linéations sont parallèles et montrent des plongements variables tels que visibles dans la partie sud de la carte dans le triangle Bibémi-Hamaladé-Boili.

1.3.2.2. Carte de la dérivée Horizontale-X

En théorie, pour mettre en évidence les contacts lithologiques et structuraux et les accidents tectoniques dans la direction N-S (axe OX), on applique la dérivée horizontale selon «X» des anomalies du champ réduit à l'équateur. Notre carte de la dérivée horizontale-X qui est représentée par la figure 3.4 présente des anomalies dont l'intensité varie entre -0,327 nT/m et 0,244 nT/m. Les anomalies positives et négatives

qui traduisent les contacts lithologiques ont une forme subcirculaire et une direction NE-SW. Aucun contact géologique ou lithostructural de direction N-S n'est mis en évidence ; ceci pourrait s'expliquer par la direction des lignes de vol lors du levé aéromagnétique qui n'était pas N90°, mais plutôt N135°.

Cette carte est d'une importance fondamentale pour l'interprétation structurale de la zone d'étude.

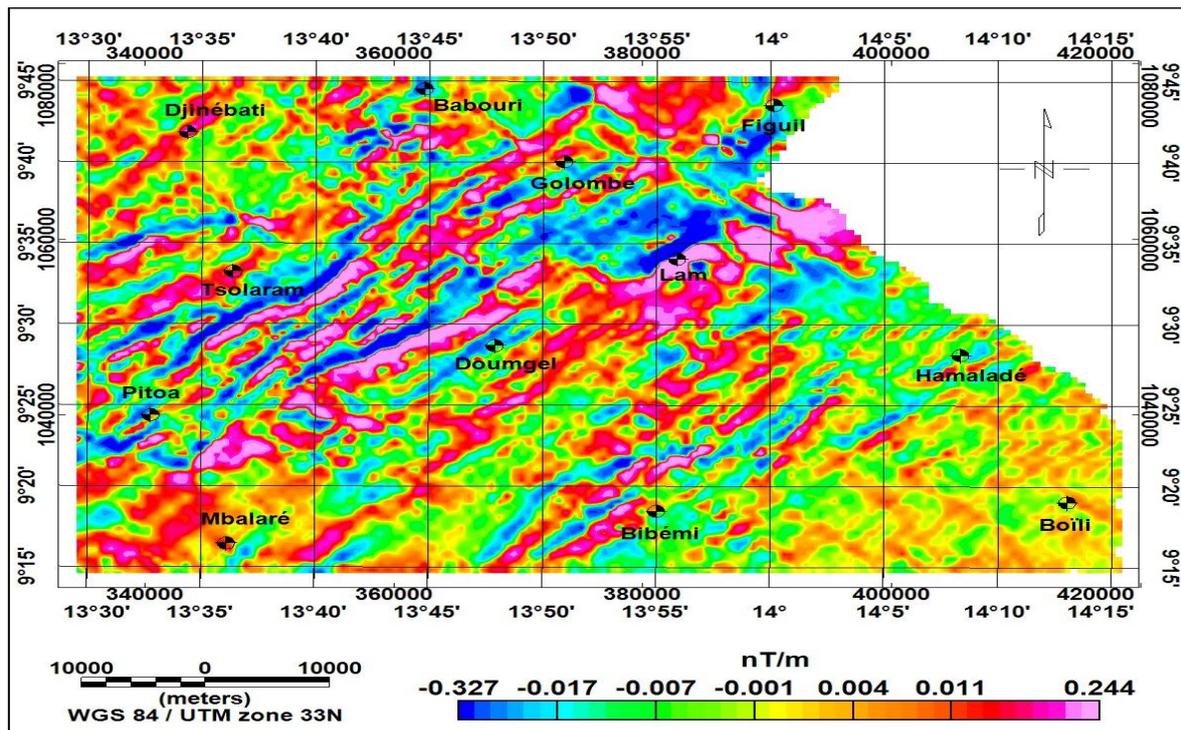


Figure 3.4 : Carte de la dérivée horizontale-X de la RTE

Les anomalies de courtes longueurs d'ondes qui sont associées à des sources superficielles sont clairement individualisées. L'absence des anomalies de grande longueur d'onde présentes sur la carte RTE témoigne de la profondeur des structures qui en sont les causes.

Les structures linéaires de l'axe Pitoa-Figuil qui témoignent de l'orientation du fossé de la Bénoué restent bien visibles. La persistance en ces lieux des anomalies négatives confirme la présence des matériaux sédimentaires du Crétacé dont les plus présents dans la zone sont les alluvions et les grès de Garoua. Ces sédiments sont

d'origine continentale reposant sur un socle Précambrien granitique et métamorphique réactivé au cours de l'orogénèse Panafricain. Ces anomalies linéaires d'intensités négatives se prolongent dans la zone de Lam sur les affleurements des argiles lacustres présentes dans la zone. Les anomalies linéaires d'intensités positives quant à elles corrélerent bien avec le contraste de susceptibilité lié au contact géologique entre les couches de gneiss migmatique et de biotite du Précambrien. On peut aussi attribuer ces dernières anomalies aux filons de basaltes du fossé tectonique de la Bénoué. Les anomalies positives en forme de "V" que nous avons identifiées plus haut comme des plis, restent visibles dans la zone de Boïli et en quelques endroits à l'est de Bibémi.

Des gradients élevés apparaissent au nord de Bibémi sur les affleurements de basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué. La même observation de gradients élevés est faite dans la zone de Mbalaré, ils correspondent cette fois ci aux micashistes inférieures et supérieures de la série de Poli qui ont été soumis à une évolution tectono-métamorphique polyphasée (Ngako et al., 1989 ; Toteu et al., 2004) comprenant une structure en nappe déformée par des plis ouverts à plan axial subvertical.

Dans sa globalité, la dérivée horizontale-X présente des anomalies dont les directions sous une vue d'ensemble forment une sorte de grillage. En effet, on a des anomalies de direction NE-SW entrecoupées par d'autres anomalies de direction NW-SE, et vice versa. Cela confirme l'hypothèse précédente selon laquelle deux phases de déformation à l'origine des synclinaux observés ont marqué la zone du Nord-Cameroun.

1.3.2.3. Carte de la dérivée Horizontale-Y

La dérivée horizontale selon «Y» permet de mettre en évidence les contacts géologiques et les structures tectoniques de direction E-W dans le plan horizontal. Pour ce qui est de notre cas, nous avons à la figure 3.5, une carte des anomalies du gradient horizontal-Y des anomalies du champ total réduit à l'équateur.

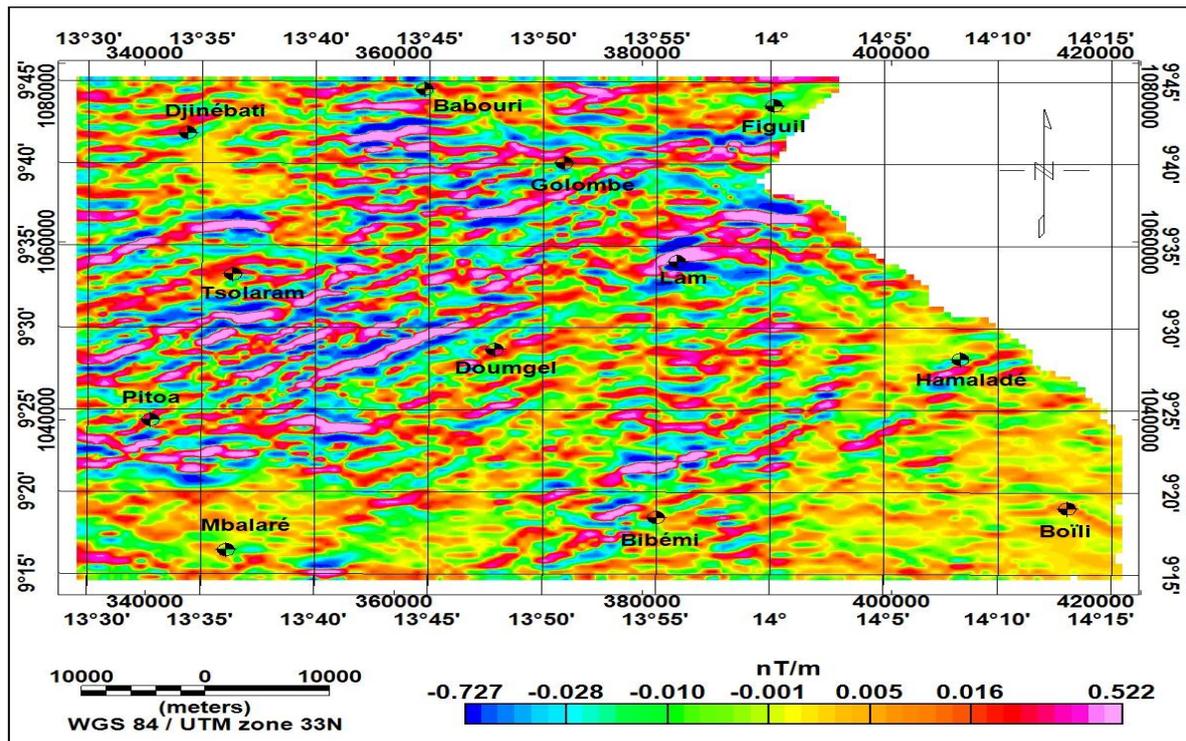


Figure 3.5 : Carte de la dérivée horizontale-Y de la RTE

Les anomalies de direction NW-SE présentes sur la carte de la dérivée horizontale suivant «X» ne sont plus visibles sur cette carte de dérivée horizontale suivant «Y».

L'axe Pitoa-Figuil reste marqué par des anomalies de direction NE-SW qui sont limitées dans la partie nord de la carte par des anomalies de direction E-W qui marquent la délimitation sud du bassin crétacé du Mayo-Oulo. Les directions majeures dans cette partie nord de la carte sont E-W.

Dans la partie sud de la carte, au niveau de la bordure ouest, entre Pitoa et Mbalaré, les anomalies linéaires orientées E-W qui y figurent témoigneraient du contact géologique entre la couche de gneiss Néoprotérozoïque d'origine volcanique et volcano-sédimentaire et la couche d'alluvions d'origine continentale.

Bien d'autres anomalies de courtes longueurs d'onde et de direction E-W sont présentes au nord-ouest et au sud-est de cette carte et n'ont pas de corrélation directe avec la géologie connue. Les données géologiques existantes ne montrent pas de

contacts géologiques de direction E-W en ces lieux. Il s'agirait certainement de contacts non verticaux enfouis dans les profondeurs entre des couches géologiques à signatures magnétiques élevées. Les anomalies qui traduiraient des plis autour de Djinébati au Nord et de Boili au Sud décrites sur les cartes précédentes restent observables.

1.3.3. Cartes transformées par prolongement

1.3.3.1. Cartes du prolongement vers le haut

Le prolongement vers le haut est une opération qui permet de mettre en évidence les structures profondes en amplifiant les anomalies de grandes longueurs d'onde. L'effet le plus important de ce filtre sur la carte est qu'il rend les anomalies plus lisses reflétant ainsi les structures régionales du socle (Archibald et al., 1999).

Très peu de changements ont été observés dans les prolongements de moins de 1 km. Représentée par la figure 3.6-a, la carte prolongée à 1 km est presque identique à celle des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur mais avec une diminution considérable des amplitudes et un léger lissage des courbes.

Les anomalies présentes sur cette carte ont des délimitations bien précises. Elles ont des formes elliptiques et sont majoritairement de direction NE-SW.

Les anomalies interprétées précédemment comme étant liées aux sources superficielles tendent à disparaître progressivement. Au sud de Figuil (Figure 3.6-b), on note la difficulté de reconnaissance de la structure cisillée dont on a commenté l'existence sur la carte de la RTE.

Les anomalies en forme de "V" autour de Boili, Hamaladé et Djinébati ont disparu. En s'appuyant sur l'interprétation de la carte de la dérivée horizontale-Y, les plis attribués à l'interprétation de ces anomalies seraient donc des structures peu profondes mais pas superficielles.

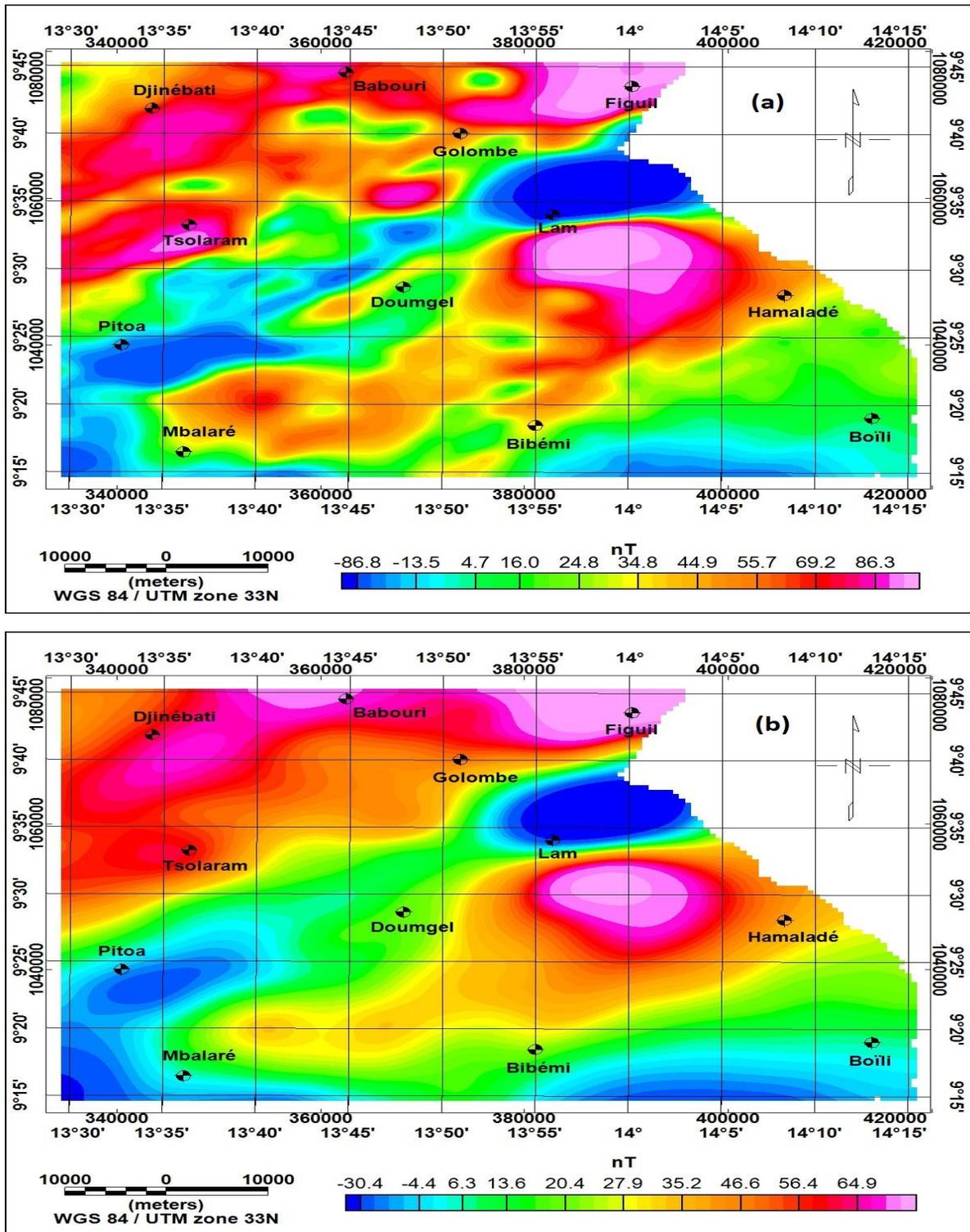


Figure 3.6 : Carte de la RTE prolongée vers le haut à : (a) 1 km et (b)3km

L'anomalie négative d'intensité de l'ordre de -80 nT dans la zone de Lam s'est amplifiée par rapport aux autres anomalies placées sur l'axe Pitoa-Figuil. Cette

information vient insinuer que la branche est du fossé tectonique de la Bénoué qui a précédemment été circonscrite tout au long de cet axe a une couche de sédiments beaucoup plus profonde (épaisseur plus importante) dans la zone de Lam que partout ailleurs sur cet axe. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons le terme fossé tectonique Pitoa-Figuil (FPF) pour désigner cette branche est du fossé tectonique de la Bénoué.

Par contre l'absence d'anomalies négatives dans la partie nord de la carte aux encablures de Figuil et Babouri indique la superficialité des matériaux du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo qui serait donc moins profond. L'unique présence des anomalies positives en ces lieux et qui tendent à se renforcer et à devenir plus larges avec l'altitude de prolongement seraient les signatures des granites syntectoniques comme l'illustre la carte géologique de la zone (Figure 1.4). C'est une interprétation qui vient renforcer la véracité d'une autre sur la stratigraphie à certains endroits de la zone évoquée lors de l'analyse de la carte du gradient horizontal-X. En effet, selon les interprétations de cette dernière, la plupart des couches sédimentaires reposent directement sur le socle Précambrien granitique et métamorphique réactivé au cours de l'orogénèse Panafricain.

La carte de prolongement à 3 km vers le haut présente trois larges anomalies dont deux positives séparées par une négative, toutes orientées NE-SW. La persistance de cette orientation et la disparition des structures de direction NW-SE présentes sur les cartes de dérivation permettent de comparer la lourdeur des impacts géologiques et tectoniques des principaux événements qui ont marqué la région du Nord-Cameroun. Dans un premier temps il s'agit notamment des deux principales phases de déformation qui ont eu lieu dans les domaines du Nord-Cameroun et de l'Adamaoua-Yadé. Ces deux phases sont à l'origine des foliations plates associées à des plis isoclinaux et à une linéation d'étirement N110°E - N140°E qui sont caractéristiques des anomalies orientées NW-SE. Et dans un second temps, la zone a enregistré deux principales phases d'activité volcanique dont l'une est antérieure à la formation du fossé de la Bénoué datée de l'Albien et qui est localisée sur l'axe du fossé (Pinna et al., 1980) et l'autre contemporaine à la formation du fossé de la Bénoué également localisée sur l'axe du fossé caractéristiques des anomalies orientées NE-SW. Aux vues

de l'orientation majeure des structures présentes sur les cartes de prolongement vers le haut, ces deux derniers événements ont eu de conséquences beaucoup plus lourdes que les deux premiers dont les anomalies caractéristiques sont limitées à 1 km d'altitude de prolongement.

Dans l'ensemble, le prolongement vers le haut présente notre zone d'étude comme un seul grand ensemble de couches géologiques (anomalies positives) qui a connu une distension suite à un courant de convexion ou à un soulèvement suivi d'un glissement de la partie supérieure du manteau. Le fossé d'effondrement ainsi engendré (anomalies négatives) a été rempli au fil du temps par des matériaux sédimentaires.

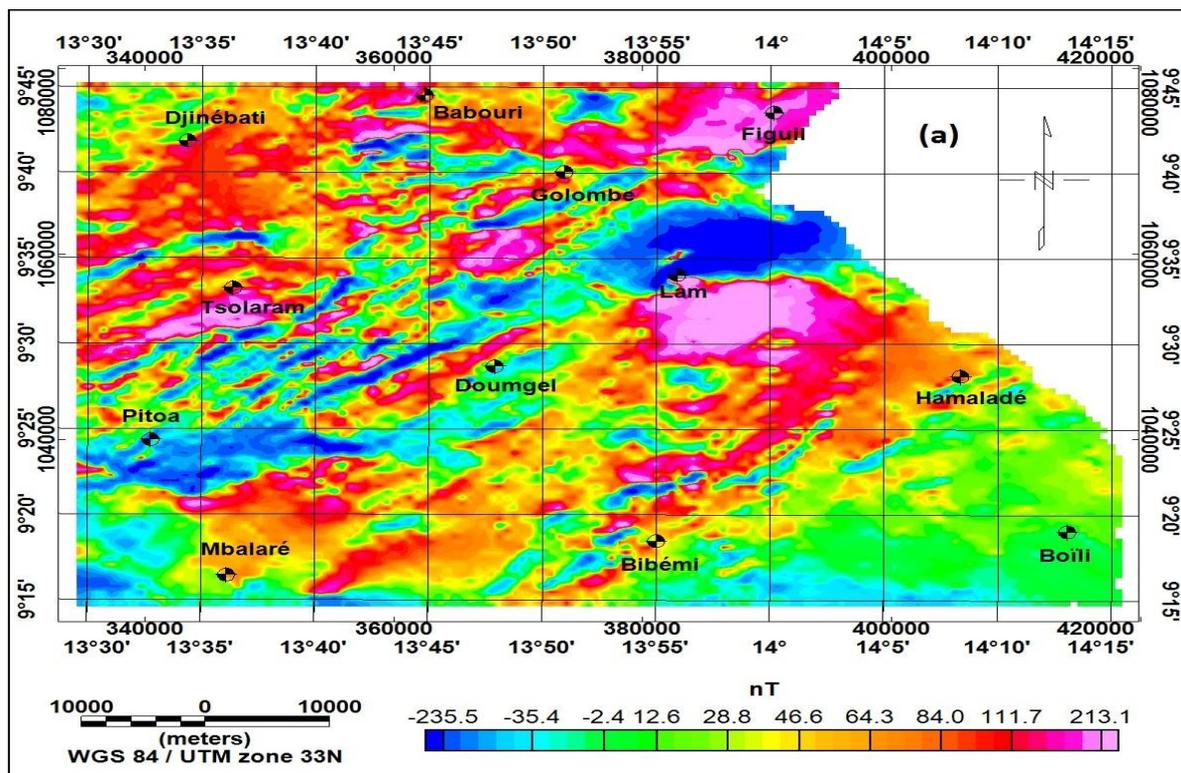
1.3.3.2. Cartes du prolongement vers le bas

A l'inverse des résultats du prolongement vers le haut, le prolongement vers le bas est utilisé pour améliorer les réponses des sources d'anomalies de courtes longueurs d'onde en rapprochant efficacement le plan d'observation des sources (Blakely, 1995). Cependant, il n'est théoriquement pas possible d'appliquer ce filtre sur des champs de potentiel au-delà d'un certain plan d'observation seuil qui produit du bruit de grande amplitude et de courte longueur d'onde dans les données traitées.

Sur les deux premières cartes prolongées vers le bas à 400 et 700 m (Figures 3.7-a et 3.7-b), on observe un renforcement des anomalies de courtes longueurs d'onde dont la majorité est orientée NE-SW. Les anomalies positives orientées E-W traduisant les délimitations du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo sont visibles au nord de ces deux cartes. Au nord de Lam, on peut confirmer que l'anomalie négative interprétée comme la partie la plus profonde du FPF, s'étend verticalement jusqu'en surface car elle reste visible sur ces cartes jusqu'à 1000 m de prolongement (Figure 3.7-c) au-delà duquel les bruits s'intensifient et finissent par rendre inexploitable les informations sur la carte. La persistance de la négativité des anomalies à cet endroit consolide l'idée selon laquelle le FPF est rempli de sédiments allant de la base jusqu'à la surface. La partie sud du FPF quant à elle (du nord de Doumgel au sud de Pitoa) est marquée par la présence de structures linéaires de direction NE-SW et qui font partie du réseau de linéaments évoqué lors de l'analyse de la FVD. Ces structures seraient des failles

mises en place avec le fossé tectonique ou alors les filons de basaltes, de microdiorites et de syénites alcalines qui sont la plupart des produits de l'activité volcanique observée dans les environs. Les anomalies négatives dans cette partie sont moins intenses que dans la partie nord du FPF, ce qui signifie que la nature des matériaux sédimentaires n'est pas la même tout au long de ce fossé : les alluvions et les grès de Garoua dominent la partie sud ; les argiles schisteuses et les résidus de la série grésoconglomératique du bassin du Mayo-Oulo dominant la partie nord.

Les anomalies positives qui seraient dues aux plis ou aux failles supposées par les études géologiques existantes dans la partie nord autour de Djinébaté sont renforcées sur la carte prolongée à 700 m (Figure 3.7-b). Vu la forte corrélation d'existence entre ces anomalies et celles traduisant les bassins sédimentaires du Mayo-Oulo sur les différents filtres appliqués, ces failles ou plis se seraient mis en place suite aux effondrements qui constituent ce bassin.



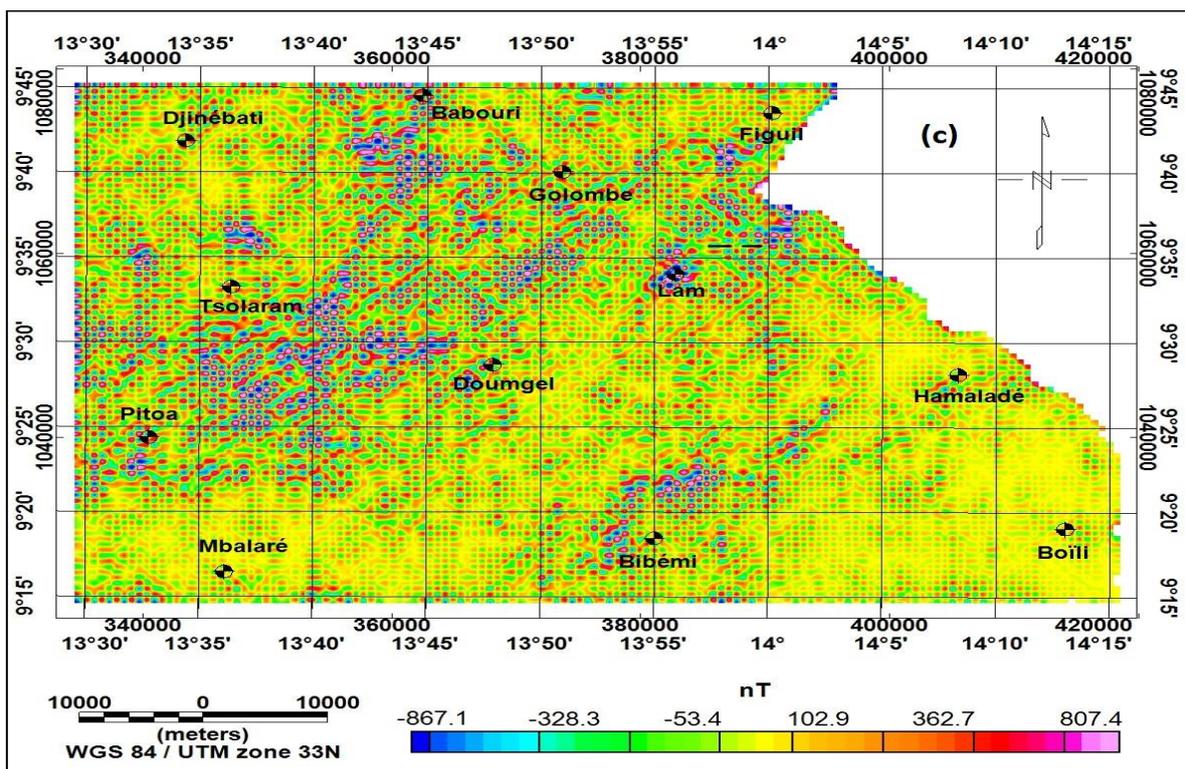
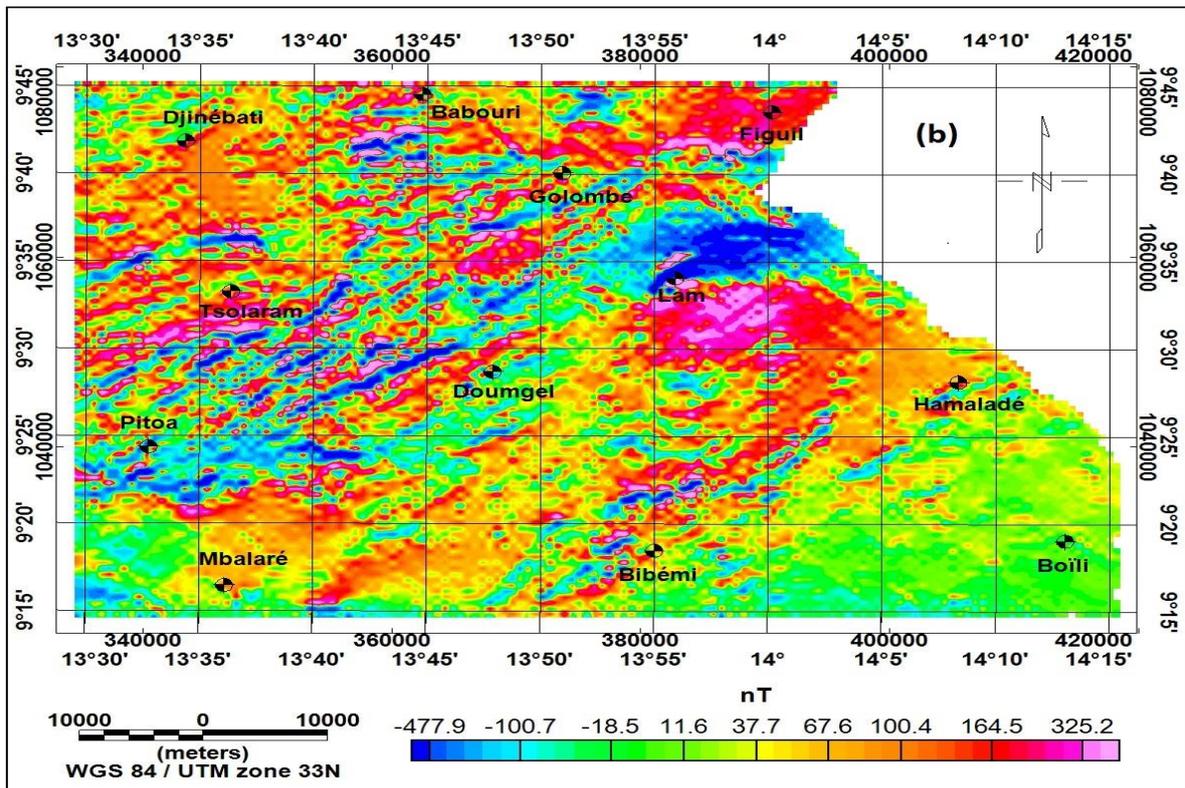


Figure 3.7 : Carte de la RTE prolongée vers le bas à : (a) 400 m ; (b) 700 m et (c) 1000 m

A partir de 1000 m de prolongement (Figure 3.7-c), il devient quasi-impossible de distinguer les effets des sources sur la carte qui est envahie par le bruit : le plan d'observation seuil est atteint, ce plan contient des structures aimantées et par conséquent, l'hypothèse du Laplacien nul n'est plus valide.

1.4. Mise en évidence des linéaments magnétiques

Des études sur la relation entre les structures du socle rocheux et la topographie ont commencé il y a plus de 150 ans. Hobbs (1903, 1911) a introduit le concept fondamental de linéaments et les a décrits comme des « lignes significatives observées en surface et en proche surface de la Terre » et plus tard il a conclu que ce sont « des lignes qui révèlent l'architecture cachée du sous-sol ». Lorsque les mesures géophysiques aéroportées ont commencé il y a environ soixante ans, ces données étaient utilisées pour compléter l'interprétation topographique des structures du sous-sol. Le principal souci qui découle de cette définition est l'implication géologique de cette « ligne ». Ne sont-elles que des structures de surface ? Ou alors des observations liées à des structures dans le substrat rocheux sous-jacent ? Si ce dernier est le cas, quelles sont les caractéristiques de tels traits géomorphologiques qui reflètent le caractère structural de la roche sous-jacente ? Une tentative d'apport d'éléments de réponses à ces interrogations fera l'objet de cette section.

Pour une identification optimale des linéaments, nous éviterons l'extrapolation des structures dans l'interprétation primaire des données sources. Les principales étapes (Tirén, 2010) que nous envisageons suivre pour l'analyse des linéaments de notre zone d'étude sont les suivantes :

- Le calcul des anomalies résiduelles du champ total avec un pas plus réduit ;
- L'interprétation de manière séparée de chaque ensemble de données secondaires (cartes d'anomalies résiduelles filtrées) afin d'obtenir des informations sur les incertitudes de position et de longueur des linéaments ;
- La compilation de toutes les interprétations dans une carte des linéaments de base ;
- La classification des linéaments et l'analyse statistique.

L'analyse statistique permet de vérifier l'homogénéité structurale des roches. L'un des points les plus importants de cette analyse est la densité d'intersection des linéaments. Les intersections des linéaments sont d'intérêt général en ce qui concerne l'écoulement des eaux souterraines dans le substrat rocheux car ils indiquent l'emplacement des chenaux potentiels (intersections entre deux ou plusieurs zones de déformation) (Tirén, 2010).

1.4.1. Carte des anomalies résiduelles

La carte des anomalies magnétiques résiduelles (Figure 3.8) a été obtenue par la méthode de séparation régionale-résiduelle basée sur la technique par prolongement vers le haut (Blackely, 1995). Cette méthode consiste à soustraire les anomalies prolongées vers le haut de celles du champ magnétique total réduit à l'équateur. Il est donc évident que la carte des anomalies résiduelles est fonction de l'altitude de prolongement vers le haut utilisée. Les effets des structures régionales étant fonction du choix de l'altitude de prolongement, nous avons choisi l'altitude au-delà de laquelle le prolongement vers le haut présente notre zone d'étude comme un seul grand domaine où ne figurent que les structures d'anomalies négatives les plus profondes. En d'autres termes, il s'agit du prolongement qui au mieux rend compte des structures géologiques directement liées au socle. Cette description correspond au prolongement à 3 km vers le haut que nous avons analysé précédemment (Figure 3.6-b).

La carte des anomalies résiduelles obtenue (Figure 3.8) met en évidence l'effet des masses perturbatrices superficielles. La plupart des anomalies au centre sont dipolaires. Les directions E-W au nord et NE-SW au centre sont beaucoup plus visibles que sur les cartes précédentes. On constate que ces anomalies atteignent une amplitude d'environ 121 nT, moins de la moitié de l'amplitude de celles de la carte des anomalies du champ total qui est de 269 nT ; ceci explique le fait que l'effet des structures superficielles soit masqué par celui des structures profondes sur cette dernière.

L'axe Pitoa-Figuil est dominé par un ensemble d'anomalies linéaires alternativement positives et négatives qui confirment l'existence d'un réseau de failles

de direction NE-SW en ce lieu de la zone d'étude où le socle est essentiellement constitué de granites syntectoniques du Précambrien. Cette direction des failles est dominante au Cameroun (Ngako et al., 1991, 1999). La géologie nous renseigne également de l'existence en ces lieux des roches volcaniques intrusives dans les formations migmatitiques Précambriennes (anatexite granitoïde et gneiss migmatitiques) et d'un réseau de filons de basaltes, de microdiorites, de syénites alcalines et des fragments de roches du socle qui pourraient expliquer la linéarité et la bipolarité des anomalies.

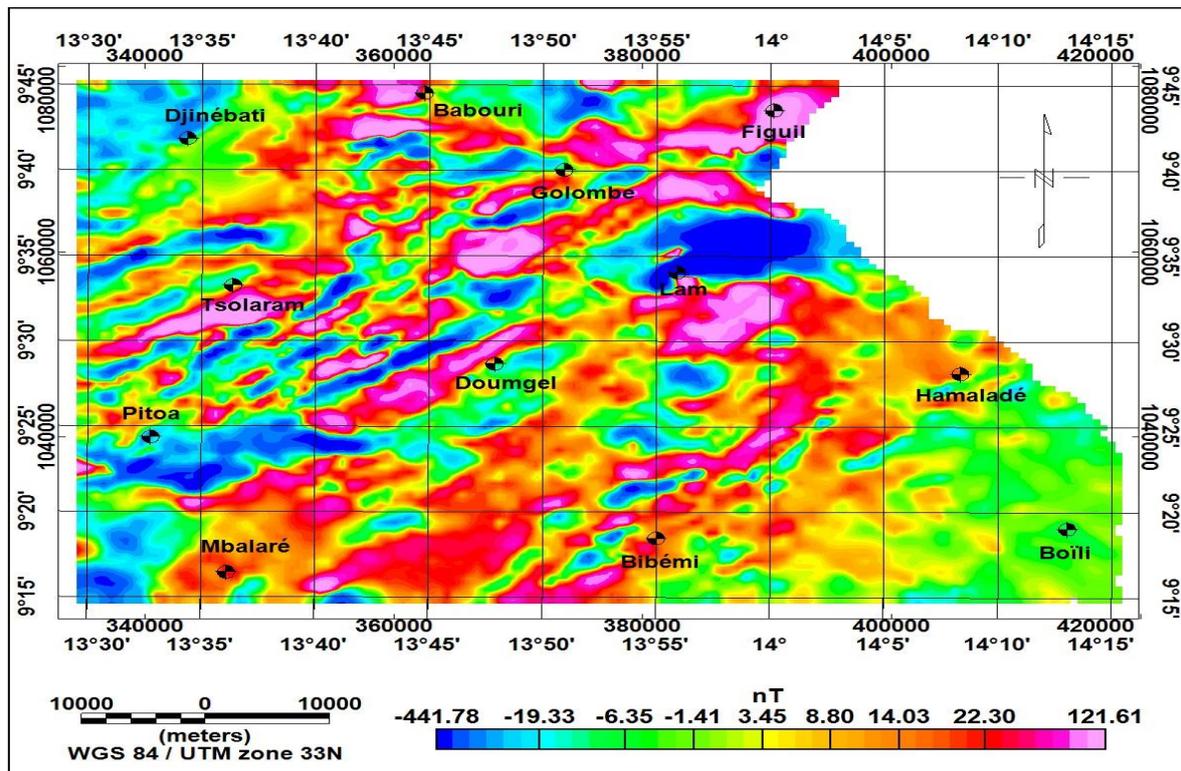


Figure 3.8 : Carte des anomalies magnétiques résiduelles

Les orientations des anomalies sur cette carte permettent déjà d'identifier les directions structurales majeures de la zone d'étude. Pour la mise en évidence des linéaments, ces orientations doivent être plus fines et précises. L'application du filtre de la dérivée verticale de 1^{er} ordre sera sollicitée pour atteindre cette finesse.

1.4.2. Carte de la dérivée verticale des anomalies résiduelles

La carte de RTE (Figure 3.2) contient toutes les anomalies représentatives des sources superficielles, peu profondes et profondes. Il existe cependant des techniques de filtrage qui permettent de supprimer les sources indésirables et d'en améliorer certaines ou d'accentuer les contours des anomalies que l'on souhaite analyser. La technique de filtrage par dérivation verticale est utilisée pour affiner les contours des anomalies magnétiques en réduisant leur complexité géométrique permettant ainsi une imagerie plus claire des structures responsables (Cooper, 1997).

L'application de la dérivée verticale d'ordre 1 à la carte des anomalies résiduelles du champ magnétique est illustrée par la figure 3.9. Afin de renforcer les contours des anomalies, nous avons appliqué à ce résultat l'effet de relief ombré. On peut observer sur cette carte, des linéaments associés aux contacts géologiques et lithostructuraux. Il s'agit plus précisément des anomalies linéaires de grandes amplitudes. On les retrouve sur les axes Pitoa-Figuil et Hamaladé-Bibémi avec pour la plupart une direction NE-SW. Ces anomalies pourraient être interprétées comme des gneiss à biotite déformés éjectés de veines quartzo-feldspathiques dans un contexte de foliation (Ngako et al., 2011). Le reste de la carte présente des anomalies linéaires moins intenses orientées NW-SE. Ces deux principales directions confirment une fois de plus les séquelles des deux séries d'événements (phases de déformation et activités volcaniques) décrites dans l'analyse de la carte RTE qui ont fortement marqué notre zone d'étude. L'action combinée de ces deux séries d'évènements serait également à l'origine des structures plissées de surface ou très peu profondes de la zone de Djinébaté et de Mbalaré qui apparaissent clairement sous formes d'anomalies positives en forme de « V ».

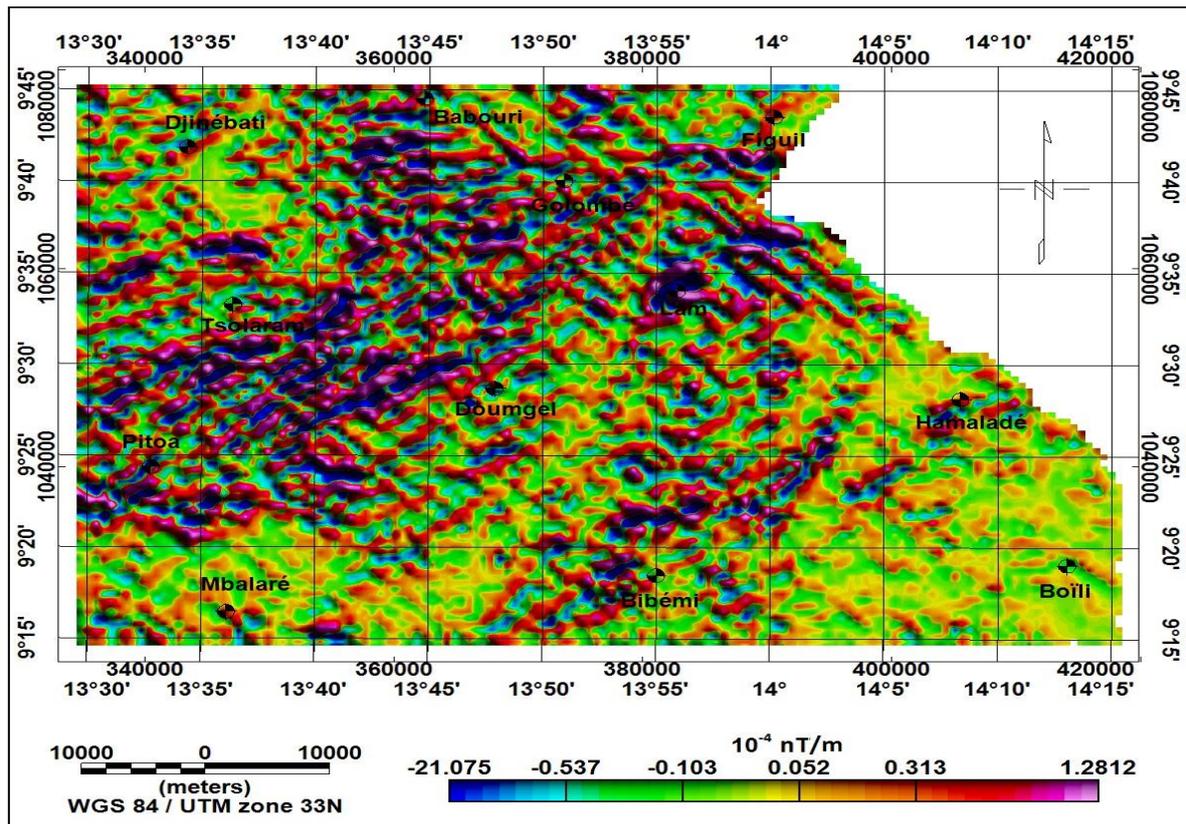


Figure 3.9 : Carte de la dérivée verticale des anomalies résiduelles

Les anomalies de directions E-W du nord de cette carte corréleront bien avec la zone faillée qui délimite le réservoir grés-conglomératique du bassin du Mayo-Oulo.

1.4.3. Carte des linéaments

Lors de la préparation/du traitement des données de base pour l'interprétation des linéaments, l'idée générale est d'améliorer la localisation des minima/maxima ainsi que les changements de niveau d'altitude et de pente caractéristiques des grilles de traitement.

La carte des linéaments magnétiques représente l'ensemble des segments correspondant aux maxima locaux et aux discontinuités du signal magnétique de la carte du gradient vertical des anomalies résiduelles du champ magnétique réduit à l'équateur (Feumoe, 2014). Celle de notre zone d'étude (Figure 3.10) compte un total de 113 linéaments, soit une longueur d'onde totale de 1580 km environ. La rosace

incorporée à cette carte ressort le bilan sur les orientations des linéaments structuraux. Les directions les plus abondantes sont NE-SW, NW-SE et NNE-SSW avec des tendances mineures NNW-SSE et E-W. Ce diagramme d'orientations quantifiées des tendances structurales peut être utilisé pour étudier la géométrie du réseau de linéaments et dater les événements qui ont produit les roches à partir desquelles elles ont été obtenues (Deslandes & Gwyn, 1991). Selon Toteu et al. (1991), les tendances NE-SW, NW-SE et NNE-SSW sont Panafricaines tandis que les tendances NNW-SSE et E-W sont pré-Panafricaines.

Ces linéaments pourraient révéler des limites d'unités géologiques et des structures linéaires profondes. Dans notre zone d'étude, les linéaments sont interprétés comme des failles, des dykes et des limites géologiques. Selon les amplitudes des anomalies, on distingue deux types de linéaments : les linéaments mineurs et les linéaments majeurs. Les linéaments NE-SW qui sont les plus abondants constituent la plus grande proportion des linéaments majeurs.

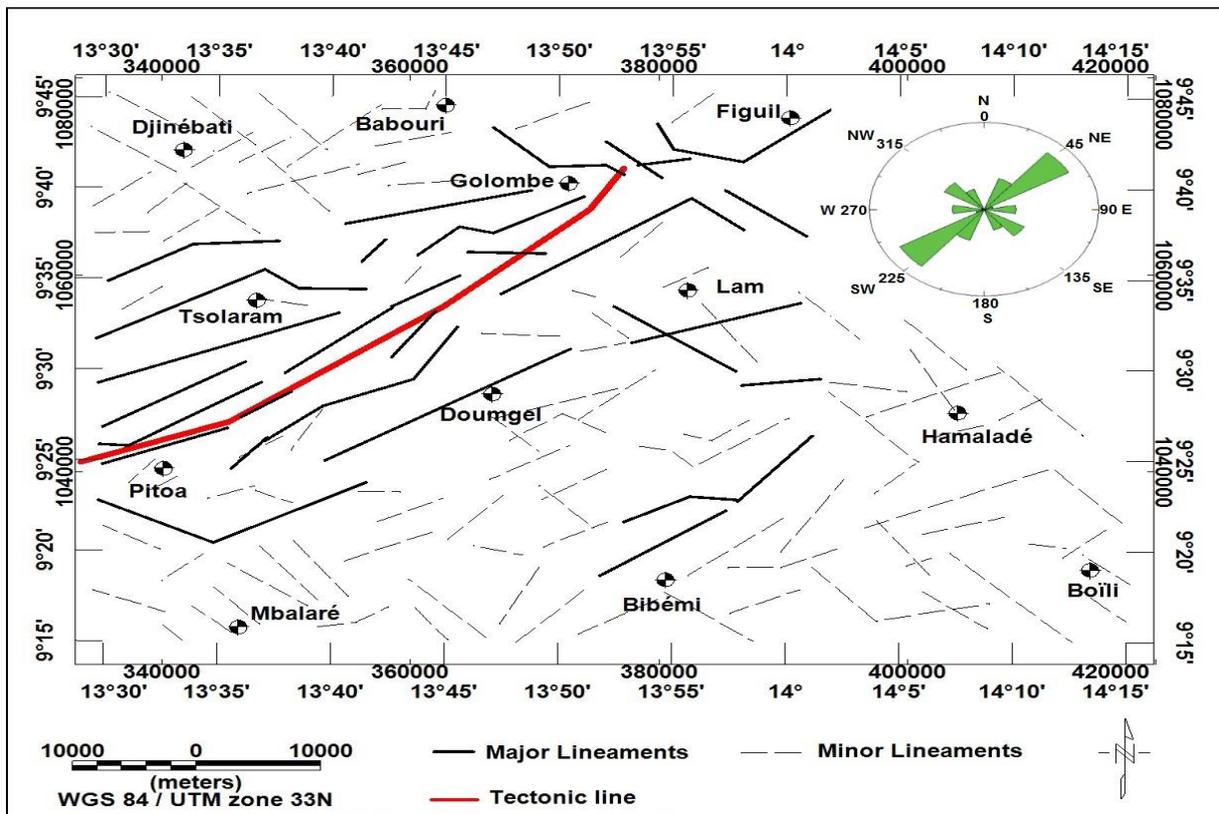


Figure 3.10 : Carte des linéaments magnétiques avec rosace incorporée

Les longueurs d'onde des linéaments de direction E-W qui traduisent les frontières nord et sud du petit bassin sédimentaire du Mayo Oulo sont respectivement de 21 km et 27 km environ. La largeur (direction N-S) du bassin du Mayo Oulo est définie par les longueurs d'onde des linéaments mineurs de direction N-S qui séparent les linéaments de direction E-W : il s'agit d'environ 4,5 km. D'après ces linéaments de direction E-W, on peut également faire des délimitations en latitude Nord de ce petit bassin sédimentaire qui va de 09°43' à 09°46'.

Les linéaments de l'axe Pitoa-Figuil qui sont de même direction NE-SW que celle du fossé de la Bénoué dans le domaine Nord-Cameroun corroborent les idées selon lesquelles la mise en place de ce fossé a généré un système de failles suivant la même direction allant des profondeurs jusqu'à la surface et qui seraient des potentiels réservoirs de minéraux rares tels le zircon, le quartz et le feldspath (Ntsama et al., 2014 ; Bessong, 2012 ; Ngako et al., 1989 ; Toteu et al., 1987). Certains de ces linéaments pourraient aussi correspondre aux contacts géologiques entre les biotites et la couche de gneiss migmatitiques du Précambrien.

Les principales intersections des linéaments sont celles qui existent entre les orientations NE-SW et NW-SE. Elles concernent en grande partie les linéaments mineurs entre eux. La densité de ces intersections est élevée dans les granitoïdes anatexites de Djinébati au nord et dans les schistes feldspathiques du triangle Bibémi-Hamaladé-Boïli au sud de la carte (Figure 3.10). Cette forte densité d'intersections de linéaments implique une connectivité élevée entre ces linéaments traduisant ainsi une infiltration élevée d'eau dans ces zones. Djinébati et le triangle Bibémi-Hamaladé-Boïli seraient donc de bonnes zones de prospection d'aquifères. On note aussi quelques intersections entre les linéaments mineurs et les linéaments majeurs qui ne sont présents que sur l'axe Pitoa-Figuil. Il y'a très peu d'intersection entre les linéaments majeurs qui ont pratiquement tous la même direction qui est NE-SW. Le FPF se présente donc comme une zone à très faibles poches d'eau souterraine.

1.5. Localisation et cartographie des failles

Certaines phases de déformations en relation avec la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué (Ntsama, 2013) sont à l'origine de nombreuses failles dans la région du Nord-Cameroun. Notre zone d'étude étant située à l'est de la Bénoué, non loin de la ligne volcanique du Cameroun (qui s'étend depuis le golfe de Guinée jusqu'au sud du lac Tchad dans une direction structurale NNE-SSW) qui est toujours en activité (Poudjom, 1994), il convient de localiser et de cartographier ces failles. L'intérêt de la localisation et de la cartographie de ces failles réside dans le fait que les zones de failles contrôlent l'emplacement, l'architecture et l'évolution de certaines structures géologiques, pédologiques et hydrologiques. Les failles sont de potentiels canaux à travers lesquels peuvent migrer certains fluides économiquement importants et, comme la plupart de la sismicité est associée à des failles actives, elles constituent également l'un des risques géologiques mondiaux les plus importants. Un autre intérêt réside dans la construction de modèles précis sur les tremblements de terre observables à travers les failles avec pour but de fournir des informations précieuses sur les composants essentiels pouvant permettre aux scientifiques de prédire ces événements.

La technique utilisée pour localiser les failles est celle de la superposition des maxima des signaux de différents filtres : c'est une technique développée par Blakely et Simpson (1986) qui repose sur les méthodes analytiques. Ces méthodes consistent à mettre en relation les distributions des masses de formes géométriques simples et le champ sur la surface du sol ou dans les profondeurs. Il s'agit de :

- La méthode du gradient horizontal ;
- La méthode du signal analytique ;
- La méthode de déconvolution d'Euler.

1.5.1. Le gradient horizontal

Mathématiquement, le gradient horizontal (HGM) est la résultante de la somme vectorielle des dérivées horizontales suivant X et suivant Y. Pris dans une direction présumée, le gradient horizontal améliore les changements latéraux du champ

magnétique tout en atténuant sa tendance régionale le long de cette direction. Son application aux anomalies de champ de potentiel est un excellent moyen de localiser les contacts géologiques dans le sous-sol, en particulier les failles en déterminant leurs directions (Khattach et al., 2006). En effet, aux endroits où la différence de susceptibilité magnétique est la plus élevée, la fonction dérivée atteindra un maximum. Cela met en évidence les discontinuités perpendiculaires à la direction de dérivation et indique les contacts géologiques des structures. La technique HGM nécessite de calculer les deux dérivées horizontales du premier ordre du champ magnétique, ce qui la rend insensible au bruit pour les données magnétiques. Pour mieux localiser les structures géologiques depuis les profondeurs, nous avons appliqué la méthode du gradient horizontal à la carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur et prolongé à 3 km vers le haut. Le résultat obtenu est donné par la figure 3.11 ci-dessous.

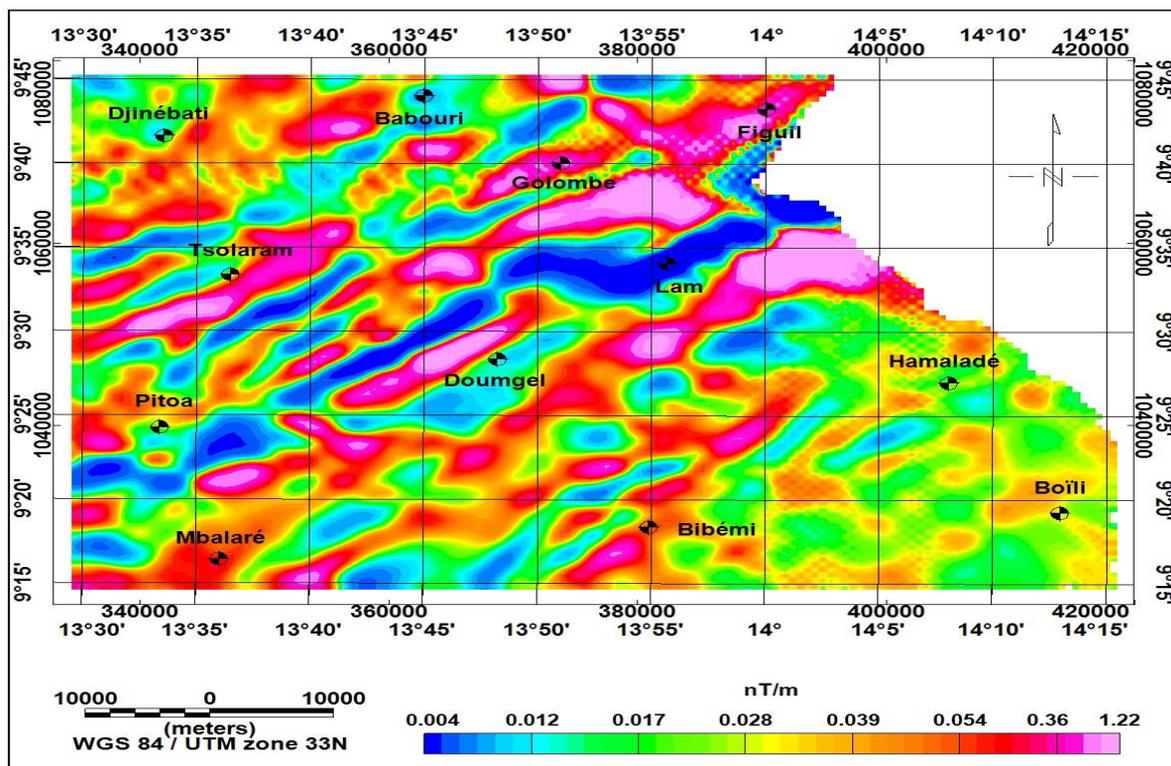


Figure 3.11 : Carte du gradient horizontal de la RTE prolongée à 3 km vers le haut

Cette carte présente une grande variété d'anomalies dont la plupart est linéaire avec des longueurs différentes et des amplitudes qui fluctuent entre 0,004 et 1,22 nT/m. La principale orientation est NE-SW. Les anomalies de formes linéaires aux gradients élevés sur l'axe Pitoa-Figuil se superposent aux linéaments (Figure 3.10) : il s'agirait des signatures magnétiques des failles enfouies sous les couches sédimentaires. Un réseau d'anomalies magnétiques linéaires de direction NW-SE est également observé au nord de Bibémi. Vu leur forme associée à leur intensité qui est moyenne, certaines de ces anomalies sont certainement des réponses magnétiques de filons de roches éruptives qui se sont injectés dans les fractures de l'encaissant. Les fractures de l'encaissant étant matérialisées par les gradients élevés de direction NE-SW dans cette même zone. Le sous-sol de la zone d'étude est pourvu de corps intrusifs tels les filons de basalte et les syénites alcalines qui peuvent expliquer la présence de certaines anomalies de formes elliptiques et circulaires présentes sur la carte HGM.

Afin de mettre en évidence les contacts géologiques associés aux failles inventoriées sur la carte du gradient horizontal, nous avons établi la carte des maxima du gradient horizontal sur la base des travaux de Blakely et Simpson (1986). L'application de cette méthode à une carte magnétique présente les maxima des gradients horizontaux (Figure 3.12) sous forme de sillages étroits au-dessus des changements abrupts de susceptibilité (Feumoe, 2014). Lorsque ces maxima sont alignés, cela peut être interprété comme un contraste linéaire de propriétés magnétiques, c'est-à-dire les contacts entre deux corps sources différents. Cette technique implique donc de trouver des endroits où les maxima locaux du gradient horizontal sont alignés, et les contacts des corps sources pourront être interprétés à ces endroits. Notez que les maxima sont les plus intenses lorsque ces contacts sont orientés verticalement ; les contacts qui s'écartent trop de la verticale ne produisent pas de maxima de gradient locaux (Cordell & Grauch, 1985).

Une très bonne corrélation peut être observée entre les maxima du gradient horizontal et les linéaments magnétiques de la figure 3.10. Ils révèlent la complexité structurale de la région étudiée. Deux grandes directions structurales ont été identifiées : la direction majeure NE-SW et la direction NW-SE. Entre autres des

déformations enregistrées dans la zone d'étude, celles qui correspondent à ces directions sont (Ngako et al., 1991) :

- Une déformation ductile compacte (D1) qui a généré des tendances NW–SE que nous interprétons comme des plissements de schistes peu profonds sur les formations de biotites au sud de Djinébaty et de gneiss migmatitiques du triangle Bibémi-Hamaladé-Boïli du Précambrien ;

- Une déformation ductile fragile (D2) qui a renforcé les tendances majeures NW-SE ;

- Une troisième déformation (D3) a développé des structures dont la direction majeure NE-SW est transversale à celle des structures de D1 et D2. Cette dernière déformation serait à l'origine des nombreuses fractures et failles orientées dans la direction NE-SW dans les formations de granites syntectoniques du complexe de base. Les activités tectoniques (fossé tectonique de la Bénoué suite à l'ouverture de l'Atlantique) couplées à la compression de la zone mobile Panafricaine sous l'effet de température élevée du manteau supérieur pourraient avoir conduit à cette déformation. Les fractures et failles ainsi générées sont marquées par des veines de quartz et des intrusions de basaltes le long de l'axe Pitoa-Figuil.

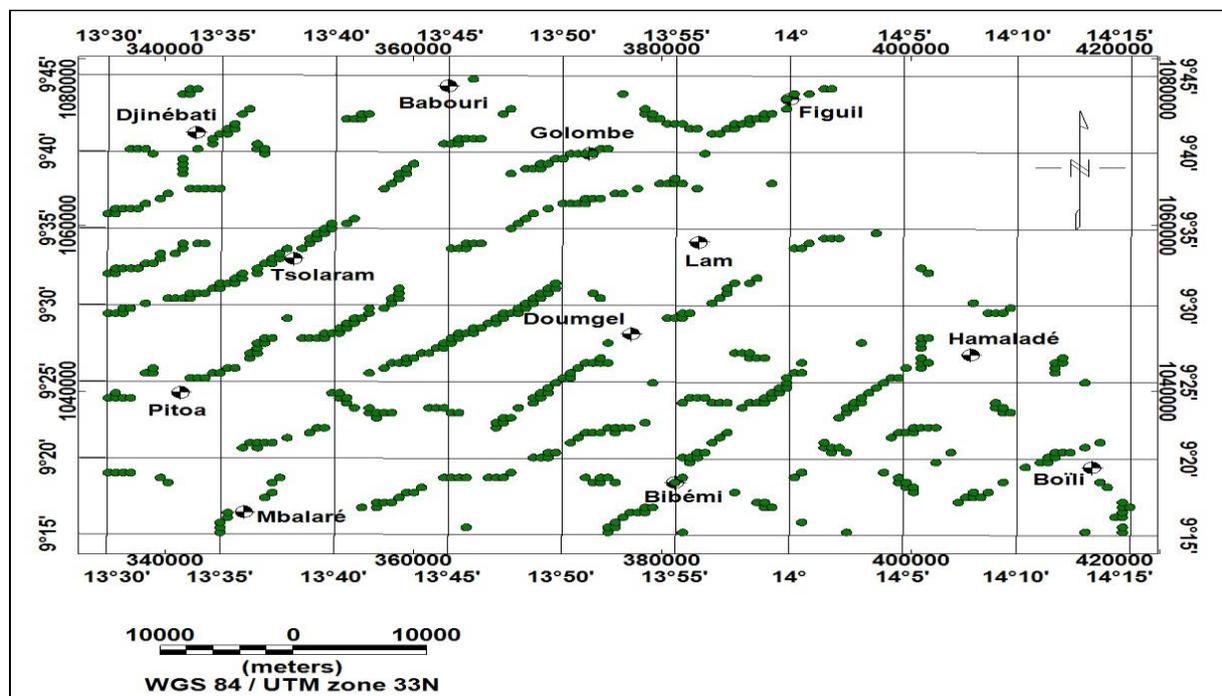


Figure 3.12 : Carte des maxima locaux du gradient horizontal

Au centre de cette carte (Figure 3.12), plus précisément dans la zone couverte par les sédiments entre les axes Pitoa-Figuil et Lam-Mbalaré, la configuration des maxima NE-SW suggère la présence de déformations structurales à l'échelle régionale dans les formations du socle. Ceci corrèle bien avec les anomalies linéaires de la carte RTE à cet endroit qui sont interprétées comme étant les conséquences structurales de la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué qui à son tour serait la conséquence directe de l'ouverture de l'océan Atlantique (Ntsama, 2013).

Le contact géologique traduisant la limite sud du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo n'est pas clairement exhibé par les maxima locaux et non plus par la carte HGM. Rappelons que les maxima locaux obtenus (Figure 3.12) sont celles du gradient horizontal prolongé à 3 km vers le haut. Par conséquent, les signatures magnétiques des structures superficielles ou peu profondes sont atténuées ou tout simplement supprimées. Ce qui pourrait expliquer la non visibilité des traits structuraux délimitant le bassin du Mayo-Oulo du fait de sa faible profondeur. La plus part des anomalies de direction NW-SE caractérisant les cartes structurales précédentes (FVD, dérivée horizontale-X et Y) n'ont quasiment pas de maxima représentés. En effet, Toteu et al.(1991), Ngako et al.(1991)et Nzenti et al.(2001) décrivent les traits structuraux de direction NW-SE comme étant issus de la première phase de déformation du domaine Nord-Cameroun marquée par une foliation plate associée à des plis isoclinaux et une linéation d'étirement N110°E - N140°E qui est localement bien préservée en proche surface. D'où l'absence de leurs maxima. Par contre le triangle Bibémi-Hamaladé-Mbalaré affiche des alignements de maxima orientés NE-SW et dont les structures causales ne sont pas révélées par les données géologiques existantes. Vu l'altitude de prolongement appliquée, il est évident que les supposés contacts géologiques, fractures ou failles correspondants sont très profonds.

1.5.2. Le signal analytique

La méthode du signal analytique (AS) a été utilisée avec succès pour fournir des informations fiables sur certains paramètres des corps magnétiques sources tels que la détection des contours et l'estimation des profondeurs (Roest et al., 1992).

La méthode du signal analytique a été appliquée à la carte des anomalies magnétiques du champ total prolongée à 3 km vers le haut et le résultat est donné par la figure 3.13. Cette combinaison de filtres accentue l'aimantation des sources magnétiques dans la zone d'étude et met en évidence les discontinuités et contrastes de susceptibilités liés aux anomalies des structures profondes. Le signal analytique est capable d'estimer les profondeurs de divers corps magnétiques sources, et dans la zone de Pitoa-Figuil, ces profondeurs pourraient être liées à des cibles d'exploration minérale.

Le principal avantage de la méthode du signal analytique, initialement établie pour les données magnétiques de profil par Nabighian (1974), est son indépendance à la direction d'aimantation (inclinaison), lors de l'estimation des paramètres magnétiques à partir des corps magnétiques sources (Pilkington & Keating, 2006). Il s'agit d'un avantage majeur par rapport aux techniques mentionnées précédemment (FVD et HGM) car leur algorithme nécessite généralement que les données d'anomalies aéromagnétiques subissent une transformation de réduction au pôle ou à l'équateur. Le filtre du signal analytique est moins sensible aux effets d'interférence entre les anomalies et le bruit dans les données magnétiques.

On distingue sur cette carte une anomalie dans la zone de Lam d'intensité la plus élevée (environ 0,73 nT/km) et qui traduirait la signature d'une formation profonde qui serait la couche de granite d'anatexite (grano-diorites). L'axe Pitoa-Figuil est intensément marqué par une série d'anomalies de direction NE-SW traduisant le contact géologique entre la formation de gneiss migmatitiques et de biotites comme l'illustre la carte géologique (figure 1.4). La plupart des anomalies de faibles intensités n'ont pas de corrélation directe avec la carte géologique connue.

Les anomalies de direction NW-SE sont de nouveau visibles et sont d'une intensité assez faible confirmant ainsi l'hypothèse des structures peu profondes précédemment énoncée.

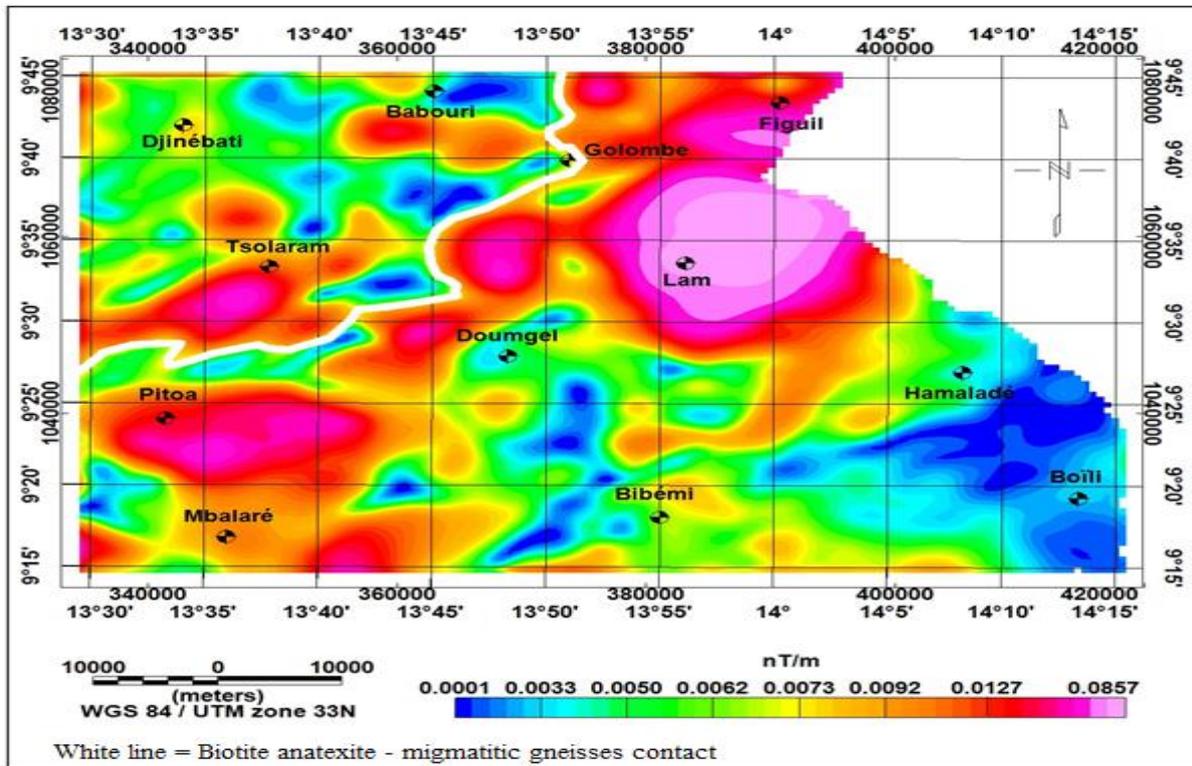


Figure 3.13 : Carte du signal analytique de la TMI prolongée à 3 km vers le haut

Comme pour le cas du gradient horizontal, la production des maxima locaux du signal analytique s'est faite selon la méthode de Blakely et Simpson (1986). Le résultat est représenté sur la carte donnée par la figure 3.14 ci-dessous. Les maxima du signal analytique, qui sont déduits des dérivées verticales et horizontales premières du champ magnétique observé, sont non seulement utilisés pour localiser les contacts des corps magnétiques sources mais aussi pour estimer leurs directions.

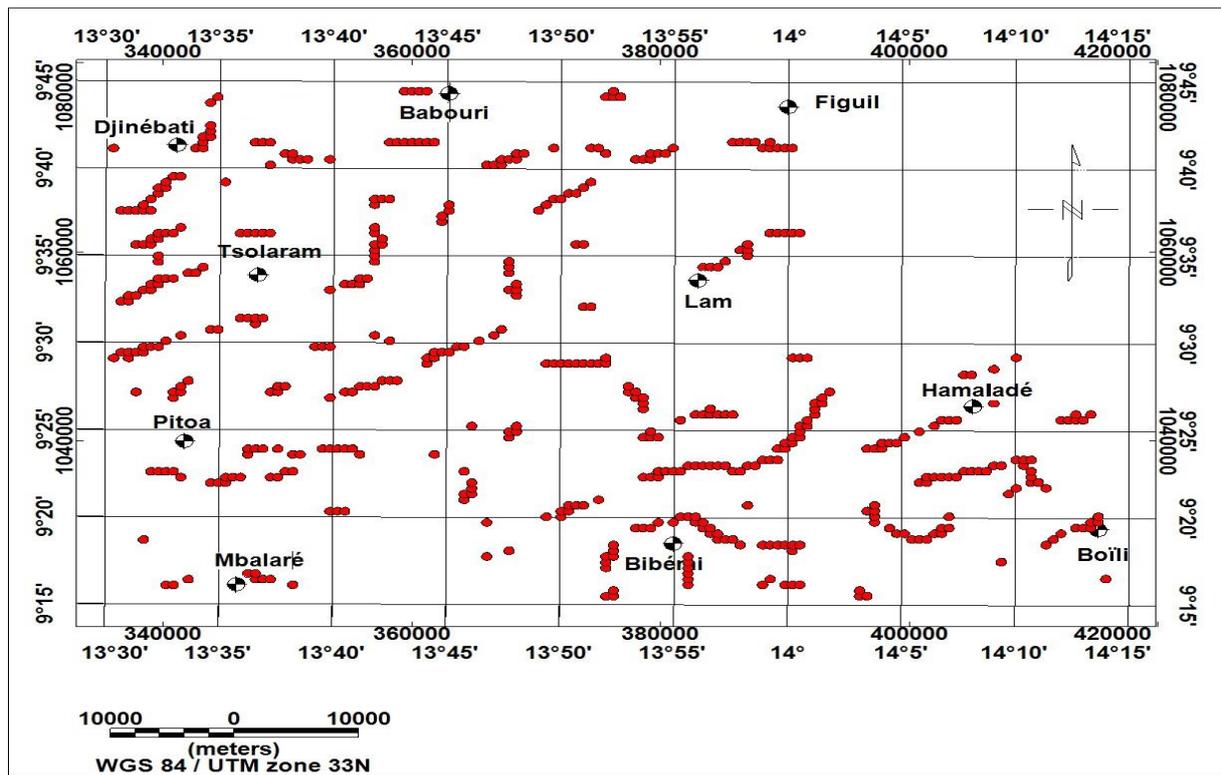


Figure 3.14 : Carte des maxima locaux du signal analytique

Les maxima du signal analytique présentent aussi en majorité des tendances linéaires de direction NE-SW sur l'axe Pitoa-Figuil, au sud de Tsolaram et dans le triangle Bibémi-Hamaladé-Boïli. On note aussi la présence des alignements E-W dont les plus importants se superposent aux limites sud du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo. Les structures de direction NW-SE décrites plus haut comme conséquences des phases de déformation D1 et D2 sont presque inexistantes. Le prolongement vers le haut aurait atténué les signatures de ces structures que nous avons qualifiées de peu profondes.

Pour mieux apprécier la corrélation entre les maxima du gradient horizontal et ceux du signal analytique, nous les avons superposés sur une seule carte, comme indiqué sur la figure 3.15. Géographiquement, les deux types de maxima sont quasi parallèles. C'est la preuve que les structures géologiques de notre zone d'étude admettent des pendages probablement liés aux déformations dextres et senestres qui l'ont affectée (Ngako et al., 2008). Cependant, les maxima du gradient horizontal sont plus abondants que ceux du signal analytique. Selon Grauch et Cordell (1987), les

zones où les maxima du signal analytique sont isolés indiquent la présence de structures beaucoup plus profondes (Pitoa, Doumgel et Lam). Les études de profondeur faites sur les cartes de prolongement vers le haut (Figures 3.6-a et 3.6-b) relatives au fossé tectonique de la Bénoué révélèrent déjà la profondeur du FPF dans la région de Lam.

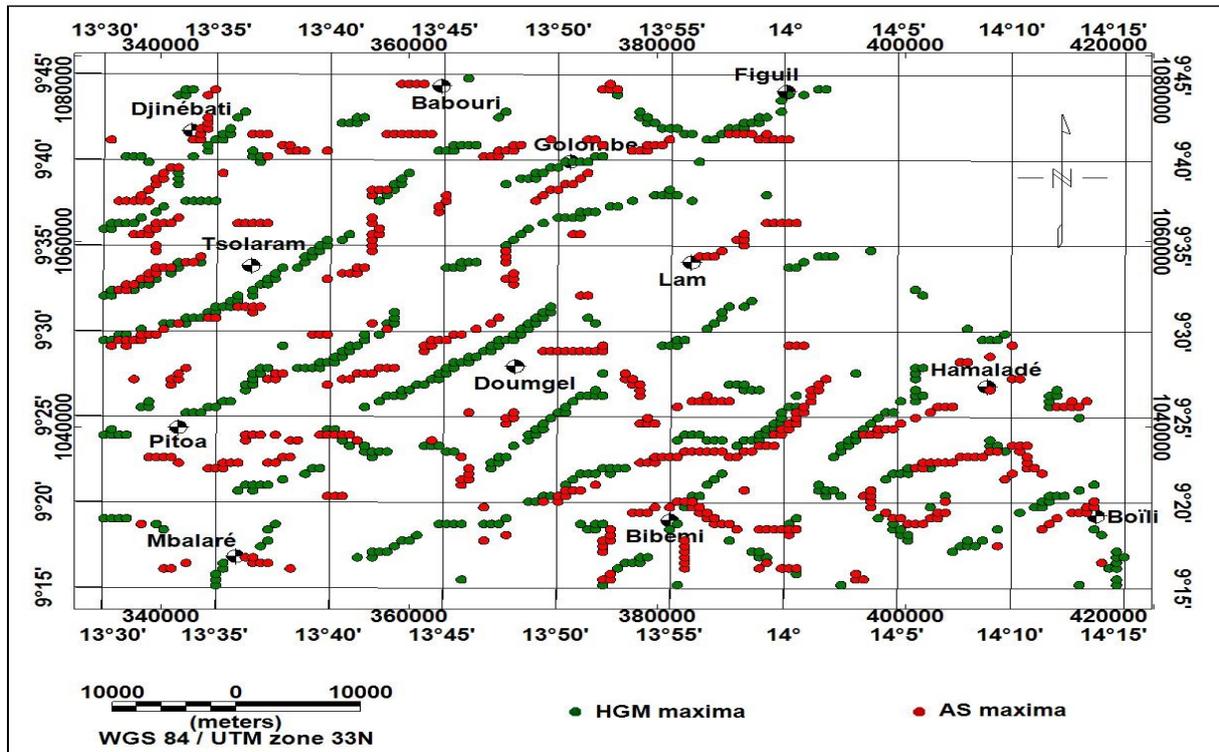


Figure 3.15 : Carte de superposition des maxima du gradient horizontal (en vert) et du signal analytique (en rouge)

L'interprétation des sources magnétiques liées aux failles est basée sur les critères suivants (Blakely & Simpson, 1986) :

- Lorsque les maxima du gradient horizontal sont isolés sur la carte de superposition, ils représentent les failles ou fractures de pendage non déterminé.
- Lorsque les maxima des deux signaux (HGM et AS) sont quasi-parallèles et non confondus, alors ceux du signal analytique représentent les structures faillées ou cassures et ceux du gradient horizontal indiquent le sens de pendage de ces structures.
- Lorsque les maxima des deux signaux sont confondus, ils symbolisent des failles à pendages verticaux.

D'après ces critères, les failles de pendage NE-SW sont localisées dans la zone de Boïli, au nord de Bibémi, au sud de Djinébaté et en quantité considérable dans la zone de Pitoa, Doumgel et au sud de Golombé. Ainsi, les failles de l'axe Lam-Pitoa, de par leur pendage NE-SW, expliquent l'important taux d'accumulation de sédiments dans la zone de Lam. De même, la faille de même pendage au sud de Bibémi est favorable au transport par érosion des sédiments vers le dépôt du bassin du Mayo-Oulo.

Les failles à pendages verticaux sont en majorité observées aux zones de contact entre les granites et les anatexites à biotites de Tsolaram et au sud de Hamaladé dans les micaschistes supérieurs qui dominent la série de Poli.

Les solutions d'Euler associées à ces méthodes confirmeront la localisation de ces failles et indiqueront leur profondeur respective.

1.5.3. La déconvolution d'Euler

L'estimation de la profondeur des failles de la zone d'étude a été réalisée à l'aide des solutions de la déconvolution d'Euler. Cette méthode relie les gradients spatiaux du point de mesure du champ magnétique jusqu'aux profondeurs des sources, en fonction du principe général selon lequel les failles peu profondes produisent des solutions liées aux sources à faibles gradients tandis que les failles profondes produisent des solutions liées aux sources à gradients élevés. Ces estimations reflètent les profondeurs des contrastes de susceptibilité magnétiques qui engendrent des anomalies magnétiques et donc ne sont pas nécessairement des estimations qui circonscrivent la faille toute entière allant de sa limite en profondeur jusqu'à son sommet.

La déconvolution d'Euler a été appliquée sur les anomalies magnétiques réduites à l'équateur et prolongées à 2 km vers le haut. La hauteur d'observation a été fixée à 235 m (hauteur des levés aéroportés à laquelle les données ont été collectées), la tolérance à 15% (pour garantir un équilibre entre le nombre de solutions et leur fiabilité) et l'indice structural à 1 (pour localiser et délimiter les failles). Tedla et al. (2011) ont discuté du choix de la taille de la fenêtre de Nyquist et sont parvenus à la

conclusion suivante : « des solutions fiables pourraient être obtenues dans une profondeur maximale de trois fois la taille de la fenêtre ou dans une profondeur minimale équivalente à la taille de la fenêtre ». Sur cette base, nous avons choisi une taille de fenêtre de Nyquist de 15 km × 15 km. Les solutions générées ont été analysées et les valeurs de plus de 10000 m ont été rejetées vu que les couches sédimentaires les plus épaisses du fossé de la Bénoué se sont avérés être d'environ 7000 m (Carter et al., 1963) et le FPF semble être moins profond que ce fossé. Le résultat est donné par la figure 3.16 ci-dessous.

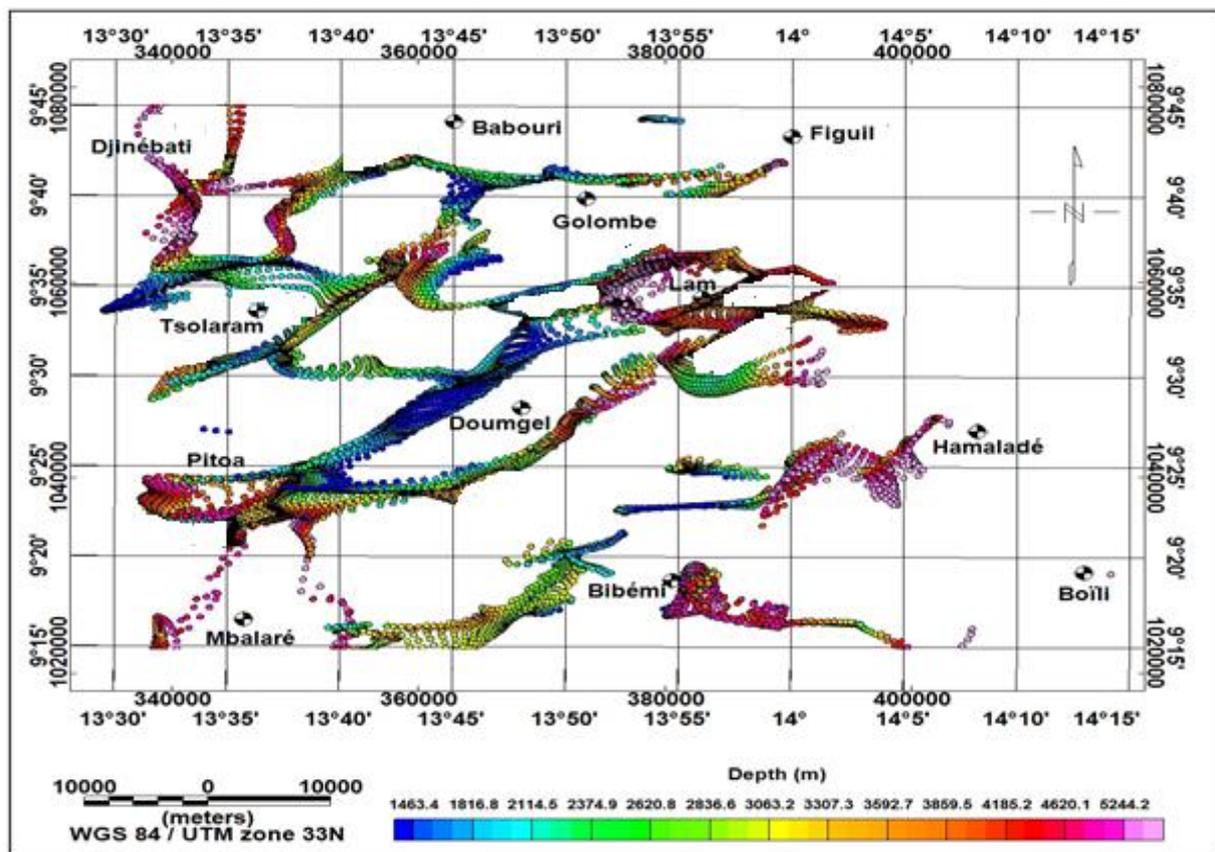


Figure 3.16 : Carte des solutions d'Euler

La distribution continue et compacte des solutions d'Euler sur la carte (Figure 3.16) présume une forte densité de failles dans la zone d'étude. Cette forte densité fournit de nombreuses possibilités de sondages géothermiques car la nature perméable des roches constituant ces failles favoriserait la migration pour certains endroits et le stockage pour d'autres endroits des fluides géothermiques (Smith, 1999).

Sur la carte des solutions d'Euler ci-dessus, plusieurs structures de profondeur variant de 1400 à 5300 m sont mises en évidence. On distingue bien les failles profondes et les corps intrusifs qui se caractérisent par la non-linéarité ou l'empilement des solutions d'Euler (Keating & Pilkington, 2004). Ceci est observé dans la région de Lam et dans le sud de Pitoa. Certains de ces corps intrusifs sont localisés autour de la zone de contact entre les formations de biotites et celles des gneiss migmatitiques à une profondeur d'environ 4000 m. De cette même interprétation, des corps intrusifs à peu près à la même profondeur, sont également perçus à proximité de la zone de contact entre les formations de gneiss supérieurs et de micaschistes supérieurs au sud de Bibémi.

En se référant à la méthode de Blakely et Simpson (1986) décrite plus haut, l'analyse combinée de la carte de la solution d'Euler (Figure 3.16) et de la carte de superposition des maxima (Figure 3.15) du gradient horizontal et du signal analytique permet de générer la carte des failles profondes (Figure 3.17) de la zone d'étude.

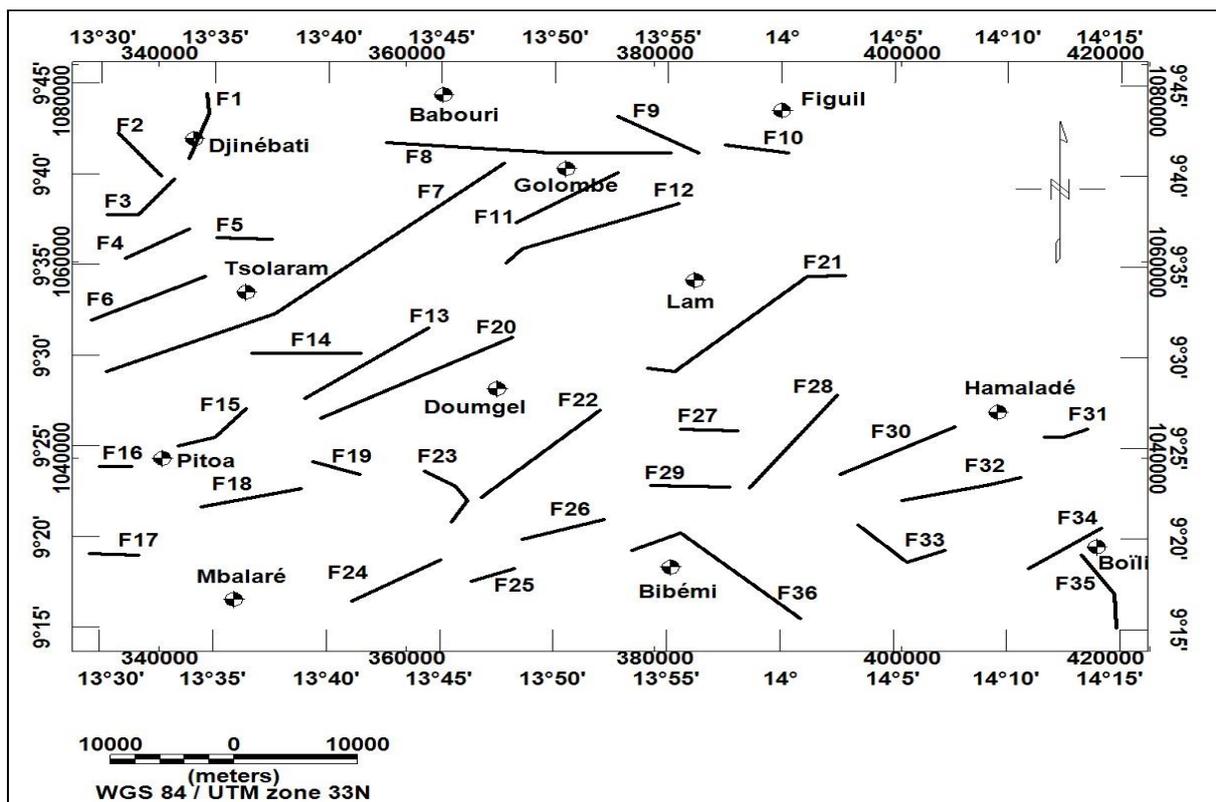


Figure 3.17 : Carte des failles obtenues des données aéromagnétiques

La carte des failles compte un total de 36 failles orientées majoritairement suivant les directions NE-SW et E-W. Suivant ces deux directions, il existe une forte corrélation entre les linéaments magnétiques (Figure 3.10) et les failles de la zone d'étude (Figure 3.17). La réduction de cette corrélation sur les autres directions (NW-SE, ENE-WSW) est justifiée par l'application du prolongement vers le haut dans la méthode d'Euler qui a réduit les signatures des structures superficielles dont la plupart ont des tendances NW-SE et ENE-WSW.

Le tableau 3.1 ci-dessous présente les caractéristiques (pendage et profondeur) des failles enregistrées dans la zone d'étude. Les pendages sont principalement N-W.

Au nord-ouest de Djinébati, les affleurements de granite syntectonique par chevauchement des formations de biotites tel qu'illustrés sur la carte géologique (Figure 1.4) présagent la nature des failles F1 et F3 (de pendage S-E) : il s'agirait de failles inverses.

Le changement abrupt de susceptibilité entre les formations profondes de biotites et de gneiss migmatitiques est bien illustré par la faille F7 qui est la faille la plus étendue de la zone d'étude avec une profondeur de 2500 m.

Positionné en lieu et place de la délimitation sud du bassin du Mayo-Oulo, la localisation de la faille F8 à une profondeur de 2800 m confirme le fait que les couches sédimentaires de ce bassin ne sont pas assez profondes et ne seraient certainement pas directement liées au socle granitique.

La bordure nord du FPF est marquée par de nombreuses failles F11, F12, F13, F15 de pendage N-W et dont les profondeurs varient entre 1400 et 2100 m. La bordure sud est matérialisée par les failles F21, F22 et F24. Le couloir ainsi constitué a une largeur moyenne d'environ 20690 m. Les failles F18, F20, F25 et F26 de mêmes pendages et de directions presque identiques que les failles des bordures du FPF seraient aussi générées par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué.

Faille	Pendage	Profondeur (m)	Faille	Pendage	Profondeur (m)
F1	S-E	2600	F19	S	3000
F2	S-W	5244	F20	N-W	1400
F3	S-E	1500	F21	N-W	4300
F4	N-W	1400	F22	N-W	2600
F5	N	2000	F23	S-W	3500
F6	Vertical	1400	F24	N-W	3300
F7	Vertical	2500	F25	N-W	2600
F8	N	2700	F26	N-W	2500
F9	S-W	N/A	F27	N	1800
F10	N	N/A	F28	N-W	4700
F11	N-W	2100	F29	N	1400
F12	N-W	1500	F30	N-W	4500
F13	N-W	1400	F31	N-W	N/A
F14	N	2600	F32	N-W	N/A
F15	N-W	1900	F33	S-W	N/A
F16	N	4600	F34	N-W	N/A
F17	N	N/A	F35	S-W	N/A
F18	N-W	3200	F36	S-W	4500

Tableau 3.1 : Caractéristiques des failles obtenues de l'aéromagnétisme

Le pendage de certaines failles n'a pas pu être déterminé (N/A : « not available ») par la méthode appliquée (Blakely & Simpson, 1986). D'autres méthodes, telles que le spectre d'énergie en analyse spectrale, pourraient fournir des informations liées au pendage de ces failles.

1.6. Modélisation 2.75 D des données magnétiques

Pour la construction des modèles magnétiques 2.75D de cette étude, nous avons eu recours au logiciel interactif GM-SYS de Geosoft version 8.4. Lorsqu'une source d'anomalies présente une extension privilégiée dans une direction donnée, les profils sont interprétés perpendiculairement à l'extension principale. Ainsi, deux modèles 2.75D ont été réalisés suivant des profils transversaux au couloir NE-SW occupé par la branche est du fossé tectonique de la Bénoué. Ces profils ont été extraits de la carte

des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur telle que présentée à la figure 3.18.

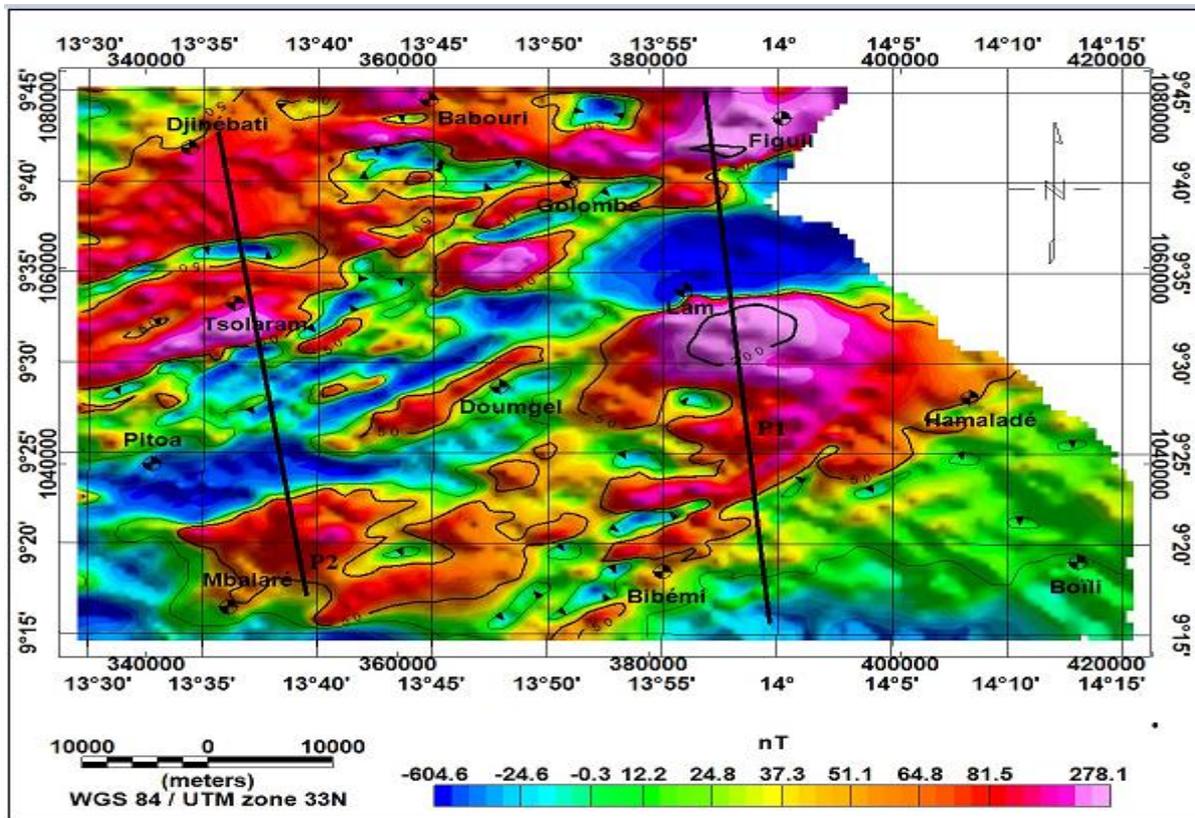


Figure 3.18 : Carte de la RTE présentant les profils magnétiques

Rappelons que la modélisation 2.75D représente les blocs géologiques sous forme de prismes polygonaux finis ou infiniment allongés suivant une direction nommée Y avec des axes horizontaux X. Le plan du profil et la direction Y ne doivent pas nécessairement être perpendiculaires. La modélisation 2.75D a la particularité de limiter l'exploitation de la direction Y à la largeur de la fenêtre des filtres utilisés (Rasmussen & Pedersen, 1979). Selon Skalbeck et al. (2005), la modélisation 2.75D est une technique de modélisation de champ de potentiel basée sur des longueurs asymétriques (Y) autour du profil (X).

Pour construire nos modèles magnétiques, nous avons utilisé les analyses de Talwani et Heirtzler (1964) et Rasmussen et Pedersen (1979) et nous avons supposé que les propriétés magnétiques pour une couche géologique donnée sont continues et constantes.

1.6.1. Le choix des profils

Les techniques de modélisation 2.75D conviennent à la modélisation géologique, car les profils des champs de potentiel peuvent ne pas traverser une structure par son centre comme cela est exigé pour d'autres disciplines. Le choix des profils réside dans l'objectif basé sur l'étude de la variation de l'épaisseur des sédiments le long du FPF en entrée et en sortie de notre zone d'étude.

En se référant à la carte géologique (Figure 1.4), le profil P1 traverse du sud au nord : les gneiss supérieurs, les basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué, les tufs rhyolitiques, les alluvions, le conglomérat de grès de Kontcha et les granites à anatexie. Tandis que le profil P2 s'étend le long de l'axe Djinébat-Mbalaré. Il traverse du sud au nord : les couches d'alluvions, de gneiss migmatitiques et de biotite anatexite. Ces modèles révèlent la présence de plusieurs corps intrusifs (A, B, C, D) dont la nature a été proposée dans le tableau 3.2.

1.6.2. Model géologique suivant le profil P1 magnétique

Le profil P1 mesure environ 76 km de long (X). En partant du sud vers le nord, la courbe du profil P1 passe par trois anomalies majeures sur la carte RTE (Figure 3.18) : la première (intensité positive) se situe au nord de Bibémi, la seconde (négative) se trouve dans la zone de Lam et la troisième (positive) se trouve dans la zone de Figuil. Cette alternance d'intensité (positive - négative - positive) des anomalies traversées justifie le fait que la courbe de profil obtenue (Figure 3.19) se présente sous la forme d'un puits de potentiel (forme en U).

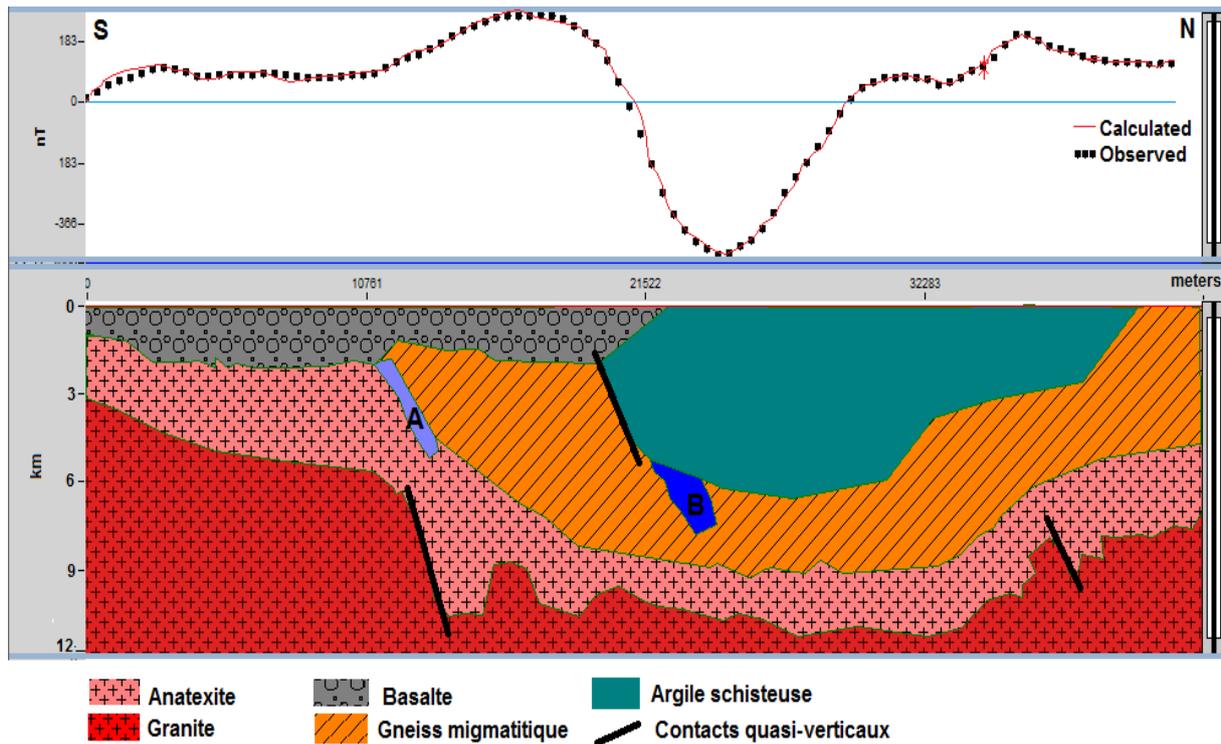


Figure 3.19 : Modèle géologique suivant le profil P1 magnétique

Concernant la disposition des formations, on a un socle granitique dont le toit varie entre 3 et 12 km. L'allure de la remontée de ce socle dans la partie sud présage des affleurements de ce dernier en surface à certains endroits du domaine Nord-Cameroun (pic de Mindif). En surface, on a les roches basaltiques qui sont nettement limitées au Centre par un dépôt sédimentaire, ce qui corrèle en partie avec l'information donnée par la carte géologique (Figure 1.4) puisque celle-ci ne révèle pas la présence de basalte dans le nord de Bibémi mais plutôt dans la région de Lam. Compte tenu de la stratigraphie du modèle magnétique obtenu, on constate également que la formation d'anatexite granitoïde s'est mise en place bien avant la formation de gneiss migmatitique. Ce qui confirme la nature de la faille F2 (Figure 3.17) comme étant une faille inverse qui explique les affleurements de granites sur les couches de gneiss. Le modèle révèle la présence d'un corps A entre ces deux formations. Il se serait infiltré dans l'interstice de leur contact géologique qui sans doute présente une faille en ce lieu.

La formation de gneiss migmatitique est entrecoupée par un corps B qui a une valeur de susceptibilité de $S = 0,03$ SI (Tableau 3.2). Compte tenu de sa susceptibilité

(Clark & Emerson, 1991) et du milieu géomorphologique dans lequel il se trouve, le corps B pourrait être de la diorite car des gneiss à diorites sont répertoriés sur la carte géologique tout autour de la zone étudiée.

La très grande profondeur du réservoir sédimentaire de la zone de Lam est bien mise en évidence sur ce modèle géologique (Figure 3.19) : il s'agit des argiles schisteuses. C'est une couche sédimentaire qui va de la surface jusqu'à près de 6 km de profondeur. Cette grande profondeur avait déjà été révélée lors de l'interprétation des cartes du prolongement vers le haut (Figure 3.6-a et 3.6-b) qui expliquait qu'il s'agit de la zone sédimentaire la plus épaisse de cette partie du fossé dans notre zone d'étude.

La localisation des contacts géologiques quasi-verticaux révélés par ce modèle correspondent à celle des failles cartographiées à la figure 3.32. Suivant la direction nord-sud, les failles correspondantes sont respectivement F10, F21 et F36. La profondeur de la faille F10 qui n'avait pas pu être estimée par la déconvolution d'Euler est nettement appréciable sur ce modèle géologique, elle s'étend entre 7 et 9 km. La profondeur de la faille F21 visible autour de 5 km est également en adéquation avec celle fournie par la méthode d'Euler.

1.6.3. Model géologique suivant le profil P2 magnétique

Le profil P2 mesure environ 68 km de long (X). En partant du sud vers le nord, la courbe du profil P2 passe par plusieurs anomalies alternativement positives et négatives de longueurs d'onde variables de l'une à l'autre, d'où l'obtention d'une courbe très ondulée avec plusieurs pics. Cela reflète le fait que cette partie de la zone étudiée a un sous-sol beaucoup plus accidenté. Autrement dit, cette portion ferait partie des endroits de notre zone d'étude qui ont le plus subi des événements tectoniques qui pourraient être à l'origine de plusieurs infiltrations d'où la pluralité de corps intrusifs observés dans les couches du modèle correspondant (Figure 3.20).

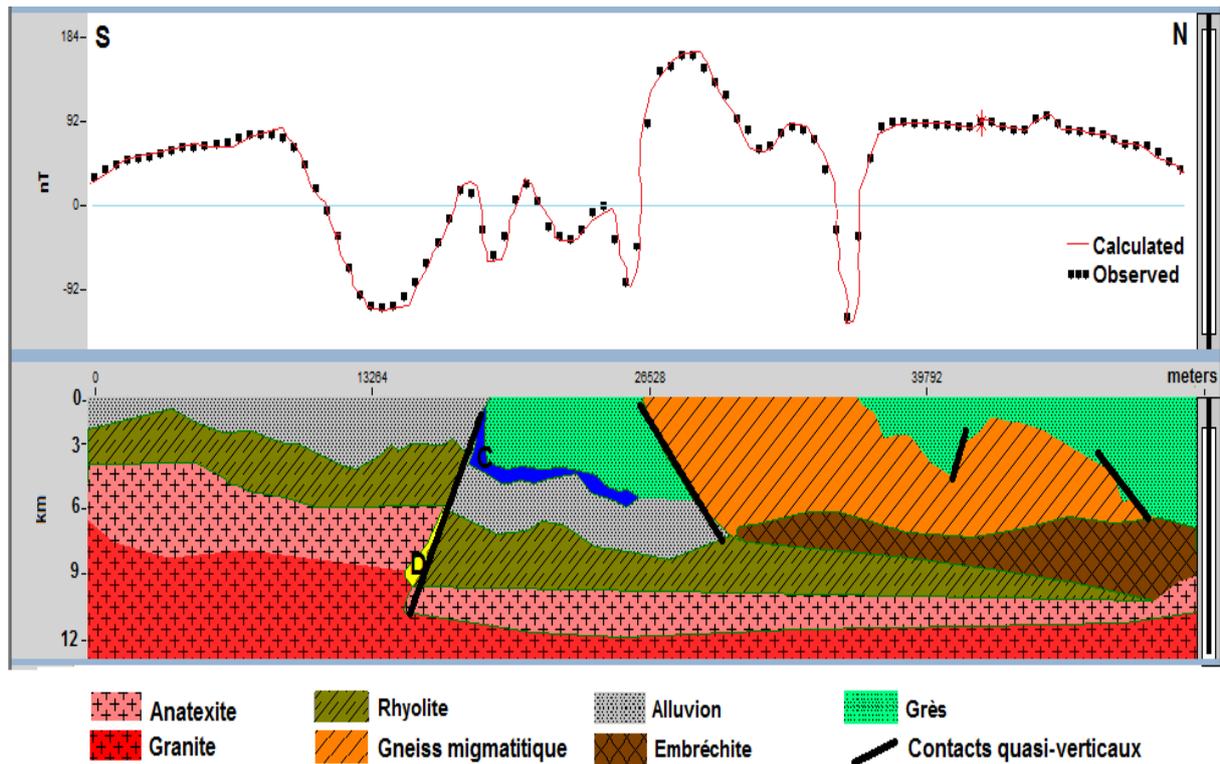


Figure 3.20 : Modèle magnétique suivant le profil P2 magnétique

Cette coupe géologique présente un socle granitique sur lequel repose une couche d'anatexite granitoïde intruse par un corps D de susceptibilité 0,08 SI (Tableau 3.2). A cette couche d'anatexite, se juxtapose une formation de rhyolites effusives du tertiaire. Et en surface, nous avons un dépôt alluvial qui est séparé des grès conglomératiques par deux formations de gneiss, à savoir les gneiss migmatitiques et les embréchites plus anciens.

Le dépôt alluvial du quaternaire observé en surface est en concordance avec l'interprétation qualitative des cartes structurales qui décrivent les anomalies négatives de Pitoa comme étant la signature de matériaux sédimentaires déposés dans le fossé par érosion. Le modèle géologique ci-dessus (Figure 3.20) estime la profondeur de ce dépôt alluvial autour de 6 km. Ce qui est en accord avec l'analyse des cartes de prolongement vers le haut (Figures 3.6) qui prédisait une plus faible profondeur des sédiments dans la zone de Pitoa qui s'accroît tout au long du fossé et devient plus importante dans la zone de Lam. On peut donc penser que le FPF s'est mis en place de telle sorte que le couloir qu'il occupe est sous forme d'une pente dont le sommet est la

partie sud, c'est-à-dire la partie contenant la zone de Pitoa et l'aval du couloir est la partie nord renfermant la zone de Lam.

La faille F7 qui traduit le changement brusque de susceptibilité entre la formation de gneiss migmatitiques et celle d'anatexites au sud de Tsolaram serait le canal par lequel les corps se sont incrustés dans cette dernière formation.

La partie nord du modèle suivant le profile P2 présente une faille inverse qui affecte les formations d'alluvions, de rhyolites et d'anatexites. Cette faille correspond aussi bien sur la profondeur que sur la direction de pendage à celle (F2) révélée par les méthodes analytiques antérieurement appliquées.

De ces modèles magnétiques, nous déduisons que notre zone d'étude repose sur un socle granitique qui, selon la carte géologique (Figure 1.4.), date de la période précambrienne. La formation prédominante est celle constituée d'anatexites granitoïdes qui est une formation directement reliée au socle. On note aussi une remontée considérable du socle granitique parfois jusqu'en proche surface.

Compte tenu de l'environnement des corps intrusifs et de leur valeur de susceptibilité (Clark & Emerson, 1991 ; Telford et al., 1990), une suggestion sur leur nature est donnée dans le tableau 3.2 ci-dessous.

Roche	Susceptibilité (SI)	Nature
A	0,03	Diorite
B	0,005	Trachyte
C	0,002	Basalte
D	0,08	Gabbro

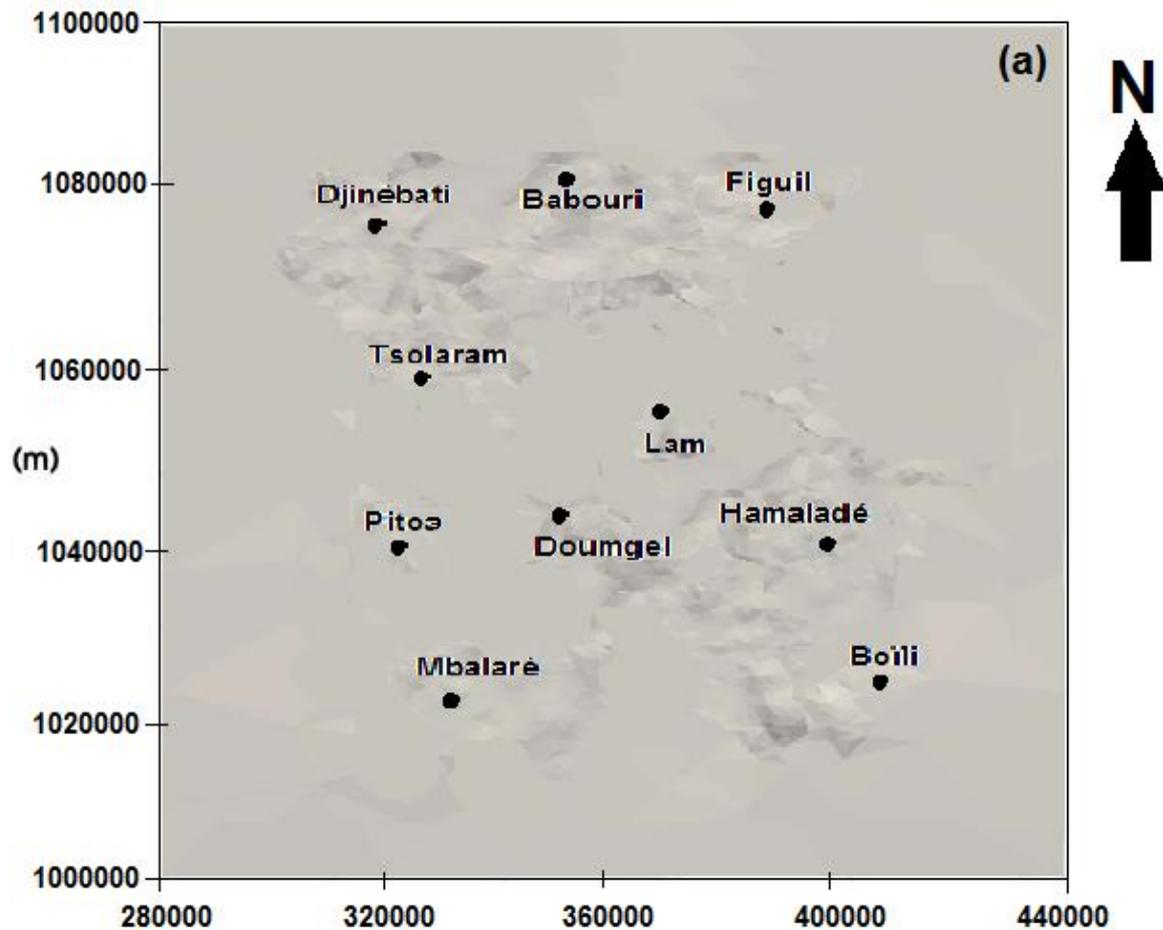
Tableau 3.2 : Nature des corps magnétiques intrusifs

1.7. Inversion 3D des données aéromagnétiques

1.7.1. Interprétation qualitative du modèle

Le modèle construit a été paramétré suivant un maillage tétraédrique non structuré qui prend en compte les données topographiques de la zone d'étude pour une plus grande précision dans les résultats.

Le maillage obtenu (Figure 3.21) de dimensions 160000 x 100000 x 12000 m³ montre l'ancrage réussi de la carte topographique au travers des mailles. Ce qui correspond à 66428 nœuds et 1697269 triangles. Le nombre total de cellules tétraédriques est de 452 331.



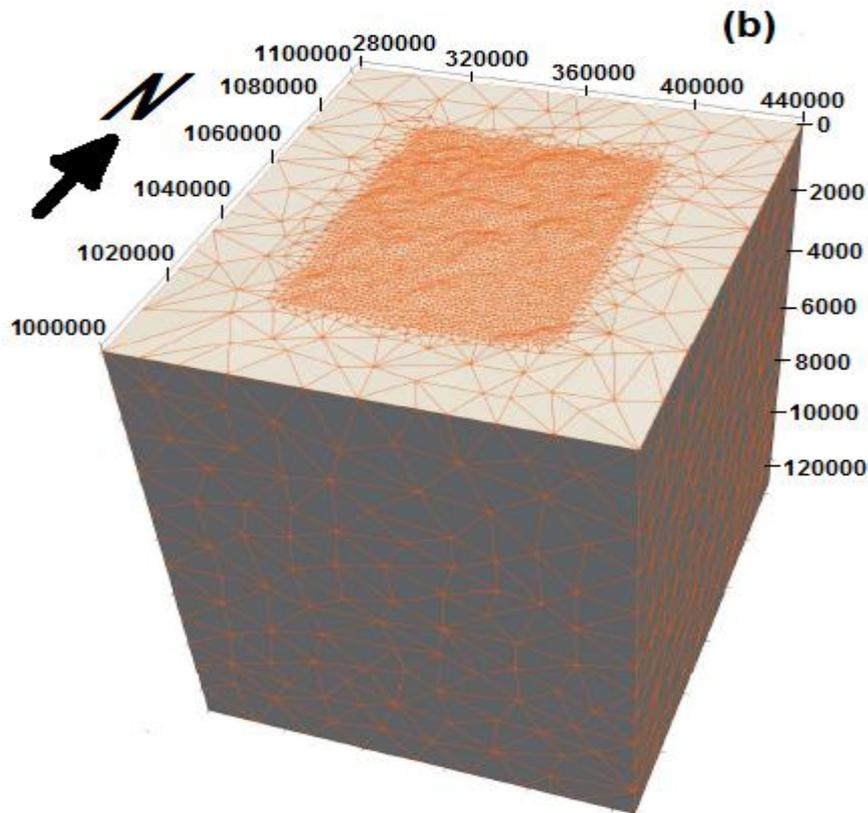


Figure 3.21 : Maillage tétraédrique avec carte topographique incorporée : (a) Vue de dessus; (b) Vue en perspective

Dans le but de localiser avec exactitude la position des corps magnétiques, l'inversion a été réalisée à partir d'une base de données extraites de la carte des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur (RTE). Un total de 44852 points de données ont été utilisés pour cette inversion. Le résultat retenu a été atteint avec une erreur de 1,2 % à la suite d'une série d'inversions qui nous rapprochaient de plus en plus du voisinage du facteur "Chi-fact" idéal. Le modèle correspondant au mieux aux données a été établi avec une valeur de "Chi-fact" égale à 4,0. Ce qui correspond à une valeur de ω égale à 1,01. Les corps révélés ont des susceptibilités qui varient entre 0,01 et 0,06 SI.

Le modèle construit (Figure 3.22) montre clairement une grande région magnétique qui s'étend entre 3 et 9 km environ de profondeur. Elle est orientée NE-SW sur environ 70 km. Ces caractéristiques sont en concordance avec l'interprétation qualitative précédente qui révélait un couloir magnétique (FPF) qui aurait été engendré

par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué. La largeur moyenne de ce couloir estimée sur ce modèle est d'environ 21 km. Sa variation verticale est telle qu'il est plus profond à l'ouest et remonte progressivement jusqu'à environ 3 km à l'est. En effet, l'impact de l'événement responsable de la mise en place de cette structure était plus grand à l'est. Son intensité s'est estompée avec la distance parcourue jusqu'à la zone frontalière Cameroun-RCA qui limite notre zone d'étude.

L'interruption de cette structure entre sa partie centrale et sa partie est (vide entre CM2 et CM1) suggère que la zone interrompue a subi une autre déformation dont les effets sur la verticale ont pratiquement atteints 9 km qui correspond à la profondeur du corps en forme de cube (CM5).

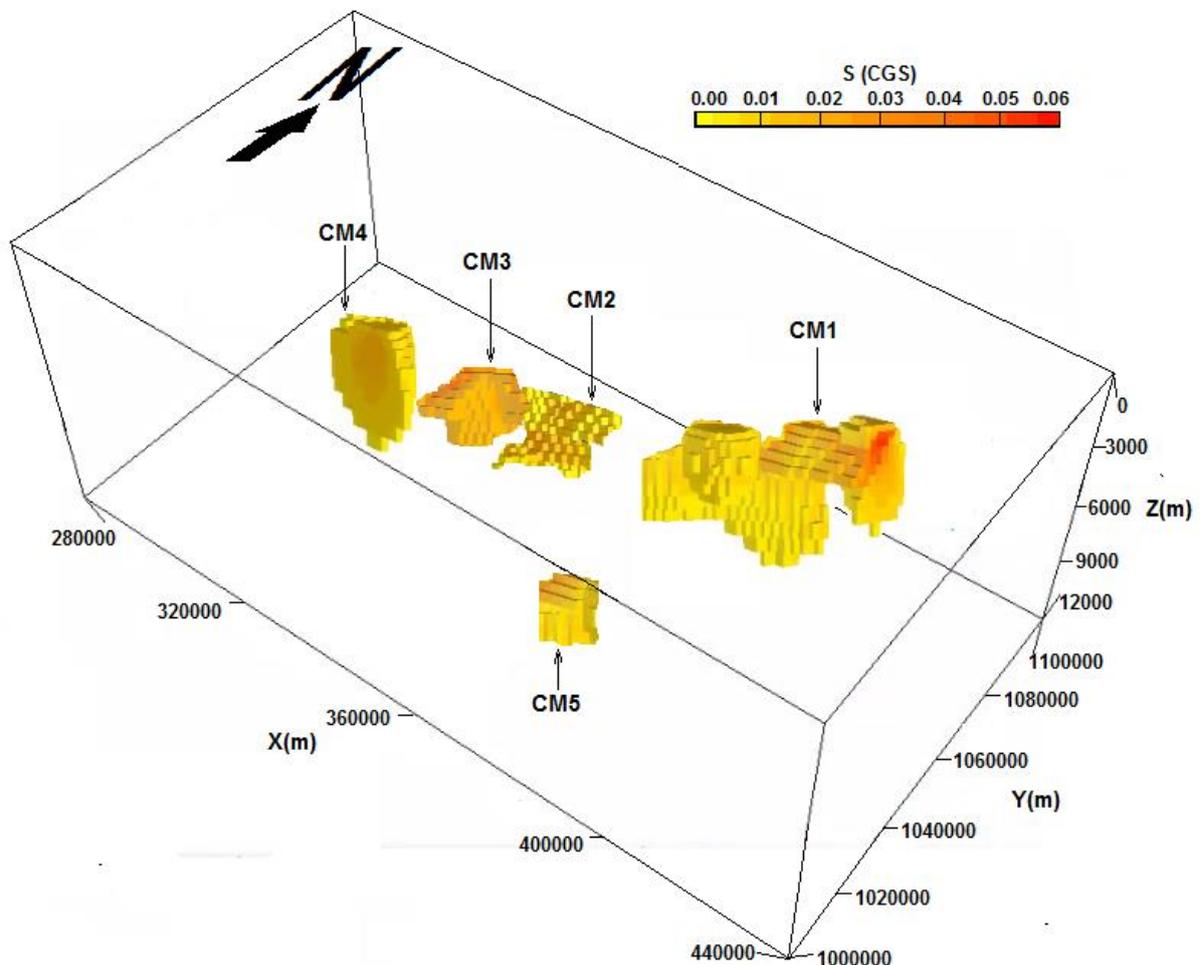


Figure 3.22 : Modèle 3D issu de l'inversion des données magnétiques

La présence de ce corps (CM5) sur le modèle permet de faire un rapprochement entre les propriétés de ce dernier et celles de la grande structure linéaire que forment

les quatre autres corps. En effet, la compilation d'une inversion permet d'obtenir un modèle qui rend compte au mieux des structures réelles d'une zone donnée. Cependant, les paramètres physiques utilisés comme valeur d'entrées ("input") pour l'inversion produisent des résultats qui satisfont à ces paramètres d'entrées. Et donc, la vaste structure linéaire et le corps de forme cubique (CM5) possèdent certaines propriétés communes. Partant sur cette base, ce corps serait une partie de la structure linéaire (CM1+CM2+CM3+CM4) qui a subi une autre déformation qui lui a coûté son décrochement de la structure linéaire avec laquelle il ne formait qu'un seul bloc. L'interprétation des cartes de dérivé qui présentaient des directions structurales NE-SW et NW-SE présageait déjà les effets d'une seconde déformation orientée perpendiculairement à celle qui est à l'origine des structures orientées NE-SW. On peut donc penser que la zone d'interruption est en fait un puits souterrain très profond allant jusqu'à environ 9 km. Cette profondeur est favorable pour la transformation et l'accumulation de certains matériaux précieux. Le corps CM5 présent sur ce modèle pourrait donc être une lanterne qui éclaire le chemin d'un potentiel gîte minéral.

1.7.2. Dimensionnement des corps identifiés

L'étude de la géométrie des corps révélés par une modélisation géophysique renseigne sur le type de formations géologiques présentes dans les profondeurs, sur la taille d'un gisement et sur les déformations subies par le sous-sol de la zone étudiée. Le modèle 3D obtenu présente une structure linéaire qui est constituée de cinq corps de formes variables. Mathématiquement, ces corps ne peuvent être assimilés à aucune forme géométrique connue, exception faite pour le corps CM5 qui a une forme presque cubique. Pour les dimensionner, nous avons eu recours à une technique d'approximation basée sur l'utilisation d'un parallélépipède d'encombrement qui consiste à circonscrire un corps de forme géométrique quelconque par un parallélépipède rectangle de dimensions connues. Les dimensions correspondantes pour chaque corps sont enregistrées dans le tableau 3.3 ci-dessous. Le parallélépipède qui circonscrit chaque corps est disposé de telle sorte que ses arrêtes soient deux à deux parallèles et respectivement parallèles aux axes de longitude (X), de latitude (Y)

et de prolongement (Z) de la carte. Nous désignerons par "Longueur" la mesure suivant X ; "Largeur" celle suivant Y et "Hauteur" celle suivant Z.

Corps	Longueur X (km)	Largeur Y (km)	Hauteur Z (km)	Susceptibilité (SI)	Profondeur (km)
CM1	9,1	4,0	2,7	0,003-0,06	3,0-5,7
CM2	4,3	5,8	0,7	0,005-0,045	6,5-7,25
CM3	1,5	4,1	1,3	0,035-0,055	5,9-7,2
CM4	4,9	1,3	1,8	0,004-0,027	5,7-7,5
CM5	1,4	1,9	1,4	0,007-0,02	7,0-8,9

Tableau 3.3 : Caractéristiques des corps magnétiques

Parvenu au terme de la première partie de cette étude, les données aéromagnétiques utilisées ont été exploitées de fond en comble à travers plusieurs méthodes et filtres. L'application des filtres de réduction à l'équateur, de prolongements et de dérivations directionnelles a fourni des informations nécessaires à l'interprétation qualitative qui a permis de prendre position sur le contexte géologique et de comprendre la géodynamique de la zone d'étude. Les méthodes analytiques (signal analytique, gradient horizontal et déconvolution d'Euler) ont permis de caractériser les linéaments, localiser les failles, leur direction de pendage et leur profondeur. La modélisation 2.75D a révélé la stratigraphie de la zone d'étude et l'emplacement des corps intrusifs ainsi que les zones de contacts, potentiels chenaux minéralogiques. L'inversion des données a confirmé la présence d'un vaste couloir magnétique (FPF) orienté NE-SW sur l'axe Pitoa-Figuil et dont la profondeur varie entre 3 et 9 km. En résumé, le sous-sol de la zone est essentiellement constitué de formations de couvertures (alluvions, grès, argiles schisteuses), de basaltes, de rhyolites, de gneiss migmatitiques, d'anatexites granitoïdes, le tout reposant sur un socle granitique du Précambrien. La pluralité des linéaments et des intrusions témoigne d'une zone ayant subi d'intenses accidents tectoniques. Les directions majeures NW-SE des structures confirment les travaux de Ntsama et al. (2014), Toteu

et al. (1991) et Regnault (1986) qui subodorent le fossé tectonique de la Bénoué d'être à l'origine de ces linéaments.

2. Interprétation des données gravimétriques

2.1. Origine des données

Les variations du champ de gravité sont causées par la répartition inégale des masses. La mesure de ces variations constitue les données gravimétriques. Les données utilisées dans ce travail proviennent des campagnes de sondages gravimétriques réalisées entre 1963 et 1990 dans la région du Nord-Cameroun par des organismes et chercheurs nationaux et internationaux tels que l'IRGM, l'ORSTOM et l'Université de Leeds (Collignon, 1988). Ces campagnes couvrent 601 stations. La difficulté d'accès à certaines zones explique l'irrégularité du pas de mesure qui varie entre 4 et 10 km. Les gravimètres Worden (N° 313, 600, 69 et 135) et les gravimètres Lacoste & Romberg (modèles G, N° 471 et 828) d'une précision de 0,1 mGal ont été utilisés pour ces mesures gravimétriques. Les coordonnées étaient déterminées à partir des cartes topographiques et cartes d'itinéraires. Les altitudes quant à elles ont été obtenues par nivellement barométrique à l'aide des altimètres Wallace & Tiernan ou Thommen (Type 3B4) et des GPS (Global Positioning System).

Après correction des mesures (marée lunaire et dérive instrumentale), les anomalies de Bouguer ont été déduites en supposant une densité moyenne de la croûte terrestre de 2,67 et l'erreur maximale à chaque point de mesure était de 0,5 mGal. Il est important de noter qu'en raison de la faible variation de la topographie autour des stations de mesure, la correction dite de terrain a été négligée. Les données gravimétriques ainsi constituées se présentent sous forme de cartes de contours iso-gravimétriques. La numérisation de ces cartes a été réalisée à l'aide du logiciel MapInfo Professional v.11.0. Par la suite, ces données numérisées ont été importées dans le logiciel Oasis Montaj v.8.4 pour l'établissement de la carte des anomalies de Bouguer, la carte des anomalies régionales et résiduelles et pour la réalisation des modèles géologiques.

2.2. Les anomalies de Bouguer

Les anomalies de Bouguer représentent toutes les hétérogénéités de masse en profondeur. La carte des anomalies de Bouguer de la zone d'étude (Figure 3.23) est caractérisée par des anomalies négatives de grande longueur d'onde et d'amplitudes allant de -48,5 à -11,3 mGal.

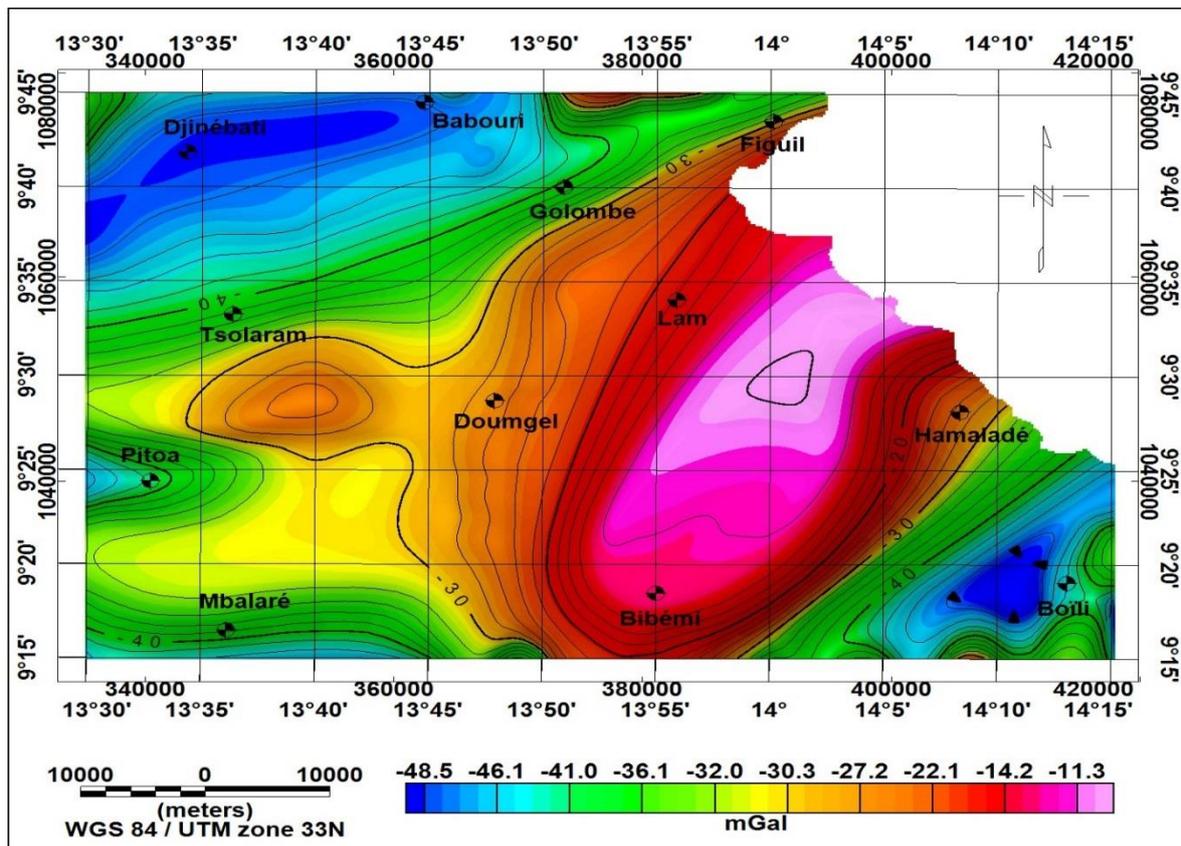


Figure 3.23 : Carte des anomalies de Bouguer

Du Nord au Sud, trois principales anomalies se distinguent à savoir :

- La première (A1) s'étale dans le secteur allant de Djinébat à Babouri et est caractérisée par une faible signature gravimétrique. Cette anomalie en forme de trapèze a une amplitude de -48,5 mGal et s'étend sur près de 23 km dans la direction ENE-WSW. Cette anomalie gouverne la partie nord qui comprend les biotites et la série grésos-conglomératique du Mayo-Oulo.

- La deuxième (A2) est une large anomalie quasi-elliptique qui semble être la plus intense avec une amplitude de -11,3 mGal. Sa direction est NE-SW sur environ 45

km. Cette anomalie s'étend en latitude, du sud de Bibémi au sud de Figuil et en longitude, de l'ouest de Doumgel à l'est d'Hamaladé. Elle repose sur les couches de gneiss migmatitiques ainsi que sur les micaschistes à diorites qui sont abondants au nord de Bibémi.

- La troisième (A3) recouvre la zone de Boïli, Il s'agit d'une anomalie triangulaire orientée NE-SW avec une amplitude de -48,5 mGal et qui s'étale sur environ 12 km dans la formation de granites anatexites.

Ces trois anomalies sont séparées les unes des autres par des zones de gradient de gravité plus ou moins importantes, caractérisées par un resserrement des iso-contours.

(A1) caractériserait l'intrusion de roches de faible densité dans la croûte. Cette anomalie pourrait également traduire la présence de formations qui affleurent avec les roches du socle, dont le quartzite résiduel et les granites calco-alcalins de type anatexie.

(A2) serait la signature gravimétrique soit d'un soulèvement des roches du socle, soit d'intrusions de roches à haute densité dans la croûte. Vu leurs fortes signatures gravimétriques, le basalte monchiquite de la vallée de la Bénoué et les tufs rhyolitiques présents dans la zone d'étude et ses environs pourraient également être à l'origine de cette anomalie.

(A3) traduirait l'intrusion d'un corps dans les roches d'anatexites granitoïdes qui sont dominantes dans cette partie de la zone d'étude. Vu l'intensité de cette anomalie qui est de -47 mGal, le corps intrus aurait une faible densité, ce qui correspond dans notre zone d'étude aux roches telles que les schistes, les micashistes et les granulites. Le resserrement de la courbe iso-anomale autour de cette anomalie laisse penser qu'une faille dans les roches du socle pourrait également être la cause d'une telle signature gravimétrique observée dans la zone de Boïli. En confrontant les zones de faibles anomalies à la géologie de la zone d'étude, on a tendance à les interpréter comme un effondrement du sous-sol. Cette idée est soutenue par les travaux de Dorbath et al. (1986), Baudin (1991), Kamguia et al. (2005) et Tokam et al. (2010) qui

ont souligné un soulèvement du manteau supérieur associé à un amincissement de la croûte dans la zone d'étude.

On relève aussi sur cette carte plusieurs zones de gradients qui correspondent aux variations brusques des valeurs d'anomalies, notamment entre Bibémi et Boili et le long de l'axe Tsolaram-Golombé. La première zone de gradient est certainement liée à la présence de failles enfouies générées par le fossé tectonique de la Bénoué. Tandis que la zone de gradient de gravité dans l'axe Tsolaram-Golombé pourrait refléter le contact géologique entre les biotites et les gneiss migmatitiques comme illustré par la carte géologique (Figure 1.4).

La carte des anomalies de Bouguer est la résultante des effets des profondeurs des masses perturbatrices à différents niveaux de profondeur du sous-sol. Cependant, certaines structures tant profondes que superficielles produisent des effets plus dominants et dont il convient de repérer la profondeur pour mieux individualiser les sources à intérêts particuliers telles que les sources liées aux structures du socle qui permettent de déterminer la profondeur toit du socle. Nous avons eu recours au spectre radial de puissance pour l'estimation des profondeurs des anomalies de Bouguer, le résultat obtenu est présenté par la figure 3.24. Rappelons que le spectre radial de puissance d'une grille de données fournit la profondeur moyenne des sources d'anomalies les plus dominantes observées sur cette grille.

L'information sur la profondeur moyenne des sources se trouve dans les plus petites longueurs d'onde du spectre (Fairhead & Okereke, 1988) et donne dans notre cas une profondeur moyenne du toit du socle granitique d'environ 8 km. Tandis que les effets dominants les plus superficiels proviennent d'une profondeur moyenne de 4 km. Ces effets peuvent être attribués aux contrastes de densités des longueurs d'onde les plus élevées (failles, plis) ou alors aux intrusions les plus denses et les plus abondantes dans la zone d'étude : ce qui correspond aux intrusions basiques ou intermédiaires et leurs équivalents effusifs, syénites et rhyolites qui sont les plus identifiées dans la basse Bénoué (Wright, 1976) ou encore les diorites et les granodiorites qui recoupent les schistes et les gneiss tout en formant des batholites orientées NNE-SSW (Penaye et al., 2004).

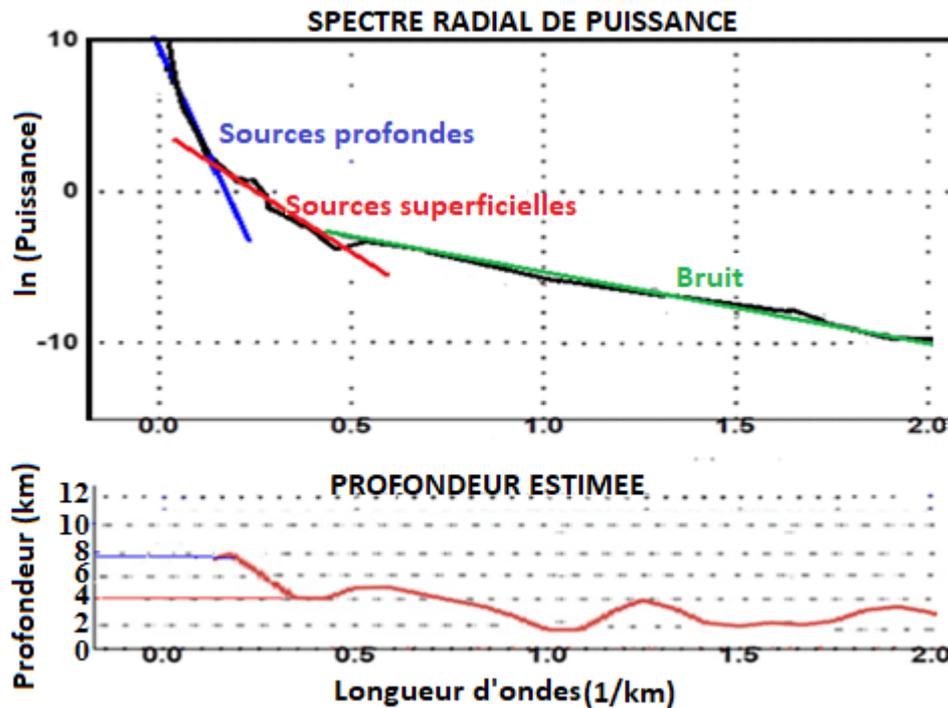


Figure 3.24 : Spectre radial de puissance de la carte des anomalies de Bouguer

En général, la carte des anomalies de Bouguer donne une esquisse de la géologie de notre zone d'étude en concordant avec certaines structures observées sur la carte géologique (Figure 1.4) mais elle révèle aussi des anomalies non corrélées, probablement causées par des structures plus profondes. La décomposition des anomalies de Bouguer en composantes régionales et résiduelles peut apporter plus de détails pour la suite des interprétations.

2.3. Classification des sources des anomalies de Bouguer

Les anomalies de Bouguer sont la résultante des effets des sources régionales et résiduelles qu'il convient de séparer afin d'en extraire les caractéristiques structurales profondes et peu profondes.

2.3.1. La séparation régionale-résiduelle

Selon le but recherché dans une étude géophysique, les anomalies des champs de potentiel peuvent être dissociées en anomalies régionales et résiduelles en utilisant une méthode de séparation parmi tant d'autres. Les anomalies de Bouguer étant la somme des effets gravifiques des structures géologiques superposées situées à différentes profondeurs, plusieurs paires d'anomalies régionales/résiduelles peuvent être obtenues à partir de chaque méthode de séparation en faisant varier le paramètre de contrôle de profondeur de la méthode.

La séparation régionale-résiduelle dans cette étude a été effectuée en utilisant la technique de filtrage Gaussien en combinaison avec la technique du spectre radial de puissance. Ce principe de séparation bien que complexe dans son exécution, repose sur un schéma simple. En effet, l'anomalie de Bouguer est le signal d'entrée du filtre et le signal de sortie est l'anomalie régionale qui n'est rien d'autre que le résultat du produit de convolution dans le domaine spatial de l'anomalie de Bouguer avec la fonction Gaussienne et que l'on implémente dans le domaine fréquentiel (longueur d'onde) pour le cas des données magnétiques et gravimétriques. Le filtre Gaussien utilise un paramètre de contrôle σ qui correspond à l'écart-type des valeurs de la fonction Gaussienne considérée comme une distribution. La règle empirique ou règle 68-95-99,7 stipule que pour une loi normale, presque toutes les valeurs sont comprises dans un intervalle centré autour de la moyenne et dont les bornes se situent à 3 écarts-types de part et d'autre de la moyenne comme suit :

- Environ 68,27 % des valeurs se situent à moins d'un écart-type de la moyenne.
- Environ 95,45 % des valeurs se situent à moins de 2 écarts-types de la moyenne.
- La quasi-totalité (99,73 %) des valeurs se situent à moins de 3 écarts-types de la moyenne.

En se basant sur cette règle, nous avons obtenu les valeurs suivantes du paramètre σ : 0,45 ; 0,30 ; 0,22 ; 0,17 ; 0,07 et 0,03 km⁻¹. Ce qui correspond donc à six cartes d'anomalies régionales (Figure 3.25).

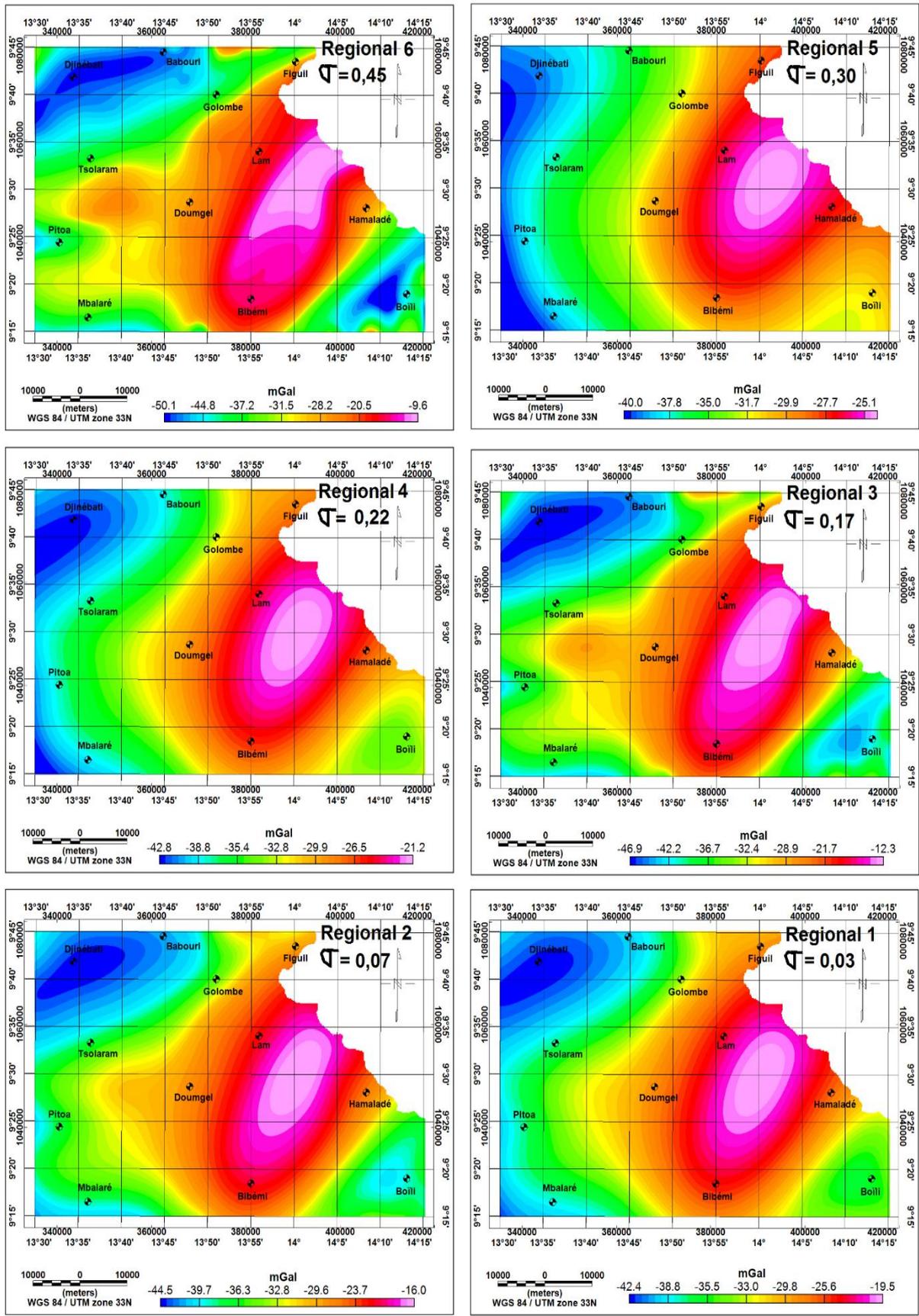


Figure 3.25 : Cartes des anomalies régionales pour différentes valeurs de σ

Il revient donc de sélectionner parmi les six, celles qui au mieux rendent compte de la géologie de la zone d'étude. D'où l'entrée en scène du spectre radial de puissance comme outil nécessaire pour le choix des régionales les plus congruentes à la zone d'étude. La figure 3.26 ci-dessous montrent les résultats de ce spectre radial sur les six cartes d'anomalies régionales susmentionnées. Les six profondeurs moyennes ainsi obtenues (Figure 3.26) de chaque régionale sont comparées à la profondeur moyenne obtenue du spectre radial de puissance des anomalies de Bouguer (Figure 3.24).

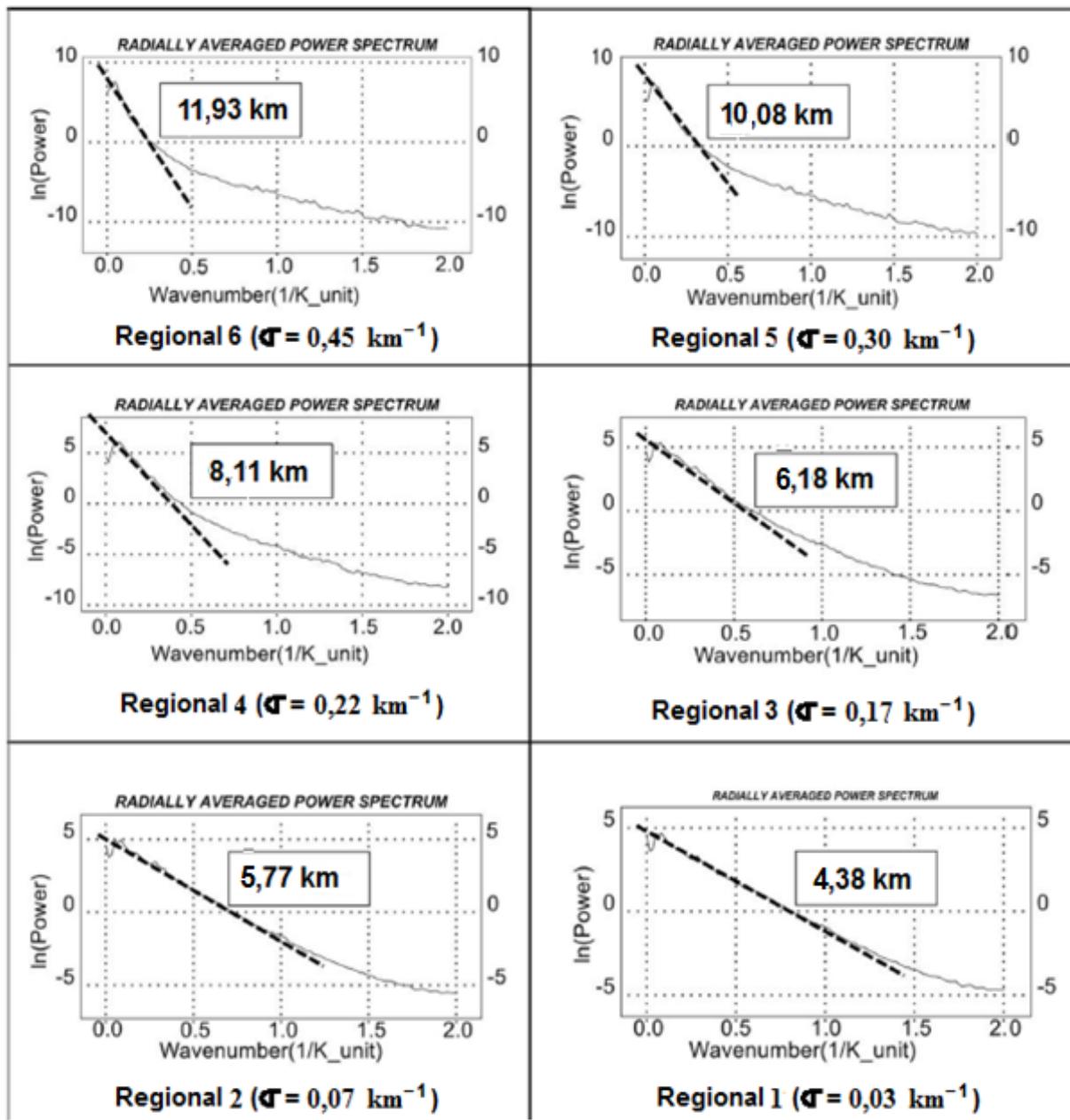


Figure 3.26 : Spectres radiaux de puissance des cartes d'anomalies régionales

Les cartes régionales retenues pour la suite des travaux sont celles dont les profondeurs maximales des sources sont sensiblement égales à la profondeur maximale des sources de la carte des anomalies de Bouguer.

Le calcul basé sur la pente des plus petites longueurs d'onde des spectres de ces régionales nous a permis d'obtenir les profondeurs de 11,93 ; 10,08 ; 8,11 ; 6,18 ; 5,77 ; 4,38 km correspondant respectivement aux régionales obtenues avec les paramètres de contrôle (écart-type du filtre Gaussien) $\sigma = 0,45 ; 0,30 ; 0,22 ; 0,17 ; 0,07$ et $0,03 \text{ km}^{-1}$. Une seule régionale a une profondeur des effets dominants qui se rapproche au mieux de celle des anomalies de Bouguer ($p_B = 8 \text{ km}$) : il s'agit de la régionale N°4 qui a pour profondeur $p_{R3} = 8,11 \text{ km}$ et qui a été obtenue avec le paramètre de contrôle $\sigma = 0,22 \text{ km}^{-1}$. Cette régionale N°4 représentée à la figure 3.27 est celle que nous retenons pour la suite des travaux.

Il est important de rappeler que mathématiquement, les anomalies régionales additionnées aux anomalies résiduelles permettent d'obtenir les anomalies de Bouguer. C'est de cette relation que sont déduites les anomalies résiduelles (Figure 3.28) par une simple opération de soustraction.

2.3.2. La carte d'anomalies régionales retenue

Les anomalies régionales sont des variations continues et régulières du champ gravitationnel sur de longues distances. Leur cause principale est l'hétérogénéité des structures profondes. Globalement, deux principales anomalies sont observées sur cette carte (Figure 3.27) : une forte anomalie dans la zone de Lam avec une intensité maximale d'environ -20,6 mGal et une faible amplitude d'anomalie d'au moins -42 mGal dans la zone de Djinébati. La diminution de l'intensité des anomalies de l'Est à l'Ouest suggère une accumulation de matériaux plus denses et plus profonds dans les secteurs de Lam, Doumgel, Bibémi et Hamaladé par rapport aux autres secteurs de la zone d'étude. Cette faible intensité d'anomalies dans la partie est de la carte pourrait également décrire la présence de nombreuses intrusions moins denses dans les biotites qui sont les formations les plus étendues dans cette zone.

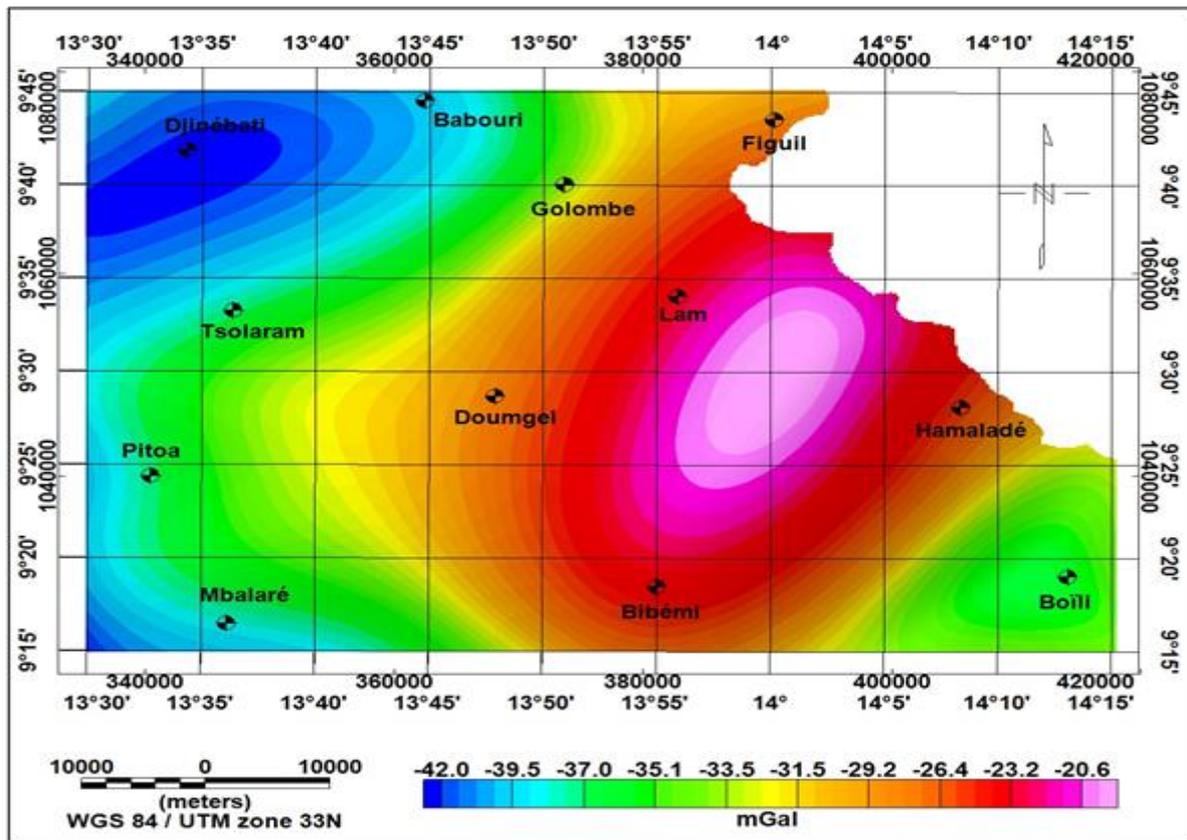


Figure 3.27 : Carte des anomalies régionales retenue

Cette carte des anomalies régionales montre qu'il existe un lien structural entre les sources d'anomalies d'amplitudes élevées. Le même constat est fait pour les sources d'anomalies d'amplitudes faibles. Dans cette optique, les biotites ou du moins les matériaux qui les composent pourraient s'étendre depuis Djinébat au Nord jusqu'à la zone de Mbalaré au Sud. La même interprétation s'applique aux granites syntectoniques qui sont les formations les plus anciennes. Elles s'étendraient du nord de Figuil Jusqu'au sud de Bibémi en passant respectivement par les zones de Doumgel au Centre et d'Hamaladé à l'Est. Cependant, certains événements tectoniques comme la réactivation des zones de cisaillement Panafricaines (Toteu et al., 1987) auraient favorisé le métamorphisme de certains matériaux de ces deux grandes formations anciennes en engendrant ainsi d'autres structures rocheuses responsables des différentes signatures gravimétriques observées sur la Bouguer.

2.3.3 La carte d'anomalies résiduelles

La carte des anomalies résiduelles est donnée par la figure 3.28-a et la fiabilité de cette carte est confirmée par son histogramme sur la figure 3.28-b, qui montre que l'espérance mathématique de ces anomalies résiduelles tend vers 0.

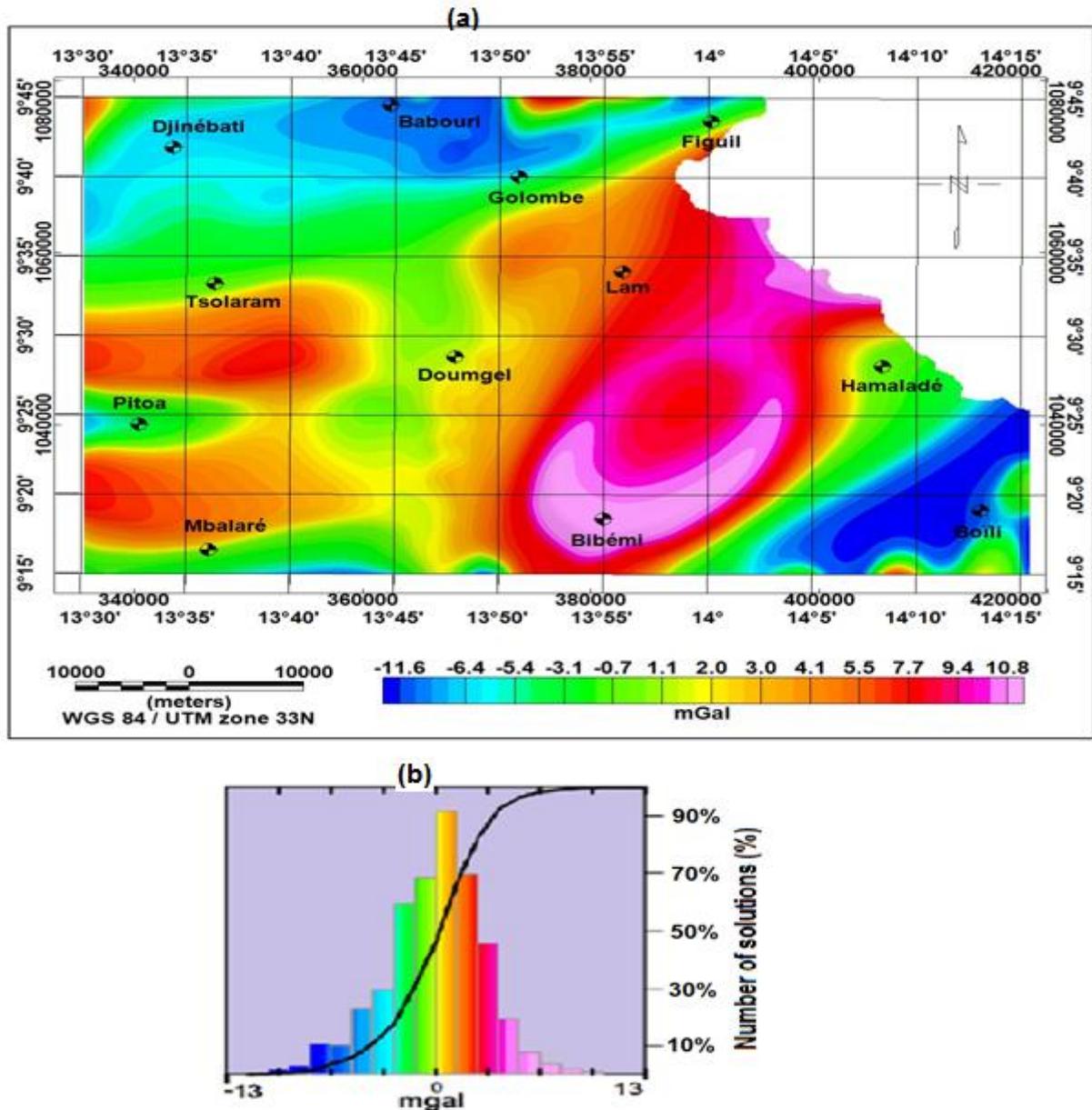


Figure 3.28 : (a) Carte d'anomalies résiduelles et (b)son histogramme

Les irrégularités et discontinuités du champ gravitationnel observées dans la croûte terrestre sont généralement sources d'anomalies résiduelles. A l'est de cette carte, l'anomalie la plus intense de direction NE-SW précédemment décrite sur la carte

de Bouguer peut s'interpréter comme la signature d'un soulèvement du socle. Cela pourrait aussi correspondre aux intrusions à haute densité enfouies dans la croûte. Cette anomalie constituée de plusieurs lobes, semble avoir un lien avec l'anomalie orientée E-W en forme de C inversé et dont l'amplitude est de 8 mGal située à l'ouest de la carte entre Tsolaram et Mbalaré. Cependant, ce lien est superficiel compte tenu de l'absence de cette anomalie en forme de C inversé sur la carte des anomalies régionales. En se référant aux données géologiques, cette anomalie repose sur les gneiss migmatitiques, les biotites et les alluvions bien que sa forme ne corresponde à aucune de ces formations.

Dans la zone de Boïli, l'anomalie de faible intensité orientée NE-SW d'amplitude de -12 mGal corrobore l'analyse faite sur la carte des anomalies de Bouguer qui attribuait cette anomalie aux formations géologiques dominantes dans la zone d'étude. Son absence sur la carte des anomalies régionales et sa forte impression sur la carte des anomalies résiduelles permettent de conjecturer que cette anomalie est l'effet d'une source relativement moins profonde. Par ailleurs, vues sa forme et sa direction, on peut penser qu'il s'agit d'une structure mise en place par cisaillement dont le plus mémorable est le cisaillement N-S de Gode-Gormaya dans la ceinture Panafricaine (Ngako et al., 2008 ; Njanko et al., 2010).

2.4. Cartographie des linéaments gravimétriques

Pour la mise en évidence des linéaments gravimétriques, nous avons eu recours à l'analyse multi-échelle du gradient horizontal de la dérivée verticale (MEGHDV) des anomalies de Bouguer. Tous les opérateurs qui entrent dans cette méthode ainsi que leurs maxima ont été calculés à l'aide du programme Oasis montaj de Geosoft Version 8.4. Ce programme permet de calculer, sur un maillage régulier, les maxima du gradient horizontal de la dérivée verticale en comparant le degré polynomial n en un point central d'une grille de fenêtre 3×3 km² par rapport à celle des huit points environnants placés sur les quatre directions principales (horizontale, verticale et les deux diagonales). Si le point central a une valeur plus grande que celle des huit autres points environnants, son degré n augmente et, pour chaque direction, un polynôme du

second ordre est ajusté. Par dérivation, le maximum de la parabole du polynôme est déterminé. La position de la plus grande valeur de crête située à l'intérieur de la maille centrale représentée par la boîte carrée (Figure 3.29) est alors utilisée comme maximum de la dérivée horizontale.

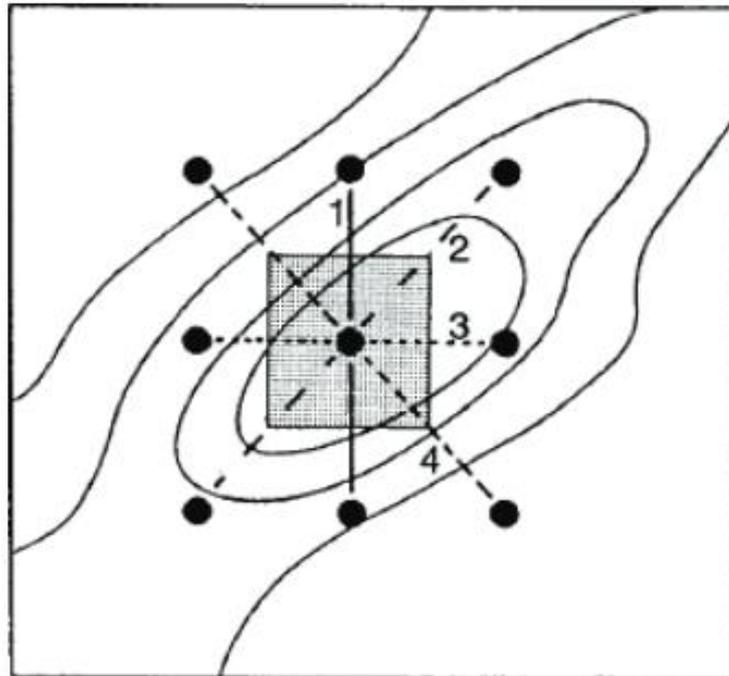


Figure 3.29 : Détermination des maxima à partir des points de fenêtre 3×3 km² (Blakely & Simpson, 1986).

Les courbes de cette figure (Figure 3.29) représentent les contours du gradient horizontal. On y dénombre quatre triplets de triangles consécutifs formés par les directions principales. Une parabole est ajustée à travers chaque triplet le long des quatre principales directions. Le nombre de paraboles atteignant un maximum à l'intérieur de la maille centrale de la grille donne le degré n qui est ensuite utilisé pour soustraire les maxima générés par le signal parasite ou bruit.

Les travaux de Cordell (1979) et Cordell et Grauch (1985) ont montré que les maxima du gradient horizontal des anomalies de gravité permettent de localiser les changements brusques de densité, interprétés soit comme des linéaments, soit comme des corps intrusifs.

Les linéaments s'expriment par une disposition quasi-linéaire de plusieurs maxima avec le nombre de maxima supérieur à trois. Tandis que les limites

horizontales des corps intrusifs sont représentées par une disposition quasi-circulaire ou en étoile de nombreux maxima.

L'analyse MEGHDV implique un prolongement du champ de gravité à différentes hauteurs en vue de caractériser l'importance de l'extension verticale des structures et de déterminer le sens de pendage des contacts et failles. En effet, lorsque les maxima des gradients horizontaux se déplacent progressivement vers le bas au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente, le linéament présente un pendage de direction correspondant au sens de déplacement des maxima. Ces maxima restent pratiquement aux abords du linéament dans le cas où son pendage est vertical (maxima confondus).

La méthode MEGHDV implique les étapes suivantes (Noutchogwe, 2010) :

- Le calcul de la dérivée verticale du premier ordre des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut à différentes altitudes que l'on notera MEDV pour « Analyse Multi-échelle de la Dérivée Verticale » ;
- La détermination des maxima du gradient horizontal de la MEDV ;
- La superposition des maxima obtenus pour différentes altitudes de prolongement.

2.4.1. Analyse multi-échelle de la dérivée verticale (MEDV)

D'après le spectre radial de puissance des anomalies de Bouguer (Figure 3.24), les sources les plus profondes se situent à une profondeur moyenne de 8 km. Il convient donc d'effectuer les opérations de prolongement de ces anomalies à des altitudes non loin et centrées autour de cette moyenne. Pour cela, nous avons choisi une marche de ± 4 km afin de se rapprocher des profondeurs des sources extrêmes (4,38 km pour le minimum et 11,93 km pour le maximum) des six régionales du filtre Gaussien. Ce qui correspond à trois altitudes de prolongement, soient 4, 8 et 12 km. Notre domaine d'investigation étant circonscrit entre la surface du sol et le toit du socle, nous avons limité les effets des structures du prolongement de 12 km à la profondeur moyenne du toit du socle et nous avons inclus le niveau d'altitude $h = 0$ km dans l'analyse multi-échelle. Les résultats des dérivées verticales sur ces prolongements sont donnés par la figure 3.30.

On peut observer sur cette figure que les anomalies de Lam, Pitoa et Boïli restent visibles. On peut déjà attribuer ces signatures aux sources profondes. La légende des intensités montre de manière globale une diminution des intensités avec l'altitude de prolongement. De même, l'intensité de certaines anomalies diminue avec l'altitude de prolongement, c'est le cas de l'anomalie qui recouvre la zone de Pitoa. Par contre d'autres telles que l'anomalie de Lam et de Boïli s'intensifient. A partir de ce constat, il apparaît clairement que les structures du socle dans ces deux dernières zones ont fortement influencé les structures superficielles par des phénomènes tels que les soulèvements (les affleurements) pour la zone de Lam et les affaissements dans la zone de Boïli. Les roches les plus denses sont donc concentrées sur l'axe Pitoa-Figuil et les structures géologiques qui les abritent ont une direction NE-SW qui est d'ailleurs la direction majeure dans la zone d'étude.

Autour de Babouri, il y a persistance de la signature d'une structure caractérisée par une anomalie négative de direction E-W qui semble invariante par prolongement. La carte géologique (Figure 1.4) présente cette zone comme étant une zone de dépôts sédimentaires (bassin du Mayo-Oulo). Cependant le prolongement à 12 km vers le haut devrait atténuer le défaut de densité comblé par ces dépôts sédimentaires. On pourrait donc penser qu'il existe à cet endroit une structure faillée très profonde liée aux formations du socle.

À une altitude de 0 km, l'anomalie positive autour de Lam laisse entrevoir un corps intrusif dont la signature disparaît progressivement avec l'altitude de prolongement.

Entre Babouri et Pitoa, le contact géologique entre les gneiss migmatitiques et les formations de biotites se renforce avec l'altitude de prolongement. Une fois de plus encore ces deux formations sont confirmées comme étant très profondes, certainement reposées sur le socle granitique qui domine le domaine Nord-Cameroun.

Le défaut de masses observé au sud de Boïli n'a pas de corrélation directe avec la carte géologique (Figure 1.4) qui présente en ce lieu une formation de granite ancien. Cette anomalie indiquerait donc la présence d'un dôme de matériaux de faible densité.

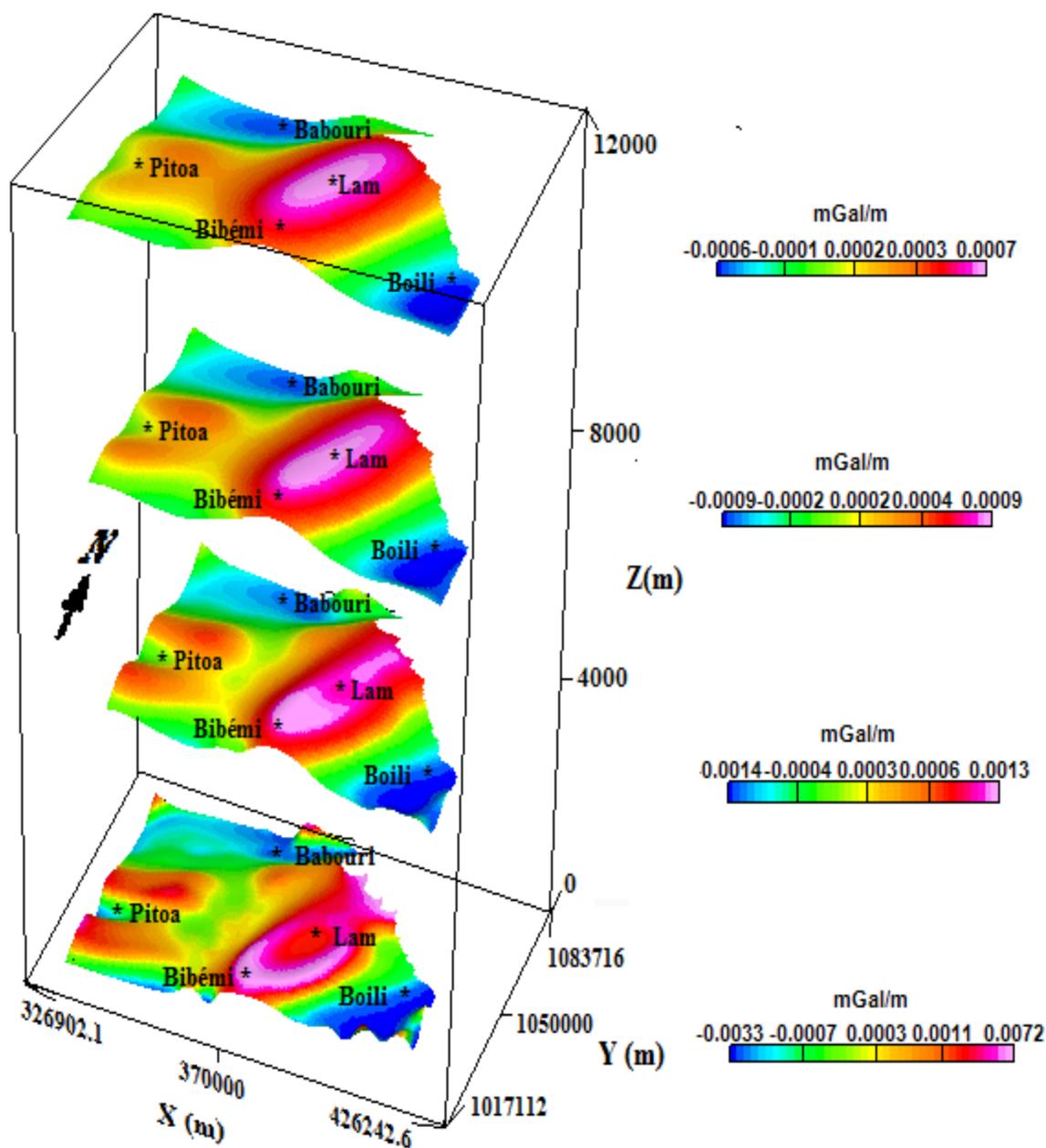


Figure 3.30 : Dérivées verticales des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut :a) à 0 km ; b) à 4 km ; c) à 8 km ; d) à 12 km, avec effet de relief

Quant à l'excès de masse observé dans la zone de Lam, les intrusions de roches volcaniques en profondeur tels que les filons de basaltes et microdiorites expliqueraient la présence de cette anomalie positive. Par ailleurs, cette anomalie a une si grande longueur d'onde qu'on pourrait l'assigner à une remontée du socle granitique en proche surface. Notre zone d'étude a donc tellement subi d'événements tectoniques que la profondeur du toit du socle peut considérablement varier d'un lieu à un autre.

2.4.2. Analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal de la MEDV

Le gradient horizontal d'un champ de gravité dépend de la variation latérale de la densité. Par conséquent, les plus grandes différences de densité entre les sources sont décrites au mieux par la mise en évidence des contacts ou failles à différentes profondeurs (Noutchogwe, 2011). La figure 3.31 montre l'évolution des gradients horizontaux et leurs maxima locaux obtenus de la dérivée verticale des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut aux altitudes de 0, 4, 8 et 12 km. Les maxima des différents prolongements qui traduisent les linéaments de la zone d'étude sont généralement interprétés comme des failles et des contacts géologiques lorsqu'ils sont quasi-linéaires. L'interprétation donne raison aux intrusions lorsque ces maxima prennent une forme quasi-circulaire ou en étoile. La superposition de ces maxima permet de déterminer le pendage des linéaments.

Les intensités des anomalies de la MEGHDV (Figure 3.31) s'étalent entre -1 et 1 mGal/m. La variation des intensités de ces anomalies avec l'altitude de prolongement est semblable à celle des anomalies décrites sur les cartes de MEDV (Figure 3.30). Les tendances majeures restent NE-SW, E-W et NW-SE.

L'anomalie positive qui recouvre la zone de Lam est modifiée entre le niveau 0 et le premier prolongement (c'est-à-dire de 0 à 4 km), puis entre le premier et le deuxième (de 4 à 8 km). Elle reste quasi-inchangée lorsqu'on passe du deuxième au troisième prolongement (c'est-à-dire de 8 à 12 km). Il en est de même pour l'anomalie négative de la zone de Djinébat. Les sources de ces anomalies qui sont certainement liées aux structures du socle semblent être celles qui ont le plus d'effets aussi bien en variations latérales que verticales puisqu'elles sont aussi clairement représentées sur la carte des anomalies régionales (Figure 3.27) et résiduelles (Figure 3.28).

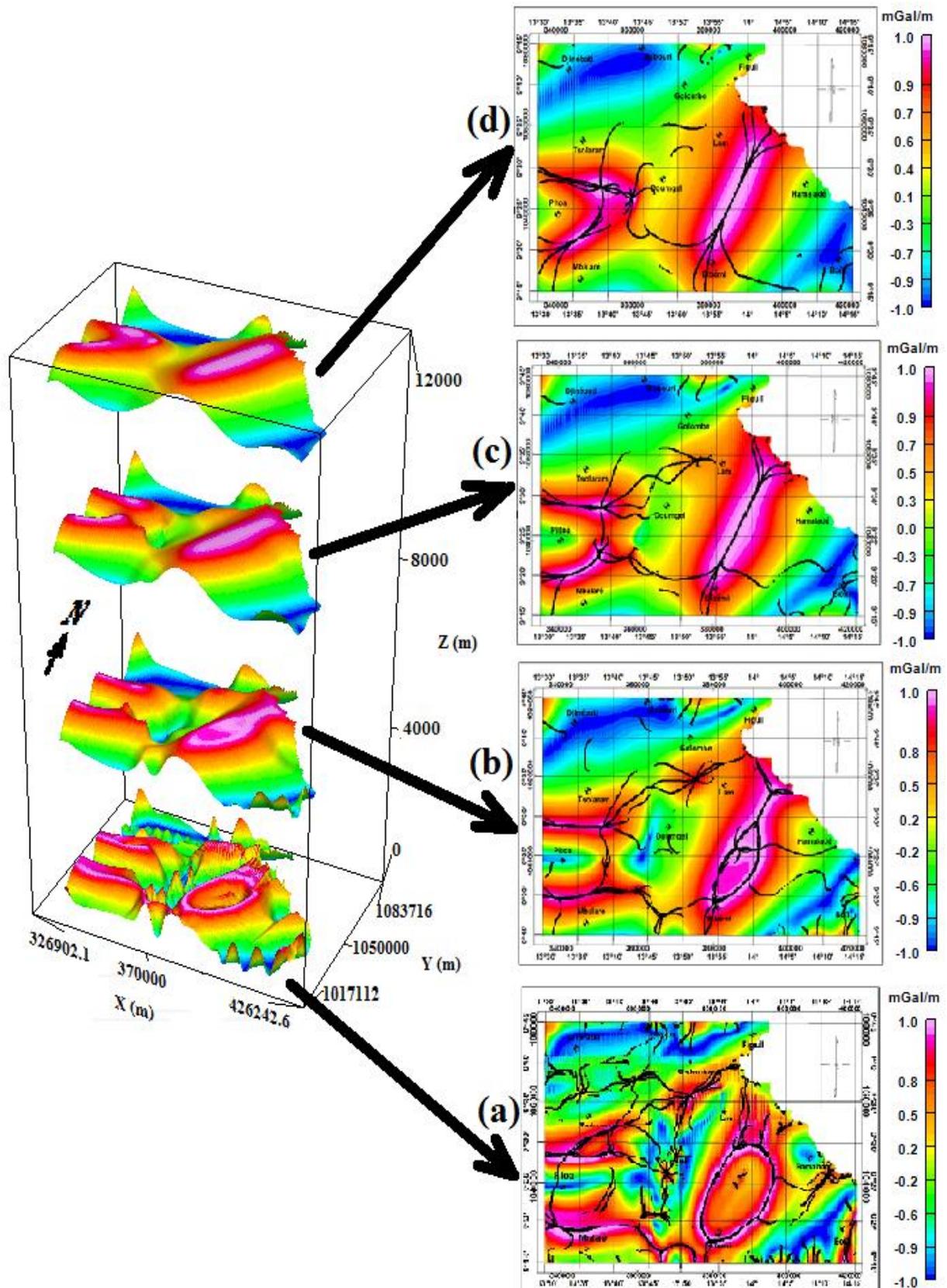


Figure 3.31 : Gradient horizontal de la dérivée verticale prolongée vers le haut :
a) à 0 km ; b) à 4 km ; c) à 8 km ; d) à 12 km

La carte du niveau 0 (Figure 3.31-a) présente beaucoup plus de pics (maxima) que celles prolongées à 4 km (Figure 3.31-b) et à 8 km (Figure 3.31-c). Une fois l'altitude de 12 km atteinte (Figure 3.31-d), on constate que les anomalies ont considérablement été lissées pour mieux décrire les structures à l'échelle régionale.

Le contact entre les formations de gneiss migmatitiques et celles de biotites est au mieux représenté sur la carte de niveau 0 et sur celle prolongée à 4 km. Les maxima qui traduisent ce contact sont le plus visible sur ces deux dernières par rapport aux deux autres.

L'anomalie positive de Lam génère un système de deux alignements de maxima sur la carte de niveau 0 et sur celle prolongée à 4 km contrairement aux autres cartes prolongées où cette même anomalie ne présente qu'un seul alignement de maxima. On peut donc penser que la faille ou fracture qui traduirait cette anomalie est beaucoup plus ouverte au sommet et se rétrécit progressivement avec la profondeur.

La disparition progressive des maxima orientés NW-SE et E-W avec l'altitude de prolongement confirme les interprétations des données magnétiques qui prédisaient les sources correspondantes comme étant moins profondes que les sources des anomalies orientées NE-SW. Une fois de plus encore, on peut affirmer qu'au moins deux grandes déformations ont perturbé le sous-sol de la zone d'étude. La première (D1) est marquée par une foliation plate associée à des plis isoclinaux et une linéation d'étirement N110°E - N140°E (Toteu et al., 1991 ; Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 2001 ; Ferré et al., 1996). La deuxième (D2) est caractérisée par le développement de plis serrés et droits. Les axes des plis et les linéations sont parallèles et montrent des plongements variables (0° - 50°S ou 0° - 50°N).

En résumé, l'aspect ondulatoire des anomalies des cartes du gradient horizontale (Figure 3.31) suggère que la zone d'étude a subi pas mal d'activités tectoniques qui ont affecté son sous-sol. Ces activités tectonique sont également révélées par la présence de nombreux linéaments qui sont représentées par des gradients élevés qui traduisent soient des failles ou ruptures (maxima quasi-linéaires) ; soient des intrusions représentées par de fortes amplitudes regroupées de manière quasi-circulaire ou en étoile.

Vu la pluralité des maxima orientés NE-SW, il est évident que le sous-sol de la zone d'étude a considérablement été affecté par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué qui suit la même orientation structurale NE-SW. Les cartes du gradient horizontal montrent que la partie ouest de la zone d'étude est fortement marquée par cette tectonique cassante par rapport à la partie orientale. Cette atténuation progressive d'effets suggère que la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué a évolué de l'ouest à l'est et donc serait l'une des conséquences directes de l'ouverture de l'Atlantique. Ce qui est en accord avec les travaux de Ntsama et al. (2014).

Par ailleurs, en se référant aux données géologiques, la plupart des gradients élevés se produisent sur les roches basiques (gabbros, basaltes), ce qui nous amène à penser qu'il existe en ces lieux une zone de suture entre deux blocs de la croûte terrestre ou alors des zones ayant fait l'objet d'un soulèvement des matériaux du manteau. Ces zones de sutures confirment le fait que notre zone d'étude fasse partie des bordures de l'océan Atlantique. En effet, selon Fudral (1996) les zones de suture sont des témoins essentiels des différents stades d'évolution des anciennes aires océaniques et de leurs marges. Ce qui renforce d'avantage les idées (Ntsama et al., 2014) selon lesquelles l'ouverture de l'océan Atlantique a affecté la zone d'étude en générant le fossé tectonique de la Bénoué qui est à l'origine des structures NE-SW observées dans le domaine Nord-Cameroun.

2.4.3. Caractéristiques des linéaments gravimétriques

Les maxima du gradient horizontal des anomalies de Bouguer illustrés à la figure 3.31 ci-dessus présentent la plupart des structures sous forme de failles/fractures, de limites géologiques et d'intrusions. Les maxima locaux linéaires du gradient horizontal tendent dans les directions NE- SW, E-W et NW-SE. Alors que les maxima quasi-circulaires et en étoile sont le plus présent dans la partie centrale et au Nord des cartes.

Les décalages observés sur la disposition des maxima renseignent sur le pendage de la structure esquissée (Archibald, 1999). Le pendage de la faille est révélé par la direction dans laquelle les alignements de maxima se déplacent avec l'augmentation de l'altitude de prolongement.

Selon Jacobsen (1987) et Kokea et al. (2012), le prolongement vers le haut à une altitude h élimine l'effet des sources situées au-dessus de la profondeur $h/2$. Par conséquent, la profondeur du sommet des sources des anomalies obtenues suite à un prolongement vers le haut à une altitude h est supérieure ou égale à $h/2$. Ainsi, sur la figure 3.32, les maxima verts indiquent que les effets des sources situées au-dessus d'une profondeur (profondeur seuil) de 2 km sont éliminés. Cette profondeur seuil est de 4 km pour les maxima rouges et de 6 km pour les maxima bleus. Par conséquent, on peut estimer la profondeur des linéaments selon les éventualités suivantes (Cordell & Grauch, 1985) :

- Un linéament qui est constitué par les quatre types de maxima (marrons, verts, rouges et bleus) indique que la profondeur de sa source est supérieure à 6 km.
- Un linéament qui est constitué de trois types de maxima a une profondeur estimée selon les configurations suivantes :
 - maxima marrons, verts et rouges indiquent une profondeur de la source comprise entre 4 et 6 km ;
 - maxima verts, rouges et bleus indiquent une profondeur de la source supérieure à 6 km.
- Un linéament qui n'est constitué que de deux maxima a une profondeur estimée selon le type de maxima qui le constitue comme suit :
 - maxima marrons et verts indiquent une profondeur de la source comprise entre 2 et 4 km ;
 - maxima verts et rouges indiquent une profondeur de la source comprise entre 4 et 6 km ;
 - maxima rouges et bleus indiquent une profondeur de la source supérieure à 6 km ;
- Un linéament qui n'est constitué que d'un seul type de maxima a une profondeur estimée supérieure à la moitié de l'altitude du prolongement correspondant à la construction de ces maxima et inférieure à la moitié de l'altitude du prolongement suivant. Par exemple un alignement de maxima verts uniquement suggère une source située à une profondeur comprise entre 2 et 4 km.

Il n'est cependant pas possible d'obtenir une configuration de maxima issus des altitudes de prolongement non consécutifs. Par exemple, il ne peut exister de configuration marrons-rouges ; marrons-bleus ; verts-bleus, marrons-rouge-bleus. Ceci s'explique par le fait que les structures du sous-sol sont disposées de manière continue dans leur extension verticale.

Il est important de rappeler que nous avons limité cette étude à une profondeur moyenne du toit du socle qui est de 8 km déterminée par le spectre radial de puissance des anomalies de Bouguer. Et donc, toutes les sources situées à une profondeur supérieure à 6 km sont en réalité comprises entre 6 et 8 km.

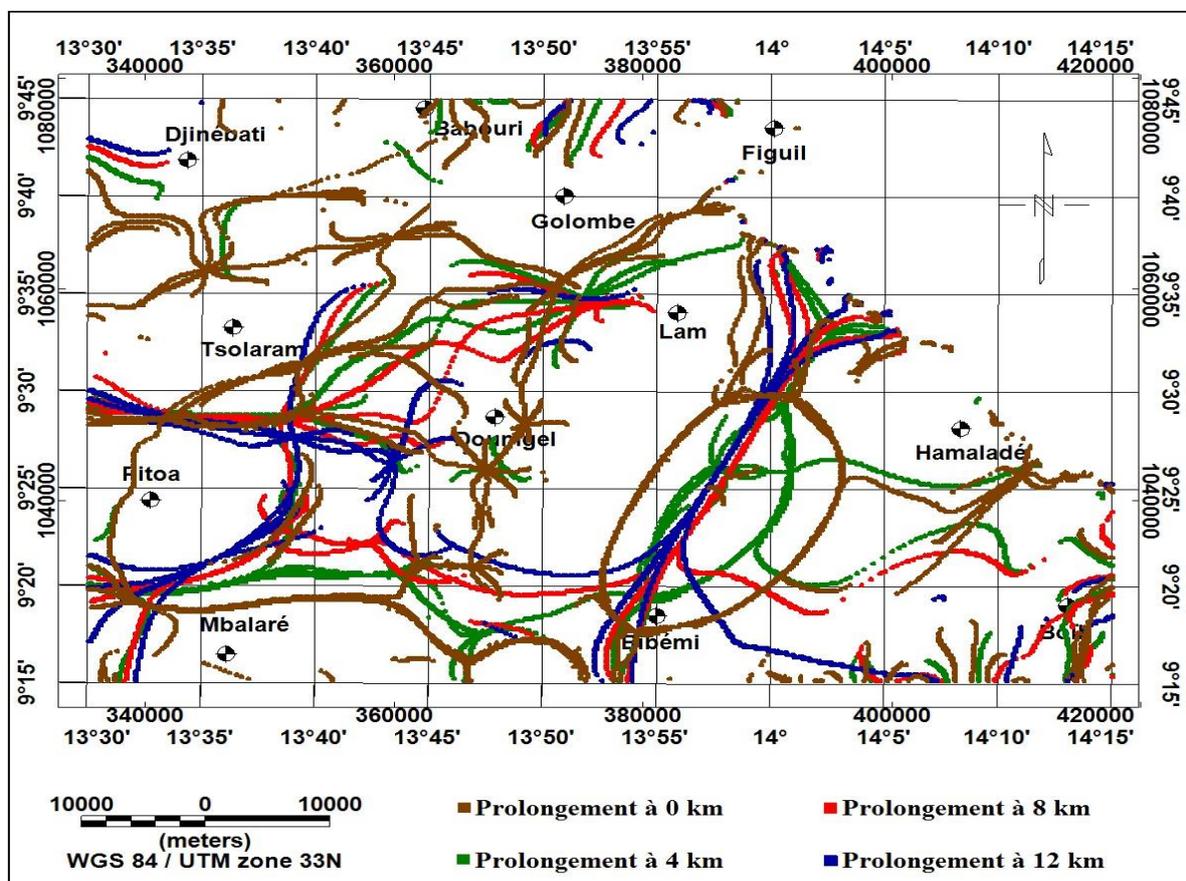


Figure 3.32 : Superposition des maxima des gradients horizontaux des dérivées verticales des anomalies de Bouguer prolongées vers le haut.

L'analyse des directions à travers le diagramme de rose (Figure 3.33) montre que les tendances majeures des linéaments sont NE-SW et E-W. Les pendages y associés sont définis de la manière suivante :

- Un alignement de maxima confondus correspond à un pendage verticale ;
- Un alignement de maxima non confondus, parallèles et décalés suivant une direction en fonction de l'altitude de prolongement correspond à un pendage orienté suivant cette direction.

Cette rosace permet de distinguer les différences de densité des orientations des structures qui caractérisent la zone d'étude. Les directions les plus nombreuses sont NE-SW et E-W avec des tendances mineures NNW-SSE et NW-SE. Les tendances NE-SW, NW-SE et NNE-SSW sont liées aux structures mises en place suites aux déformations Panafricaines dans la zone mobile tandis que les tendances NNW-SSE et E-W sont d'origine plus ancienne (Toteu et al., 1991).

Les directions NE-SW qui sont les plus abondantes constituent la plus grande proportion des linéaments majeurs.

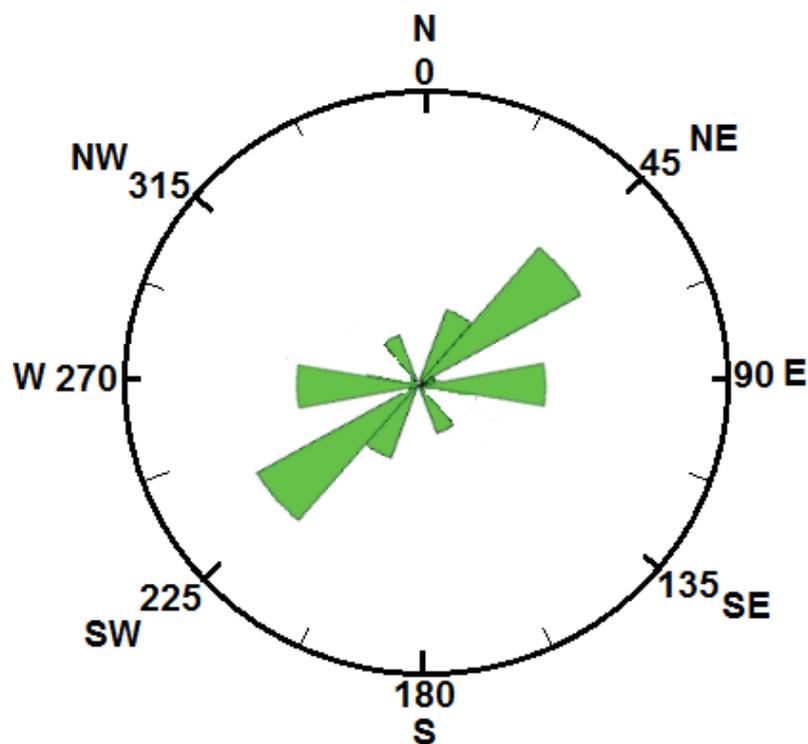


Figure 3.33 : Diagramme de rose des linéaments gravimétriques

Les linéaments de direction E-W qui traduiraient beaucoup plus les contacts géologiques sont abondants entre les parallèles 09°20' et 09°30'. Il n'existe cependant

pas de direction E-W qui caractérise la délimitation sud du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo Léré présent dans la zone de Babouri tel qu'illustrée par la carte géologique (Figure 1.4), ce qui nous amène à confirmer qu'il s'agirait d'un bassin très peu profond. Le système de linéaments de l'axe Pitoa-Figuil et ses alentours qui sont de même direction NE-SW que celle du fossé tectonique de la Bénoué dans le domaine Nord-Cameroun confirment une fois de plus les recherches de Ntsama et al.(2014), Bessong(2012), Ngako et al.(1989), Toteu et al.(1987). Selon ces auteurs, la mise en place de ce fossé a généré un système de failles suivant la même direction NE-SW allant des profondeurs jusqu'à la surface.

Les linéaments qui relient Golombé à Lam correspondent au contact géologique entre les formations de biotites anatexites et la couche de gneiss migmatitiques du Précambrien. La présence des quatre types de maxima formant ces linéaments suggère que ces deux formations géologiques sont très profondes. Leur présence sur la carte géologique de la zone (Figure 1.4) implique qu'elles affleurent la surface ou proche surface et par conséquent leurs épaisseurs sont supérieures à 6 km.

Les principales intersections des linéaments sont celles qui existent entre les orientations majeures NE-SW et E-W. La densité de ces intersections est élevée entre les affleurements de gneiss migmatitiques et l'écoulement de dépôts alluviaux qui caractérisent la zone de Mbalaré. Cette forte densité d'intersections de linéaments implique une connectivité élevée entre ces linéaments traduisant ainsi une infiltration élevée d'eau dans ces zones. Les zones comprises entre les parallèles 09°20' et 09°30' seraient donc de bonnes zones de prospection d'aquifères.

2.4.4. Localisation et cartographie des failles

Les linéaments de la méthode MEGHDV présentés sur la figure 3.32 ci-dessus peuvent aussi être interprétés comme des failles (Noutchogwe, 2011). L'identification des structures faillées favorables à la minéralisation est importante pour la compréhension de la genèse des gisements hydrothermaux au sein des failles décrochantes continentales et a donc de grandes implications dans l'exploration. La

figure 3.34 ci-dessous permet d'identifier distinctement les failles et le tableau 3.4 renseigne sur leurs caractéristiques notamment leur pendage et leur profondeur.

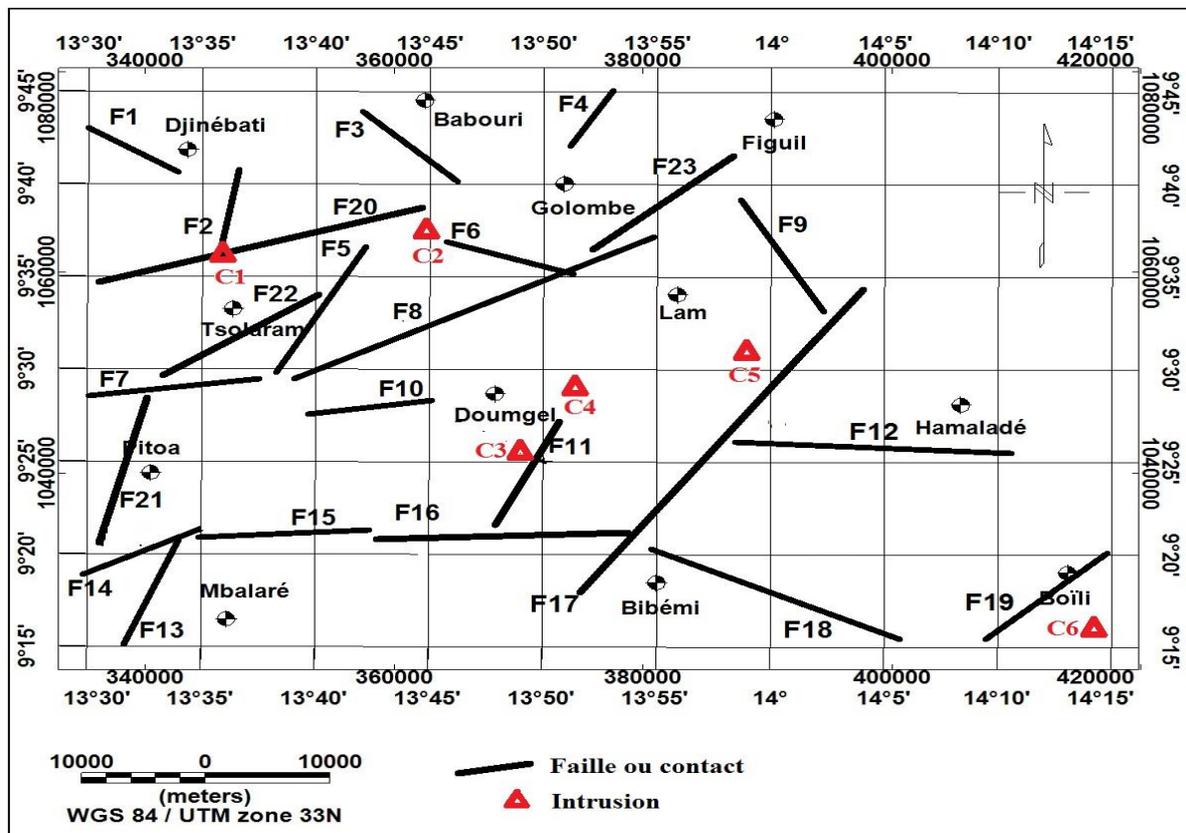


Figure 3.34 : Carte des failles obtenues des données gravimétriques

Cette carte des failles (Figure 3.34) compte un total de 23 failles orientées majoritairement suivant les directions NE-SW et E-W. Leurs pendages sont principalement verticaux et leurs profondeurs varient entre 6 et 8 km pour la majorité.

A l'ouest de Djinébati, les formations de granites syntectoniques chevauchent celles de biotites telles qu'illustrées sur la carte géologique (Figure 1.4). Cette disposition stratigraphique implique que les failles F1 et F2 sont des failles inverses.

Le changement abrupt de densité entre les formations profondes de biotites anatexites et de gneiss migmatitiques est bien illustré par les failles F5, F6 et F22. Tandis que les failles F7, F8 et F23 marquent la bordure nord du FPF avec des profondeurs qui varient entre 4 et 8 km. La bordure sud du FPF est matérialisée par les failles F14, F15, F16 et F17 qui ont des profondeurs qui vont également de 4 à 8 km.

Le couloir ainsi constitué a une largeur moyenne de 22420 m. La faille F19 qui a le même pendage que F14 et F17 serait aussi générée lors des grands mouvements de décrochement liés à la formation de ce fossé tectonique. La réactivation des zones de cisaillement Panafricaines décrite par Toteu et al. (1987) serait à l'origine des failles orientées NW-SE. Cette réactivation tectonique aurait joué un rôle important dans le processus de minéralisation en engendrant des canaux suites aux mouvements des blocs des failles/fractures profondes qui entretiennent le système de circulation hydrothermale. En effet, les failles orientées NW-SE forment des intersections avec celles orientées NE-SW. Ces intersections sur les formations de granites syntectoniques peuvent avoir généré des chenaux à haute perméabilité qui sont des grands rétenteurs de fluides et minéraux.

Faille	Pendage	Profondeur (km)	Faille	Pendage	Profondeur (km)
F1	Vertical	[6 ; 8]	F13	Vertical	[6 ; 8]
F2	Horizontal	[2 ; 4]	F14	Vertical	[6 ; 8]
F3	N/A	[2 ; 4]	F15	Vertical	[4 ; 6]
F4	Horizontal	[6 ; 8]	F16	N-E	[4 ; 6]
F5	N-W	[6 ; 8]	F17	Vertical	[6 ; 8]
F6	Vertical	[6 ; 8]	F18	N/A	[6 ; 8]
F7	Vertical	[6 ; 8]	F19	Vertical	[6 ; 8]
F8	S-E	[4 ; 6]	F20	N/A	[0 ; 2]
F9	SW	[6 ; 8]	F21	Vertical	[2 ; 4]
F10	Vertical	[6 ; 8]	F22	N/A	[2 ; 4]
F11	N/A	[2 ; 4]	F23	S-E	[2 ; 4]
F12	Vertical	[2 ; 4]			

Tableau 3.4 : Caractéristiques des failles obtenues de la gravimétrie

Six corps intrusifs (C1, C2, C3, C4, C5 et C6) sont révélés sur la carte des failles ci-dessus (Figure 3.32). Ceux-ci sont en général localisés sur ou non-loin des axes des lignes de failles. Ce positionnement suggère la manière par laquelle ces corps ont incrusté les formations existantes, certainement lors de la mise en place des failles auxquelles ils sont rattachés.

Le couloir du FPF qui compte trois corps intrusifs est la partie la plus intrusive de notre zone d'étude. Ces corps (C3, C4 et C5) peuvent être interprétés comme des filons de basaltes ou des veines quartzo-feldspathiques éjectées dans les couches de gneiss à biotites dans un contexte de foliation géologique (Ngako et al., 2011).

Les corps intrusifs C1 et C2 de la partie nord seraient des cassitérites qui apparaissent dans les formations de biotites anatexites qui dominent cette partie de la zone d'étude.

2.5. Modélisation 2.75D des données gravimétriques

Lorsque la largeur de la fenêtre de filtre (RTE) des anomalies est d'environ 0,75 fois la longueur du profil, la modélisation correspondante est dite 2,75D ou $2D^{3/4}$ (Skalbeck et al., 2005). Dans cette partie, nous avons une fois de plus utilisé l'algorithme de Won et Bevis (1987) pour développer nos modèles géologiques. Nous avons utilisé un algorithme qui consiste à décomposer la structure initialement préconçue pour le modèle en un prisme à section polygonale de hauteur égale de part et d'autre de la structure aux trois quarts de la longueur du profil : c'est l'algorithme de Talwani et Heirtzler (1964). Selon cet algorithme, une anomalie est modélisée en ne faisant varier que les paramètres physiques (forme, profondeur et densité) de la structure correspondante.

Au travers des signatures gravimétriques des anomalies, l'interprétation qualitative des données gravimétriques nous a permis de mettre en évidence les structures géologiques et comprendre la configuration tectonique dans la zone d'étude. Les modèles géologiques que nous avons dressés viennent renforcer cette interprétation qualitative tout en fournissant d'autres informations pour l'interprétation quantitative notamment l'évaluation de l'épaisseur des formations géologiques, l'estimation de leur profondeur, la vérification de la profondeur moyenne du toit du socle estimée antérieurement par la méthode du spectre radial de puissance appliqué aux anomalies de Bouguer, la localisation en profondeur des structures faillées et des corps intrusifs. Ces modèles géologiques ont été construits à partir du logiciel Oasis Montaj v. 8.4 par superposition entre la courbe expérimentale obtenue à partir du

profil et la courbe théorique calculée à partir des contrastes de densité des formations géologiques traversées par les profils.

2.5.1. Le choix des profils

Le but étant d'investiguer les structures profondes de la zone, les profils ont été extraits de la carte des anomalies de Bouguer (Figure 3.23). Ces profils sont orientés suivant des anomalies qui semblent fortement caractériser la zone en raison de leur grande extension et de leur profondeur. En d'autres termes, il s'agit d'anomalies qui semblent apporter de nombreuses informations indispensables à la compréhension du sous-sol de la zone d'étude. Sur la base de l'interprétation des cartes des anomalies de Bouguer, régionales et résiduelles, ces anomalies seraient liées les unes aux autres du fait des déformations auxquelles elles sont associées. Ainsi, pour une meilleure analyse, ces deux profils ont été choisis de telle sorte qu'ils traversent tous les deux des anomalies représentées à la fois sur la Bouguer, sur la régionale et sur la résiduelle. Les profils étant généralement transversaux aux anomalies cibles, le profil P1 a une longueur d'environ 76 km et est orienté NNW-SSE allant de l'ouest de Figuil jusqu'à l'est de Bibémi (Figure 3.35). Le profil P2 orienté NW-SE, a une longueur d'environ 54 km partant de Djinébaté à Mbalaré en passant par Tsolaram (Figure 3.35).

En se référant à la carte géologique (Figure 1.4), le profil P1 traverse du Sud au Nord : les gneiss supérieurs, les basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué, les tufs rhyolitiques, les alluvions, le conglomérat de grès de Kontcha et les granites. Tandis que le profil P2 s'étend le long de l'axe Djinébaté-Mbalaré, il traverse du Sud au Nord : les couches d'alluvions, de gneiss migmatitiques et de biotites anatexites. Ces modèles révèlent la présence de plusieurs corps intrusifs (E, F, G, H et I) dont la nature a été proposée dans le tableau 3.5.

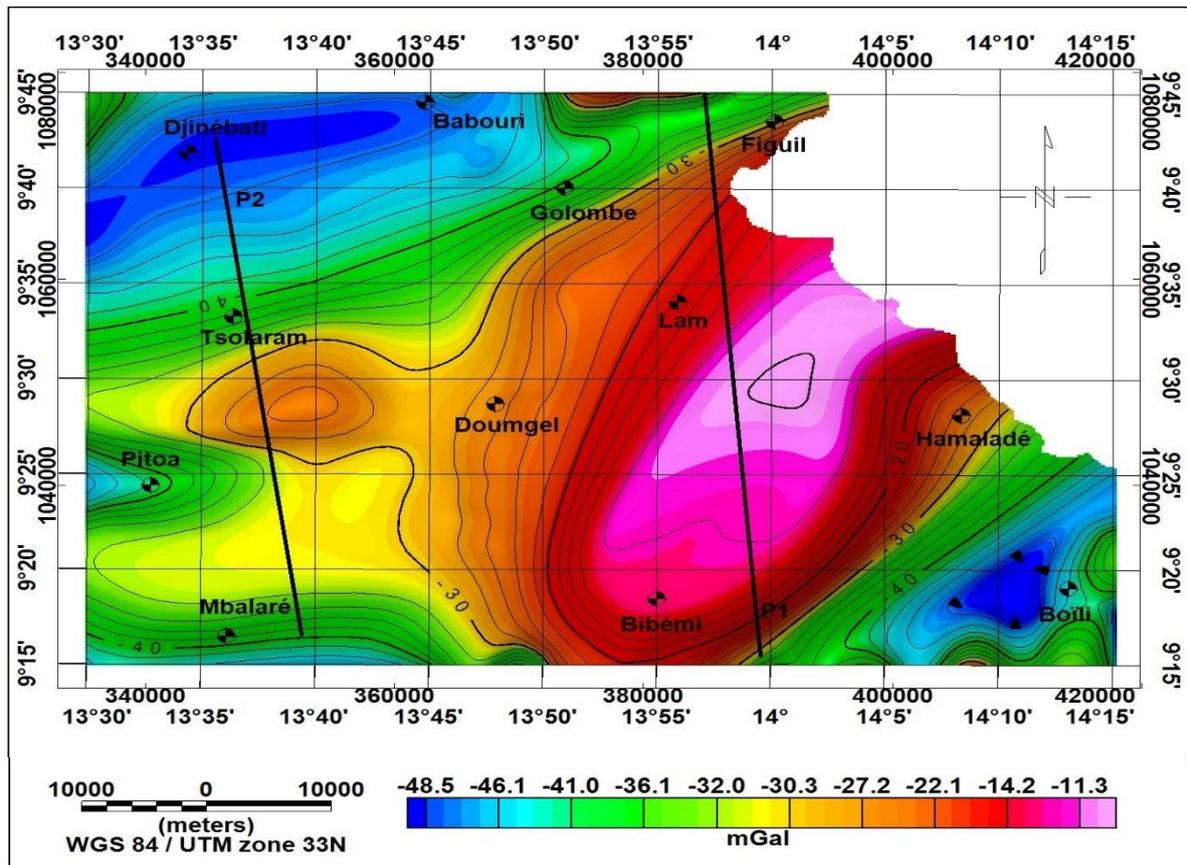


Figure 3.35 : Carte des anomalies de Bouguer représentant les profils

Les profils choisis pour la modélisation gravimétrique coïncident avec ceux de la modélisation magnétique. Cette coïncidence constituera un point phare pour la confrontation des résultats magnétiques et gravimétriques.

2.5.2. Model géologique suivant le profil P1 gravimétrique

La longueur (X) du profil P1 étant d'environ 76 km, nous avons calculé la largeur maximale (Y) des extensions latérales des structures selon le principe de la modélisation 2.75D et nous avons obtenu une valeur d'environ 57 km. Le modèle résultant est présenté à la figure 3.36 ci-dessous. La courbe expérimentale dérivée de ce profil est formée du Sud vers le Nord par une concavité parfaite suivie d'une grande convexité et d'une ligne quasi-horizontale. La forme de cette courbe est justifiée par la direction du profil qui traverse successivement une anomalie négative de faible extension, une anomalie positive très étendue puis une autre anomalie négative.

Concernant les dispositions des couches données par le modèle, la présence en surface du basalte monchiquite de densité 2,99, et dont la profondeur va jusqu'à 3 km, probablement mis en place au cours de l'épisode Archéen, a comblé de nombreux grands bassins continentaux du Nord-Cameroun (Toteu et al., 1987). Cette formation basaltique forme un contact presque vertical avec les argiles schisteuses dont la densité est de 2,35. Il s'agit de la couche de surface dans cette partie nord de la zone d'étude, ce qui ne corrèle vraiment pas avec les informations de la carte géologique (Figure 1.4). Cette disparité peut s'expliquer par le phénomène d'érosion qui aurait recouvert ces formations d'argiles schisteuses par le trop plein des grès du bassin du Mayo Oulo.

Par contre ce modèle est en concordance avec cette même carte géologique sur la nature du socle qui est granitique. Il s'agit d'un granite ancien de densité 2,65 qui date du paléo-protérozoïque. Le toit du socle varie entre 3 et 9 km de profondeur.

La formation de gneiss migmatitique de densité 2,80, située entre 4 et 8 km de profondeur semble s'être emboîtée dans la couche d'anatexites par la déformation tectonique à l'origine du fossé de la Bénoué. Cette déformation aurait engendré les contacts quasi-verticaux observés dans la zone d'étude. Deux corps intrusifs E et F de densité respective 2,85 et 2,52 sont détectés dans ces deux formations. Compte tenu des données géologiques existantes, le Protérozoïque inférieur a marqué le domaine Nord-Cameroun par un réchauffement à l'origine du métamorphisme des formations Archéennes (Toteu et al., 1987). Et en se référant aux densités de ces deux corps, E et F seraient respectivement de la diorite et du trachyte. La diorite justifie son intrusion par ses qualités de roche éruptive grenue, dense et très dure.

L'orientation des contacts entre les couches en dit long sur la déformation tectonique la plus intense dans la zone d'étude. En effet, les couches de granites et d'anatexites sont visiblement les formations les plus affectées par l'ouverture du fossé tectonique de la Bénoué. La couche de gneiss se serait par la suite mise en place par métamorphisme des anatexites lors du réchauffement du Protérozoïque. N'étant pas assez pour combler le fossé créé, cette formation de gneiss a été recouverte par les couches de surface que sont les basaltes au Sud et les argiles schisteuses au Nord.

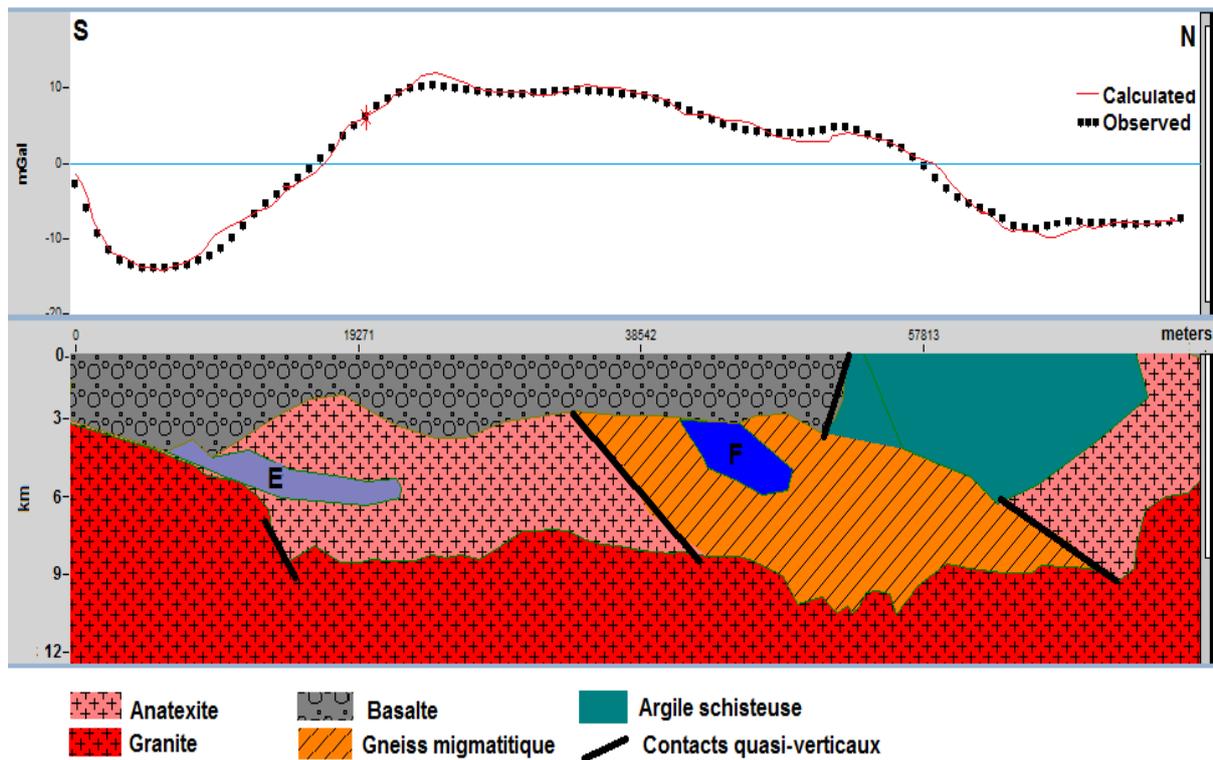


Figure 3.36 : Modèle géologique suivant le profil P1 gravimétrique

La localisation des contacts géologiques quasi-verticaux révélés par ce modèle correspond à celle des failles cartographiées à la figure 3.32. Suivant la direction nord-sud, les failles correspondantes sont respectivement F23, F17, F12 et F18. La direction de pendage de la faille F18 qui n'avait pas pu être déterminée par la MEGHDV est clairement visible sur ce modèle géologique : il s'agit de la direction S-E. Sa profondeur entre 7 et 9 km est en parfaite harmonie avec celle fournie par la MEGHDV.

2.5.3. Modèle géologique suivant le profil P2 gravimétrique

La longueur du profil P2 est d'environ 68 km, ce qui correspond à une largeur maximale (Y) des extensions latérales des structures de 51 km. La figure 3.37 ci-dessous représente le modèle géologique qui émane de ce profil. Dans l'orientation S-N (de la gauche vers la droite), la courbe expérimentale générée par ce profil montre des convexités et des concavités alternativement juxtaposées. L'allure de cette courbe

reflète la traversée par ce profil d'une succession alternative d'anomalies positives (convexités) et négatives (concavités).

Ce modèle (Figure 3.37) présente une stratigraphie complexe du fait de la présence d'une faille inverse dans la partie sud du profil. En surface, on retrouve des alluvions et des grès de part et d'autres de la faille inverse. Le proche sous-sol est constitué des formations de rhyolites au Sud et de gneiss migmatitiques au Nord. Ces deux formations sont séparées du socle granitique par des couches d'embréchites et d'anatexites. Le toit de ce socle varie entre 8,8 et 10 km de profondeur.

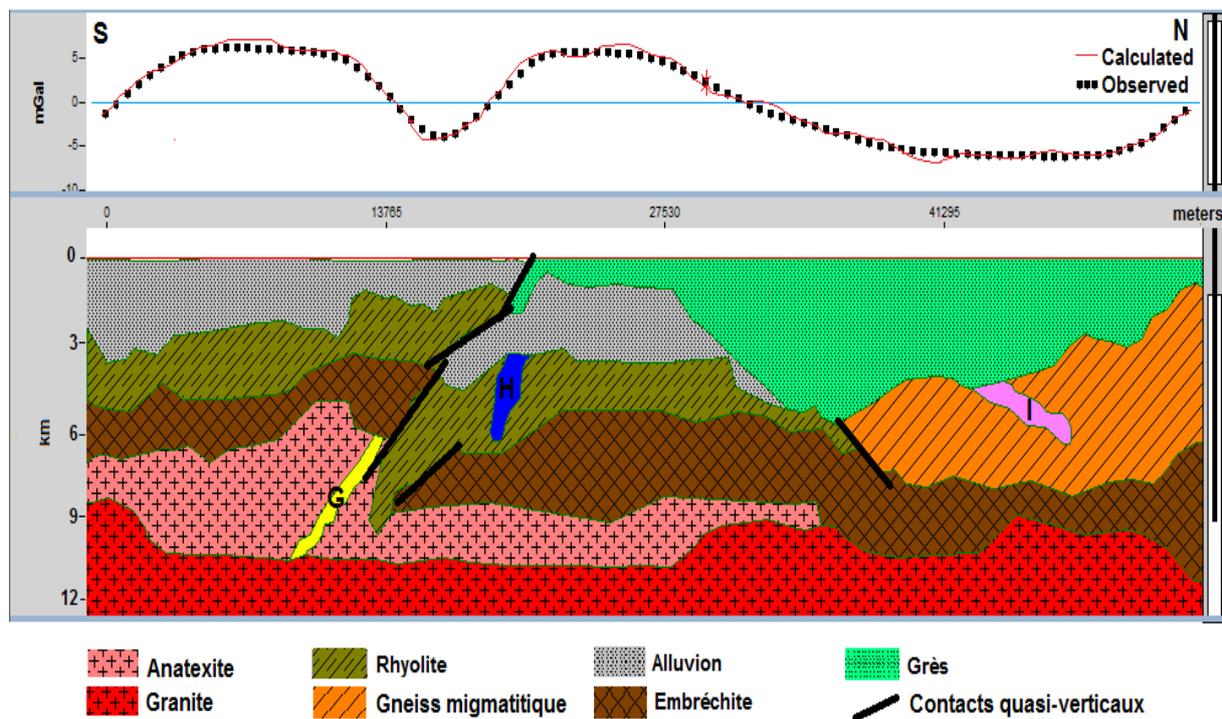


Figure 3.37 : Modèle géologique suivant le profil P2 gravimétrique

Suivant la direction nord-sud, cette coupe géologique présente trois failles qui correspondent respectivement aux failles F15, F22 et F20 de la MEGHDV. La faille inverse (F20) révélée va de la surface jusqu'à environ 8 km de profondeur en affectant les alluvions, les rhyolites et les formations d'embréchites. La nature, la position et la profondeur de cette faille sont en accord avec les résultats de la MEGHDV qui a aussi identifié au même endroit une faille aux mêmes caractéristiques. Cependant le modèle géologique apporte un éclairage sur sa direction de pendage qui n'a pas pu être déterminée par la MEGHDV. Il s'agit de la direction S-W. Compte tenu de sa

localisation, de sa direction et de sa profondeur, un événement tectonique majeur tel que l'ouverture de l'Atlantique Sud suite à la dislocation du Gondwana qui a engendré la mise en place du fossé de la Bénoué, serait à l'origine de cette faille (Ntsama et al., 2014). Cette dernière pourrait être le canal par lequel le corps intrusif G a incrusté la formation d'anatexites comme le montre le modèle géologique (Figure 3.37). Vu sa densité qui est de 2,9, le corps G de forme linéaire a été interprété comme étant du gabbro. On note également la présence d'un autre corps intrusif I de densité 2,65 dans la formation de gneiss. On attribuerait cette intrusion au quartz ou feldspath qui sont des minéraux les plus intrusifs de la zone d'étude. Une érosion, un métamorphisme de contact, ou un métamorphisme dynamique seraient à l'origine de ces intrusions.

Le tableau 3.5 ci-dessous fait un récapitulatif sur les propositions faites sur la nature des roches qui pourraient correspondre aux corps intrusifs E, F, G, H et I suscités.

Roche	Densité	Nature
E	2,85	Diorite
F	2,52	Trachyte
G	2,9	Gabbro
H	2,7	Basalte
I	2,65	Quartz ou Feldspath

Tableau 3.5 : Nature des corps gravimétriques intrusifs

2.6. Inversion 3D des données gravimétriques

2.6.1. Interprétation qualitative du modèle

La construction du modèle a été réalisée sur la base d'un maillage tétraédrique non structuré qui intègre les données topographiques de la zone d'étude afin d'obtenir une plus grande précision dans les résultats. Nous nous sommes servis du même maillage utilisé dans l'inversion magnétique (Figure 3.21) et dont il convient de rappeler les dimensions : 160000 x 100000 x 12000 m³. Le nombre total de cellules tétraédriques générées est de 452 331 formées par 1697269 triangles eux-mêmes rattachés à 66428 nœuds.

Dans le but de mettre en évidence aussi bien les corps superficiels que les corps profonds, l'inversion a été réalisée à partir d'une base de données extraites de la carte des anomalies de Bouguer qui renferme toutes les informations gravimétriques de notre zone d'étude. Un total de 39107 points de données ont été utilisés pour cette inversion. Le résultat retenu a été atteint avec une erreur de 1,6 % à la suite d'une série d'inversions qui nous rapprochaient de plus en plus du voisinage du facteur "Chi-fact" idéal. Le modèle correspondant au mieux aux données a été établi avec une valeur de "Chi-fact" égale à 2,0. Ce qui correspond à une valeur de ω égale à 1,04.

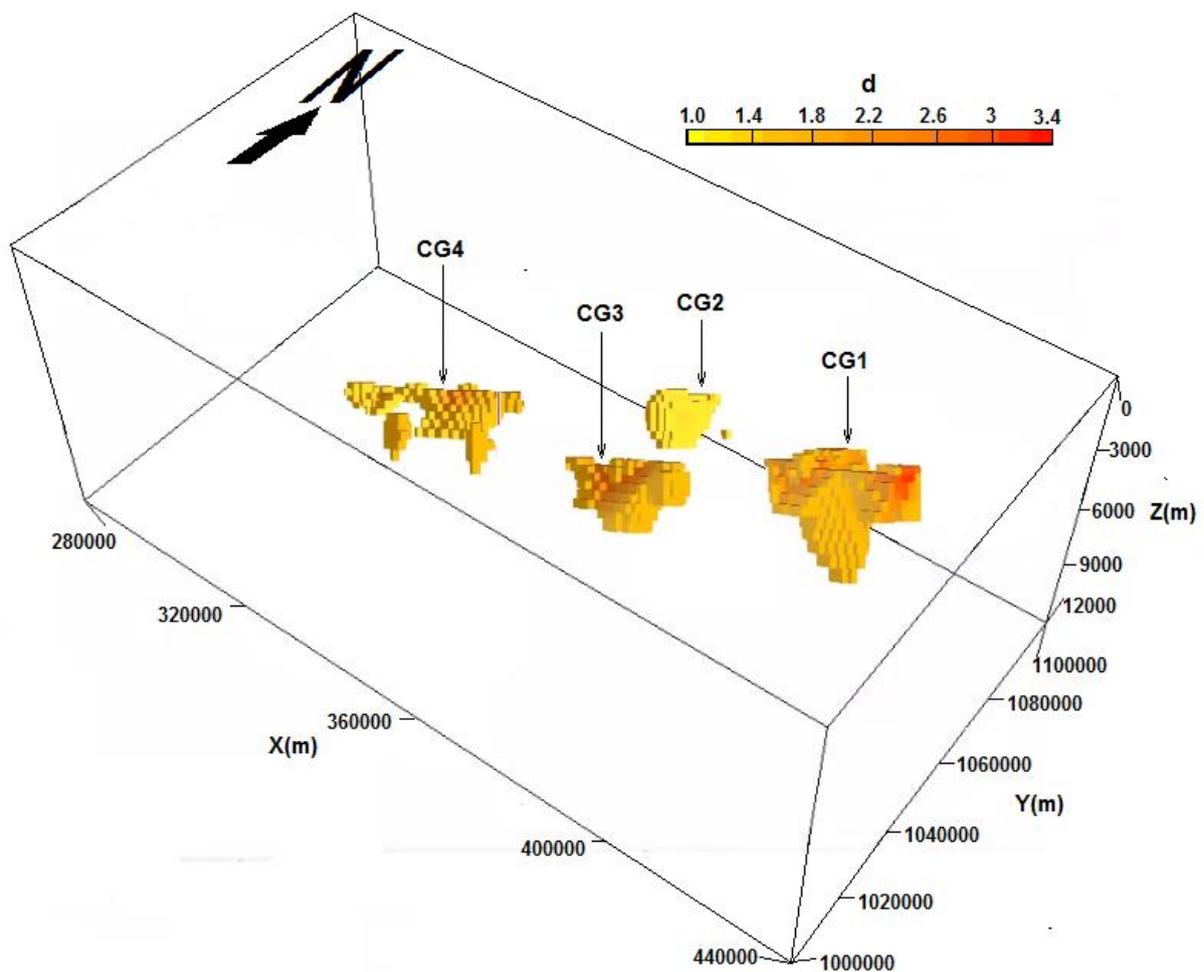


Figure 3.38 : Modèle 3D issu de l'inversion des données gravimétriques

Le modèle construit (Figure 3.38) montre quatre corps gravimétriques (CG1, CG2, CG3 et CG4) qui forment de l'Ouest à l'Est, un alignement NE-SW. Leurs

densités varient entre 1,1 et 3,4. Le corps le plus profond (CG4) se trouve dans la zone de Pitoa et est situé autour de 9 km environ de profondeur. Tandis que le corps le plus superficiel (CG1) est à environ 3 km de profondeur dans la zone de Lam. Les caractéristiques de cet alignement corréleront bien avec l'analyse de la carte des failles (Figure 3.34) issue de l'analyse MEGHDV, qui indiquait la présence d'un couloir tectonique sur l'axe Pitoa-Figuil qui serait une conséquence du fossé de la Bénoué. La largeur de ce couloir estimée sur ce modèle varie entre 19 et 23 km.

Le corps le plus superficiel (CG1) dans la zone de Lam correspond à l'interprétation faite sur la carte des anomalies de Bouguer (Figure 3.24) qui présente une signature gravimétrique très élevée dans cette zone. En effet, l'anomalie correspondante nommée (A2) serait la signature gravimétrique soit d'un soulèvement des roches du socle, soit d'intrusions de roches à haute densité dans la croûte. Vu sa forte signature gravimétrique, le basalte monchiquite de la vallée de la Bénoué et les tufs rhyolitiques présents dans la zone d'étude et ses environs pourraient correspondre à ce corps enfoui sous les argiles schisteuses révélées en ces lieux par le modèle 2.75D du profil 1 (Figure 3.36).

Les deux interruptions de cet alignement témoignent d'une déformation intense qui se serait produite dans la zone bien après celle responsable de cet alignement. Cette pensée est soutenue par les travaux de Ngako et al. (2003) qui ont révélé que le domaine Nord-Cameroun a subi un cisaillement sénestre auquel s'est superposé un cisaillement dextre postérieur. D'après Njonfang et al. (2006), cette superposition est due à l'interférence de deux phases de déformation à sens opposés et de direction constante, évoluant successivement en conditions profondes et superficielles, respectivement.

2.6.2. Dimensionnement des corps gravimétriques

Le modèle 3D obtenu (Figure 3.38) présente un alignement de trois corps (CG1, CG3 et CG4) de formes variables. Ces corps ne peuvent être assimilés à aucune forme géométrique connue. Le corps CG2 qui n'est presque pas dans l'alignement sus-évoqué a une forme presque sphérique. Pour les dimensionner, nous avons eu recours à

la technique d'approximation basée sur l'utilisation d'un parallélépipède d'encombrement telle que décrite lors du dimensionnement des corps magnétiques à la section 1.7.2 de ce manuscrit. Les dimensions correspondantes pour chaque corps sont enregistrées dans le tableau 3.6 ci-dessous. CG1 qui est le corps le moins profond se présente aussi comme étant le corps le plus dense et le plus volumineux du couloir tectonique FPF.

Corps	Longueur X (km)	Largeur Y (km)	Hauteur Z (km)	Densité	Profondeur (km)
CG1	6,4	5,7	2,4	1,6-3,2	3,0-5,4
CG2	5,5	2,6	1,4	1-1,2	5,8-7,2
CG3	2,7	3,9	1,3	1,4-2,7	5,2-6,5
CG4	6,6	3,1	0,6	1,2-2,0	7,1-7,7

Tableau 3.6 : Caractéristiques des corps gravimétriques

Nous sommes rendus au terme de la deuxième partie de ce travail qui consistait à investiguer les structures crustales à partir des données gravimétriques. Nous sommes partis des données gravimétriques brutes corrigées que nous avons numérisées. L'interprétation qualitative des anomalies de Bouguer a permis de contextualiser la zone d'étude sur les plans géologiques et tectoniques. Puis, le filtre Gaussien couplé au spectre radial de puissance ont permis d'effectuer la séparation régionale-résiduelle. Ensuite, l'analyse des anomalies résultantes nous a amené à distinguer les structures superficielles de celles profondes. A partir de l'analyse multi-échelle du gradient horizontal de la dérivée verticale (MEGHDV), nous avons pu cartographier les linéaments qui ont été interprétés comme des failles et des corps intrusifs. La profondeur et la direction de pendage de ces failles ont été déterminées. La modélisation 2.75D des anomalies de Bouguer a confirmé la position, la profondeur et la direction de pendage de ces failles. La disposition des couches géologiques ainsi que les intrusions ont été mises en évidence. Le toit du socle de la zone d'étude se trouve à une profondeur moyenne de 8 km. L'inversion des données gravimétriques nous a

permis d'identifier de nombreux corps géologiques à forte signature gravimétrique (densité élevée) que nous avons interprétés comme étant des roches basaltiques et des tufs rhyolitiques dans la zone de Lam. Selon cette inversion, un couloir tectonique (FPF) serait enfoui sous les formations géologiques de l'axe Pitoa-Figuil.

3. Interprétation conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques

La combinaison de plusieurs méthodes géophysiques est largement utilisée dans les projets impliquant l'exploration des ressources naturelles, la surveillance environnementale, le génie civil, l'évaluation des risques naturels, etc. Une construction optimale des modèles géologiques réalistes doit combiner différentes techniques géophysiques, chacune avec ses avantages et ses limites. Cependant, traiter de multiples ensembles de données géophysiques et les interpréter se révèle être parfois une opération complexe puisque les paramètres géophysiques ne sont pas toujours fonctionnellement liés. Néanmoins, il existe de nombreuses techniques d'interprétation conjointe développées pour les méthodes géophysiques aux propriétés semblables. C'est le cas des méthodes dites de potentiel. Dans cette étude, les données des deux méthodes de potentiel utilisées (magnétisme et gravimétrie) sont conjointement interprétées suivant les trois étapes ci-dessous :

- une analyse conjointe des cartes des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur (RTE) et des anomalies de Bouguer ;
- une modélisation 2.75D conjointe ;
- une inversion 3D conjointe.

3.1. Analyse conjointe des cartes des anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur (RTE) et des anomalies de Bouguer

Le choix des cartes RTE et Bouguer réside dans le fait que ces deux cartes constituent le point de départ de la plupart des études magnétiques et gravimétriques respectivement. En effet, il s'agit de données brutes (non filtrées) mises en cartes et qui renferment toutes les informations utiles aussi bien pour l'interprétation qualitative

que quantitative. La figure 3.39 ci-dessous essaie de faire un rapprochement entre les anomalies de ces deux cartes.

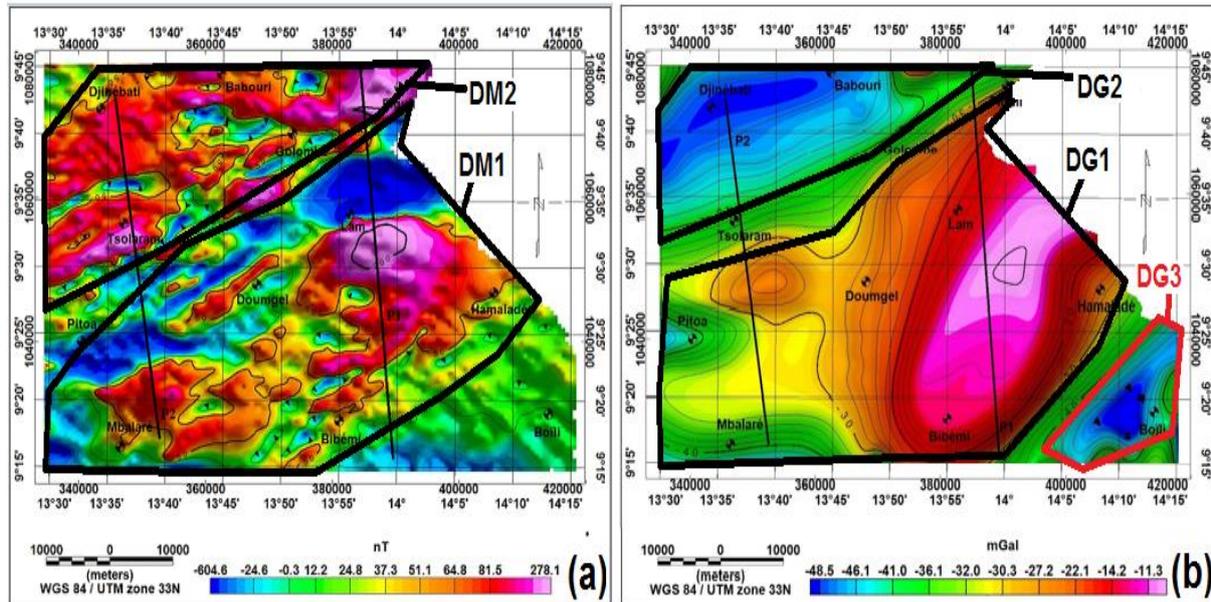


Figure 3.39 : Similitudes et dissemblances entre : (a) la RTE magnétique et (b) la Bouguer

Afin de mieux étudier la corrélation entre les anomalies magnétiques et gravimétriques de la zone d'étude, nous avons découpé les cartes de la RTE et de Bouguer en domaines (DM pour domaine magnétique et DG pour domaine gravimétrique). Aux vues de la forme et de la distribution des anomalies sur ces deux cartes, il est évident que les domaines DM1 et DM2 de la carte de la RTE correspondent respectivement aux domaines DG1 et DG2 de la carte de Bouguer. Cependant, le domaine DG3 sur cette dernière n'est pas représenté sur la carte de la RTE. Procédons à présent à une analyse un peu plus profonde de ces trois domaines.

➤ Le domaine 1 (DM1 et DG1) :

Le domaine 1 repose essentiellement sur les formations de gneiss migmatitiques et de gneiss à grenat. Des trois domaines délimités, c'est le domaine qui renferme les anomalies les plus intenses. Les anomalies de ce domaine sont majoritairement orientées NE-SW. Elles sont beaucoup plus intenses dans sa partie est. La plupart des anomalies du domaine DM1 sont bipolaires avec un lobe positif plus développé que le lobe négatif tandis qu'elles sont unipolaires pour le domaine DG1. Dans l'ensemble, la

plage des intensités couverte par les anomalies de ce domaine 1 suggère qu'il existe en ces lieux des roches très denses de forte susceptibilité magnétique. Ces qualifications conviennent au mieux aux granites à biotites et amphiboles et aux granodiorites qui contiennent des oxydes magnétiques et des silicates ferromagnésiens (biotites et amphiboles) qui contribuent fortement au rehaussement de leur susceptibilité. Bien que ces roches ne soient pas directement visibles en surface telle que l'illustre la carte géologique (Figure 1.4), elles seraient enfouies sous les formations de gneiss qui dominant la surface en ces lieux. Les caractéristiques des basaltes tholéites de la Bénoué correspondent également à ces qualifications (fortes intensités de susceptibilité et de densité).

➤ Le domaine 2 (DM2 et DG2) :

Selon la carte géologique (Figure 1.4), le domaine 2 repose essentiellement sur les formations de biotites anatexites et de granodiorites. Cette dernière catégorie de roches justifie les fortes susceptibilités observées en ces lieux. Par contre, les faibles densités qui dominant toute cette zone proviendraient des profondeurs où sont certainement dissimulées des roches de faibles densités. Ces formations de faibles densités seraient tellement nombreuses, superposées les unes aux autres au point où leurs signaux gravimétriques sont dominants dans ce domaine. Cette faible densité couplée à des valeurs élevées de susceptibilité peut s'expliquer par la présence des couches sédimentaires du bassin du Mayo-Oulo révélées par la carte géologique (Figure 1.4) en ces lieux. En effet, les formations sédimentaires incrustées de quartz et feldspaths ont des densités assez faibles pour produire une telle signature gravimétrique (DG2) lorsqu'elles sont étalées en surface. Les principales directions du domaine 2 sont NE-SW et E-W. La limite entre ce domaine et le domaine 1 traduirait le contact géologique entre les gneiss migmatitiques et les biotites anatexites.

➤ Le domaine 3 (DG3) :

Ce domaine n'est significatif que sur la carte des anomalies de Bouguer (Figure 3.39-b) qui présente une anomalie de faible densité dans la zone de Boili. Cette anomalie orientée NE-SW repose sur une couche de granites. Cette signature

gravimétrique de faible densité est certainement liée à une autre roche autre que le granite. Ce qui suggère deux hypothèses d'interprétation de cette anomalie :

- Le granite observé en surface à cet endroit tel que l'illustre la carte géologique (Figure 1.4) serait légèrement recouvert de roches de très faibles densités qui masquent le signal gravimétrique élevé du granite.

- Le granite qui constitue le socle de la zone d'étude fait des remontées en surface à certains endroits du domaine Nord-Cameroun, ce qui serait le cas de la zone de Boïli. Cette formation de granite aurait donc connu de nombreuses intrusions par des roches de faibles densités qui ont fini par interférer et même dominer son signal gravimétrique.

D'un point de vue globale, les deux cartes (RTE magnétique et Bouguer) sont dominées par des anomalies orientées NE-SW qui traduisent deux types de roches :

- Les roches très denses de fortes susceptibilités que l'on retrouve dans le domaine 1 ;
- Les roches moins denses de faibles susceptibilités circonscrites par le domaine 2.

Le contact géologique entre les formations de gneiss migmatitiques et de biotites anatexites, mis en évidence lors de l'analyse des deux premiers domaines, constitue la délimitation nord du fossé(FPF) généré par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué.

3.2. Modélisation conjointe 2.75 D des données aéromagnétiques et gravimétriques

Tout comme les autres modélisations utilisant les données d'une seule méthode géophysique, la modélisation utilisant des données conjointes de champ de potentiel est un problème de solution non-unique. L'approche de résolution par la méthode directe consiste à construire un modèle crustal avec un ou plusieurs blocs de densité et de susceptibilité homogènes qui rapprochent au mieux les signaux calculés aux signaux observés. Nous avons appliqué cette méthode à nos données en supposant que la susceptibilité et la densité d'un bloc sont constantes en tout point de ce bloc.

3.2.1. Le choix des profils

Investiguer les structures profondes étant l'objectif principal de cette étude, les profils ont été extraits de la carte des anomalies de la RTE et de Bouguer (Figure 3.39). Ces profils sont orientés NNW-SSE pour le premier (P1) et NE-SW pour le second (P2) et ceci suivant des anomalies qui semblent fortement caractériser la zone d'étude en raison de leurs fortes intensités. En d'autres termes, il s'agit d'anomalies qui semblent apporter de nombreuses informations indispensables à la compréhension du sous-sol de la zone d'étude. L'analyse conjointe des cartes de la RTE et de Bouguer ont révélé que ces anomalies sont les signatures de structures générées par deux principales déformations successives de direction NE-SW et NW-SE respectivement, il s'agit des déformations dextres et sénestres (Ngako et al., 2003). Ainsi, pour une meilleure analyse, les deux profils choisis pour la modélisation correspondent aux profils exploités pour les modélisations aéromagnétiques (section 1.6) et gravimétriques (section 2.5). Ces profils traversent tous les deux des anomalies représentées à la fois sur la RTE et sur la Bouguer. Nous rappelons que, le profil P1 a une longueur d'environ 76 km et est orienté NNW-SSE allant de l'ouest de Figuil jusqu'à l'est de Bibémi (Figure 3.39). Le profil P2 orienté NW-SE, a une longueur d'environ 54 km partant de Djinébaté à Mbalaré en passant par Tsolaram (Figure 3.39).

En se référant à la carte géologique (Figure 1.4), le profil P1 traverse du Sud au Nord : les gneiss supérieurs, les basaltes monchiquites de la vallée de la Bénoué, les tufs rhyolitiques, les alluvions, le conglomérat de grès de Kontcha et les biotites anatexites. Tandis que le profil P2 s'étend le long de l'axe Djinébaté-Mbalaré, il traverse du Sud au Nord : les couches d'alluvions, de gneiss migmatitiques et de biotites anatexites. Ces modèles révèlent la présence de plusieurs corps intrusifs (J, K, L et M) dont la nature a été proposée dans le tableau 3.7.

3.2.2. Modélisation conjointe suivant le profil P1

Le profil P1 mesure environ 76 km de long (X). Il passe principalement par la partie est des domaines magnétiques et gravimétriques N°1 (DM1 et DG1) et est très peu représenté sur les domaines 2 (DM2 et DG2). En partant du Sud vers le Nord, la

courbe du profil P1 passe par trois anomalies majeures sur la carte RTE (Figure 3.39) : la première (intensité positive) se situe au nord de Bibémi, la seconde (négative) se trouve dans la zone de Lam et la troisième (positive) se trouve dans la zone de Figuil. Cette alternance d'intensité (positive - négative – positive) des anomalies traversées justifie le fait que la courbe de profil obtenue (Figure 3.40) se présente sous la forme d'un puits de potentiel (forme en U). Tandis que la courbe expérimentale dérivée de ce profil sur la Bouguer est marquée par une grande convexité qui traduit la traversée successive d'une anomalie négative de faible extension, d'une anomalie positive très étendue puis d'une autre anomalie négative.

Concernant la disposition des formations, on a un socle granitique de densité 2,65, qui date du paléo-Protérozoïque et dont le toit varie entre 4 et 13 km. L'allure de la remontée de ce socle dans la partie sud présage des affleurements de ce dernier en surface à certains endroits du domaine Nord-Cameroun. En surface, on a une couverture d'argiles schisteuses qui s'enfonce sous les basaltes monchiquites sur leur zone de contact, zone qui s'étend sur environ 3,5 km suivant une direction oblique NE-SW. Ces sédiments ont une épaisseur d'environ 2 km en moyenne. Ils constituent le fossé d'effondrement (FPF) révélé dans les interprétations des sections 1 et 2. En effet, selon Ntsama et al. (2014), l'ouverture de l'Océan Atlantique serait responsable de la formation du fossé tectonique de la Bénoué et de la majorité des fossés d'effondrement souterrains orientés NE-SW dans le domaine Nord-Cameroun. Cette couverture sédimentaire repose sur une formation de gneiss embréchites de faible extension latérale. Ces gneiss seraient d'anciennes roches d'anatexites granitoides qui ont subi un métamorphisme de contact qui serait occasionné par une intrusion magmatique dans celles-ci. La présence d'une intrusion (corps J) de susceptibilité de 0,035 SI et de densité 2,60 illustre bien cette théorie. Compte tenu de sa susceptibilité (Clark & Emerson, 1991 ; Telford et al., 1990), de sa densité (Telford et al., 1998) et du milieu géomorphologique dans lequel il se trouve, le corps J pourrait être du trachyte. En effet, les trachytes sont des roches effusives de surface qui se retrouvent facilement confondues aux matériaux sédimentaires lors de leur transport par érosion. Une fois en contact avec les roches d'anatexites granitoides moins denses, les trachytes auraient

progressivement incrusté ces roches et favorisé ainsi le métamorphisme de contact qui a généré la couche de gneiss migmatitiques observée.

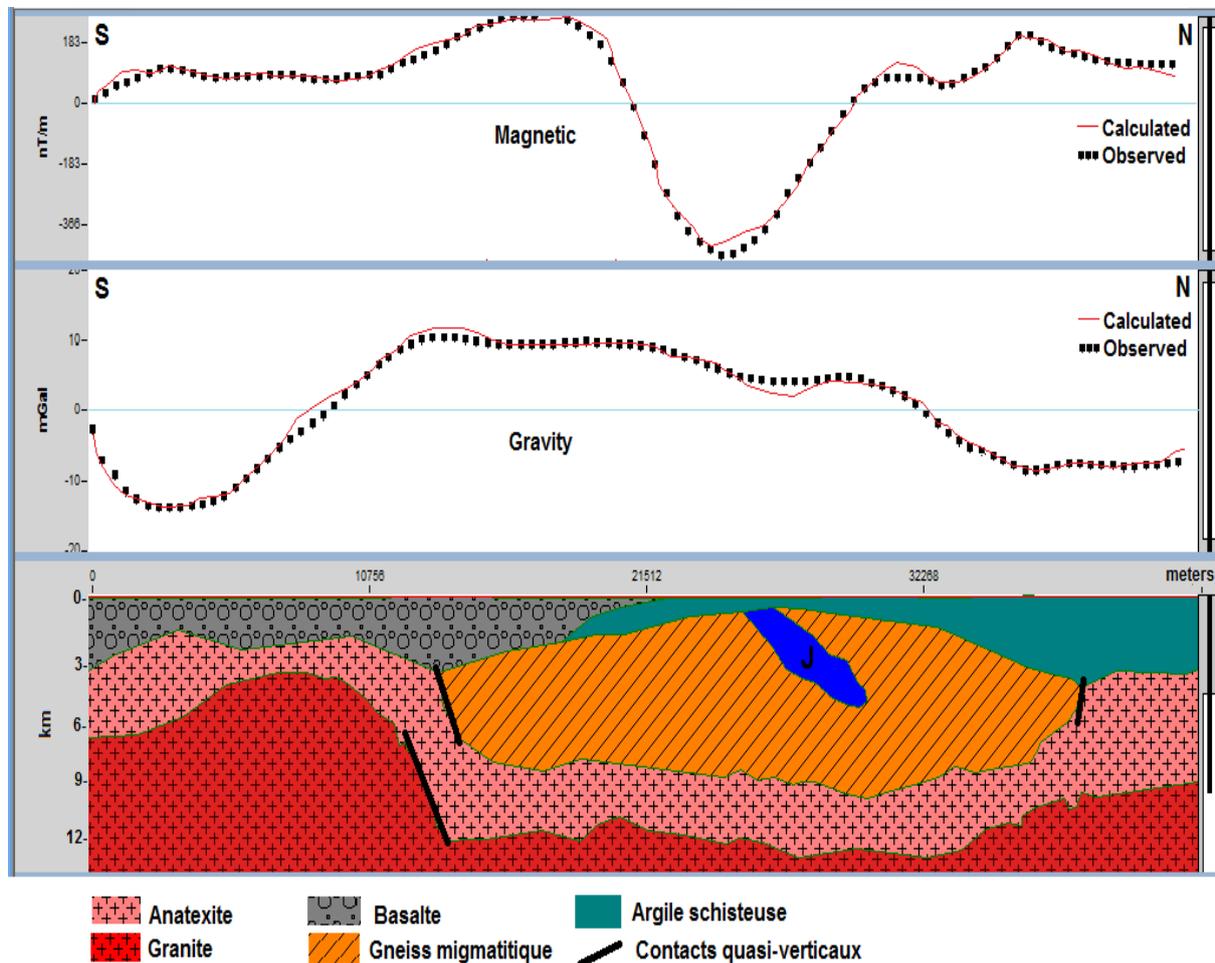


Figure 3.40 : Modèle géologique conjoint suivant le profil P1

Ce modèle ne présente pas assez de contacts verticaux. Ceux qui y figurent se présentent sous la forme de fracture et de simples délimitations géologiques entre les couches. Cependant, les formes ondulatoires des formations témoignent d'une zone fortement plissée. En effet, selon Toteu et al.(1991), Ngako et al.(1991) et Nzenti et al.(2001), les deux déformations majeurs qui caractérisent le domaine Nord-Cameroun sont entre autres marquées par des plis isoclinaux pour la première phase (D1) et des plis serrés droits pour la seconde (D2).

3.2.3. Modélisation conjointe suivant le profil P2

Le profil P2 mesure environ 68 km de long (X). Il passe principalement par la partie ouest des domaines magnétiques et gravimétriques N°1 et N°2 (DM1, DG1 et DM2, DG2). En partant du Sud vers le Nord, la courbe du profil P2 traverse quatre anomalies majeures sur la carte RTE (Figure 3.39) : la première (intensité positive) se situe autour de Mbalaré, la seconde (négative) se trouve à l'est de Pitoa, la troisième et la quatrième toutes positives sont respectivement aux environs de Tsolaram et de Djinébat. Plusieurs autres anomalies intenses et moins développées sont également observées sur la direction de ce profil. Cette disposition anarchique des anomalies traversées justifie la complexité de la courbe de profil obtenue (Figure 3.41). Tandis que la courbe expérimentale dérivée de ce profil sur la Bouguer est marquée par deux concavités et deux convexités qui traduisent la traversée successive de quatre anomalies alternativement positives et négatives.

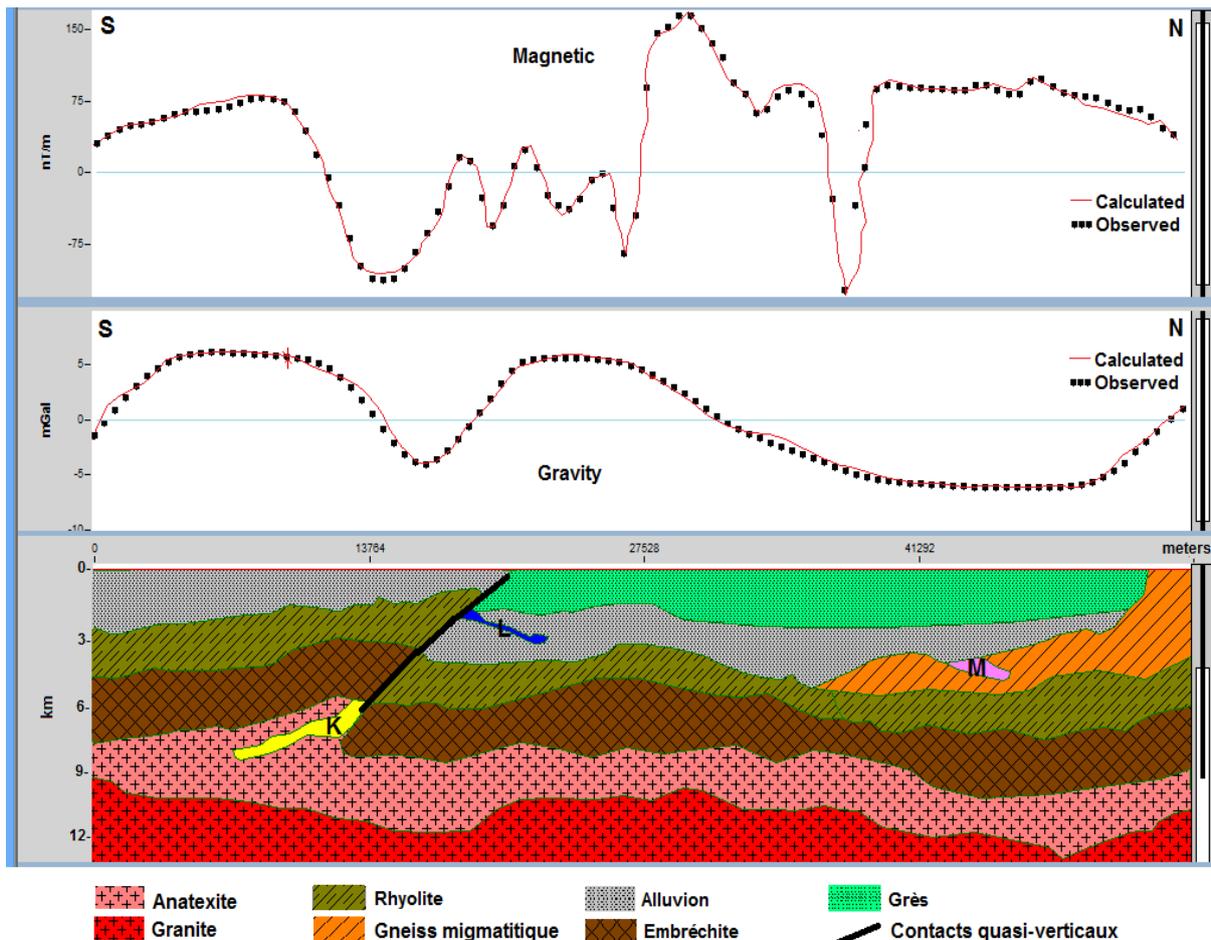


Figure 3.41 : Modèle géologique conjoint suivant le profil P2

Ce modèle (Figure 3.41) présente une stratigraphie complexe du fait de la présence d'une faille inverse dans la partie sud du profil. En surface, on retrouve des alluvions et des grès de part et d'autres de la faille inverse. Le proche sous-sol est constitué des formations de rhyolites au Sud et de gneiss migmatitiques au Nord. Ces deux formations sont séparées du socle granitique par des couches d'embranchites et d'anatexites.

Le toit du socle varie entre 9 et 11 km de profondeur. Ce socle est essentiellement constitué de granites anciens du paléo-Protérozoïque.

L'unique contact quasi-vertical révélé par ce modèle est la faille inverse qui a successivement affecté les couches d'alluvions, de rhyolites et d'embranchites. Le modèle prédit que cette faille serait visible depuis la proche surface et s'étend jusqu'à environ 8 km de profondeur. Les corps K et L mis en évidence sur ce modèle se seraient incrustés dans les formations respectives d'anatexites granitoïdes et d'alluvions par le canal de cette faille. Leurs valeurs de susceptibilité sont respectivement 0,083 et 0,0015 SI avec des densités de 2,82 et 2,75. Les roches présentent dans notre zone d'étude et ses environs qui correspondent à ces caractéristiques sont le gabbro (K) et le basalte (L).

Le fossé d'effondrement, que nous avons illustré lors des interprétations faites dans les sections 1 et 2, est bien mis en évidence sur ce modèle : il s'agit de la cuvette qui s'étend entre le centre et la partie nord du modèle et qui contient les matériaux sédimentaires que sont les alluvions en dessous et les argiles schisteuses en surface. La profondeur de ces sédiments dans ce fossé varie entre 0 et 3 km pour les argiles schisteuses et de 3 à 6 km pour les alluvions.

Le tableau 3.7 ci-dessous fait un récapitulatif sur les propositions faites sur la nature des roches qui pourraient correspondre aux corps intrusifs J, K, L, M suscités.

Corps	Susceptibilité (SI)	Densité	Nature
J	0,035	2,60	Trachyte
K	0,083	2,82	Gabbro
L	0,0015	2,75	Basalte
M	-0,000014	2.65	Quartz ou Feldspath

Tableau 3.7 : Nature des corps magnétiques et gravimétriques intrusifs

3.3. Inversion conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques

L'inversion conjointe de deux types de données différentes (inversion conjointe) produit des modèles plus plausibles que l'inversion d'un seul type de données (inversion indépendante). Dans le cadre de notre étude, nous avons effectué une inversion conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques. La construction du modèle a été réalisée sur la base d'un maillage tétraédrique non structuré qui intègre les données topographiques pour plus de précision dans les résultats.

Nous nous sommes servis du même maillage tétraédrique non structuré utilisé dans l'inversion magnétique et gravimétrique (Figure 3.21). Les dimensions de ce maillage sont : 160000 x 100000 x 12000 m³. Le nombre total de cellules tétraédriques générées est de 452 331 formées par 1697269 triangles eux-mêmes rattachés à 66428 nœuds.

Dans le but de mettre en évidence aussi bien les corps superficiels que les corps profonds, l'inversion a été réalisée à partir d'une base de données extraites des cartes de la RTE magnétique et des anomalies de Bouguer qui renferment respectivement toutes les informations magnétiques et gravimétriques de notre zone d'étude. Cette inversion a été réalisée avec le couplage par corrélation d'une part, puis avec le couplage par codage flou d'autre part. Les résultats obtenus sont respectivement présentés par les figures 3.42 et 3.43.

3.3.1. Inversion conjointe utilisant le couplage par corrélation

3.3.1.1. Interprétation qualitative du modèle 3D obtenu

La compilation de cette inversion conjointe a exploité 40011 points de données magnétiques et 38611 points de données gravimétriques. Soit un total de 78622 points de données utilisés pour cette inversion. Le résultat retenu a été atteint avec une erreur de 1,4 % à la suite d'une série d'inversions qui nous rapprochaient de plus en plus du voisinage du facteur "Chi-fact" idéal. Le modèle correspondant au mieux aux données a été établi avec une valeur de "Chi-fact" égale à 2,0. Ce qui correspond à une valeur de ω égale à 0,96. Les valeurs des susceptibilités des corps obtenus varient entre 0 et 0,06 SI tandis que celles des densités varient entre 1 et 4.

La représentation en perspective du modèle produit est donnée par la figure 3.42 ci-dessous. Par comparaison avec les modèles inverses des données magnétiques (Figure 3.22) et gravimétriques (Figure 3.38), l'inversion conjointe utilisant le couplage par corrélation a construit avec succès quatre corps plus gros, plus denses et de susceptibilités plus élevées (CC1, CC2, CC3 et CC4). L'emplacement et l'alignement de ces corps restent presque les mêmes avec ceux des inversions indépendantes. Cet alignement suivant la direction NE-SW correspond aux structures du fossé d'effondrement FPF décrites par les cartes structurales de dérivation et de prolongement interprétées antérieurement.

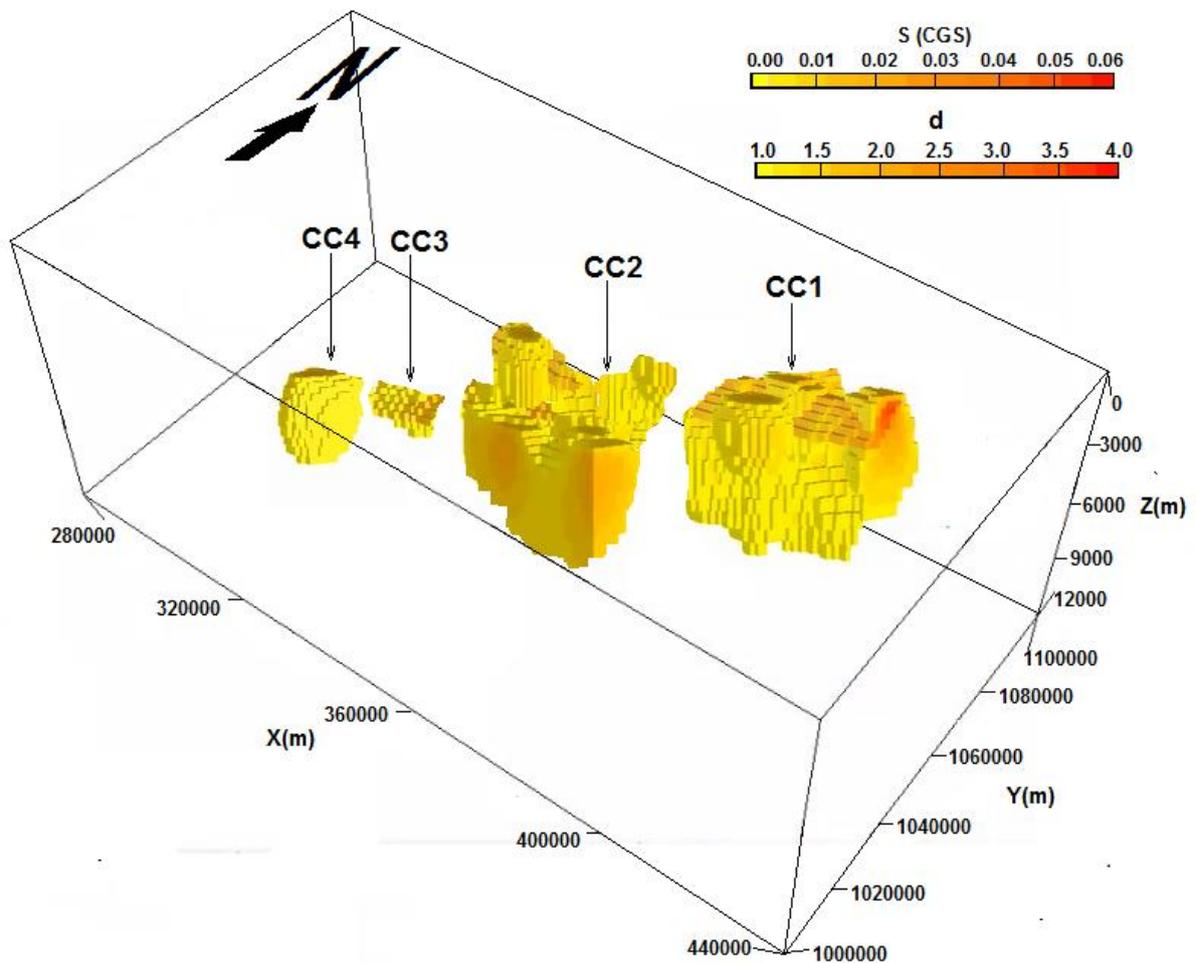


Figure 3.42 : Modèle 3D de l'inversion conjointe utilisant le couplage par corrélation

L'anomalie la plus intense de direction NE-SW, qui domine la zone de Lam et qui caractérise le domaine 1 (DM1 et DG1) (Figure 3.39), est bien illustrée sur ce modèle par le corps CC1. La taille et la profondeur des corps CC3 et CC4 suggèrent qu'il s'agirait de matériaux enfouis dans les bas-fonds duFPF.

Dans l'ensemble, les profondeurs des corps produits par ce modèle varient entre 2,4 et 10,1 km correspondant respectivement aux profondeurs des corps CC1 et CC4. Les caractéristiques géométriques de ces corps sont données par le tableau 3.8.

3.3.1.2. Dimensionnement des corps du modèle 3D obtenu

Le modèle 3D obtenu (Figure 3.42) présente une structure linéaire qui est constituée de quatre corps de formes variables. Mathématiquement, les corps CC1, CC3 et CC4 peuvent être assimilés respectivement à un cube, un parallélépipède et une sphère. Le corps CC3 quant à lui ne correspond à aucune forme géométrique connue. Leurs dimensions ont été déterminées par application de la technique du parallélépipède d'encombrement décrite à la section 1.7.2. Les dimensions correspondantes pour chaque corps sont enregistrées dans le tableau 3.8 ci-dessous.

Corps	Longueur X (km)	Largeur Y (km)	Hauteur Z (km)	Susceptibilité (SI)	Densité	Profondeur (km)
CC1	8,2	6,1	2,7	0,004-0,06	1,8-3,1	2,95-5,65
CC2	9,1	7,4	2,9	0,007-0,04	1,1-1,6	3,0-5,9
CC3	2,4	1,1	0,4	0,045-0,055	1,5-2,9	5,2-5,6
CC4	2,7	2,3	1,2	0,006-0,03	1,1-2,3	7,1-8,3

Tableau 3.8 : Caractéristiques des corps du modèle conjoint utilisant le couplage par corrélation

D'après ce tableau, les corps les plus denses sont également ceux qui ont des plages de susceptibilité les plus élevées. C'est le cas pour le corps CC1 caractéristique de l'anomalie de la zone de Lam.

3.3.2. Inversion conjointe utilisant le couplage par codage flou

3.3.2.1. Interprétation qualitative du modèle 3D obtenu

La réalisation d'une inversion conjointe utilisant le couplage par codage flou requiert de définir des clusters. Pour cette étude, nous avons utilisé trois clusters. Ce nombre de clusters a été défini selon la méthode du coude qui s'appuie sur la notion d'inertie (Maechler et al., 2015). Les valeurs des densités et de susceptibilités pour ces trois clusters sont respectivement de 1,1 et 0,01 SI pour le premier ; 1,5 et 0,04 SI pour le deuxième et 1,3 et 0,009 SI pour le troisième.

Cette inversion a été effectuée avec un total de 74296 points répartis en 37998 points de données magnétiques et 36298 points de données gravimétriques. Le résultat retenu a été atteint avec une erreur de 1,2 % à la suite d'une série d'inversions qui nous rapprochaient de plus en plus du voisinage du facteur "Chi-fact" idéal. Le modèle correspondant au mieux aux données a été établi avec une valeur de "Chi-fact" égale à 3,0. Ce qui correspond à une valeur de ω égale à 1,1. Les valeurs des susceptibilités des corps obtenus varient entre 0 et 0,06 SI tandis que celles des densités varient entre 1 et 4.

La représentation en perspective du modèle produit est donnée par la figure 3.43 ci-dessous. Par comparaison avec le modèle inverse des données gravimétriques (Figure 3.38), l'inversion conjointe utilisant le couplage par codage flou a construit avec succès cinq corps plus volumineux et plus denses (CF1, CF2, CF3, CF4 et CC4). L'emplacement et l'alignement de ces corps restent presque les mêmes avec ceux des inversions indépendantes. Une fois de plus encore, les impacts de la formation du fossé tectonique de la Bénoué sont mis en évidence par l'alignement suivant la direction NE-SW des corps qui sont enfouis dans le fossé d'effondrement (FPF) révélé dans la zone d'étude par l'étude des linéaments des sections 1.4 et 2.4.

L'anomalie la plus intense de direction NE-SW, qui domine la zone de Lam et qui caractérise le domaine 1 (DM1 et DG1) (Figure 3.39), est illustrée sur ce modèle par le corps CF1. Le corps CF5 quant à lui semble provenir de la dislocation du corps

CF2. On peut donc penser que le FPF est plus profond dans la zone de Lam où il atteint environ 11 km de profondeur.

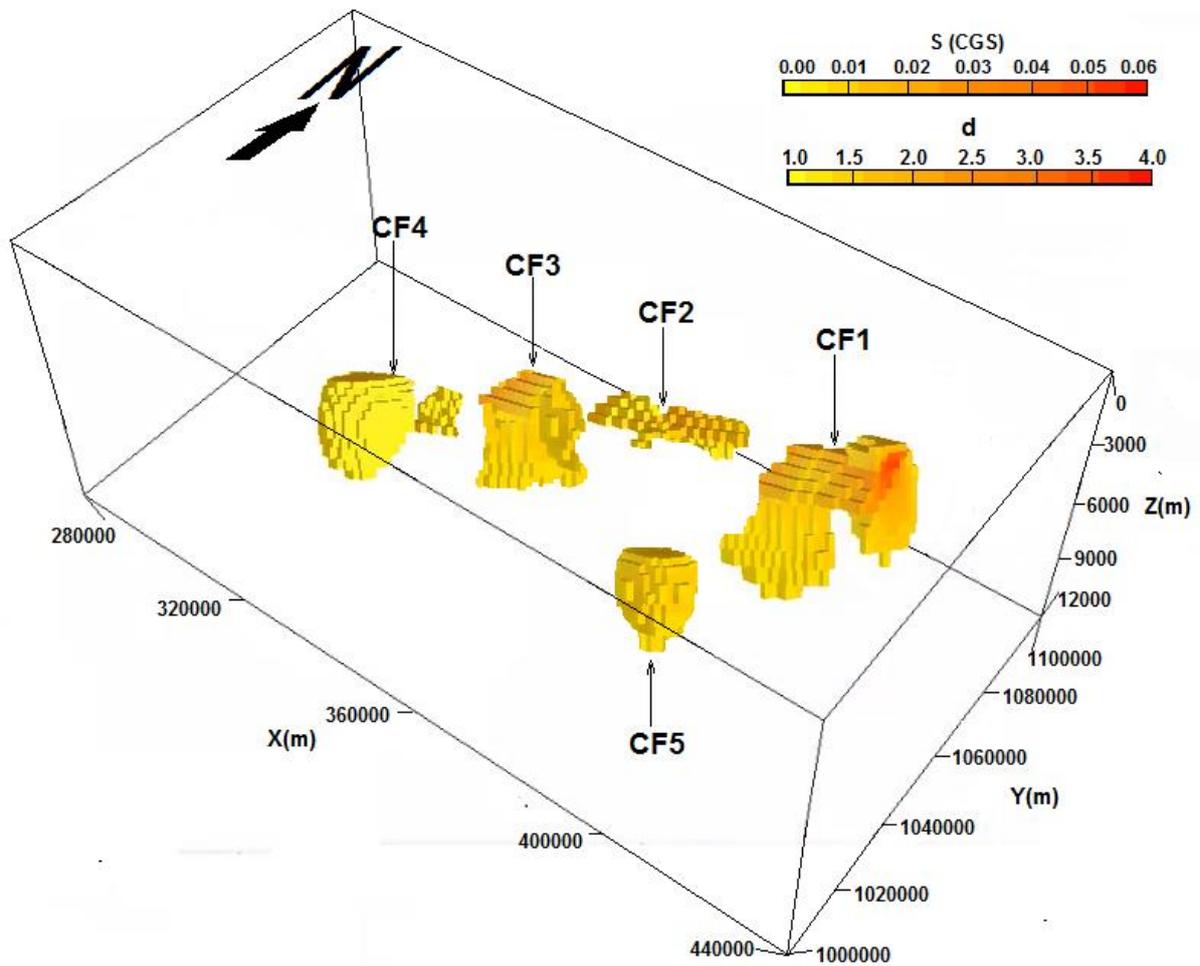


Figure 3.43 : Modèle 3D de l'inversion conjointe utilisant le couplage par codage flu

D'un point de vue globale, les profondeurs des corps générés par ce modèle varient entre 3,2 et 11,1 km correspondant respectivement aux profondeurs des corps CF1 et CF5. Les caractéristiques géométriques de ces corps sont données par le tableau 3.9.

3.3.2.2. Dimensionnement des corps du modèle 3D obtenu

Le modèle 3D obtenu (Figure 3.43) présente une structure linéaire qui est constituée de cinq corps de formes géométriques variables dont l'un (CF5) un peu plus profond se présente sous la forme d'un cube légèrement allongé vers le bas. Le corps CF4 se démarque aussi géométriquement par sa forme quasi-sphérique. Les dimensions de tous ces corps ont été déterminées par application de la technique du parallélépipède d'encombrement décrite à la section 1.7.2. Les dimensions correspondantes pour chaque corps sont enregistrées dans le tableau 3.9 ci-dessous.

Corps	Longueur X (km)	Largeur Y (km)	Hauteur Z (km)	Susceptibilité (SI)	Densité	Profondeur (km)
CF1	3,7	7,2	2,9	0,0036-0,06	1,7-3,3	3,2-6,1
CF2	6,6	2,1	0,3	0,006-0,049	1,2-1,4	5,4-5,7
CF3	4,1	3,6	2,5	0,042-0,055	1,8-2,5	4,1-6,6
CF4	4,0	3,7	2,3	0,01-0,03	1,3-2,5	5,5-7,8
CF5	3,6	3,4	2,0	0,004-0,009	1,2-1,5	6,7-8,7

Tableau 3.9 : Caractéristiques des corps du modèle conjoint utilisant le couplage par codage flou

Parvenu au terme de cette troisième partie intitulée « inversion conjointe des données aéromagnétiques et gravimétriques », il était question de réaliser une imagerie géophysique 3D des corps à l'origine des contrastes de susceptibilité et de densité observés sur les cartes structurales de notre zone d'étude. Pour cela, nous sommes partis de l'interprétation conjointe des cartes de la RTE magnétique et de la Bouguer où nous avons identifié deux principaux domaines à intérêt : le domaine 1(DM1 et DG1) et le domaine 2 (DM2 et DG2). Puis deux profils de modélisation 2.75 D ont été extraits en fonction de ces deux domaines. Les modèles issus de ces profils ont révélé l'épaisseur des sédiments qui varie entre 2 et 6 km ; la profondeur du toit du socle qui est de 8,6 km à moyenne; la présence d'une faille inverse qui a été à l'origine du

bouleversement de la stratigraphie connue de la zone d'étude et la présence de plusieurs corps intrusifs. Et enfin, nous avons réalisé des inversions indépendantes et conjointes des données aéromagnétiques et gravimétriques qui ont produit des modèles 3D. La principale révélation de ces modèles est la confirmation faite sur les interprétations menées aux sections 1 et 2 qui indiquaient la présence d'un fossé d'effondrement dans notre zone d'étude que nous avons nommé FPF pour « Fossé Pitoa-Figuil ». Ce fossé, de même direction structurale que le fossé tectonique de la Bénoué, serait la conséquence de la formation de ce dernier qui lui-même serait mis en place par l'ouverture de l'océan Atlantique (Ntsama et al., 2014).

4. Discussion et validité des résultats

Explorer les profondeurs de la terre a toujours été le but de la prospection et de l'imagerie géophysique. Les résultats présentés dans ce travail sont fortement dépendants des méthodes et techniques de traitement des données utilisées. De ce fait, la fiabilité de nos conclusions et postulats est liée à la précision avec laquelle les données ont été recueillies et traitées. La non homogénéité des cartes (formes, amplitudes, longueurs d'onde des anomalies) nous permet déjà d'affirmer que les structures ou formations géologiques ou tectoniques qui constituent les profondeurs de notre zone d'étude ne sont pas de même composition, ni de la même époque géologique. Elles n'ont pas les mêmes origines non plus. Les variétés de directions des linéaments sont des évidences de la pluralité d'évènements ou déformations qui ont affecté le sous-sol du domaine Nord-Cameroun. Selon Ngako (1986) et Toteu et al. (1987), ce domaine a subi une évolution polyphasée (trois phases de déformation) et polycyclique.

4.1. Implication géodynamique et tectonique

D'après les travaux de Dobrin et Savit (1988), les linéations magnétiques et gravimétriques rendent généralement compte de la géologie régionale (contacts géologiques ou grandes failles) et sont donc utiles pour la cartographie des tendances structurales. Les méthodes analytiques (gradient horizontal, signal analytique et

déconvolution d'Euler) des études aéromagnétiques et l'analyse multi-échelle du gradient horizontal de la dérivée verticale (MEGHDV) des études gravimétriques ont produit des linéaments de tendances NE-SW, NNE-SSW, E-W et NW-SE, et dont la plupart a été interprétée comme des failles. Le tableau 3.10 ci-dessous récapitule les principaux résultats obtenus.

Études	Aéromagnétique	Gravimétrique
Méthodes	Superposition des maxima du gradient horizontal et du signal analytique + déconvolution d'Euler	Superposition des maxima du gradient horizontal de la dérivée verticale prolongée à 0, 4, 8 et 12 km
Nombre de failles obtenues	36	23
Directions majeurs des failles	NE-SW et E-W	NE-SW et E-W
Directions mineurs des failles	NW-SE et ENE-WSW	NW-SE
Directions dominantes des pendages	N-W	Verticale et N-W
Profondeur moyenne des failles	3,6 km	4 km
Largeur du fossé d'effondrement révélé (FPF)	20,69 km	22,42 km

Tableau 3.10 : Principales caractéristiques des structures issues des études magnétiques et gravimétriques

Les résultats obtenus des deux études étant relativement similaires, on peut certifier qu'ils sont crédibles. Le principal résultat fourni par ces trois études sur le plan tectonique est la révélation de l'existence d'un fossé d'effondrement sur l'axe Pitoa-

Figuil (FPF) de direction NE-SW qui coïncide avec les directions des structures du fossé tectonique de la Bénoué telles qu'indiquées par Ofoegbu (1983), Freeth (1990), Kamguia et al. (2005), Mouzong et al. (2014) et Souga et al. (2022). Cette coïncidence de directions des structures sur une distance si courte qui sépare ces deux fossés permet de suggérer que le FPF fait partie des découpages de la croûte par les failles générées lors de la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué qui lui-même serait la conséquence de l'ouverture de l'Océan Atlantique. Cette suggestion est renforcée par les travaux de Benkhelil (1989) et Ntsama et al. (2014) qui sont parvenus à des conclusions similaires sur la formation du fossé de la Bénoué et ses branches.

Par ailleurs, les principales directions structurales de la zone d'étude sont aussi favorables à l'idée selon laquelle les origines du FPF seraient liées à la ligne volcanique du Cameroun lorsque l'on considère les études de contraintes géodynamiques et tectoniques menées par Fitton (1980). Lesquelles contraintes selon lui, seraient à l'origine de la plupart des traits géologiques de direction NE-SW et ENE-WSW. En effet, l'ensemble des tendances tectoniques du FPF révélées dans notre zone d'étude est dominé par des directions NE-SW similaires aux tendances observées sur la ligne volcanique du Cameroun située à environ 250 km au sud de ce fossé. Des corps magmatiques ont été observés le long, à proximité ou presque parallèlement à ces deux structures (Fitton, 1980, 1987 ; Fitton & Dunlop, 1985). Ceci est une indication que le FPF, branche du fossé tectonique de la Bénoué, et la ligne volcanique du Cameroun étaient probablement contrôlés par la même distribution spatiale des failles régionales profondes ou de systèmes de fractures mis en place au cours de la phase de réactivation du socle Archéen (orogénèse Panafricaine) (Toteu et al., 2001). Ajouté à cela, Fitton (1980) a montré que le fossé de la Bénoué (et donc par ricochet le FPF qui en découle) et la ligne volcanique du Cameroun sont tellement liés qu'ils peuvent être nettement superposés l'un à l'autre par rotation de 7° autour d'un pôle près de $12,1^\circ\text{N}$ - $30,2^\circ\text{E}$.

La présence d'un fossé sur l'axe Pitoa-Figuil (FPF) étant certifiée, il convient à présent d'examiner l'existence des éventuels corps qu'il renferme. Pour ce faire, des modèles 3D issus des inversions magnétiques, gravimétriques et conjointes ont révélé la présence des corps à diverses profondeurs qui suivent un alignement NE-SW

correspondant à l'axe Pitoa-Figuil. Les données de ces corps sous une vue panoramique sont enregistrées dans le tableau 3.11 ci-dessous.

		Longueur X (km)	Largeur Y (km)	Hauteur Z (km)	Susceptibilité (SI)	Densité	Profondeur (km)
Corps 1	CM1	9,1	4,0	2,7	0,003-0,06		3,0-5,7
	CG1	6,4	5,7	2,4		1,6-3,2	3,0-5,4
	CC1	8,2	6,1	2,7	0,004-0,06	1,8-3,1	2,9-5,6
	CF1	3,7	7,2	2,9	0,0036-0,06	1,7-3,3	3,2-6,1
Corps 2	CM2	4,3	5,8	0,7	0,005-0,045		6,5-7,2
	CG2	5,5	2,6	1,4		1-1,2	5,8-7,2
	CC2	9,1	7,4	2,9	0,007-0,04	1,1-1,6	3,0-5,9
	CF2	6,6	2,1	0,3	0,006-0,049	1,2-1,4	5,4-5,7
Corps 3	CM3	1,5	4,1	1,3	0,035-0,055		5,9-7,2
	CG3	2,7	3,9	1,3		1,4-2,7	5,2-6,5
	CC3	2,4	1,1	0,4	0,045-0,055	1,5-2,9	5,2-5,6
	CF3	4,1	3,6	2,5	0,042-0,055	1,8-2,5	4,1-6,6
Corps 4	CM4	4,9	1,3	1,8	0,004-0,027		5,7-7,5
	CG4	6,6	3,1	0,6		1,2-2,0	7,1-7,7
	CC4	2,7	2,3	1,2	0,006-0,03	1,1-2,3	7,1-8,3
	CF4	4,0	3,7	2,3	0,01-0,03	1,3-2,5	5,5-7,8
Corps 5	CM5	1,4	1,9	1,4	0,007-0,02		7,0-8,9
	CF5	3,6	3,4	2,0	0,004-0,009	1,2-1,5	6,7-8,7

Tableau 3.11 : Synoptique des corps révélés par les inversions

La profondeur de l'alignement de ces corps diminue du Nord au Sud. Ce qui sous-entend que le FPF est plus profond dans sa partie sud autour de Pitoa et remonte progressivement en proche surface jusqu'aux encablures de Figuil au Nord. Cette assertion corrèle bien avec les manifestations tectoniques dont l'intensité (impact sur le terrain) décroît avec la distance. Ce qui confirme une fois de plus l'origine du FPF

comme étant lié à la formation du fossé de la Bénoué qui se trouve au sud-ouest de la zone d'étude dont l'impact s'est estompé progressivement de Pitoa à Figuil. Cette assertion renforce aussi la véracité des résultats obtenus sur la direction majeure NE-SW des structures de la zone.

La superposition de la carte géologique (Figure 1.4) avec les cartes des failles des études magnétiques (Figure 3.17) et gravimétriques (Figure 3.34) a conduit à l'élaboration d'une nouvelle carte géologique (Figure 3.44) de la zone d'étude.

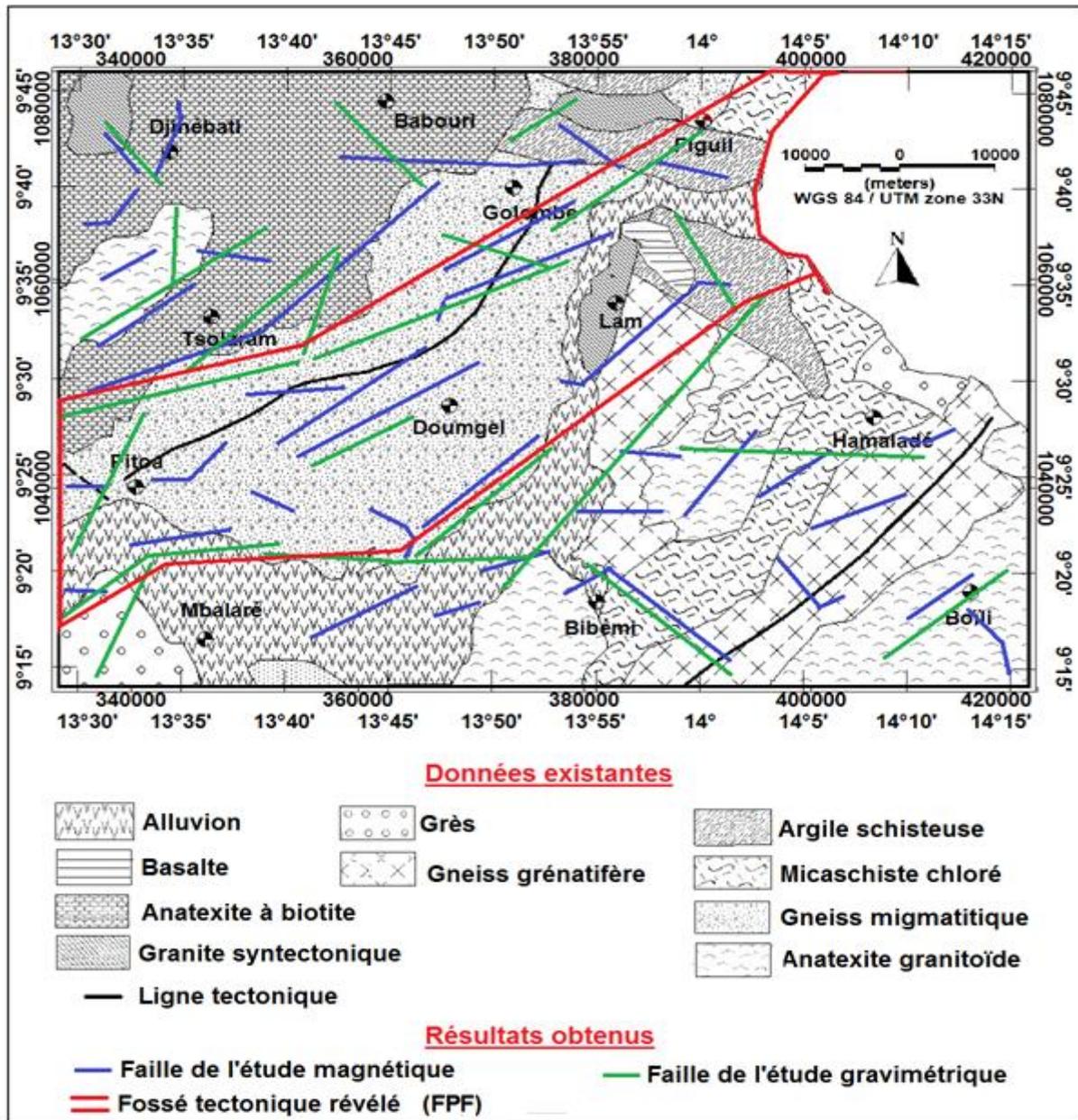


Figure 3.44 : Carte géologique proposée

La corrélation entre les résultats concernant les failles révélées par les méthodes magnétiques et gravimétriques peut être mesurée par le pourcentage de parallélisme qui est le ratio entre le nombre de failles qui se superposent (ou quasi-parallèles) et le minimum du nombre total de failles des deux méthodes. On trouve 13/23, soit 56,52 %. Ce qui signifie que plus de la moitié des failles révélées est cartographiée à l'endroit exact de leur emplacement sur le terrain. Les 43,48 % de discordance peuvent s'expliquer par les altitudes différentes de prolongement vers le haut utilisées par ces deux méthodes géophysiques. Une autre explication à cette disparité pourrait se trouver dans la déconvolution d'Euler de la méthode magnétique où nous avons utilisé 1 comme valeur de l'indice structural N. Cette valeur est plus favorable à la recherche des failles que des contacts géologiques contrairement à l'analyse MEGHDV de la méthode gravimétrique qui prend entièrement en compte ces deux types de structures en laissant entrer en jeu le bon sens de l'interpréteur. Et en plus, les solutions d'Euler à des altitudes de prolongement relativement élevées sont incertaines en raison des effets de bord générés par ce filtre, ce qui peut affecter le calcul des maxima.

La figure 3.44 montre que les 56,52 % des failles ci-dessus reposent à l'endroit des formations de gneiss et de granites. Ceci est en corrélation avec les travaux de Mouzong et al. (2014) qui associent ces failles aux déformations tectoniques locales subies par les roches Précambriennes dans notre zone d'étude.

Sur le plan géologique, les modèles issus des trois études (aéromagnétique, gravimétrique et conjointe) sont en accord sur la stratigraphie de la zone d'étude qui présente des couches sédimentaires et volcaniques en surface qui reposent sur un socle granitique par l'intermédiaire de formations métamorphiques. La figure 3.45 ci-dessous résume cette stratigraphie.

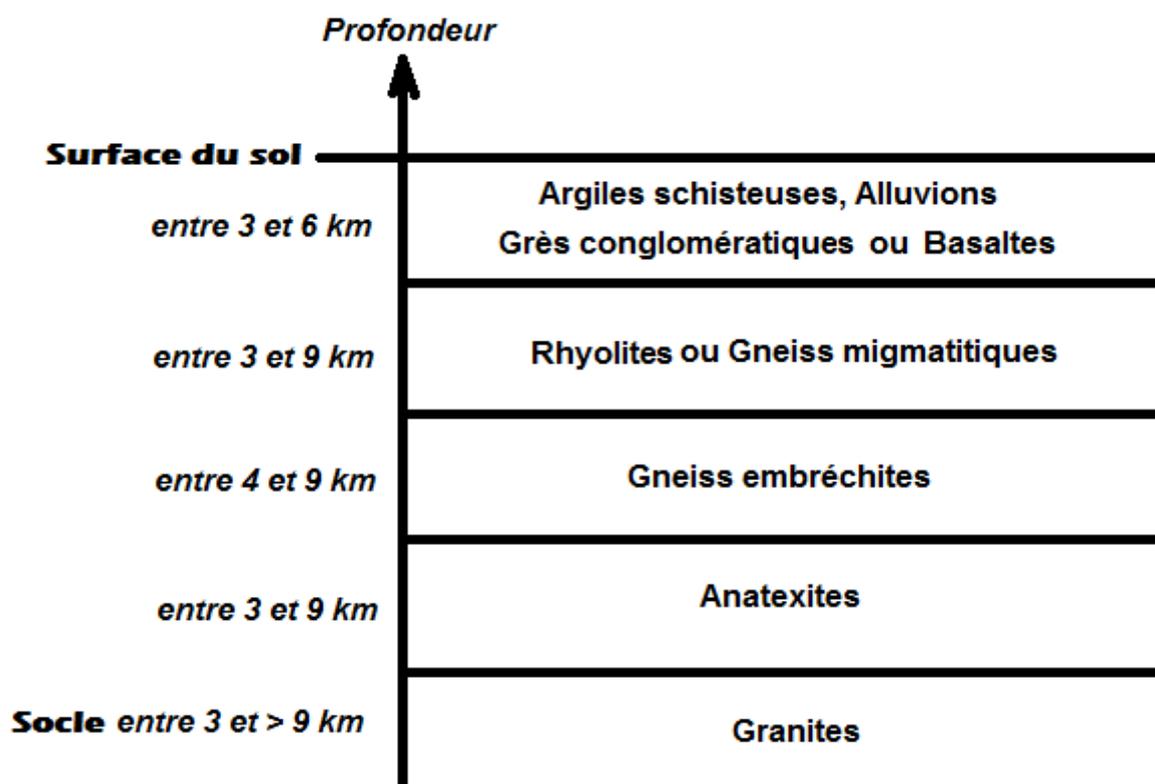


Figure 3.45 : Esquisse stratigraphique de la zone d'étude

Les travaux de Toteu et al. (2004), de Ngako et al. (2006) et de Mkoumbe et al. (2019) sont en concordance avec cette disposition stratigraphique à quelques exceptions près, exceptions qui se traduisent par le fait que leurs études étaient réalisées à l'échelle régionale. Elf Serepca (1981), Vicat et Bilong (1998) et Maurin (2002) résument le sous-sol du Nord en des couvertures sédimentaires (alluvions, basaltes, grès) en surface et des formations de gneiss et de granites en profondeur.

La stratigraphie de la zone d'étude mise en évidence par les modèles 2.75D et résumée à la figure 3.45 ci-dessus montre un socle granitique dont la profondeur du toit peut varier considérablement d'un endroit à un autre entre 3 et 12 km autour d'une moyenne de 8 km. Ces variations de la profondeur du socle sont confirmées par les travaux de Toteu et al. (1987) qui font parties des premiers chercheurs à avoir révélé la variation de ce socle des profondeurs jusqu'au-delà de la surface où il forme par endroit d'important pic rocheux tel le pic de Mindif. Les recherches de Mouzong et al.

(2014) ne sont pas loin de cette variation du toit du socle. Selon eux, elle est comprise entre 4,4 et 8,9 km.

4.2. Les dépôts sédimentaires et leurs épaisseurs

Cette étude a révélé que le FPF regorge de petits réservoirs sédimentaires dont la longueur (suivant la longitude) varie entre 10 et 13 km avec une profondeur allant jusqu'à 4 km à moyenne. La profondeur de ces bassins est caractéristique des bassins rencontrés à Garoua et ses environs. Kamguia et al. (2005) a estimé l'épaisseur de ces sédiments à 4 km. Dans la même lancée, Njandjock et al. (2006), à l'issue d'une étude gravimétrique menée à Yagoua un peu plus au nord de notre zone d'étude, ont évalué l'épaisseur des sédiments à 3,1 km. Cette étude a montré que ces réservoirs sédimentaires sont assez profonds et sont le siège de nombreux corps intrusifs et failles très profonds favorables à la décomposition thermique. Ce qui fait de ces réservoirs de potentielles zones d'accumulation d'hydrocarbures.

4.3. Implications sur l'exploration des hydrocarbures

La plupart des bassins sédimentaires (en particulier les bassins de rift) du monde touchés par les régimes tectoniques transtensionnels sont caractérisés par des structures d'extension (failles normales) et de cisaillements (décrochements) qui résultent de la juxtaposition de différents corps et structures rocheux souterrains (Genik, 1992). Si les bassins révélés contiennent des roches potentiellement bons réservoirs d'hydrocarbures, alors le phénomène de tectonique transtensionnelle suscité dans ces bassins pourrait avoir produit de nombreux pièges et joints à hydrocarbures. Ce qui est le cas pour notre zone d'étude où les petits bassins révélés par les modèles géologiques 2.75D sont formés d'argiles schisteuses et de grès qui sont des roches potentiellement bons réservoirs d'hydrocarbures. En plus, l'épaisseur moyenne des sédiments évaluée à 4 km dans ces bassins est favorable à cette prolifération d'hydrocarbures. En effet, Wright et al. (1985), Smyth et al. (2014), Akande et al. (2012) et Goni et al. (2016) ont montré qu'une épaisseur minimum de sédiments d'environ 2,3 à 3 km est suffisante pour atteindre une température seuil pouvant

favoriser le début de la production d'hydrocarbures à partir de roches sources d'hydrocarbures dans les bassins sédimentaires.

Les différents linéaments profonds du sous-sol identifiés, délimités et cartographiés notamment dans les zones avec des bassins profonds peuvent également servir de voies de migration des hydrocarbures générés à partir des lits de roches mères plus profonds. Cette assertion est étayée par plusieurs études (Hunt, 1996 ; Akande et al., 2012 ; Goni et al., 2016 ; Obaje & Hamza, 2000) qui ont révélé que de nombreux systèmes de failles/fractures observés aux travers des sédiments et qui ont une origine profonde servent généralement de voies de migration des hydrocarbures.

Par ailleurs, il est important de préciser que la zone d'étude est aussi marquée par des intrusions magmatiques telles que les granodiorites, les trachytes et les rhyolites. Ce qui corrobore les travaux de Toteu et al. (1987, 2001) qui ont en plus révélé la présence des intrusions de syénites et de granites dans tout le domaine Nord-Cameroun. Ces intrusions en milieux sédimentaires sont des facteurs propices à la formation des hydrocarbures. En effet, selon Anudu et al. (2014), la probabilité de dégradation thermique des matériaux conduisant à la formation d'hydrocarbures est élevée dans les bassins situés dans et autour des zones de fortes intrusions magmatiques, en particulier celles mises en place au Paléocène.

4.4. Validité des résultats

Les résultats obtenus des études magnétiques, gravimétriques et conjointes sont essentiellement fonction des techniques utilisées dans le traitement des données. Et réciproquement, la fiabilité des interprétations dépend de la précision avec laquelle les résultats ont été obtenus.

4.4.1. Validité de la localisation des failles

Plusieurs structures linéaires pouvant être interprétées comme étant des failles ont été mises en évidence dans cette étude. Sur la base des analyses des techniques HGM, AS et Euler pour la méthode magnétique et des techniques MEGHDV pour la méthode gravimétrique, certaines de ces structures ont été retenues comme étant

réellement des failles. Leur localisation dans le plan (X, Y) a été confirmée par le parallélisme entre les failles des deux méthodes tel qu'illustré sur la figure 3.44 ci-haut.

4.4.2. Validité des Profondeurs des failles

Le choix de la fenêtre utilisée pour les solutions d'Euler employé dans la méthode magnétique pour la détermination de la profondeur des failles est décrit par Reid et al. (2014). Selon ces auteurs, la longueur d'onde des anomalies observées et la maille de la carte structurale utilisée définissent la taille de la fenêtre appropriée. En tenant également compte de l'étendue des structures dans la région, nous avons fixé une taille de fenêtre de 15x15 km² qui correspond à trois fois l'altitude de prolongement utilisé.

Concernant l'indice structural (N), Reid et al. (1990) ont conclu que les valeurs faibles (0 et 1) fournissent les meilleures estimations des profondeurs des contacts, dykes et failles. Dans ce cas, nous nous sommes intéressés à la détermination de la profondeur des sources d'anomalies traduisant les failles, d'où le choix porté sur la valeur de $N = 1$. Vu que nous nous intéressons aux structures profondes, les techniques HGM et AS qui accompagnent cette déconvolution d'Euler ont été appliquées à la carte RTE prolongée à 3 km vers le haut afin de supprimer les signatures des corps superficiels. Pour confirmer les résultats des profondeurs obtenus de l'étude magnétique, nous avons eu recours à la méthode gravimétrique où nous avons appliqué l'analyse multi-échelle du gradient horizontal de la dérivée verticale. Le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson entre les profondeurs moyennes obtenues des deux méthodes est de 0,91 ce qui indique une forte corrélation entre ces deux ensembles de valeurs des profondeurs validant ainsi les résultats obtenus.

4.4.3. Validité des modèles 2.75D

Un système de deux modèles 2.75D a été obtenu de chacune des trois études menées (magnétique, gravimétrique et conjointe) sur chacun des deux profils d'intérêt (P1 et P2). Ce qui correspond à trois modèles pour chaque profil. Le constat le plus perceptible est la stratigraphie quasi-commune aux modèles du même profil. Bien que

les épaisseurs et les niveaux de profondeurs des couches ne soient pas vraiment les mêmes, la localisation aux endroits presque identiques des intrusions de même nature en dit long sur la fiabilité de ces modèles. Nous pouvons ainsi décrire avec certitude l'agencement des couches partant de la surface jusqu'au socle comme suit :

- Strates superficielles : argiles schisteuses, alluvions, grès, basaltes
- Strates de niveau 1 : rhyolites ou gneiss migmatitiques
- Strates de niveau 2 : gneiss embréchites
- Strates de niveau 3 : anatexites
- Socle : granites

Conclusion

Le présent chapitre s'est articulé autour de trois études majeures que sont les études aéromagnétiques, gravimétriques et conjointes. Elles ont permis de comprendre le contexte géologique et tectonique dans lequel se trouve notre zone d'étude. Chacune de ces études s'est faite par application de techniques différentes d'une étude à l'autre afin de mieux croiser les résultats et apprécier leur fiabilité. Elles ont toute débuté avec une interprétation qualitative des cartes structurales filtrées (RTE, dérivées directionnelles, prolongements). Puis des analyses qualitatives et quantitatives des linéaments basées sur des techniques multiples (HGM, AS, Euler, spectre radial de puissance, MEGHDV) ont conduit à la cartographie des failles. Les directions majeures de celles-ci sont NE-SW, E-W et NW-SE avec des profondeurs variant entre 3 et 8 km. Suivant ces directions majeures, un fossé d'effondrement (FPF) sur l'axe Pitoa-Figuil a été révélé. De petits réservoirs de sédiments ont été mis en évidence autour de Lam et au nord de Pitoa. Par la suite, des modèles 2.75D ont été produits selon deux profils tracés perpendiculairement au FPF. Ces modèles nous ont permis de confirmer la présence de poches sédimentaires dans le FPF et ont également révélé la stratigraphie de la zone d'étude avec un socle granitique dont la profondeur moyenne est estimée à 8 km. La détection et l'étude dans le FPF des corps magnétiques et gravimétriques au travers des inversions indépendantes et conjointes nous ont conduit à la thèse selon laquelle la profondeur de ce fossé révélé (FPF) décroît

progressivement de Figuil à Pitoa. Cette dernière information a été une preuve de plus pour conclure que le FPF est une conséquence directe de la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué ; et une conséquence lointaine de l'ouverture de l'océan Atlantique.

**CONCLUSION GENERALE
ET PERSPECTIVES**

Notre étude a consisté à exploiter les données aéromagnétiques et gravimétriques de la zone de Pitoa-Figuil comprise entre les parallèles 09°15' et 09°45' Nord et les méridiens 13°30' et 14°15' Est. La numérisation de ces données nous a conduit aux cartes des anomalies magnétiques et gravimétriques (Bouguer) sur lesquelles reposait l'essentiel du traitement des données.

Les objectifs fixés au début de cette étude étaient les suivants :

- Etablir les corrélations entre les anomalies magnétiques, gravimétriques et les observations géologiques basées sur les travaux géophysiques et géologiques antérieurs ;
- Cartographier les linéaments magnétiques et gravimétriques détectés dans la zone d'étude ;
- Cartographier les failles et les caractériser (direction, pendage et profondeur) ;
- Proposer des modèles 2.75D des formations géologiques permettant d'étudier leur stratigraphie ;
- Proposer des modèles 3D directs et inverses des structures du sous-sol de la zone afin de mieux comprendre la géodynamique des structures géologiques ;
- Evaluer le potentiel de ressources en hydrocarbures dans la zone d'étude.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons d'abord procédé à une revue de la littérature essentiellement basée sur la géographie, la géologie et la tectonique de notre zone d'étude et ses environs. Nous avons par la suite présenté les méthodes aéromagnétique et gravimétrique, les théories sur lesquelles elles sont basées, leurs principes de prospection ainsi que les techniques de traitement des données et le matériel utilisé. Et nous avons enfin traité ces données issues des deux méthodes de façon séparée (indépendante), puis de manière conjointe. Ce qui nous a fourni des cartes structurales qui nous ont conduit aux cartes de linéaments, aux cartes des failles, aux modèles directs et aux modèles inverses. La validité et la fiabilité des résultats ont été appréciées positivement par corrélation et par superposition des résultats des études

magnétiques, gravimétriques et conjointes ainsi que par confrontation avec les résultats d'autres travaux existants. Ces résultats se résument comme suit :

- Les tendances majeures des structures sont NE-SW, E-W et NW-SE tandis que les directions mineures sont ENE-WSW et WNW-ESE-;

- La cartographie réalisée a révélé de nombreuses failles dont la plupart suit les tendances majeures. Leurs profondeurs varient entre 2 et 9 km ;

- L'axe Pitoa-Figuil est caractérisé par la présence d'un fossé d'effondrement que nous avons nommé le Fossé Pitoa-Figuil (FPF) de direction NE-SW et qui est une conséquence de la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué et donc une conséquence de l'ouverture de l'océan Atlantique ;

- Les modèles 2.75D construits ont révélé la stratigraphie de la zone d'étude et la profondeur moyenne du toit du socle qui est de 8 km. Ce socle est essentiellement constitué de roches granitiques sur lesquelles reposent les anatexites granitoïdes précédés des embréchites, des gneiss migmatitiques et des rhyolites qui présentent plusieurs intrusions. La surface est recouverte de basaltes, d'argiles schisteuses, d'alluvions et de grès conglomératiques qui constituent de petits réservoirs sédimentaires (exceptés les basaltes) dont l'épaisseur moyenne est d'environ 4 km. Ces modèles 2.75D ont permis de localiser ces réservoirs sédimentaires dans le FPF au nord-est de Pitoa et aux encablures de Lam.

- Les modèles directs et inverses élaborés ont confirmé la présence de corps anomaux sur l'axe Pitoa-Figuil et ont permis d'étudier la profondeur du FPF. Il en ressort que ce fossé est plus profond dans sa partie sud (Pitoa) et remonte progressivement lorsqu'on évolue vers le Nord (Lam) suivant la direction NE-SW. Ce constat est venu soutenir l'idée selon laquelle ce fossé est né suite aux déformations engendrées par la mise en place du fossé tectonique de la Bénoué.

- Les présences dans le FPF des sédiments potentiellement bons réservoirs tels que les argiles schisteuses, les grès et de nombreuses failles très profondes font de ce fossé un potentiel site d'accumulation en hydrocarbures.

L'analyse et l'interprétation indépendantes et conjointes des données magnétiques et gravimétriques ont révélé l'existence de nombreuses structures géologiques et tectoniques potentiellement intéressantes pour l'exploration et qu'il

convient d'étudier au cas par cas. Malheureusement, ces méthodes de potentiel utilisées ne suffisent pas pour mener seules une prospection de reconnaissance. Elles doivent être couplées à d'autres méthodes pour récolter le maximum d'informations nécessaires à cet effet. C'est ainsi que nous suggérons les méthodes ci-dessous pour améliorer, compléter et étendre les résultats de nos travaux :

- La magnétotellurique pour la mise en évidence complète des limites du bassin sédimentaire du Mayo-Oulo Léré qui n'a pu être délimité que dans sa partie sud dans le cadre de cette étude ; Cette investigation magnétotellurique permettrait aussi de localiser d'autres failles profondes, potentiels pièges à hydrocarbures ;

- La prédominance des grès dans ce petit bassin sédimentaire (Mayo-Oulo) comme le révèle la géologie, constitue une information primordiale, car il s'agit de roches qui possèdent une grande porosité naturelle dite primaire. Ce qui leur confère la potentialité de constituer un réservoir d'hydrocarbures. Il serait donc intéressant de mener d'autres campagnes de prospection dans ce bassin, notamment la prospection sismique qui pourrait être complétée le cas échéant par des sondages géoélectriques afin de déterminer la nature des différentes couches, leurs successions et d'évaluer le volume des ressources en hydrocarbures disponibles.

- La spectrométrie gamma pour la confirmation de la nature des dépôts sédimentaires dans le FPF afin de mieux dresser les plans de forage pour la prospection d'hydrocarbures.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Akande, S.O., Egenhoff, S.O., Obaje, N.G., Ojo, O.J., Adekeye, O.A., Erdtmann, B.D., 2012. Hydrocarbon potential of Cretaceous sediments in the Lower and Middle Benue Trough, Nigeria: Insights from new source rock facies evaluation. *Journal of African Earth Sciences*, 64, 34-47.

Allix, P., Popoff, M., 1983. Le Crétacé inférieur de la partie nord-orientale du fossé de la Bénoué (Nigéria) : un exemple de relation étroite entre tectonique et sédimentation. *Bull.Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 349-359.

Anaba, F.M.Q., Djieto, E.L., Penaye, J., Sep, J.P., Neh-Fru, M.I., 2019. Mapping hydrothermal alteration targets from landsat 8 OLI/TIRS and magnetic data using digital image processing techniques in Garoua, North Cameroon. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 2019, 7, 28-41.

Anudu, G.K., Stephenson, R.A., Macdonald, D.I., 2014. Using high-resolution aeromagnetic data to recognise and map intra-sedimentary volcanic rocks and geological structures across the Cretaceous middle Benue Trough, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 625-636.

Archibald, N., Gow, P., Boschetti, F., 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics*, 30, 38-44.

B

Bath, G.D., 1962. Magnetic anomalies and magnetizations of the Biwabik Iron Formation, Mesabi Area, Minnesota. *Geophysics*, 27, 627-650.

Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps : Pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.

Barracough, D., 1987. International geomagnetic reference field : the fourth generation. *Phys. Earth Planet. Int.*, 48, 279-292.

Baudin, P., 1986. Le magmatisme mésozoïque à cénozoïque du fossé de la Bénoué (Nigéria) : géochronologie, pétrogénèse, cadre géodynamique. *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université Aix-Marseille 3*, 152 p.

Béa, A., Cochemé, J., Trompette, R., Affaton, P., Soba D., Sougy, J., 1990. Grabens d'âge Paléozoïque inférieur et volcanisme tholéiitique associé dans la région de Garoua, Nord Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, 10, 657-667.

Benkhelil, J., 1989. Origin and Evolution of the Cretaceous Benue Trough of Nigeria. *Journal of African Earth Science*, 8, 251-282.

Bessoles, B., Lasserre, M., 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bull. Soc. Geol., France*, XIX (5), 1085-1092.

Bessong, M., 2012. Paléoenvironnements et diagenèse dans un réservoir gréseux d'âge crétacé du fossé de la Bénoué au Nord Cameroun : les grès de Garoua. *Thèse de Doctorat, Université de Poitiers*, 197 p.

Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries, Geochemistry Geophysics Geosystems. *An Electronic Journal of the Earth Sciences*, 4, 39-42.

Black, H., 1985. Le Panafricain et son influence sur l'évolution géologique Phanérozoïque. *Dans l'évolution géologique de l'Afrique. Séminaire de formation, Soc. Geol., France*, 115 p.

Blakely, R.J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press, Cambridge*.

Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating Edges of Source Bodies from magnetic or Gravity Anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.

Bleeker, W., Davis, B.W., 2004. What is a craton? How many are there? How do they relate? And how did they form? *American Geophysical Union, Spring Meeting*. 1-7.

Bouba, A., Mono, J.A., Oyoa, V., Kamguia, J., 2022. Structural Interpretation of Deep Structures of the Adamawa Plateau (Nord-Cameroon) from Combined Terrestrial Gravity Data and GRACE. *International Journal of Science and Research*, 11(3), 356-360.

Browne, S.E., Fairhead, J.D., 1983. Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics* 94, 187-203.

Brunet, M., Dejax J., Brillanceau , A., Congleton, J., Downs, W., Dupéron-Laudoueneix M., Eisenmann V., Flanagan, K., Flynn, L., Heintz, E., Hell, J., Jacobs, L., Jehenne, Y., Ndjeng, E., Mouchelin, G., et Pilbeam, D., 1988. Mise en évidence d'une sédimentation précoce d'âge Barrémien dans le fossé de la Bénoué en Afrique occidentale (Bassin du Mayo Oulo Léré, Cameroun), en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306 (II), 1125-1130.

Brunet, M., Coppens, Y., Dejax, J., Flynn, L., Heintz, E., Hell, J., Jacobs, L., Jehenne, Y., Mouchelin, G., Pilbeam, D., et Sudre, J., 1990. Nouveaux mammifères

du Crétacé inférieur du Cameroun, Afrique de l'Ouest. *C.R Acad. Sci. Paris*, 310, Sér. II, 1139-1146.

Burke, K., Dessauvage, T., Whiteman, A., 1970. Geological history of the valley and adjacent areas. In: **Dessauvage, T., Whiteman, A.** (ed.), *African Geology*, Ibadan University Press, Ibadan. 187-205.

C

Caby, R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America, Special Paper 230*, 145-150.

Cain, J., Daniels, W., Hendricks, S., Jensen, D., 1965. An evaluation of the main geomagnetic field, 1940-1962. *J. Geophys. Res.*, 70, 3647-3674.

Clark, D.A., Emerson, D.W., 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22, 547-555.

Caron, V., Ekomane, E., Mahieux, G., Moussango, P., Ndjeng, E., 2010. The Mintom Formation (new): sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 57, 367-385.

Carter, J.D., Barber, W., Tait, E.A., 1963. The Geology of parts of Adamawa, Bauchi and Bornu Provinces in North – Eastern Nigeria. *Geological Survey of Nigeria Bulletin*, 8, 56-59.

Chouteau, M., 1999. Géophysique appliquée, tome I, Magnétisme, *Ecole Polytechnique de Montréal*, 50 p.

Collignon, F., 1968. Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. *ORSTOM*, 35 p.

Cooper, G.R., 1997. GravMap and PFproc: Software for Filtering Geophysical Map Data. *Computers & Geosciences*, 23, 91-101.

Cordell, L., 1979. Gravimetric expression of Graben faulting in Santa Fe country and the Espanola basin, New Mexico. In R. V., Ingersoll (Ed.), *Guidebook to Santa Fe Country. Socorro: New Mexico Geological Society*, 12, 59-64.

Cordell, L., Grauch, V.J., 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.

Cornachia, M., Dars, R., 1983. Un trait structural majeur du continent africain : Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 25, 101-109.

Collignon, 1988. Gravimétrie de reconnaissance du Cameroun. *ORSTOM Paris*, 379p.

D

Daouda-Dawäi, 2014. Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne panafricaine au Nord-Cameroun): analyses pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques. *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université Paul Sabatier - Toulouse III*, 10-23.

Dejax, J., Brunet, M., 1996. Les flores fossiles du bassin d'Hama-koussou, Crétacé inférieur du Nord-Cameroun : corrélations biostratigraphiques avec le fossé de la Bénoué, implications paléogéographiques. *Actes Colloques Angers 1994*, pp.145-173, 5 fig., 4 pl., Pau. June 29. ISSN: 0181-0901, - ISBN: 2-901026-419.

Deslandes, S., Gwyn, Q.H., 1991. Evaluation de Spot et Seasat pour la cartographie des linéaments: Comparaison basée sur l'analyse de spectre de Fourier. *Journal canadien de télédétection*, 17, 98-110.

Dobrin, B.M., Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting. 4th Edition, McGraw-Hill, 882 p.

Dorbath, C., Fairhead, D., 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 International*, 86, 751- 766.

Dumont, J.F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique 1*, 13-19.

Durrheim, R.J., Cooper, R.J. 1998. EULDEP A Program for the Euler Deconvolution of Magnetic and Gravity Data. *Computer and Geosciences*, 24, 545-550.

E

Elf-SEREPCA, 1981. Rapport de mission de reconnaissance des sols du permis Rio del Rey. *Elf-Serepca, Service d'exploration, Carte géologique du bassin de Garoua, projet n°83-057.*

Ekwueme, B., Kroner, A., 1997. Zircon evaporation ages and chemical composition of migmatitic schist in the Obudu Plateau: evidence of palaeoproterozoic (ca. 1789 Ma) event in the basement complex of southeastern Nigeria. *J. Min. Geol.*, 33 (2), 81-88.

Ekwueme, B., Kroner, A., 1998. Single zircon evaporation ages from the Oban massif, Southeastern Nigeria. *J. Afr. Earth Sci.*, 26 (2), 195-205.

Elangwe H., 1979. Carte géologique de la République Unie du Cameroun / Geological map of the United Republic of Cameroon. *Compiled in 1979 by the Department of Mines and Geology.*

Eno Belinga, S.M., 1984. Géologie du Cameroun. *Univ. Yaoundé (Cameroun)*, 307.

Eyike, Y.A., Paoletti, V., Ravat, D., Manguelle-Dicoum, E., Fairhead, J.D., 2008. Analysis of gravity and aeromagnetic anomalies of the Central and southern parts of the Logone Birni region, Northern Cameroon. *International Geological Congress, oslo*, 27, 533-550.

F

Fairhead, J.D., 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.

Farquharson, C.G., 2008. Constructing piecewise-constant models in multidimensional minimum-structure inversions. *Geophysics*, 73, 1-9.

Farquharson, C.G., Lelièvre, P.G., 2017. Modelling and inversion for mineral exploration geophysics: A review of recent progress, the current state-of-the-art, and future directions. *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 17, 51-54.

Ferre, E., Rudolph, D.L., Kachanoski, R., 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: Implications for twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resources Research* 32. doi: 10.1029/95WR02576. ISSN: 0043-1397.

Ferre, E., Gleizes, G., Caby, R., 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belts of Eastern Nigerian: a synthesis. *Precambrian Res.*, 114, 199-219.

Feumoe, S.N., 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, Univ. de Yaoundé I, Fac. Sciences*, 143 p.

Fitton, J.G., 1980. The Benue Trough and Cameroon Line - A Migrating Rift System in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 132-138.

Fitton, J.G., 1987. The Cameroon Line, West Africa: A Comparison between Oceanic and Continental Alkaline Volcanism. *Geological Society, London, Special Publications*, 30, 273-291.

Fitton, J.G., Dunlop, H.M., 1985. The Cameroon Line, West-Africa, and Its Bearing on the Origin of Oceanic and Continental Alkali Basalt. *Earth and Planet Science Letters*, 72, 23-38.

Fleury, S., 2011. Méthode magnétique appliquée à l'exploration multi-échelle du bassin de Franceville. *Thèse de doctorat, Université de Strasbourg*, 333 p.

Freeth, S.J., 1990. The Origin of the Benue Trough. In: C.O. Ofoegbu (Ed.), The Benue Trough Structure and Evolution. *Wiesbaden: Vieweg ans Sohn Braunschweig, Germany. Friedr*, 217-227.

Fudral, S., 1996. Etude géologique de la suture tethysienne dans les alpes franco-italiennes nord-occidentales de la doire ripaire (italie) a la region de bourg-saint-maurice (france). *Thèse de Doctorat, Université Savoie Mont Blanc*, 306 p.

G

Ganwa, A., 1998. Contribution à l'étude géologique de la région de Kombe II - Mayabo dans la série panafricaine de Bafia. Géomorphologie structurale, tectonique, pétrologie. *Thèsede doctorat 3eme cycle, Université de Yaoundé I, Cameroun*, 173 p.

Ganwa, A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, K.C., Ngako, V., 2008a. Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and 207Pb/206Pb age imprints. *Comptes Rendus Geosciences* 340, 211-222.

Ganwa, A., Frisch, W., Siebel, W., Kongyuy Shang, C., Mvondo Ondo, J., Muharrem, S., Tchakounte, N., 2008b. Zircon 207Pb/206Pb evaporation ages of Panafricanmetasedimentary rocks in the Kombe II area (Bafia Group, Cameroon): Constraintson protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences*, 51, 77-88.

Garland, G.D., 1965. The Earth's Shape and Gravity. *Elsevier Science & Technology Books*, 183 p.

Genik, G., 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.). *Tectonophysics*, 213, 169-185.

Goni, I.B., Nur, A., Mbusube, A.M., Yusuf, S.N., Sheriff, B.M., 2016. Estimating the Sedimentary Thickness of the Bornu Basin Using Spectral Analyses of High Resolution Aeromagnetic Data 1 2 1 3 1. *Journal of Mining and Geology*, 52, 83 – 92.

Grauch, V.J., Cordell, L., 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity. *Geophysics*, 52, 118–121.

Gunn, P.J., 1975. Linear Transformation of Gravity and Magnetic Fields. *Geophysical Prospecting*, 23, 300-312.

H

Hackney, R.I., Featherstone, W.E., 2003. Geodetic versus geophysical perspectives of the ‘gravity anomaly’. *Geophys. J. Int.*, 154, 35-43.

Hautot, S.R., Single, J., Watson, N., Harrop, D.A., Jerram, P., Tarits, K., Whaler G., Dawes, 2007. 3-D magnetotelluric inversion and model validation with gravity data for the investigation of flood basalts and associated volcanic rift margins. *Geophys. J. Int.*, 170, 1418–1430.

Hervieu, J., 1967. Sur l’existence de deux cycles climato-sédimentaires dans les Monts Mandara et leurs abords (Nord-Cameroun) : Conséquences morphologiques et pédogénétiques. *C.R.Ac. Sc. t 264, Serie D*, 2624-2627.

Hervieu, J., 1969. Les industries à galets aménagés du haut bassin de la Benoue. *Centre ORSTOM de Yaounde*, 13 p.

Heywood, C.E., 1992. Isostatic residual gravity anomalies of New Mexico. Water-Resources Investigations Report 91-4065. *U.S. Geological Survey ; Books and Open-File Reports*.

Hobbs, W.H., 1903. Lineaments of the Atlantic border regions. *Geological Society of America Bulletin* 15, 483-506.

Hobbs, W.H., 1911. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. *Geological Society of America Bulletin*, 22, 123-176.

Hunt, J.M., 1996. Petroleum Geochemistry and Geology, second edition. *New York, W.H. freeman and Company, USA*, 743 p.

J

Jacobsen, B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52, 1138–1148.

K

Kamguia, J., Tabod, C.T., Manguelle-Dicoum, E., Tadjou, J.M., 2005. Geological models deduced from gravity data in the Garoua basin, Cameroon. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2(2), 147.

Karl, J. H., 1971. The Bouguer correction for the spherical Earth. *Geophysics*, 36, 761-762.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2013. An introduction to geophysical exploration. *University of Bristol, Michael Brooks, Ty Newydd, City*, 281 p.

Keating, P., Pilkington, M., 2004. Euler Deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophys. Prospect.* 52, 165-182.

Khattach, D., Mraoui, H., Sbibih, D., Chennouf, T., 2006. Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques: application à la gravimétrie du Maroc nord-oriental, C. R. *Geoscience*, 338, 521–526.

King, L.C., 1950. Outline and disruption of Gondwanaland. *Geol. Mag.*, 87, 353-359.

Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986, Plate kinematics of the central Atlantic; p. 251–378 in P. R. Vogt and B. E. Tucholke (eds.), *The Geology of North America, Volume M: The Western North Atlantic Region: Geological Society of America, Boulder, Colorado*, 720 p.

Kokea, A.D., Koumetio, F.F., Kenfack, J.V., Yemele, D., 2019. Lineament characteristics using gravity data in the Garoua zone, North Cameroon: Natural risks implications. *Earth and Planetary Physics*, 3, 33–44.

L

Lelièvre, P.G., Farquharson, C.G., 2015. Mesh- and surface-based geophysical inversion of IOCG deposits. *Atlantic Geology*, 51 (1).

Lelièvre, P.G., Farquharson, C.G., Hurich, C.A., 2012. Joint inversion of seismic traveltimes and gravity data on unstructured grids with application to mineral exploration. *Geophysics* 77, 1-15.

Le Mouël, J., 1969. Sur la distribution des éléments magnétiques de France. *Thèse de*

Doctorat, Paris VII, 154 p.

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Milesi, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., 2006. Shrimp U-Pb zircon dating for the Nyong Series, South West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 413-427.

Li, Y., Chouteau, M., 1998. Three-dimensional gravity modeling in all space. *Surveys in Geophysics*, 19, 339-368.

Li, Y., Oldenburg, D.W., 2000. Joint inversion of surface and three-component borehole magnetic data. *Geophysics*, 65, 540–552.

Louis, P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Bulletin ORSTOM*, 42 p.

M

Maechler, M., Rousseeuw, P., Struyf, A., Hubert, M., Hornik, K., 2015. Cluster: Cluster analysis basics and extensions (R package Version 2.0.3).

Maluski, H., Coulon, C., Popoff, M., Baudin, P., 1995. AR/39 chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to early cenezoic magmatism from the Benue Trough, Nigeria. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 152. 311-326.

Mariita, N.O., 2007. The Gravity method. *Geology*, 48, 80-94.

Maurin, J.C., Guiraud, R., 1989. Relations entre tectonique et sédimentation dans les bassins barrémo-aptiens du Nord Cameroun. *C.R. Acad. Sci. Paris 308, Sér. II*, 787-792.

Maurin, S., 2002. Geomorphology, atlas of the province of the far North Cameroon. *Plate 04, MINRESI-INC-Cameroon*,

May, P.R., 1971. Patterns of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context positioning of the continents. *Geol. Soc. Ameri. Bull.* 82, 1225-1292.

Meying, A., Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E., 2009. Evidence of fractures from the image of the subsurface in the Akonolinga-Ayos area 177 (Cameroon) by combining the Classical and the Bostick approaches in the interpretation of audio-magnetotelluric data. *J. Geology and Mining Research*, 1(8), 159-171.

- Meying, A., 2011.** Investigations crustales profondes et superficielles par méthode audio magnétotellurique (AMT) dans la région Ayos-Nguelmendouka (Cameroun). *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université de Yaoundé I*, .5-10.
- Mkoumbe, E., Fosso, T.E., Eyike, Y.A., Njandjock, N.P., Tabod, C.T., 2019.** Depositional and structural styles in the Logone Birni Basin (LBB), Northern Cameroon, from 3D potential field modeling: Preliminary results. *Open Journal of Geology*, 9, 226-244.
- Moloto-A-Kenguemba, G.R., Trindade, R.I., Monié, P., Nédélec, A., Siqueira, R., 2008.** A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton: tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dyke swarm (Central African Republic). *Precambrian Research* 164, 214-226.
- Monteiro, F.A., Antonio-Andrade, R.A., Dupis, A., 2007.** 2D joint inversion of dc and scalar audio-magnetotelluric data in the evaluation of low enthalpy geothermal fields. *J. Geophys. Eng.*, 4, 53–62.
- Moorkamp, M., Jones, A.G., Eaton, D.W., 2007.** Joint inversion of teleseismic receiver functions and magnetotelluric data using a genetic algorithm: Are seismic velocities and electrical conductivities compatible ? *Geophys. Res. Lett.*, 34, 1–5.
- Moreau, C., Regnault, J., M., Deruelle, B., Robineau, B., 1987.** A new tectonic model for the Cameroon line, Central Africa. *Tectonophysics*. 141, p.317-334
- Mouzong, M.P., Kamguia, J., Nguiya, S., Shandini, Y., 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.

N

- Nabighian, M.N., 1974.** Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39, 85-92.
- Ndougsa Mbarga, T., 2004.** Etude géophysique par methode gravimétrique des structures profondes et superficielles de la région de Manfé. *Thèse Doctorat Ph.D, Univ. de Yaoundé I, Fac. Sciences.* 265 p.
- Nettleton, L., 1976.** Geophysical prospection for oil. *Mc Graw Hill, New-York*, 77 p.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A., Mariano, G., Silva, J.M., 2004.** Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the

Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46, 52-63.

Ngako, V., 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la série de Poli, segment Camerounais de la chaîne Panafricaine. *Mém.Doc.CAESS.*, n°5, Rennes, 185p.

Ngako, V., Jegouzo, P., Soba, D., 1989. Déformation et métamorphisme dans la chaîne Panafricaine de Poli (Nord-Cameroun) : implications géodynamiques et paléogéographiques. *J.Afr.Earth Sci.*, 9, 541-553.

Ngako, V., Jégouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 313, 457-463.

Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J., 1999. Le Cisaillement Centre Camerounais : Role structural et géodynamique dans l'orogénèse Panafricaine. *C.R. Acad. Sci Paris*.

Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., 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., Affaton, P., Njonfang, E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research*, 14, 509-522.

Ngoh, J.D., Ndougsa Mbarga, T., Assembe, S.P., Meying, A., Owono, O.U., Tabod, C.T., 2017. Evidence of Structural Facts Inferred from Aeromagnetic Data Analysis over the Guider-Maroua Area (Northern Cameroon). *International Journal of Geosciences*, 8, 781-800.

Ngoh, J.D., Ndougsa Mbarga, T., Mickus, K., Tarek, Y., Tabod, C.T., 2020. Estimation of Curie Point Depth (CPD) across the Pan African Belt in Northern Cameroon from Aeromagnetic Data. *Open Journal of Earthquake Research*, 9, 217-239.

Ngoumou Paul, C., 2015. Application des méthodes géoélectriques (DC et IP) à l'identification des cibles ferrifères et des aquifères dans la zone de Messondo-Kelle Bidjocka (Centre-Cameroun). *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université de Yaoundé I*, 6-10.

Njandjock, N.P., Manguelle-Dicoum, E., Ndougsa Mbarga, T., Tabod, C.T., 2006. Spectral analysis and gravity modelling in the Yagoua, Cameroon, sedimentary basin. *Geofisica internacional*, 45(3), 209-215.

Njanko, T., 1999. Les granitoides calco-alcalins syn-cisaillement de la région de Tibati (Domaine central de la chaîne Panafricaine) : simplification géodynamique par

rapport à la tectonique panafricaine. *Thèse de Doctorat Faculté des Sciences, Université de YaoundéI, 158p.*

Njanko, T., Nédélec, A., Affaton, P., 2006. Synkematic high-k calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44 (4-5), 494-501.

Njel, U., 1986. Paléogéographie d'un segment de l'orogénèse panafricain, la série volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun). *C.R. Academie des Sciences Paris, 303 (II), 1737-1742.*

Njeudjang, K., Kana, J.D., Tom, A., Abate, E.J.M., 2020. Curie point depth and heat flow deduced from spectral analysis of magnetic data over Adamawa volcanic region (Northern Cameroon): geothermal implications. *SN Appl. Sci., 2, 1330.*

Njonfang, E., Ngako, V., Kwékam, M., Affaton, P., 2006. Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban-Bankim: témoins d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 338, 606-616.*

Njonfang, E., Ngako V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H., 2008. Restraining bends in high temperature shear zones: The "Central Cameroon Shear Zone", Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 52, 9-20.

Noutchogwe, C.T., 2004. Apport de la gravimétrie à l'étude de la bordure méridionale du plateau de l'Adamaoua (Cameroun). *Thèse de Doctorat Faculté des Sciences, Université de YaoundéI, 161 p.*

Noutchogwe, C.T., Koumetio, F., Manguelle-Dicoum, E., 2010. Structural features of South-Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: Hydrogeological implications Traits structuraux du Sud-Adamaoua (Cameroun) déduits des anomalies magnétiques : implications hydrogéologiques. *Comptes Rendus Geoscience, 342, 467-474.*

Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T., Koumetio, F., Manguelle-Dicoum, E., 2011. A Gravity model study for differentiating vertical and dipping geological contacts with application to a Bouguer gravity anomaly over the Fouban shear zone, Cameroon. *Geophysica, 47, 43-55.*

Nsifa, N.E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira R., Pouclet, A., Bascou, J., 2013. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 87,44-58.

Ntsama, A., J., 2013. Magnétostratigraphie et sédimentologie des formations crétacées des bassins sédimentaires d'Hamakoussou et du Mayo Oulo-Léré au Nord-

Cameroun (Fossé de la Bénoué). *Thèse de Doctorat Faculté des Sciences, Université de YaoundéI*, 211 p.

Ntsama, A.J., Bessong, M., Hellc, J.V., Mbese, C.O., Nolla, J.D., Dissombo, E.A., Takem E,J., Mbassa, B.J., Mouloud, B., Vignaud, P.J., Mfoumbeng, M.P., 2014.The Importance of Diagenetic Processes in Sandstones Facies of the Hamakoussou Sedimentary Basin in North Cameroon: Influence on Reservoir Quality. *International Journal of Sciences: Basic and Applied Research* 13:220-230

Nzenti, J., Barbey, P., Jegouzo, P., Moreau, C., 1984.Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 299, 1197-1199.

Nzenti, J., 1987. Petrogenese des migmatites de Yaounde (Cameroun). Elements pour un modele geodynamique de la chaine Pan-africaine Nord-Equatoriale. *Th.Doct.Univ., NancyI, France*, 75 p.

Nzenti, J., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988. Origin and Evolution of the Precambrian high grade Yaounde gneiss (Cameroon). *Precambrian Res.*, 38, 91-109.

Nzenti, J., Minyem, D., Tchouankoué, J.P., Eno Belinga, S.M., 2001. Le panafricain. *Hist. Géol. Cam.*, 39-55.

Nzenti, J.P., Badibanga Kapajika, G., Wörner, Toto, R.L., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74-86.

Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J.P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience* 16, 196-226.

O

Obaje, N.G., Hamza, H., 2000. Liquid hydrocarbon source-rock potential of mid-Cretaceous coals and Coal Measures in the Middle Benue trough of Nigeria. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 130-139.

Ofoegbu, C.O., 1983. A review of the geology of the Benue Trough, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3, 283-291.

Okabe, M., 1979. Analytical expressions for gravity anomalies due to homogeneous polyhedral bodies and translations into magnetic anomalies. *Geophysics*, 44, 730-741.

P

Paterson, Grant, Watson Ltd, 1976. Etudes aéromagnétiques sur certaines régions de la République Unie du Cameroun. Rapport d'interprétation. *A.C.D.I. TORONTO*, 192.

Paterson, N.R., Reeves, C.V., 1985. Applications of Gravity and Magnetic Surveys: The State-of-the-Art in 1985. *Geophysics*, 50, 2558-2594.

PNUD, 1987. Projet de Recherche Minière du Sud-Est du Cameroun. *Rapport Technique Final*, 89 p.

Penaye, J., Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun; géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 309, 315-318.

Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159-164.

Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.C., 2006. Evolution of the Mayo Kébbi 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.

Pilkington, M., Keating, P., 2006. The relationship between local wavenumber and analytic signal in magnetic interpretation. *Geophysics*, 71, 12-15.

Pinna, P., Magnien, A., Ojo, O., 1980. Paleogeographical and structural evolution of northeastern Benue Trough during Cretaceous (Gombe-Yola area, Nigeria). *26è Cong. Geol.Int.* 1, 374.

Pinna, P., Calvez, J.Y., Abessolo, A., Angel, J.M., Mekoulou-Mekoulou, T., Mananga, G., Vernhet, Y., 1994. Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences* 18, 347-353.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J., Vicat, J., 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, D.Y.H., 1994. Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques : Etude d'un bombement intraplaque : le massif de l'Adamaoua (Cameroun). *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université Paris XI Orsay*, 10-23.

Pratt, D.A., Shi, Z., 2004. An improved pseudo-gravity magnetic transform technique for investigation of deep magnetic source rocks. *ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition, Extended Abstracts*, 4 p.

R

Rasmussen, R., Pedersen, L.B., 1979. End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting* 27, 749–760.

Regnault, J., 1986. Synthèse géologique du Cameroun. *Pub. Dir. Mines and Geol. du Cameroun*, 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.

Reid, A.B., Thurston, J.B., 2012. The Structural Index in gravity and magnetic interpretation: errors, uses and abuses. *Geophysics* 79, 1-6.

Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, J.S., 2014. Avoidable Euler Errors – the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 1-7

Reynolds, J. M., 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. *Chichester: John Wiley and Sons Ltd.*, 796 p.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116–125.

S

Seidelmann, P.K., Archinal, B.A., A’Hearn, M.F., 2006. IAU/IAG working group on cartographic coordinates and rotation elements. *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, 98, 155-180.

Sharma, P., 1978. Geophysical Methods in Geology. *Elsevier North-Holland Inc., New York*, 407 p.

Sjöberg, L.E., 1998. On the Pratt and Airy models of isostatic geoid undulations. *Journal of Geodynamics*, 26, 137-147.

Skalbeck, J.D., Karlin, R.E., Shevenell, L., Widmer, M.C., 2005. Gravity and aeromagnetic modelling of alluvial basins in the southern Truckee Meadows adjacent to the Steamboat Hills geothermal area, Washoe County, Nevada. *Geophysics*, 70, 81-89.

Smith, K.S., 1999. Metal sorption on mineral surfaces: An overview with examples relating to mineral deposits, in Plumlee, G.S., and Logsdon, M.J., eds., The environmental geochemistry of mineral deposits, Part A: Processes, techniques, and health issues. *Reviews in Economic Geology*, 6, 161–182.

Smyth, H.R., Morton, A., Richardson, N. and Scott, A.R., 2014. Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 386, 1–6.

Snelling, N., 1965. Age determination unit. *Ann.Rep. Oversea geol. Sur. (1964), Kaduna, Nigeria*, 28-38.

Soba, D., Michard, A., Toteu S., Penaye, J., Ngako V., Nzenti, J., Dautel, D., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est-Cameroun : âge protérozoïque supérieur de la série de Lom. *C. R.Acad. Sci. Paris*, 312, II, 1453-1458.

Souga-Kassia, G.V., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Ngoh, J.D., Ngoa, E.S.B., 2022. Structural features derived from a multi-method approach over the Pitoa-Figuil area, Northern-Cameroon. *Acta Geophysica*,

Souza, Z.S., Montel, J.M., Costa Giola, S., Hollanda, M.H., Nascimento, M.A., Sà, E. F., Amaro, V.E., Pimentel, M.M., Lardeaux, J.M., Veschambre, M., 2006. Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research* 9, 441-455.

Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35, 293-302.

Stavrev, P.Y., 1997. Euler Deconvolution Using Differential Similarity Transformations of Gravity or Magnetic Anomalies. *Geophysical Prospecting*, 45, 207-246.

- **Stoneley, R., 1966.** The Niger delta region in the light of the theory of continental drift. *Geol. Mag.*, 103, 385-397.

T

Tagne, K.G., 2003. Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of late-collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 149-171.

Takin, M., Talwani, M., 1966. Rapid computation of the gravitation attraction of topography on a spherical Earth. *Geophysical Prospecting*, 14, 119-142.

- Talwani, M., Heirzler, J.R., 1964.** Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies or arbitrary shape. *Computers in the mineral industry, School of Earth Sciences, Stanford University, 210 p.*
- Tchakounte, J., 1999.** Etude géologique de la région d'Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (Province du Centre). Tectonique, géochimie et métamorphisme. *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université de Yaoundé I (Cameroun).*
- Tchakounté, N.J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A., White, W.M., 2007.** Evidence of ca.1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo Craton. *Comptes Rendus des Geosciences 339, 132-142.*
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A., Toteu, S.F., 2006.** Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences 44/4- 5, 511-529.*
- Tedla, G.E, Van der Meijde, M., Nyblade, A.A., Van der Meer, F.D., 2011.** A crustal thickness map of Africa derived from a global gravity field model using Euler deconvolution. *Geophys. J. Int., 187, 1-9.*
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Keys, D.A., 1990.** Applied Geophysics. *Cambridge University Press, Cambridge, 860 p.*
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R., 1998.** Applied Geophysics: second edition. *Cambridge University Press, 770 p.*
- Tiberi, C.M., Diament, J. Déverchère, C.P., Mariani, V., Mikhailov, S., Tikhotsky, Achauer, U., 2003.** Deep structure of the baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology. *J. Geophys. Res, 108, 1-15.*
- Tirén, S., 2010.** Lineament interpretation Short review and methodology. *Geosigma AB, Report number: 2010:33 ISSN: 2000-0456*
- Tokam, K.A., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julia, J., Wiens, D.A., Pasyanos, M., 2010.** Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International, 183, 1061-1076.*
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J., Rocci, J., 1987.** U-Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, organic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambrian Research, 37, 71-87.*

Toteu, S.F., Bertrand, J., Penaye, J., Macaudiere, J., Angoua, S., Barbey, P., 1991. Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In the Early Proterozoic Trans-Hudson orogen of North America. *Lewry, J.F. and Stauffer, M.R. Eds, Geol. Assoc.Can., Spec., 37, 483-496.*

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research 67, 321-347.*

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on pre-Pan-African history of central Africa. *Precambrian Research 108, 45-73.*

Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom D.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.*

Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. 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 Series (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences 44, 428-442.*

V

Valet, J., Meynadier, L., Guyodo, Y., 1981. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature, 435, 802-805.*

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. eds., West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society (London), Special Publication 294, 69-99.*

Vicat, J.P., Pouclet, A., Nkoumbou, C., Seme Mouangue, A.C., 1997. Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA) - signification géotectonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 325, 671-677.*

Vicat, J.P., 1998. Esquisse géologique du Cameroun. *Geosciences au Cameroun, GEOCAM 1/1998, 3-11.*

Vicat, J.P., Bilong, P., 1998. Les grands thèmes de la recherche géologique au Cameroun : bilan de trois décennies de travaux universitaires. In book: Géosciences au Cameroun, Collect. GEOCAM, 1/1998. *Press. Univ. Yaoundé, 427-436.*

Vicat, J.P., Moloto-A-Kenguemba, G., Pouclet, A., 2001. Les granitoïdes de la couverture protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud- Ouest de la République Centrafricaine), témoins d'une activité magmatique postkibarienne à pré-panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 332, 235-242.

Vozoff, K., Jupp, D.L., 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J.R. astr Soc*, 42, 977–991.

W

Williams, N.C., 2008. Geologically-constrained UBC–GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Doctoral dissertation, University of British Columbia*, 58 p.

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

Wright, J.B., 1968. South Atlantic continental drift and the Benue Trough. *Tectonophysics*, 6, 301-310.

Wright J.B., 1976. Origins of the Berme. A critical review. In Kogbe C. A., *Geology of Nigeria Elisabethan Publi Co, Lagos*, 309-3 17.

Wright, J.B., Hastings, D.A., Jones, W.B., Williams, H.R., 1985. Geology and Mineral Resources of West Africa. *George Allen and Unwin, London*, 187 p.

Y

Yandjimain, J., 2020. Investigation géophysique par la méthode aéromagnétique : implications tectoniques et minières dans la région de Djadom-Eta au sud-est Cameroun. *Thèse de Doctorat/Phd de l'Université de yaoundé 1*, 4-5.

Z

Zamora, A., 2013. On different techniques for the calculation of Bouguer gravity anomalies for joint inversion and model fusion of geophysical data in the Rio Grande Rift. *PhD thesis, The University of Texas at El Paso ProQuest Dissertations*, 11-20.

Zhdanov, M.S., 2002. Geophysical inverse theory and regularization problems, *Methods in Geochemistry and Geophysics*. 36, Elsevier, 628 p.

ANNEXE

Publication issue de la thèse



Structural features derived from a multi-method approach and 2.75D modelling of aeromagnetic data: a case study of the Pitoa–Figuil area (Northern Cameroon)

G. Voltaire Souga Kassia¹ · T. Ndougsa Mbarga^{1,2} · A. Meying³ · J. Daniel Nghoh¹ · S. Ngoa Embeng¹

Received: 23 September 2022 / Accepted: 21 November 2022

© The Author(s) under exclusive licence to Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences & Polish Academy of Sciences 2022

Abstract

An interpretation of aeromagnetic data was conducted in the Pitoa–Figuil area (Northern Cameroon). The aim of this investigation was the first to emphasise lineaments hidden under geological formations and secondly to propose two 2.75D models of the subsurface structures. Different magnetic data processing techniques were used, notably horizontal gradient magnitude, analytic signal and Euler deconvolution. The application of these techniques made it possible to map a certain number of lineaments representing discontinuities of magnetic susceptibility, mainly oriented NE–SW, NW–SE, E–W and ENE–WSW. The predominant direction for major lineaments is NE–SW and NW–SE. The major NE–SW trends have been attributed to the consequences of the Benue trough set-up due to the Atlantic opening. The lineaments map associated with the Euler solutions permits us to highlight and characterise 18 faults and some intrusive bodies. Euler solutions indicate depths down to 5.3 km for anomaly sources. The 2.75D modelling from the aeromagnetic anomaly reduced to the equator permits to understand the stratification of the deep and near-surface structures, which are sources of the observed anomalies. The sediment thickness values (3.5–4 km) combined with the presence of numerous deep faults make this area a potential site for hydrocarbon accumulations.

Keywords Horizontal gradient magnitude · Euler deconvolution · 2.75D modelling · Fault · Intrusive body

Introduction

Investigating depths through geomagnetic field properties are the basis of the magnetic method, the one we used for this research. The resulting data are influenced by the distribution of physical properties and parameters, thus requiring interpretation. The analysis and interpretation of these data

can reveal deep subsurface structures, their different constituent materials and their distribution.

This study is carried out in a well-known area in northern Cameroon. Several studies (Ntsama et al. 2014; Kamguia et al. 2005) revealed the presence of many Cretaceous sedimentary basins. At the beginning of the Cretaceous age (145 Ma), the basement of the northern Cameroon region was affected by a tectonic event due to the Benue trough set-up, which generated faults that promote volcanic activities (Ngako et al. 2008). These faults were buried by the resulting basaltic lava flows and the accumulated alluvial deposits in Mayos.

Referring to the investigations of Nghoh et al. (2020) on the Curie point depth estimation, structures in the northern Cameroon domain can be classified into two categories according to the sources of anomalies which characterise them: the shallow depth sources and the great depth sources. Most of these sources are due to the fault systems of the west–central African rift whose main directions are NE–SW and E–W. Other structures are caused by the Cameroon volcanic line whose resulting rocks around the

Edited by Prof. Teresa Grabowska (ASSOCIATE EDITOR) / Prof. Ramón Zúñiga (CO-EDITOR-IN-CHIEF).

✉ G. Voltaire Souga Kassia
sougakassia@yahoo.com

¹ Postgraduate School of Science, Technology and Geosciences, University of Yaoundé I, P.O. Box 47, Yaoundé, Cameroon

² Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Yaoundé I, P.O. Box 47, Yaoundé, Cameroon

³ School of Geology and Mining Engineering, University of Ngaoundéré, P.O. Box 115, Meiganga, Cameroon

area's surface (Houketchang et al. 2016). None of these researches have focused on hydrocarbon exploration.

Geophysical methods for hydrocarbon exploration are generally subdivided into magnetic, gravity and seismic methods (Sengbush 1986). Potential methods are used only in the predrilling stage. The seismic method is used in both survey and development stages (Mahlemir et al. 2012). Concerning the potential method variations in the gravity and magnetic fields are measured. These measurements permit to the prediction of the gross geologic structures of a basin (Kallivokas et al. 2013). It would be interesting to know what could be the link between the hydrocarbon accumulation and the fault systems identified under the sedimentary formations in the study area.

The aim of this research paper is firstly to highlight magnetic anomalies and correlate them with the tectonic and geological events given by existing literature in order to locate and identify buried faults, intrusions and geological boundaries and interpret them within the regional geological context. Secondly, this article tries to make its contribution to the knowledge of the stratification of the Pitoa–Figuil subsurface and to evaluate the thickness of sediments whose composition may reveal potential hydrocarbon accumulation sites. To achieve these purposes, some techniques such as Horizontal gradient magnitude, Analytic signal, Euler deconvolution and 2.75D modelling were applied.

Geological and tectonic setting

The study area is located in a part of the Pan-African belt between the longitudes 13°30'–14°15' E and latitudes 09°15'–09°45' N. The basement complex consists of granite rocks from the Precambrian. The sedimentary basins in and around the study area were set-up in the Cretaceous by the NE–SW Benue trough which is one of the direct consequences of the establishment of the gigantic moat covered by the Atlantic Ocean (Ntsama et al. 2014).

The various geological formations and structures of the said zone are identified in Fig. 1 and can be grouped as follows (Toteu et al. 2004):

- Superficial formations from the Quaternary age;
- Cretaceous sedimentary formations;
- Precambrian formations namely ectinites, migmatites, ancient eruptive rocks and micaceous quartzites.

Effusive rocks are also present, notably the rhyolites and rhyolitic tuffs of the Tertiary, as well as the undifferentiated monchiquite basalts of the Benue valley which are from the Cretaceous age.

The Mayo Oulo–Léré basin, which is the eastward branch of the Benue trough, extends for about 50 km (length) with a width value of about 9 km (Ntsama et al. 2014).

Two NE–SW tectonic lines mark the study area: one at the west of Boïli and the other at the west of Golombe. Most dips are vertical. The migmatitic gneisses formation at the geological map centre is intruded by NE–SW veins of quartz. Ngako et al. (2008) revealed the presence of faults buried under geological formations. Most orthogneisses and migmatites come from the transformation of granitoids due to the Pan-African deformation D2 (Daouda et al. 2017).

Two major episodes characterise the region of North Cameroon (Toteu et al. 2004).

- The Archean episode begins at 3.1 Ga and corresponds to a phase of distension during which continental basins have been filled with volcanic and sedimentary materials. Subsequently, a compressive phase (2.9–2.6 Ga) occurs within the formation of charnockitic and granitic plutonism, alongside crustal fusion of granitoids is produced. Finally, the calc-alkaline magmatism phase will mark the end of the Archean episode;
- The lower Proterozoic episode begins around 2.4 Ga with a warming which is the origin of the metamorphism of Archean formations. The deformation D2 has intensified with this metamorphism also affecting other units such as the Nyong unit. The fractures that accompanied the onset of this episode were clogged by the dolerites which happened 2.1 Ga ago.

Materials and methods

Data acquisition

In 1970, aeromagnetic data were collected by the company SURVAIR (Canada) for the Federal Republic of Cameroon. The flight lines were spaced 750 m, and the flight direction was N–S. The survey was carried out at a flying height of 235 m. It was monitored by a radar altimeter with an accuracy of ± 20 m and a magnetometer with a sensitivity of 0.5 nT. After correction (diurnal variations of the ionospheric field and high-frequency signals attenuation) of data resulting from this survey, Paterson et al. (1976) established aeromagnetic anomaly maps which are the starting point and the key component of this study. We used MapInfo v11.0 to digitise them, taking into account personal error estimated at 0.28 mm (Achilleos 2010). Then, through the Oasis Montaj software v8.4, we subtracted the International Geomagnetic Reference Field (IGRF-70) from the measured field to obtain the total magnetic intensity (TMI). In the present paper, gridding and data filtering techniques were implemented using the Oasis Montaj software v8.4.

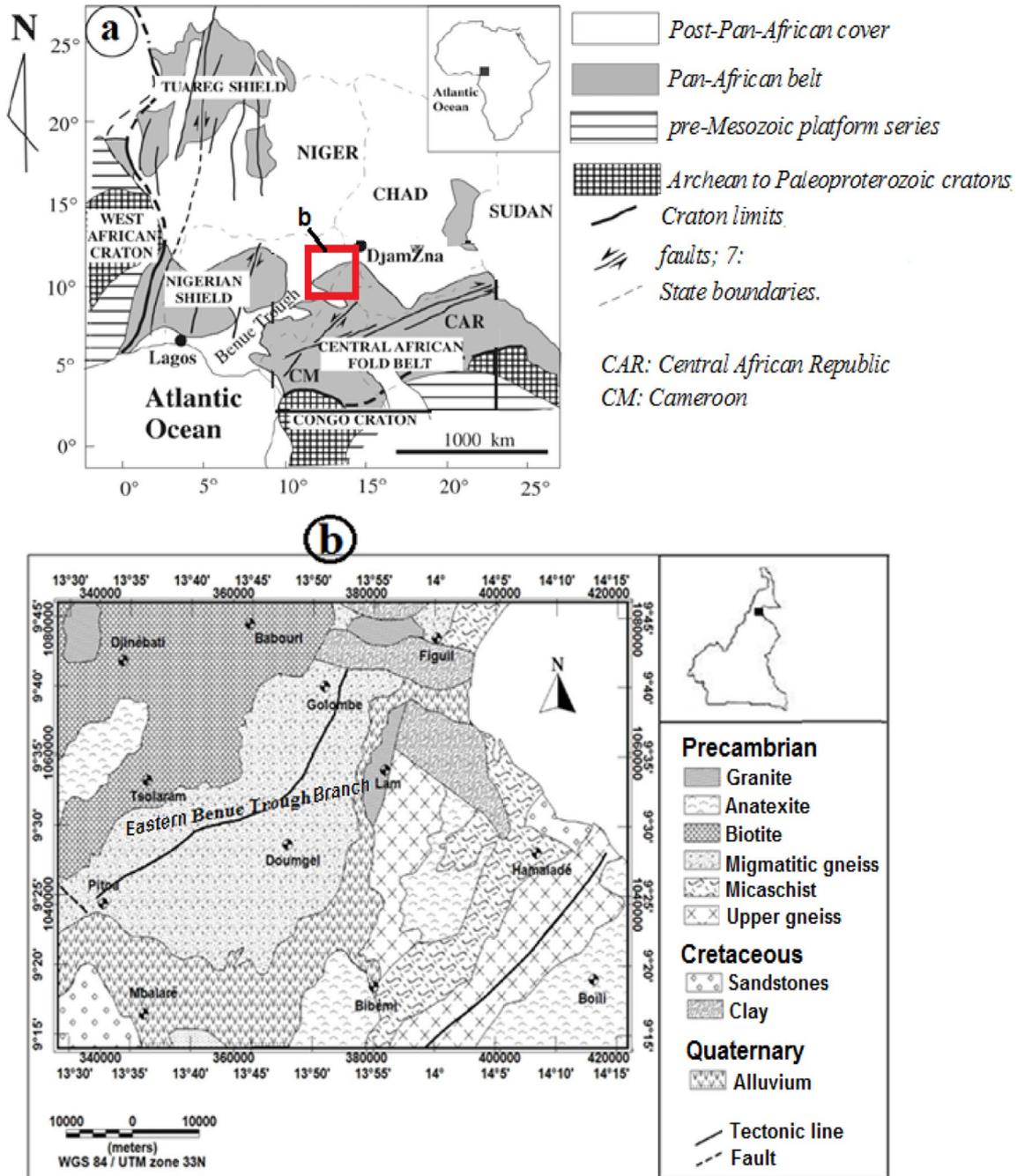


Fig. 1 a Location of the studied area within Africa (derived from Toteu et al. 2004); b Geological map of the study area (redrawn from Ngako et al. 2008)

Methods

Reduction to magnetic equator

For further data interpretation, the reduction to magnetic equator (RTE) technique is much more used in the equatorial zones to align the magnetic anomalies with their sources. The remanent magnetisation is almost zero in these zones

because the geomagnetic field vector is parallel to the polarisation vector (Silva 1986).

The RTE is calculated following Eq. 1 (Sudhir 1988):

$$R(\theta) = - \frac{[A(I) - i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2 \times \cos(D - \theta)}{[A^2(Ia) + \varphi^2(Ia, D)] \times [A^2(I) + \varphi^2(I, D)]}, \quad (1)$$

where: I is the geomagnetic inclination; D is the geomagnetic declination. $A(I) = \sin(I)$ is the RTE amplitude. $\Phi(I, D) = \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)$ is the RTE phase; I_a is the inclination for RTE amplitude correction.

The RTE technique was applied to the TMI anomalies where -2.5° were used as the inclination value and -4.1° as declination on the 1 January 1970 which is the date corresponding to the period of which data were collected.

Horizontal gradient magnitude

The horizontal gradient magnitude (HGM) is a filtering technique usually used for potential fields. It makes it possible to highlight lithological contacts of bodies in the basement. The HGM's maxima are very important in edge detection.

The HGM is given by Eq. 2 (Grauch and Cordell 1987):

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

where $M(x, y)$ is the TMI.

Vertical body edges are generally located through the maxima of HGM (Grauch and Cordell 1987).

Analytic signal method

The strong magnetisations of the analytic signal (AS) make it possible to highlight contacts between geological formations. Roest et al. (1992) proved that the AS' maxima can directly outline the edges of magnetism.

The AS amplitude of magnetic anomaly is defined by Eq. 3 (Roest et al. 1992):

$$|AS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M(x, y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M(x, y)}{\partial z}\right)^2}, \quad (3)$$

where $M(x, y)$ is the TMI. The fact that the AS is always positive and therefore, does not require knowing the direction of the magnetised body, is a major advantage of this technique compared to the others (Jeng et al. 2003). The interpretation of magnetic sources related to faults is based on the following criteria (Blakely and Simpson 1986):

- When the HGM maxima are isolated on the superimposition map, they represent the real magnetic sources.
- When the maxima of both methods are quasi-parallel and not confounded, then the AS represents the true sources and the HGM indicates the dip direction of these sources.
- When the maxima are confounded, then they symbolise sources with vertical dips.

- The Euler solutions associated with these methods will confirm the location of these sources and indicate their depth.

Euler deconvolution

Applied to aeromagnetic data, it is a technique which permits to locate sources of observed anomalies and determine their depths. This technique is based on a very important parameter that accounts for the degree of homogeneity of the mathematical equation that comes into play, and this parameter is named "structural index" (Durrheim and Cooper 1998). The structural index (SI) characterises the geological type of the source (dyke, sill, pipe, cylinder and sphere) according to its value which varies between 0 and 3 for the case of magnetic data as shown in Table 1 below.

The Euler's homogeneity equation, in this case, is in Eq. 4 below (Whitehead and Musselman 2005):

$$(x - x_0) \left(\frac{\partial M}{\partial x}\right) + (y - y_0) \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right) + (z - z_0) \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right) = N(R - M), \quad (4)$$

where: M is the total magnetic field produced at (x, y, z) by the magnetic source at (x_0, y_0, z_0) ; R is the regional value of M . N is the structural index (SI).

With four unknown parameters (x, y, z, M) , solving Euler's equation requires considering a square window on the grids of gradients and field. However, this window must be sized to exclude unwanted anomalies whilst containing all significant solutions (Durrheim and Cooper 1998).

2.75D modelling

The 2.75D model represents geological blocks as polygonal prisms either finite or infinite elongated following a strike direction named Y with horizontal axes (X) . The 2.75D and 2.5D models seem to be the same but the former offer better control of the lateral extensions of the structures compared to the latter. The plane of the profile and the Y direction need not be perpendicular (Rasmussen and Pedersen 1979).

According to Skalbeck et al. (2005), the 2.75D modelling is a potential field modelling technique based on asymmetric strike lengths (Y) about the profile (X) . 2.75D modelling techniques are suitable for geological modelling, as

Table 1 Structural index and source for magnetic data (Durrheim and Cooper 1998)

Structural index	Source
0	Contact
1	Sill, dyke, fault
2	Cylinder, pipe
3	Sphere

potential field profiles may not cross a structure through its centre. To build our magnetic models, we used the analyses of Kravchinsky et al. (2019) and Rasmussen and Pedersen (1979). These models were obtained through GM-SYS™ which is an extension of Geosoft package software v8.4.

Results

Each grid produced in this work is WGS84 datum, UTM zone 33 N. Since data is randomly distributed, the gridding method used is minimum curvature gridding. The cell size has therefore been calculated automatically, and the obtained value is 600 m.

Reduction to equator (RTE) map

The RTE map (Fig. 2) presents an irregular distribution of anomalies. The values in nanotesla (nT) of these anomalies range from -604.6 – 278.1 in various forms. It is thus possible to distinguish positive magnetic anomalies (dark pink and red colour) which are in great proportion on this map

and a minority of negative magnetic anomalies (light and dark blue colour) which lodge the NE–SW axis.

The Lam area is marked by an elliptical bipolar anomaly with an E–W direction over a length of about 15.5 km. This anomaly has an intensity of -600 nT for the negative pole and 200 nT for the positive pole which is more developed than the negative one. The positive pole at this point correlates well with the geological map (Fig. 1), which indicates the presence of monchiquite basalts of the Benue valley and rhyolitic tuffs which are rocks with a strong magnetic response. In short, these are anomalies that materialise the signature of a geological structure buried under the covers. The negative lobe suggests the presence of geological formations with low susceptibilities such as sandstone and clays as indicated on the geological map. The same observation is made the south of Pitoa where this time we have -400 nT for the negative pole and about 75 nT for the positive one with a mainly ENE–WSW direction.

In the western Doumgel, between the two previous bipolar anomalies, there is a group of small positive (70 nT) and negative (-500 nT) linear anomalies with ENE–WSW direction. The forms and directions of these anomalies and those

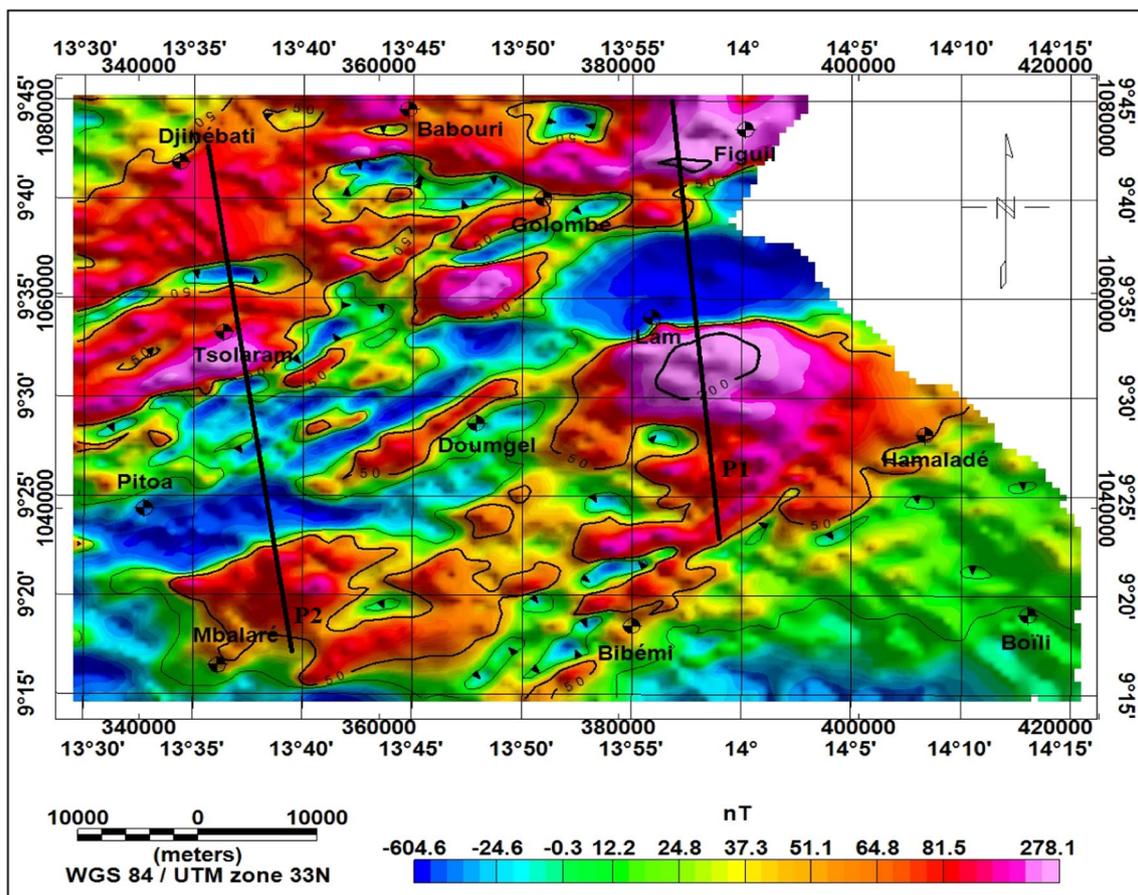


Fig. 2 Reduction to equator (RTE) map

of the southern Pitoa allow us to believe that they would be the outcome of the same tectonic event that we assume to be the dextral and sinistral deformations as described by Toteu et al. (2004).

From the magnetic point of view, the subsurface in northern Cameroon is perturbed by several anomalies with different wavelengths, most of which are directly related to the Precambrian basement formations. Some anomalies reflect sedimentary deposits (low intensity, negative anomalies). Bipolar anomalies could be interpreted as very deep geological structures hidden by extensive formations (Sudhir 1988).

Horizontal gradient magnitude (HGM) map

The horizontal gradient magnitude technique is a great way to locate geological contacts in the basement, in particular, faults by determining their directions (Khattach et al. 2006). To better distinguish deeper geological structures, the HGM method is applied to the 6 km upward continued RTE map and the result is given in Fig. 3.

There is a wide variety of anomalies, most of them are linear with different lengths and their amplitudes fluctuate between 0.004 and 1.22 nT/m.

The corresponding structures are mainly oriented in the NE–SW direction. Some elliptical and unformed anomalies around Figuil and at the northern Tsolaram are observable. Other trends (NW–SE and E–W) are far less important. Outcrops or intrusive bodies can explain the high level of amplitude gradients which characterise them. Many linear and curved bipolar magnetic anomalies are observed along the Pitoa–Figuil axis. Viewed their form, some of these anomalies are certainly magnetic responses of dykes or faults.

For the automatic location of the HGM maxima, we adopted the Blakely and Simpson (1986) method. The resulting map (Fig. 5) shows that local maxima (green peaks) form narrow wrinkles above abrupt susceptibility fluctuations.

On the centre of the map, more precisely in the area covered by the migmatite gneisses, the configuration of the NE–SW maxima suggests the presence of structural deformation at the regional scale in the basement stratum. This correlates well with the linear anomalies of the RTE map

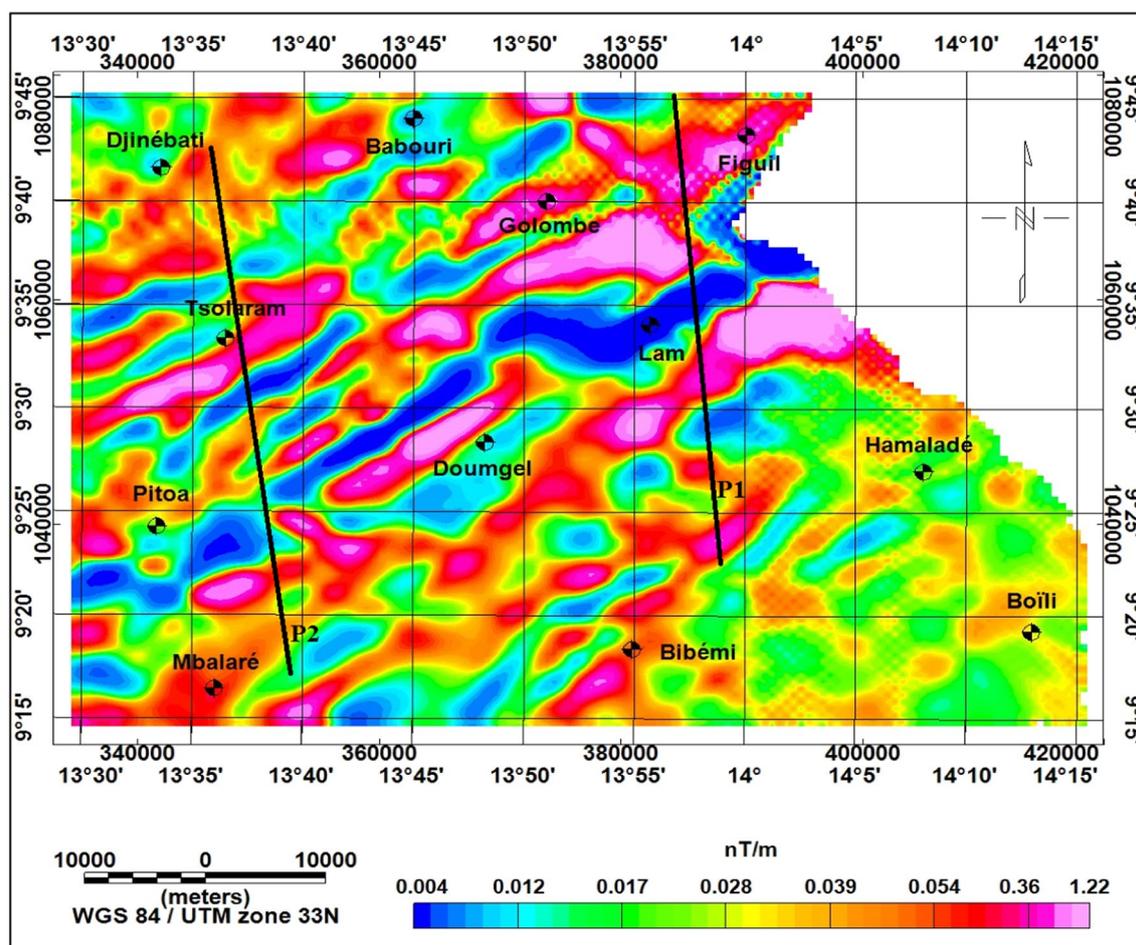


Fig. 3 Horizontal Gradient Magnitude (HGM) of the 6 km upward continued RTE map

and is interpreted as being the direct consequence of the set-up of the Benue tectonic trough due to the opening of the Atlantic during the Jurassic period.

The presence of the negative anomaly around Lam area reflects a fairly significant depth level of sedimentary deposits which are at the origin of this magnetic signature. It would be the thickest sedimentary zone of the eastern Benue trough in this study area.

Analytic signal (AS) map

The AS method is applied to the 6 km upward continued RTE map, and the result is given in Fig. 4. This combination of filters accentuated the magnetisation of magnetic sources in the study area and highlights discontinuities and anomaly texture from deep structures (Roest et al. 1992).

The high magnetic signals of the AS map correlate well with the magnetic response of migmatitic rocks found in the Lam area and around the Figuil–Pitoea axis with a NE–SW trend. Geological contacts represented by harsh signal contrasts are emphasised; amongst them, appears the anatexite—migmatitic gneisses contact (white outline).

AS and HGM maxima were generated and superimposed in a single map as shown in Fig. 5. Geographically, peaks are quasi-parallel. Referring to Blakely and Simpson (1986), and viewing the major trends (NE–SW and E–W), it is proof that the dips of our study area are linked to dextral and sinistral deformations which affected the northern Cameroon domain (Ngako et al. 2008). Other trends (NW–SE) exist but are far less important. The maxima of the HGM are more abundant than those of the AS. According to Grauch and Cordell (1987), areas where the AS maxima are isolated, indicate much deeper structures (southern Pitoea, Doungel and Lam area).

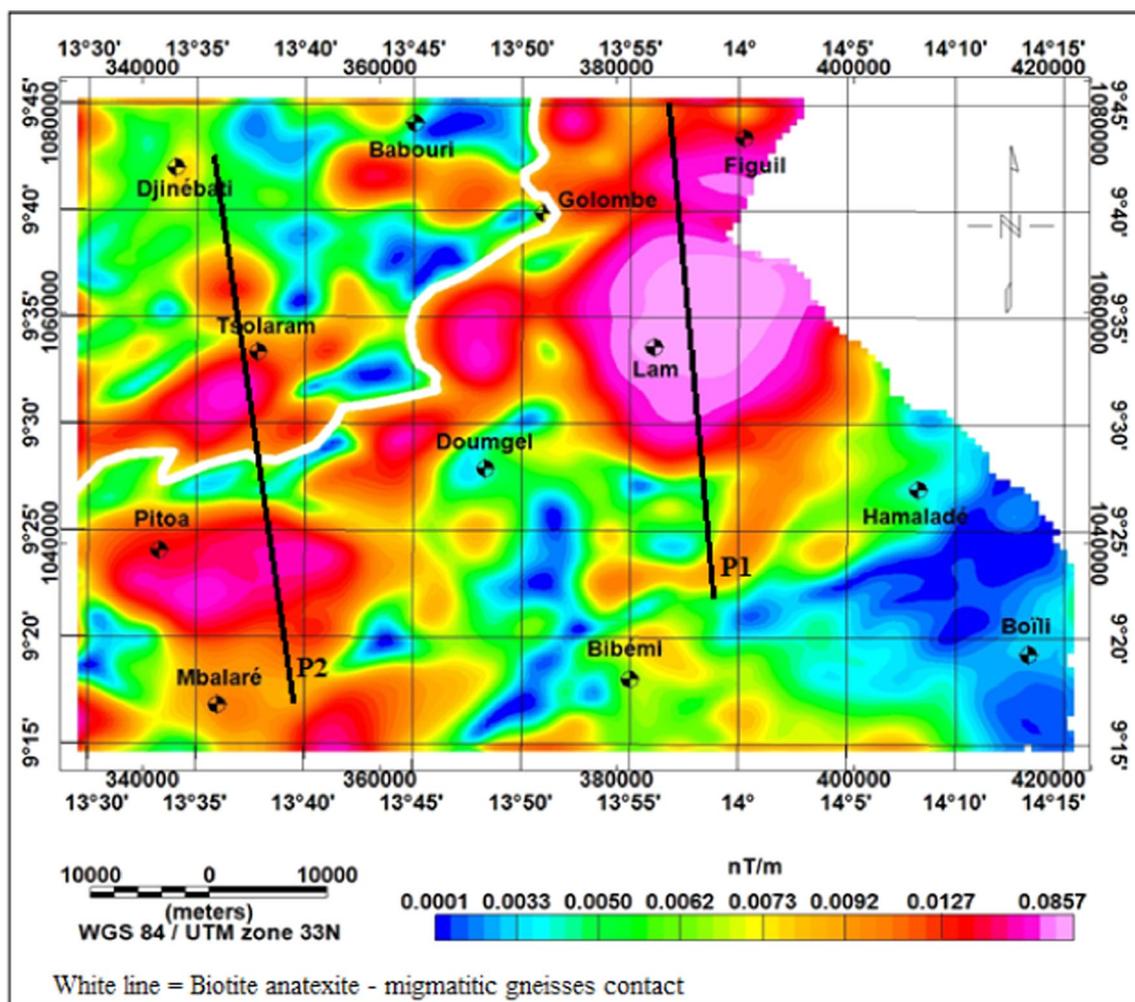


Fig. 4 Analytic signal (AS) of the 6 km upward continued RTE map

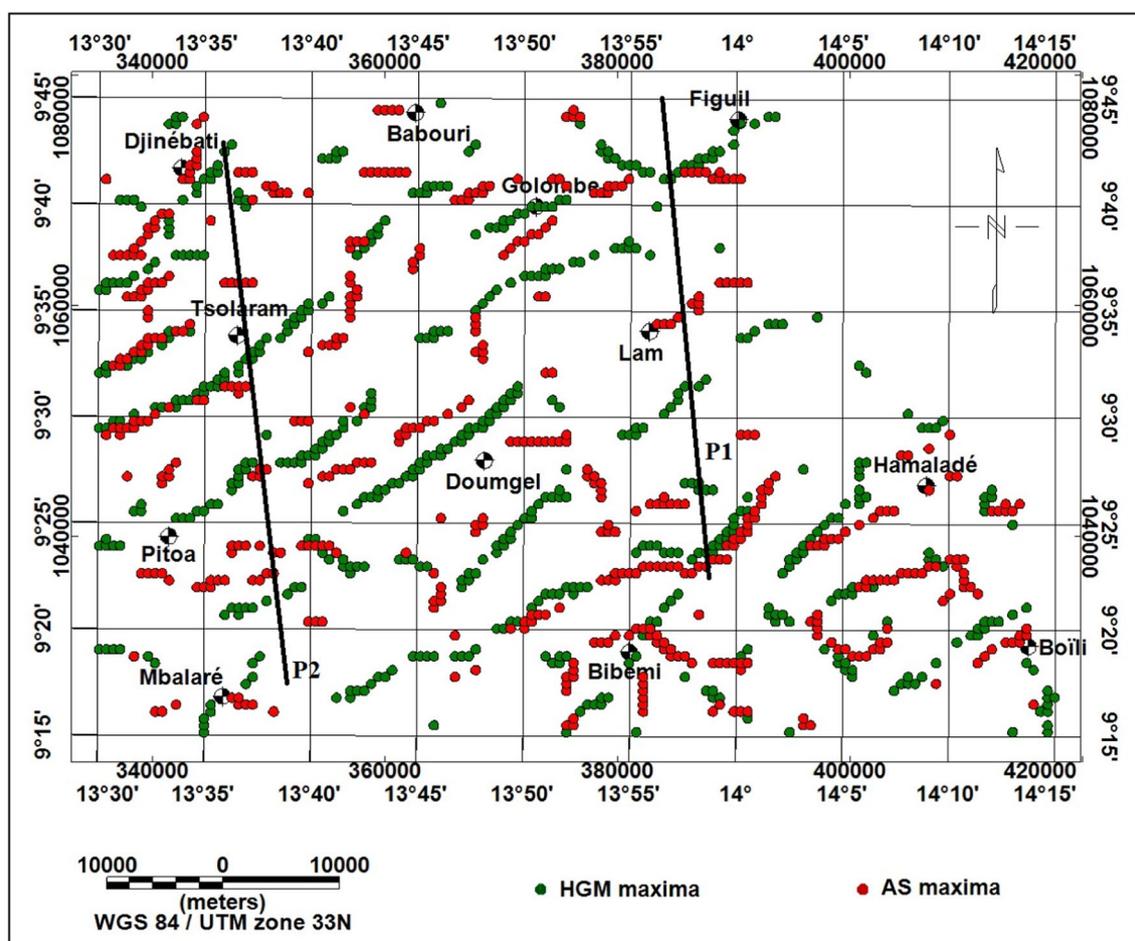


Fig. 5 HGM (in green) and AS (in red) peaks map

Euler's solutions map

The 6 km upward continued RTE map is the map on which was applied the Euler deconvolution method, to determine the depths of anomaly sources. The flying height of plane observation was setting at 235 m (airborne surveys height at which data were collected), the tolerance at 15% (to guarantee a balance between the number of solutions and their reliability) and the structural index at 1 (to delineate the possible magnetic sills and dykes). Tedla et al. (2011) discussed the choice of window size by saying that: “reliable solutions could be obtained within a maximum depth of three times the window size or within a minimum depth equivalent to the window size”. On this basis, we have chosen a Nyquist window size of 15 km × 15 km. The result is given in Fig. 6.

On the Euler's solutions map above, several structures with depths varying from 1.4 to 5.3 km are highlighted. We can clearly distinguish deep faults and intrusive bodies which are, respectively, characterised by the nonlinear or the stacking of Euler's solutions (Keating and Pilkington 2004). This is observed in the Lam area and southern Pitoa. Some

of these intrusive bodies are located around the contact zone between the biotite and the migmatitic gneisses strata at a depth of about 4 km. From this same interpretation, intrusive bodies at almost the same depth are also perceived nearby the contact zone between upper gneisses and upper mica schists formations in the eastern Bibémi.

As for rectilinear and continuous alignments of Euler's solutions found in the northern and western areas, they would be the magnetic signatures of normal faults hidden under geological formations.

Referring to the Blakely and Simpson (1986) method described in Sect. Analytic signal (AS) map (AS map), the combined analysis of the Euler's solution map (Fig. 6) and the superposition of peaks map (Fig. 5) obtained from the HGM and AS maps permits us to generate the deep faults map (Fig. 7).

The faults map counts a total of 36 faults mainly directed to NE–SW and E–W. These are the same trends that characterise the Benue tectonic trough. Table 2 presents their characteristics (dip and depth). Dips are mainly *N–W*, and the deepest faults are in the south of the surveyed area. The

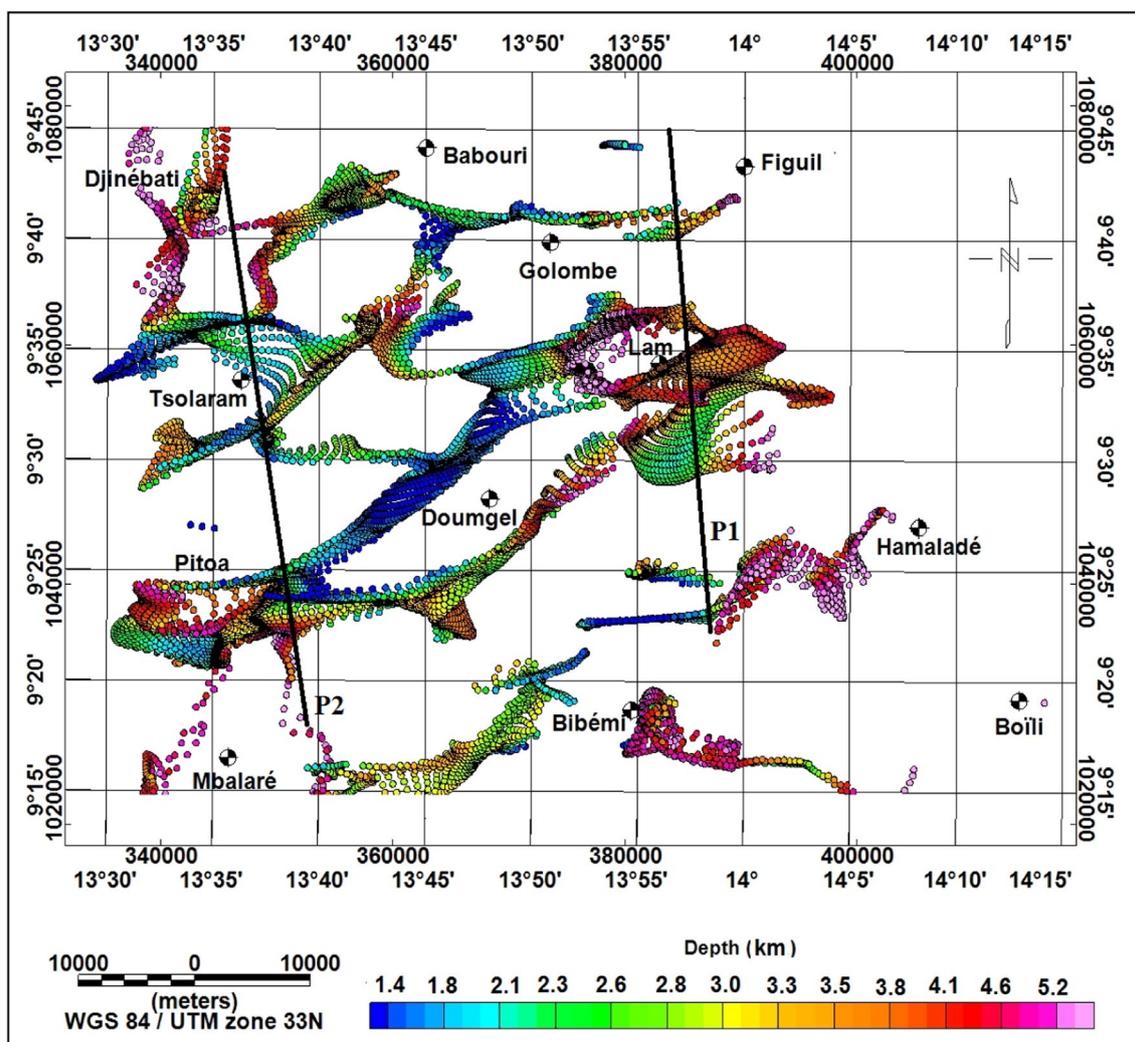


Fig. 6 Euler's solutions map

contact zone between biotite and migmatitic gneisses formations is well marked by many faults (F9, F12, F13, F15, F16 and F20). Given its direction, the fault F7 could be associated with the tectonic line observed in western Golombe as it is shown in the geological map (Fig. 1).

The depths of some faults are not available (N/A). Indeed, by adjusting the tolerance parameter in the Euler deconvolution processing, we could overcome this failure, but we would also obtain unreliable solutions. These are certainly faults located at depths greater than the scope of this study. A larger extension altitude will solve this problem.

2.75D magnetic models

The two magnetic models (Figs. 8 and 9) are carried out, respectively, from profiles *P1* and *P2* drawn on the RTE map (Fig. 2). The earth's magnetic field, the declination and the inclination of the region were used as main input

parameters. The choice of the RTE map is justified by the fact that it is the map which has not undergone filtering and therefore, contains the entire useful information. Referring to the geological map, the profile *P1* over cross from south to north: upper gneisses, monchiquite basalts of the Benue valley, rhyolitic tuffs, alluviums, sandstone conglomerate and anatexite. Whilst the profile *P2* extends along the axis Mbalaré-Djinébat, over cross from south to north: alluviums, migmatitic gneisses, biotite and anatexite. Magnetic properties for a given model layer are assumed continuous and constant. These models reveal the presence of several intrusive bodies (A, B, C and D). Their nature is proposed in Table 3.

Profile P1

The profile *P1* is 41370.7 m long (*X*). According to Skalbeck et al. (2005), the strike lengths is *Y* = 31,028.1 m. Starting

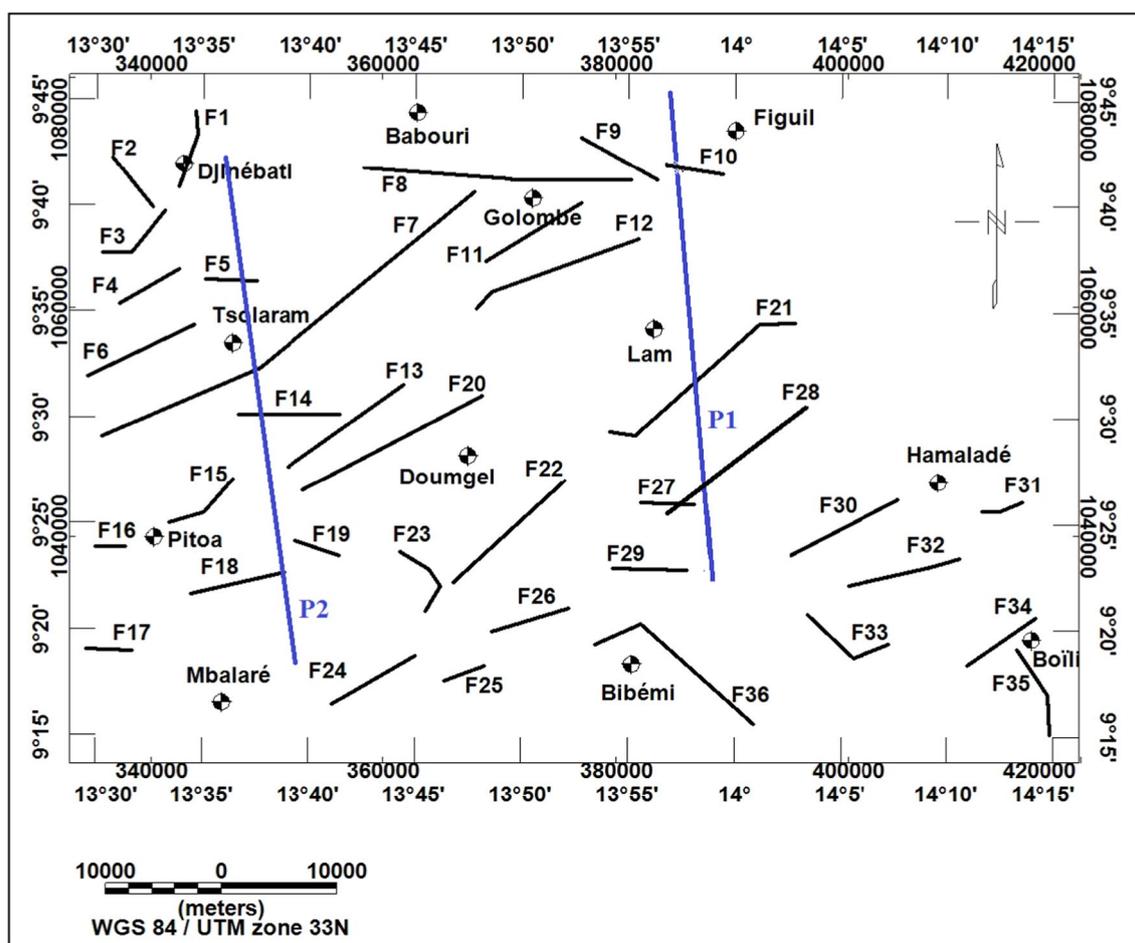


Fig. 7 Faults map resulting from Euler's solutions and HGM-AS maxima maps

Table 2 Faults characterisation of the study area

Faults	Dip	Depth (km)	Faults	Dip	Depth (km)
F1	S – E	2.6	F19	S	3.0
F2	S – W	5.2	F20	N – W	1.4
F3	S – E	1.5	F21	N – W	4.3
F4	N – W	1.4	F22	N – W	2.6
F5	N	2.0	F23	S – W	3.5
F6	Vertical	1.4	F24	N – W	3.3
F7	Vertical	2.5	F25	N – W	2.6
F8	N	2.7	F26	N – W	2.5
F9	S – W	N/A	F27	N	1.8
F10	N	N/A	F28	N – W	4.7
F11	N – W	2.1	F29	N	1.4
F12	N – W	1.5	F30	N – W	4.5
F13	N – W	1.4	F31	N – W	N/A
F14	N	2.6	F32	N – W	N/A
F15	N – W	1.9	F33	S – W	N/A
F16	N	4.6	F34	N – W	N/A
F17	N	N/A	F35	S – W	N/A
F18	N – W	3.2	F36	S – W	4.5

from south to north, the curve of the profile *P1* passes through three major anomalies on the RTE map: the first one (positive intensity) is at the northern Bibémi, the second (negative) is in the Lam area and the third one (positive) is in the Figuil area. This justifies the fact that this curve is in the form of a potential well (*U*-shape).

Regarding the layout of formations, we have a granitic basement whereas on the surface, basalt rocks are distinctly separated from a sediments deposit, which correlates in part with the information given by the geological map (Fig. 1) since this does not reveal the presence of basalt in the northern Bibémi but rather in the Lam area. Given the stratigraphy of the magnetic model, we can also see that the migmatitic gneiss formation was set-up after the anatexite formation. The model reveals the presence of a body A between these two formations. It would have infiltrated the interstice of their geological contact which undoubtedly presents a fault in this place. Given its susceptibility ($S = 0.03$ SI) and the environment in which it is found, the body A could be diorite because gneiss with

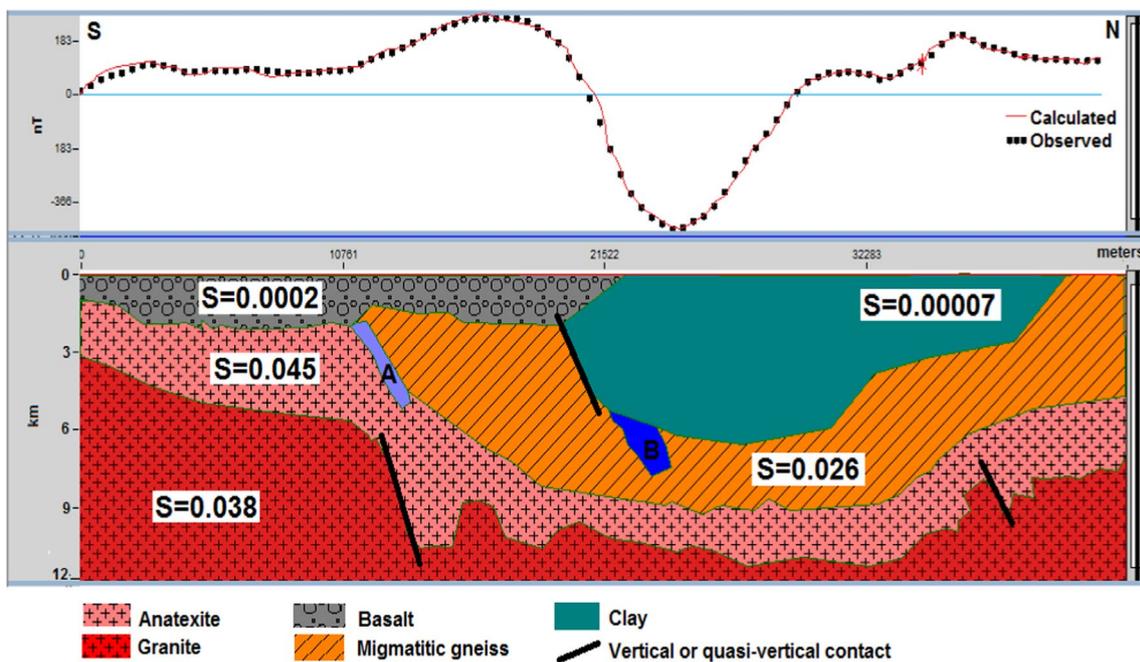


Fig. 8 2.75D model obtained from profile P1

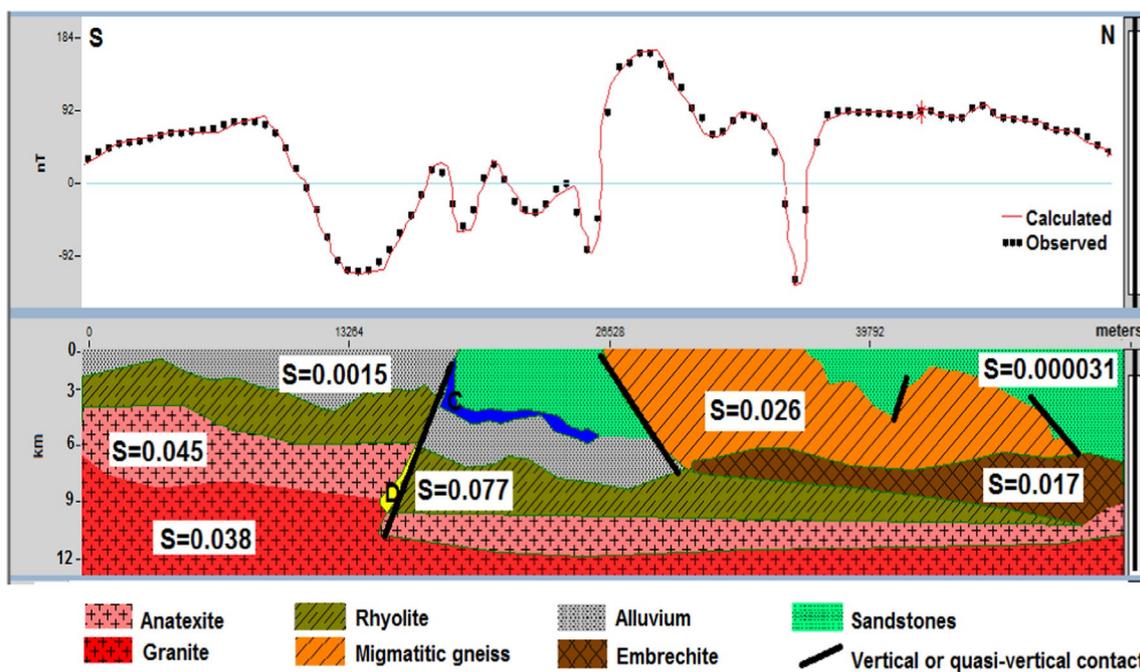


Fig. 9 2.75D model obtained from profile P2

diorite composition is listed on the geological map (Fig. 1) all around the study area.

The clay sedimentary deposit in the Lam area described on the RTE map (Fig. 2) is clearly highlighted on this geological model. It is a sedimentary layer that goes from the

surface to nearly 6 km deep. This great depth had already been revealed during the interpretation of the HGM map (Fig. 3) which suggested that it would be the thickest sedimentary zone of the eastern branch of the Benue trough in this study area.

Table 3 Nature suggestion of intrusive bodies

Rock	Susceptibility (SI)	Nature
A	0.03	Diorite
B	0.005	Trachyte
C	0.0002	Basalt
D	0.013	Gabbro

The location of the quasi-vertical contacts revealed by this model corresponds to that of the faults mapped on the Faults map (Fig. 7). Following the north–south direction, the corresponding faults are, respectively, F10, F21 and F28. The fault F21 located around 5 km deep is in line with the depth provided by the Euler's solutions map (Fig. 6). The depth of the fault F10, which could not be determined by the Euler's deconvolution, is clearly appreciable on this geological model, and it extends between 7 and 9 km.

Profile P2

The profile *P2* is 51867.4 m long (*X*). According to Skalbeck et al. (2005), the strike lengths is $Y=38,900.6$ m. Starting from south to north, the curve of the profile *P2* passes through several anomalies with variable wavelength from one to another alternatively positive and negative, hence a much wavy curve with several peaks. This reflects the fact that this part of the study area has much more rugged subsurface. In other words, it has undergone many tectonic events, which could be at the origin of several infiltrations from where the plurality of intrusive bodies observed in layers.

The basement is made of granitic formation on which rests a biotite layer intruded by a body (D) with susceptibility value of 0.08 SI. At this layer, a formation of rhyolite is juxtaposed. On the surface, we have an alluvial deposit, sandstones and migmatitic gneiss. Sandstones are intruded by a body (C) with susceptibility value of 0.0002 SI.

The Quaternary alluvial deposit observed at the surface is in agreement with the qualitative interpretation of the HGM map (Fig. 3) which describes the negative anomalies in the Pitoa area as being the signature of sedimentary materials deposited in the eastern branch of the Benue trough by erosion. The geological model above (Fig. 9) estimates the depth of this alluvial deposit at around 6 km.

The location of the quasi-vertical contacts revealed by this model corresponds to that of the faults mapped on the Faults map (Fig. 7). Following the north–south direction, the corresponding faults are, respectively, F5, F7, F14 and F18. Their depth ranges are not far from those obtained from the Euler's solution map (Fig. 6). The reverse fault F18, which affects alluvium, rhyolite, anatectite and granite formations, would be the channel through which the bodies C and D were encrusted in these latter formations.

From these magnetic models, we deduce that our study area rests on a granitic basement which, according to the geological map, dates from the Precambrian period. The predominant rock is migmatitic gneisses which is a formation directly connected to the basement in some places. The sediment thickness varies between 3.5 and 4 km. The top of the bedrock is about 8 km deep.

Given the environment of intrusive bodies and their susceptibility value (Clark and Emerson 1991), a suggestion on their nature is given in Table 3.

Discussion

The choice of the window used for Euler's solutions is described by Marson and Klinge (1993). Concerning the structural index (SI or *N*), they concluded that low values (0 and 1) provide the best estimations of depths for sills and faults. In this case, we focused on detection of anomaly sources, the determination of their depths and the localization of faults in the study area, that is why we have chosen a value of $N=1$. About tolerance, we have set it at 15% because it is at this value that we observe a strong concordance between Euler's solutions and their depths with the majority of short and long length wave anomalies. Concerning the Euler's solutions window, given the extent of structures in the region, we have adopted a window size of "15 × 15 km²". As we are interested by deeper structures, the last three methods above (HGM, AS and Euler Deconvolution) were applied to the upward continued RTE map to remove the outcome of superficial bodies.

From all the magnetic techniques we have applied, it transpires that dykes and faulted folds abound in the study area. They are buried under diverse geological formations. Magnetic models show that these formations, notably gneiss and anatectite biotite, are marked by numerous intrusions.

The most of faults detected in the study area were probably set-up by the same event which affected considerably the area. This event was certainly the set-up of the Benue tectonic trough described by Toteu et al. (2004).

According to Njanko et al. (2010) and Ngako et al. (2003), the NE and NW structures in the study area result from two deformation processes recorded in the Pan-African belt, namely: sinistral shearing and dextral shearing. In addition, the N–S Gode–Gormaya shear zone (GGSZ) is probably also at the origin of some highlighted faults (Ngako et al. 2008).

Faults with NE–SW strike are the most abundant. They are found in the area underlined by migmatitic gneisses and biotite formations. This is in accordance with the investigations of Njandjock et al. (2006); for whom, most of faults in the study area and surrounding areas are covered by gneiss, sand or basalt. Magnetic models indicate the presence of

basalts and gneisses on the surface (Figs. 8 and 9), and they are approving the thoughts of the authors above.

Furthermore, because of the same trend, the magnetic anomalies observed in the study area could also be the consequences of the Pan-African orogeny would have intensively modified the northern Cameroon substratum (Toteu et al. 2004). At the Cretaceous times, the set-up of the Atlantic Ocean is one of the most important events that affected the geodynamic evolution of the study area (Nguimbous et al. 2010). This event can also explain the set-up of the above-mentioned faults and the very upheaval layout of formations (vertical contacts) presented by magnetic models.

The sediment thickness varies between 3.5 and 4 km. These values are in accordance with Njandjock et al. (2006) and Kamguia et al. (2005) whom, respectively, found 3.1 and 4 km for this sediment thickness in northern Cameroon. Referring to Smyth et al. (2014) and Akande et al. (2012), this range of sediment thickness values combined with the presence of numerous deep faults makes this area a potential site for hydrocarbon accumulations.

Conclusion

The purpose of this work was to help and make the knowledge about Pitoa–Figuil basement easy to understand and study the likelihood of a possible exploration for hydrocarbons. The combination of graphical methods and analytical methods (HGM, AS and Euler deconvolution) highlighted contact zones of some geological formations and permitted to locate magnetic sources and estimate their depths related to shearing deformations. Results of these complementary methods helped to characterise 18 faults in the study area. Their major dip is *N–W*. The location of boundary between the migmatitic gneisses and biotite formations given by the geological map is confirmed. After justifying the depth values of faults described by the Euler deconvolution, magnetic models have shown that our study area has undergone numerous tectonic events (several intrusions). Most of the contacts are vertical. These models have also taught us that the basement of our study area is granitic, above which rest certain formations that are flush with the surface. Furthermore, this study allowed us to suspect that the settlement of the Benue tectonic trough after the opening of the Atlantic impacted the study area subsurface in the northern Cameroon. The sediment thickness values (3.5 to 4 km) combined with the presence of numerous deep faults make this area a potential site for hydrocarbon accumulations.

Acknowledgements The University of Yaoundé I in Cameroon is the institution in which this work was done, counting for the first author's PhD thesis work. The authors are grateful to the reviewers for their

valuable observations and constructive criticism making the manuscript clear.

Author contributions Georges Voltaire Souga Kassia contributed to data processing, interpretation and writing. Théophile Ndounga Mbarga contributed to supervisor, methodology, materials and data supplier. Arsène Meying contributed to geological analysis. Jean Daniel Ngoh contributed to geodata analysis and interpretation. Steve Ngoa Embeng contributed to geophysical data management software.

Funding No funding was received for conducting this study.

Data availability The corresponding author guarantees the availability of the data used to carry out this study.

Declarations

Conflict of interest The authors certify that they have no competing interests to declare that are relevant to the content of this article.

Ethics approval This article does not contain any studies involving human participants or animals performed by any of the authors.

References

- Achilleos GA (2010) Approaching a model for estimating horizontal errors of digitized contours. *J Spat Sci* 55:147–164. <https://doi.org/10.1080/14498596.2010.487856>
- Akande SO, Egenhoff SO, Obaje NG, Ojo OJ, Adekeye OA, Erdtmann BD (2012) Hydrocarbon potential of cretaceous sediments in the lower and middle benue trough, nigeria: insights from new source rock facies evaluation. *J Afr Earth Sci* 64:34–47
- Blakely RJ, Simpson RW (1986) Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51:1494–1498
- Clark DA, Emerson DW (1991) Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Explor Geophys* 22:547–555
- Daouda D, Tchameni R, Bascou J, Wangmene SA, Tchunte PM, Bouchez JL (2017) Microstructures and magnetic fabrics of the ngaoundéré granite pluton (Cameroon): Implications to the late-pan-african evolution of central cameroon shear zone. *J Afr Earth Sci* 129:887–897
- Durrheim RJ, Cooper RJ (1998) EULDEP: a program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Comput Geosci* 6:545–550
- Grauch VJ, Cordell L (1987) Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity. *Geophysics* 52:118–121
- Houketchang BM, Penaye J, Njel UO, Moussango AP, Sep JP, Nyama BA, Wassouo WJ, Abate JM, Yaya F, Mahamat A, Hao Y, Fei Y (2016) Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the sinassi batholith in the Central African fold belt (CAFB) of northern Cameroon: implications for tectonomagmatic evolution. *J Afr Earth Sc* 116:9–41
- Jeng Y, Lee YL, Chen CY, Lin JM (2003) Integrated signal enhancements in magnetic investigation in archaeology. *J Appl Geophys* 53:31–48
- Kallivokas LF, Fathi A, Kucukcuban S, Stokoe KH II, Bielak J, Ghattas O (2013) Site characterization using full waveform inversion. *Soil Dyn Earthq Eng* 47:62–82

- Kamguia J, Manguelle-Dicoum E, Tabod CT, Tadjou JM (2005) Geological models deduced from gravity data in the Garoua basin, Cameroon. *J Geophys Eng* 2:147–152
- Keating P, Pilkington M (2004) Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophys Prospect* 52(3):165–182
- Khattach D, Mraoui H, Sbibih D, Chennouf T (2006) Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques: application à la vimétrie du maroc nord oriental. *Geoscience* 338:521–526
- Kravchinsky VA, Hnatyshin D, Lysak B, Alemie W (2019) Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape: derivation and Matlab implementation. *Geophys Res Lett* 46:7345–7351
- Malehmir A, Urosevic M, Bellefleur G, Juhlin C, Milkereit B (2012) Seismic methods in mineral exploration and mine planning - Introduction. *Geophysics* 77(5):WC1–WC2. <https://doi.org/10.1190/2012-0724-SPSEIN.1>
- Marson I, Klingele EE (1993) Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3D interpretation. *Geophysics* 58:1588–1595
- Ngako V, Affaton P, Nnange JM, Njanko T (2003) Pan-African tectonic evolution in central and Southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J Afr Earth Sci* 36:207–214. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00023-X)
- Ngako V, Affaton P, Njonfang E (2008) Pan-african tectonics in North-western Cameroon, implication for the history of Western Gondwana. *Gondwana Res* 14:509–522
- Ngoh J, Mbarga T, Mickus K, Tarek Y, Tabod T (2020) Estimation of curie point depth (CPD) across the pan african belt in Northern Cameroon from aeromagnetic data. *Open J Earthq Res* 9:217–239
- Nguimbous KJ, Ndougsa MT, Njandjock NP, Eyike A, Campos-Enriquez JO, Manguelle-Dicoum E (2010) The structure of the goulfey-tourba sedimentary basin (Chad-Cameroon): a gravity study. *Geofis Int* 49:412–425
- Njandjock NP, Manguelle-Dicoum E, Ndougsa T, Tabod TC (2006) Spectral analysis and gravity modelling in the Yagoua, Cameroun, sedimentary basin. *Geofis Int* 45:209–215
- Njanko T, Nédélec A, Kwékam M, Siqueira R, Esteban L (2010) Emplacement and deformation of the fomopéa pluton: implication for the pan-african history of Western Cameroon. *J Struct Geol* 32:306–320
- Ntsama AJ, Bessong M, Hellec JV, Mbese CO, Nolla JD, Dissombo EA, Takem EJ, Mbassa BJ, Mouloud B, Vignaud PJ, Mfoumbeng MP (2014) The importance of diagenetic processes in sandstones facies of the hamakoussou sedimentary basin in North Cameroon: influence on reservoir quality. *Int J Sci Basic Appl Res* 13:220–230
- Paterson G, Ltd W (1976) Études aéromagnétiques sur certaines régions de la republique unie du Cameroun. Rapport d'interprétation Agence Canadienne de Développement International, Toronto, Canada
- Rasmussen R, Pedersen LB (1979) End corrections in potential field modelling. *Geophys Prospect* 27:749–760
- Roest WR, Verhoef J, Pilkington M (1992) Magnetic interpretation using the 3D analytic signal. *Geophysics* 57:116–125
- Sengbush RL (1986) Geophysical exploration for hydrocarbons. Petroleum exploration: a quantitative introduction. Springer, Dordrecht, p 55
- Silva JB (1986) Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies. *Geophysics* 51:369–382
- Skalbeck JD, Karlin RE, Shevenell L, Widmer MC (2005) Gravity and aeromagnetic modelling of alluvial basins in the southern truckee meadows adjacent to the steamboat hills geothermal area, Washoe County, Nevada. *Geophysics* 70:81–89
- Smyth HR, Morton A, Richardson N, Scott AR (2014) Sediment provenance studies in hydrocarbon exploration and production: an introduction. *Geol Soc Lond Spec Publ* 386:1–6
- Sudhir J (1988) Total magnetic field reduction-the pole or equator? A model study. *Can J Explor Geophys* 24:185–192
- Tedla GE, Van der Meijde M, Nyblade AA, Van der Meer FD (2011) A crustal thickness map of Africa derived from a global gravity field model using euler deconvolution. *Geophys J Int* 187:1–9
- Toteu SF, Penaye J, Poudjom YD (2004) Geodynamic Evolution of the pan-african belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can J Earth Sci* 41:73–85
- Whitehead N, Musselman C (2005) Processing, analysis and visualization system for 3D inversion of potential field data in oasis montaj v6.1. Montaj Grav/Mag Interpretation. <https://fr.scribd.com/document/349623750/montajGravMagInterpretation-pdf/>

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.