

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

**FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVEALABLES ET
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers.



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

*En Vue De L'obtention Du Diplôme de Master en
Géologie*

Option : Géologie des Bassines Sédimentaire

THEME

***Traitement et interprétation de données
gravimétriques par des méthodes inverses. Application
à l'étude du terrain d'In Ouzal***

Soutenu publiquement par :

M. REMILI Mohammed Mostapha

Le /05/2016

Devant le jury :

Président :	Dr. CHALLAT Ismail	M. C. A Univ. Ouargla
Promoteur :	Dr. HARROUCHI Lakhdar	M. A. A Univ. Ouargla
Examineur :	M. BOUTRIKA Rabah	M. A. A Univ. Ouargla

Année Universitaire : 2015/2016



Remerciements

Toute la gratitude et le merci au dieu le tout puissant qui a fait que ce travail soit mené et terminé.

J'adresse mes vifs remerciements à mon promoteur consultant

Mr. Harrouchi Lakhdar pour m'avoir diligenté tout au long de ce travail, pour sa Compréhension, sa patience, sa compétence, et ces remarques qui m'ont été précieuses.

Je tiens à remercier également les membres du

jury pour

l'honneur qu'ils nous font en acceptant d'examiner notre travail.

Je tiens aussi à remercier tous mes profs à partir d'étude

Primaire jusqu'à L'étude universitaire.

Mes derniers remerciements, vont à tous ceux qui ont contribué

de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

MOHAMMED MOSTAPHA





Dédicace

*Quoi de plus que de pouvoir partager les
meilleurs moments de sa vie avec les êtres
qu'on aime.*

*Arrivé au terme de mes études, nous avons le
grand plaisir de dédier ce modeste travail à :*

- ❖ *Ma chère parente.*
- ❖ *Ma chère mère.*
- ❖ *Ma chères sœurs.*
- ❖ *Ma chers frères.*
- ❖ *Ma chers oncles.*
- ❖ *Toutes nos grandes familles.*
- ❖ *Tous nos amis chacun à son nom.*

MOHAMMED MOSTAPHA



LISTE DES FIGURE

CHAPITER I

- Fig.1.1 Carte géologique de terranes du Hoggar (d'après Black et al. 1994), Tim (Timetrine), 5
- Fig.1.2 Évolution géodynamique du Hoggar Centro-occidental (d'après Caby, 2003) 7
- Fig. 1.3 Carte géologique de la zone étudiée (d'après Caby 1996), 9

CHAPITER II

- Fig.2.1 Représentation des deux masse ponctuelles m_1 et m_2 séparées par une distance r (D'après Telford et al. 1998). 11

CHAPITER III

- Fig. 3.1a Localisation du levé gravimétrique b Carte des anomalies de Bouguer de la zone étudiée. Elle montre des anomalies positives et des anomalies négatives de dimension et amplitude variables, avec des valeurs allant de -66 mgal a -4 mgal. 16
- Fig. 3. 2 Carte de surface polynomiale de degré 1 18
- Fig. 3. 3 Carte de surface polynomiale de deuxième degré de l'anomalie de Bouguer 19
- Fig.3.4 Carte des anomalies gravimétriques résiduelles (locales) de la régionale de degré 1 20
- Fig. 3.5 Carte des anomalies gravimétriques résiduelles de la régionale de degré 2. Les coordonnées cartésiennes (X et Y) en UTM-zone 31N 21
- Fig. 3. 6 Histogramme des valeurs des données de la figure 3.4. la somme des anomalies gravimétriques résiduelles est t nulle. 22
- Fig.3.7 Spectre radialement moyenné de la Figure 3.4 23

CHAPITER IV

- Fig.4.1a Model synthétique composé par un prisme b Sa reponse gravimétrique 30
- Fig.4.2 Solutions d'Euler de la figure 4.1b avec différentes valeurs de N. a $N=0.00$ b $N=0.25$. c $N= 0.5$. d $N=0.75$ 30
- Fig.4.3 Tilt angle du model théorique compose par un prisme le zéro représenté le contact vertical 31

CHAPITER VI

Fig.5.1 Carte du gradient horizontal-X	35
Fig.5.2 Carte du gradient horizontal-Y	36
Fig.5.3 Carte du gradient vertical-Z	37
Fig. 5. 4 Carte d'Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut à 2 km	39
Fig. 5. 5 Carte d'Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut à 5 km	40
Fig.5.6 Carte d'Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut a 20 km	41
Fig. 5.7 Solutions d'Euler projetées sur la carte géologique a Solutions d'Euler en contact (N=0.25). b Solutions d'Euler en dyke (N=1.25)	43
Fig. 5.8 carte de Tilt-angle réduite au pôle de la zone étudiée le zéro coïncide sur les limites du terrane d'In Ouzzal	44

LISTE DES TABLEUA

CHAPITER I

Tableau 1.1 Les différentes terranes du Hoggar.

CHAPITER III

Tableau 3.1 Coefficients du polynôme de degré 1

Tableau 3.2 Coefficients du polynôme de degré 2

CHAPITER IV

Tableau 4.1 Utilisation de la méthode inverse DE, SA et TA respectivement

Tableau 4.2 Détermination de l'indice structural suivant la géométrie de la source pour le magnétisme et la gravimétrie, respectivement (d'après Reid et al., 1990).

Tableau 4.3 Détermination de l'indice structural suivant la géométrie de la source pour le

magnétisme et la gravimétrie, respectivement (d'après Reid et al., 1990).

CHAPITER V

Tableau 5.1 les principales anomalies gravimétriques

Tableau 5.2 les principales failles du contact

Table des matières

Remerciements	
dedicace	
Introduction generale	

CHAPTER I

CONTEXTE GEOLOGIQUE	
1.1.contexte geologique regional	04
1.1.2.Introduction	04
1.1.3.Évolution géodynamique du Hoggar Centro-occidental	05
1.2. contexte geologique local	07
1.2.1. Introduction	07
1.2.2. Métamorphisme	08

CHAPTER II

Generalites Sur La Methode	
Gravimetrique	
2.1 Introduction	11
2.2 Notions De Base	11
2.2.1 Attraction et potentiel gravitationnel	11
2.2.2 La valeur théorique du champ de la pesanteur	12
2.3 Anomalie De Bouguer (Ab)	12
2.3.1 Les corrections gravimétriques	12

CHAPTER III

DONNEES GRAVIMTRIQUES	
3.1 Introduction	15
3.2 Matériels Utilisés	15
3.3 Séparation Des Anomalies	17
3.4 Calcul Du Spectre D'énergie	22

CHAPTER IV

METHODE INVERSE	
4.1 introduction	25
4.2. la methode de la deconvolution d'euler	25
4.3 la méthode du signal analytique	27
4.3 Méthode Detilt Angle	29
4.4 Application au modèle synthétique	29

CHAPTER V

Interprétations	
5.1. Méthode du sa	33
5.1.1 Carte du gradient horizontal et vertical	33
5.1.2 Amplitude du Gradient Horizontal prolongée .	38
5.2 Méthode « DE »	42
5.3 Méthode « TA »	42
CONCLUSION	

INTRODUCTION GENERALE

Le terrane d'In Ouzzal est situé dans le Hoggar occidental. Il représente un terrane formé essentiellement de roches métamorphiques d'âge archéen. Il constitue une exception dans le Hoggar du fait qu'il ne fut ni déformé, ni métamorphisé au Pan-Africain en demeurant un bloc rigide et à un niveau structural peu profond depuis 2 Ga. Le but de notre travail est d'établir une interprétation de données gravimétriques par des méthodes inverses.

Le présent travail est structuré en cinq (05) chapitres homogènes et inter-complémentaires :

Dans le premier chapitre, nous présenterons le contexte géologique régional du Hoggar et celui de la zone d'étude.

Le second chapitre sera consacré à des généralités sur la méthode gravimétrique

Dans le troisième chapitre, nous présenterons la description des données gravimétriques, dans ce chapitre, nous utiliserons la méthode de moindres carrées pour le calcul des surfaces polynomiales de faibles degrés (séparation des anomalies).

Le quatrième chapitre portera sur le formalisme mathématique des méthodes inverses, nous présenterons ces techniques d'interprétations inverses dans le but d'estimer les paramètres des sources gravimétriques.

Dans le cinquième chapitre, nous présenterons les résultats obtenues par l'interprétation qualitative et quantitative.

Et en terminera notre travail par une conclusion générale et recommandations.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE

1.1 Contexte Géologique Regional

1.1.2 Introduction

Le bouclier Touareg se situe au Sud de l'Algérie, il est limité à l'ouest par le Craton Ouest Africain (COA) et au nord par la plate-forme saharienne. Dans son ensemble, il est constitué de trois massifs: Le massif du Hoggar (Algérie), les monts des Iforas (Mali) et le massif de l'Air (Niger). Les travaux effectués sur le massif du Hoggar, ainsi que ceux sur le massif de l'Air portant sur le concept de « collage de terranes » ont donné naissance à une nouvelle subdivision du bouclier Targui (Black et al. 1994). Plusieurs facteurs sont à l'origine de ce nouveau découpage (Fig.1.1), à savoir la difficulté et l'absence de corrélations entre les différentes régions du Hoggar, ainsi qu'aux caractères incompatibles observés aux niveaux de ces dernières qui ne trouvent leur explication qu'en envisageant des mouvements de grande ampleur, d'où la terminologie « Terranes » ou « terrains mobiles » (Liégeois et al. 2003). Selon cette nouvelle conception, le massif du Hoggar est considéré comme étant une juxtaposition de blocs ou terranes d'orientation méridienne, séparés entre eux par des linéaments régionaux. On distingue vingt trois (23) terranes qui se différencient par leurs caractéristiques lithologiques, structurales et géochronologiques, ces terranes sont distribués sur les trois compartiments du Hoggar comme suit: les terranes du Hoggar occidental, les terranes du Hoggar central et les terranes du Hoggar oriental (Tableau 1.1)

Tableau 1.1 Les différentes terranes du Hoggar.

Hoggar occidental	Hoggar central	Hoggar oriental
Timetrine (Tim)	Assodé-Issalane (As-Is)	Barghot (Ba)
Tilemsi (Ti) Kidal	Tchilit (Tch)	Aouzegueur(Ao)
(Ki) Tassendjanet	Tazat (Ta)	Edembo (Ed)
(Tas)	Sérouenout (Se)	Djanet (Dj)
Unité granulite Iforas (Ugé)	Egéré-Aleksod (Eg-Al)	
In Ouzzal (Ou)	Azrou-n-Fad (Az)	
Ahnet (Ah)	Tefedest (Te)	
Tirek (Tir)	Laouni (La)	
Tin Zaoutene (Za)		
In Teideni (It)		
Iskel (Isk)		

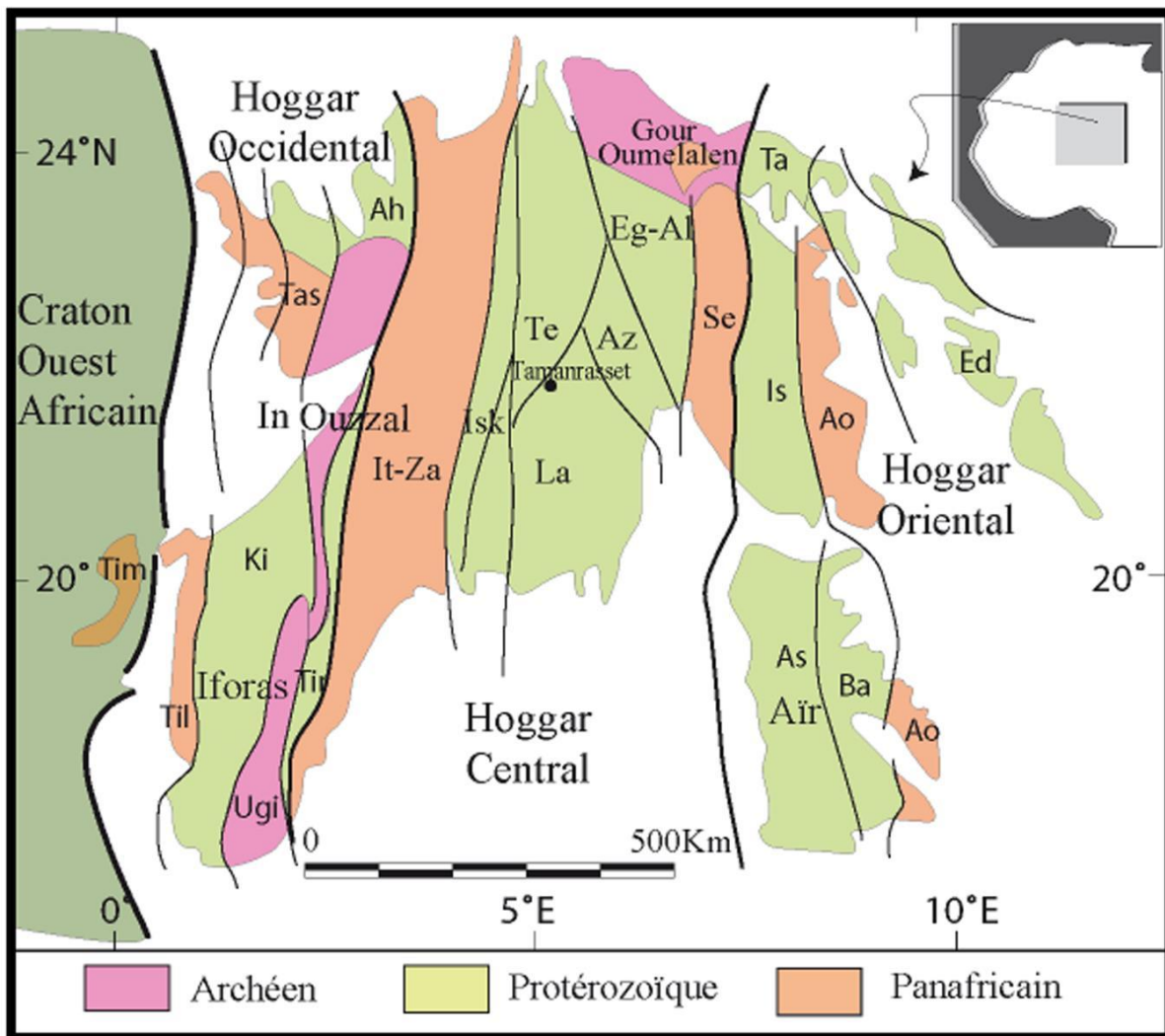


Fig.1.1 Carte géologique de terranes du Hoggar (d'après Black et al. 1994), Tim (Timetrine), Til (Telemsi), Ki (Kidal), Tas (Tassendjanet), Ugi (Iforas), Ou (In Ouzzal), Tir (Tirek), Tch (Tchilit), Ta (Tazat), Se (Serouenout), Eg-Al (Egere-Alezkod), Az (Azrou-N'Fad), Is (Issalane), Te (Tefedest), La (Laouni), Ba (Barghot), Ao (Aouzequeur), Ed (Edembo).

1.1.2 Évolution géodynamique du Hoggar Centro-occidental

Sur une distance de 1000 Km à travers le bouclier Touareg ; Caby (2003) a distingué trois phases majeures ayant affecté le Hoggar Centro-occidental, et qui conviennent dans le temps et dans l'espace (Fig.1.2).

❖ La phase A (900 - 850 Ma)

Sur la figure 1.4.A ; nous observons un arc magmatique enraciné dans la croûte continentale. Il a été formé suite à une subduction profonde dans le terrane Iskel (Is). Cette subduction s'est produite suite à une évolution de type plateforme vers le Mésoproterozoïque (Caby, 2003).

❖ La phase B (700 - 620 Ma)

Dans cette phase (Fig1.4.B), nous distinguons trois types de subductions. La formation des deux arcs magmatiques mis en place par les deux subductions ouest et pharusienne respectivement peuvent avoir une relation avec la génération des deux limites Est et Ouest du Môle In Ouzzal.

❖ La phase C (620-580 Ma)

Caby et Monie (2003) ont montré que l'extrusion et la collision interfèrent nettement dans le temps et dans l'espace. La période 615-605 Ma correspond au refroidissement et à la différenciation des unités métamorphiques de haute pression dans les terranes sud de Tassendjanet. Ils notent que dans le terrane pharusien, ce laps de temps correspond à la mise en place des granites. Liégeois et al (1987) ont noté dans le Nord du Mali un passage rapide des plutons issus de la subduction et de la collision, vers un magmatisme des alternances apparentes de produits de compression et d'extension. Ceci est montré dans de nombreuses zones de suture dans les complexes de dykes qui sont parfois enracinés dans les manteaux.

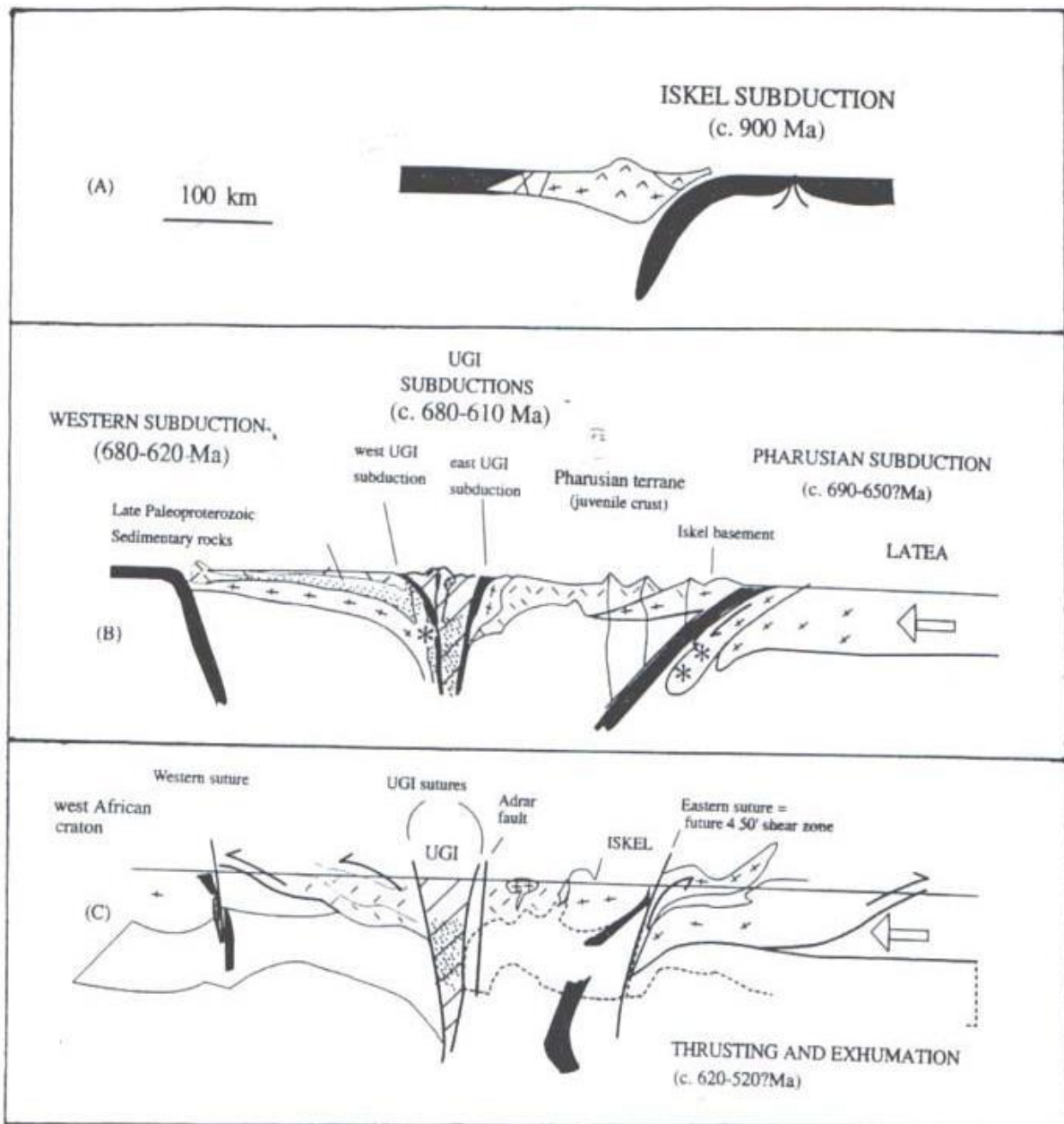


Fig.1.2 Évolution géodynamique du Hoggar Centro-occidental (d'après Caby, 2003)

1.2. Contexte Géologique Local

1.2.1. Introduction

Le terrane d'In Ouzzal correspond à l'un des vingt trois (23) terranes dans le bouclier touareg (Fig.1.3). Il est caractérisé par des terrains métamorphiques au Pan-Africain. C'est un compartiment de 450 km de long en forme de coin, orienté Nord-Sud (Fig1.2), large dans sa partie septentrionale d'environ 80 km. Il est pris entre les formations des rameaux pharusiens du Hoggar occidental et s'effiloche vers le Sud, relayé par l'Adrar des Iforas. (Haddoum, 1992).

1.2.2. Métamorphisme

Le terrane d'In Ouzzal a été affecté par un métamorphisme granulitique de haut grade estimé à 1000°C (Ouzegane et Boumaza, 1996). Il a été daté approximativement à 2050 Ma (Lancelot, 1975). Cette zone d'étude est constituée essentiellement par deux formations: des charnockites et des métasédiments (Ouzegane, 1987) :

❖ Les charnockites

Ce sont des orthogneiss, de couleur jaune orangé à quartz gris violacé caractérisés par une fine foliation marquée par des minéraux ferromagnésiens.

❖ Les métasédiments

Ils sont composés de marbres, de quartzites à magnétite et de granulites aluminomagnésiennes.

1.2.3 Tectonique

Les premières observations sur la tectonique du terrane d'In Ouzzal, remontent à Lelubre en 1949 (Haddoum, 1992). Il a décrit des plis qui n'avaient pas les mêmes directions que ceux des terrains adjacents. Ces observations ont été reprises plus tard (1952) dans un remarquable ouvrage sur la géologie du Hoggar. Ces observations furent suivies plus tard par plusieurs chercheurs : Guiraud (1961) et Caby (1970). Ce dernier, se basant sur l'examen photo géologique et les quelques itinéraires effectués souligne (Haddoum, 1992) :

- ❖ Le caractère général des plis d'orientation NE et ENE d'échelle plurikilométrique.
- ❖ La présence des structures en dômes qui caractérisent les granito-gneiss et les charnockites, alors que les paragneiss forment des pincées très étroites et complexes à plans axiaux verticaux et à plongements 31 axiaux très variables, suggérant que ces structures ne représentent pas une seule et unique phase de déformation.
- ❖ De nombreux minéraux montrent des traces de torsion et des fractures indiquant l'existence de déformations para-cristallines.

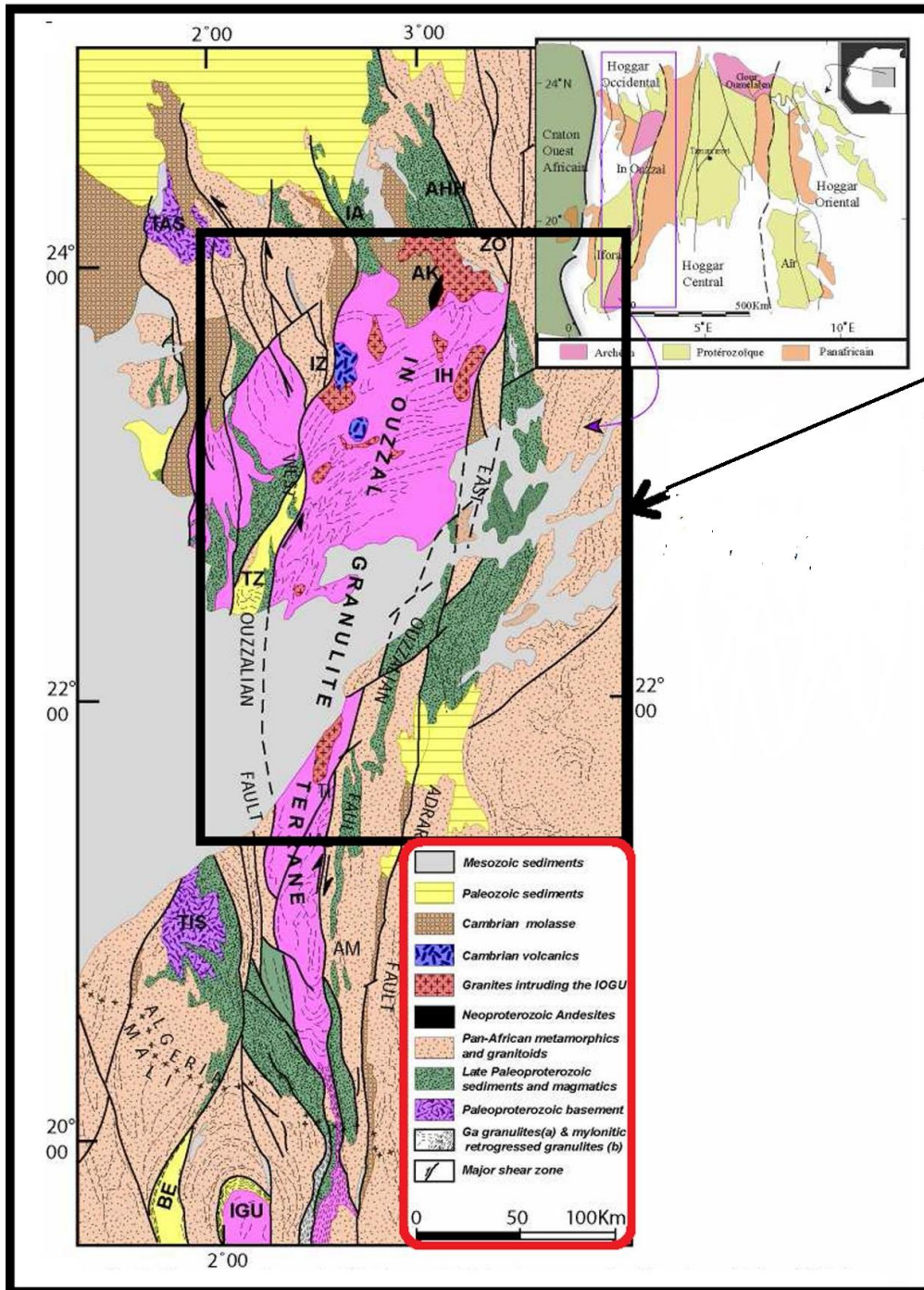


Fig. 1.3 Carte géologique de la zone étudiée (d'après Caby 1996),

CHAPITRE II

GENERALITES SUR LA METHODE **GRAVIMETRIQUE**

2.1 Introduction

La gravimétrie est une méthode géophysique qui cherche à déterminer d'après les perturbations du champ de la pesanteur en différents points de la surface du sol, la répartition probable, dans le sous-sol, des divers types de roches caractérisées par leur densité. Cette méthode est une technique qui mesure les variations du champ potentiel gravitationnel de la Terre. La détermination des anomalies de densité dans le sous-sol. peut être mesurée par des levés gravimétriques, en utilisant des instruments extrêmement sensibles (gravimètres).

2.2 Notions De Base

2.2.1 Attraction et potentiel gravitationnel

❖ Attraction gravitationnel

L'attraction de gravitation est une attraction qui est proportionnelle a la masse des deux corps et inversement proportionnelle au carré des distances r (Fig.2.1).

$$\vec{F} = G \cdot \frac{m_1 m_2}{r^2} \vec{r} \quad (2.1)$$

Avec m_1 et m_2 : deux masses séparées par une distance r ; G est la constante universelle d'attraction dans le système International (SI), $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{N} \cdot \text{m}^2 / \text{Kg}^2$

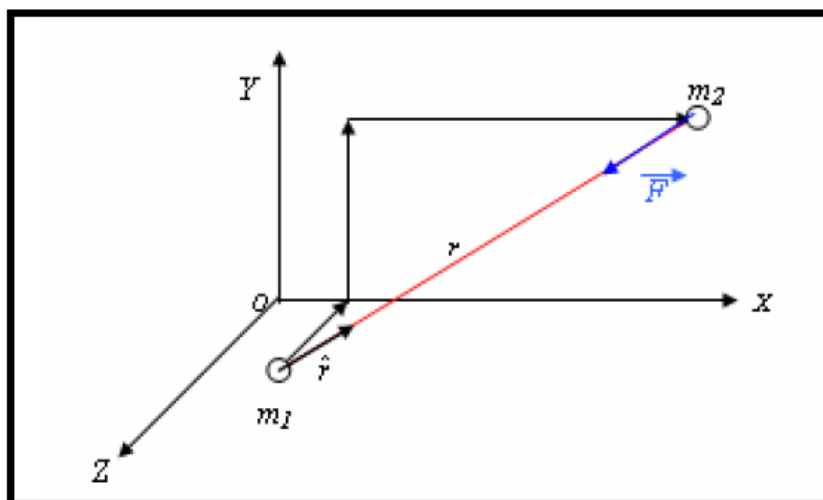


Fig.2. 1 Représentation des deux masse ponctuelles m_1 et m_2 séparées par une distance r (D'après Telford et al. 1998).

❖ Potentiel gravitationnel

On applique une force \vec{F} à une masse m_2 pour lui faire subir une accélération gravitationnelle \vec{g} . En utilisant le principe fondamental de la dynamique l'accélération Gravitationnelle sous la forme suivante :

$$\vec{g} = G \frac{m}{r^2} \vec{r} \quad (2.2)$$

La force qui engendre ce champ peut être dérivée de la fonction scalaire du potentiel ce dernier est donné sous la forme suivant :

$$U = G \frac{m}{r} \quad (2.3)$$

2.2.2 La valeur théorique du champ de la pesanteur

La valeur théorique de la pesanteur ne dépend que de la latitude (ϕ) sur l'ellipsoïde, Il est donnée par la formule suivante :

$$g_{Th} = 978031.85(1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi) \quad (2.4)$$

ϕ : la latitude de la station en degrés

2.3 Anomalie De Bouguer (Ab)

2.3.1 Les corrections gravimétriques

Nous savons à présent calculer la valeur théorique de la pesanteur en tout point de l'ellipsoïde et en général lorsqu'on fait des mesures gravimétriques, on ne se trouve pas sur cet ellipsoïde mais sur une surface différente. On doit tenir compte de la distance entre la surface où l'on connaît la valeur théorique du champ de la pesanteur et celle où l'on mesure. Il est donc utile de comparer la valeur théorique et la valeur mesurée du champ de la pesanteur pour obtenir des anomalies gravimétriques qu'on pourra par la suite analyser et interpréter.

Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues à des sources géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer. Cette correction amène à définir un ensemble de valeurs qui caractérisent l'anomalie de Bouguer.

Pour faciliter le calcul de cette correction, elle est divisée en trois (03) : la correction de l'air libre, la correction de plateau et la correction de relief

❖ **La correction d'air libre ou de Faye A_F**

Elle permet d'éliminer l'influence de l'altitude(h) de la station, sans tenir compte des masses situées entre la station et le niveau de référence. Elle ne dépend que de cette altitude et elle est donnée par la relation :

$$A_F = 0.3086 h \quad (2.5)$$

Avec A_F : en *mgal* quand h est exprimé en *mètres*.

❖ **La correction de plateau P**

Elle permet de corriger l'effet du terrain situé le plan horizontal passant par la station et le niveau de référence. Elle est donnée par la relation :

$$P = 0.0419 \rho h \quad (2.6)$$

Avec P : en *mgal* quand ρ est exprimé en *g/cm³* et h en *mètres*.

La correction de relief ou de terrain (T) tend à corriger l'influence des masses topographiques situées dans le voisinage de la station. Elle est toujours positive. La méthode conventionnelle de calcul de la correction de relief la plus utilisée est celle dite de Hammer (Harrouchi 2005)

Après avoir corrigé les mesures, l'anomalie de Bouguer est donnée par la relation suivante :

$$AB = \Delta g + (0.3086 - 0.0419 \rho)h + T \quad (2.7)$$

Avec $\Delta g = g_m - g_{Th}$; g_m la pesanteur mesurée par le gravimètre et g_{Th} la pesanteur calculée par la relation (2.4)

CHAPITRE 3

DONNEES GRAVIMTRIQUES

3.1 Introduction

(La figure 3.1b) représente les anomalies de Bouguer de la région d'étude, sont issues du levé gravimétrique réalisé dans la région de Tanezrouft (Fig. 3.1a) en 1974-75 et comprend plus de 2000 stations gravimétriques. Ce levé a pour but d'étudier les rameaux occidental et central de la chaîne pharusienne (Bourmatte 1977).

Les caractéristiques de ce levé sont (Fig. 3.1a)

- ❖ La direction des profils est Est-Ouest, pratiquement perpendiculaire aux principales directions subméridiennes des structures géologiques locales,
- ❖ L'espacement de ces profils est en moyenne de 18 km
- ❖ L'espacement entre les points de mesures est de 3km

3.2 Matériels utilisés

Les données techniques du levé gravimétrique sont :

- ❖ **Gravimètres** : trois gravimètres Worden du type Master n° 600, 660 et 683 ont été utilisés.
- ❖ **Réduction des mesures** : les valeurs théoriques de g ont été calculées à l'aide de la formule internationale de la pesanteur de 1931 et les valeurs de g sont exprimées dans le système classique de Postdam (981274.0).
- ❖ **Bases utilisées** : balise 250 bornes de nivellement n° 83 $g=976836.9$ mgal ; réoccupation approchée de la base 1987 du réseau
- ❖ Lagrula (embranchement de Ou Allen). **Altimétrie** : détermination des altitudes par nivellement barométrique et utilisation des repères de nivellement de l'IGN le long de la piste ADRAR GAO.
- ❖ **Planimétrie** : La position des stations a été déterminée par levé à la boussole et au compteur de voiture avec un rattachement aux points astronomiques. Le point de départ des levés est la balise 250 ; un canevas topographique a été réalisé par la SONATRACH à l'Ouest du méridien 0°.

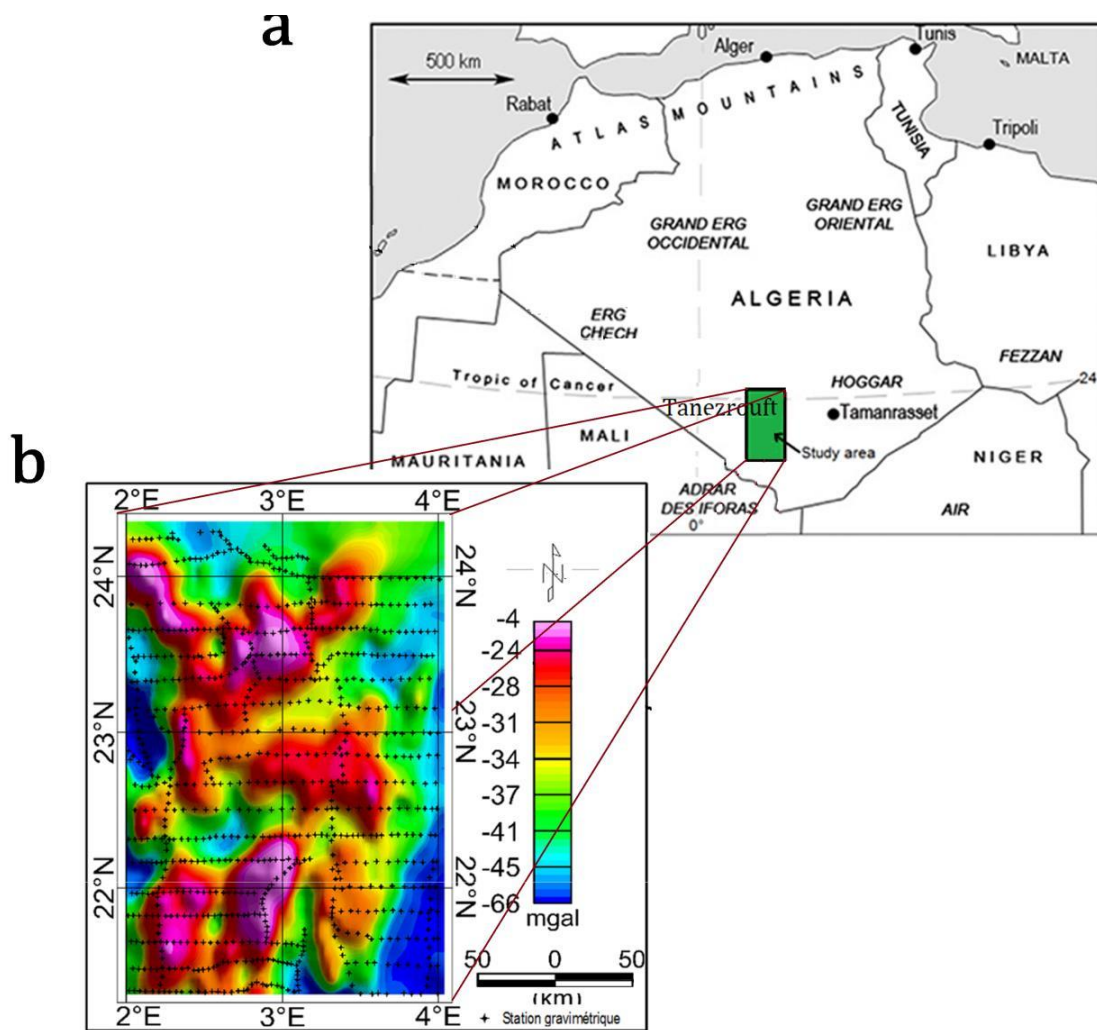


Fig. 3.1a Localisation du levé gravimétrique **b** Carte des anomalies de Bouguer de la zone étudiée. Elle montre des anomalies positives et des anomalies négatives de dimension et amplitude variables, avec des valeurs allant de -66 mgal a -4 mgal.

3.2 Séparation Des Anomalies

L'anomalie de Bouguer (AB) peut être considérée comme étant la somme de l'anomalie régionale (Reg) et de l'anomalie résiduelle (Rez)

$$AB = Reg + Rez \tag{3.1}$$

On peut représenter l'anomalie régionale par un polynôme de degré donné P(X,Y). Dans le cas d'un domaine limité, ce polynôme P(X,Y) peut prendre la forme suivante (Le Mouël, 1969):

$$P(X,Y) = \sum_{ij} a_{ij} X^i Y^j \tag{3.2}$$

Où les a_{ij} correspondent aux coefficients du polynôme algébrique que nous devons déterminer (Tableau 3.1 et 3. 2). X et Y correspondent aux coordonnées des points dans le plan en utilisant la méthode des moindres carrée pour calculer cette dernière carte. Nous avons testé deux surfaces polynomiales de degré 1 et 2 (Fig. 3.2 et 3.3). Nous avons obtenu la carte des anomalies gravimétriques résiduelles (locales) de la régionale de degré 1 et 2 (Fig. 3.4 et 5) par la soustraction de ce polynôme aux données de Bouguer, respectivement.

Tableau 3.1 Coefficients du polynôme de degré 1

A	13.7883 mgal
B	-0.07122 mgal/km
C	-0.001015 mgal/km

Tableau 3.2 Coefficients du polynôme de degré 2

A	-120.4825 mgal
B	0.3233 mgal/km
C	0.0871 mgal/km
D	-0.0078 mgal/km
E	-0.0018 mgal/km
F	0.0016 mgal/km

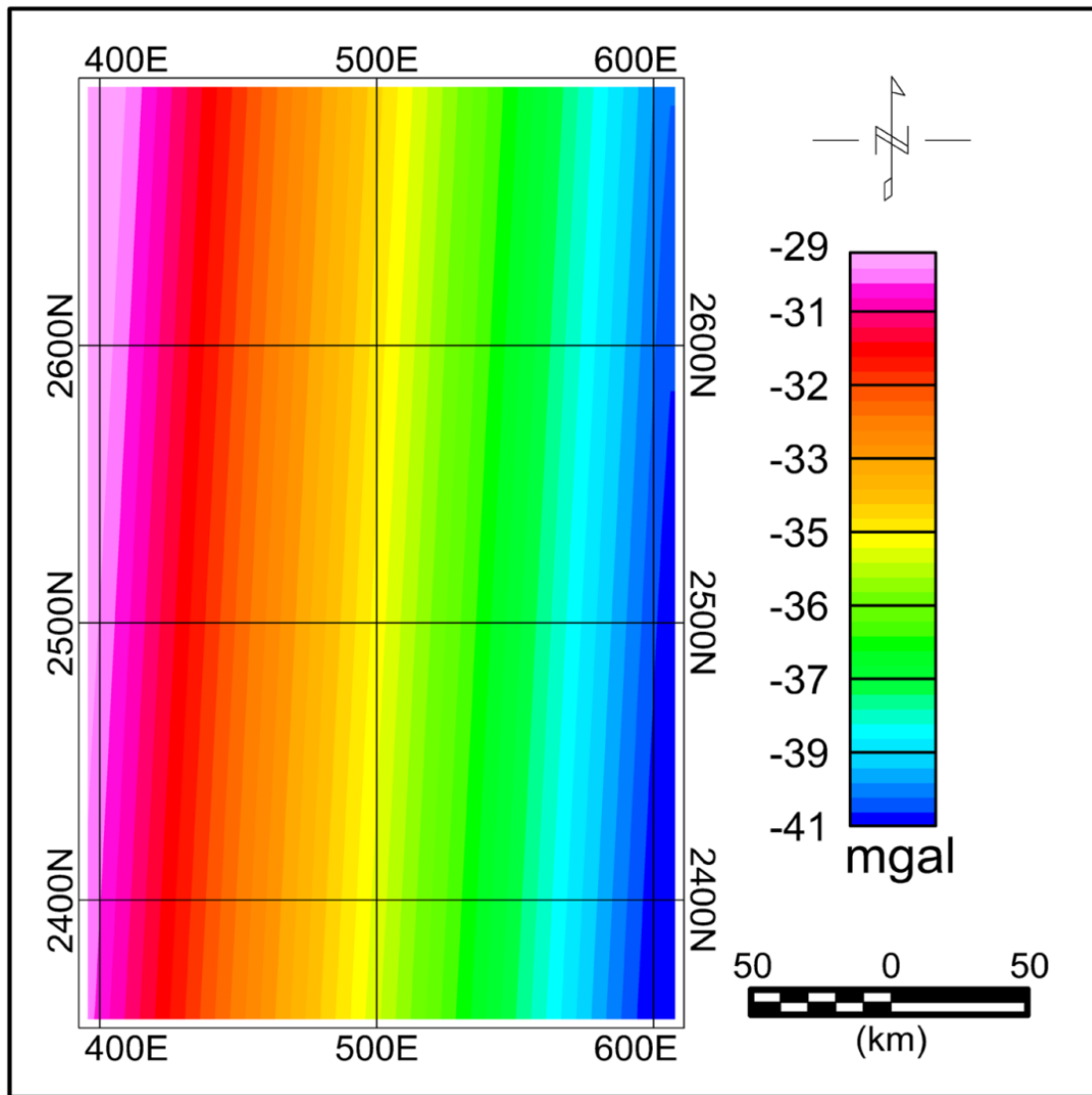


Fig. 3. 2 Carte de surface polynomiale de degré 1 $P(X,Y) = a + bX + cY$ avec a

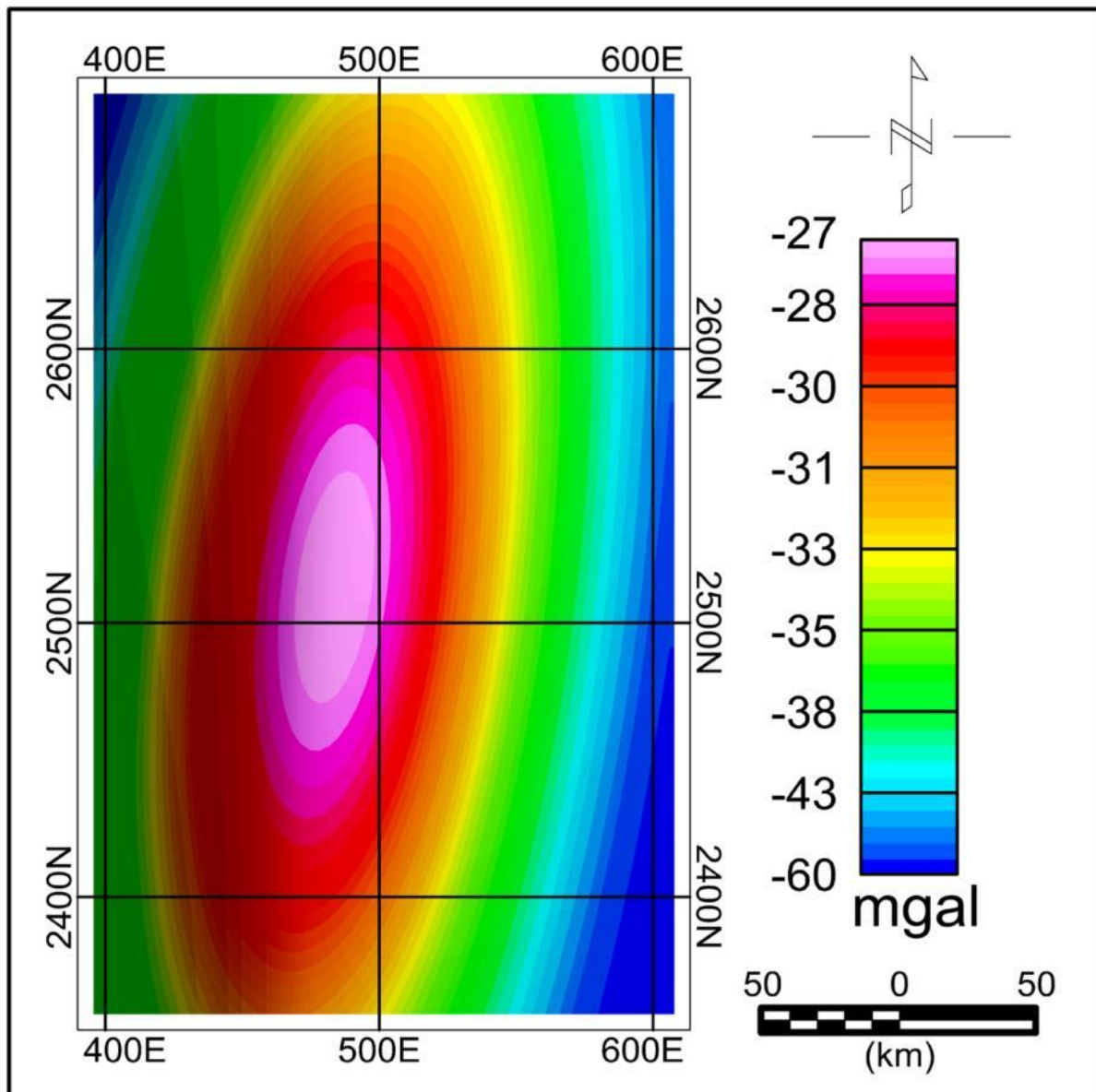


Fig. 3. 3 Carte de surface polynomiale de deuxième degré de l'anomalie de Bouguer

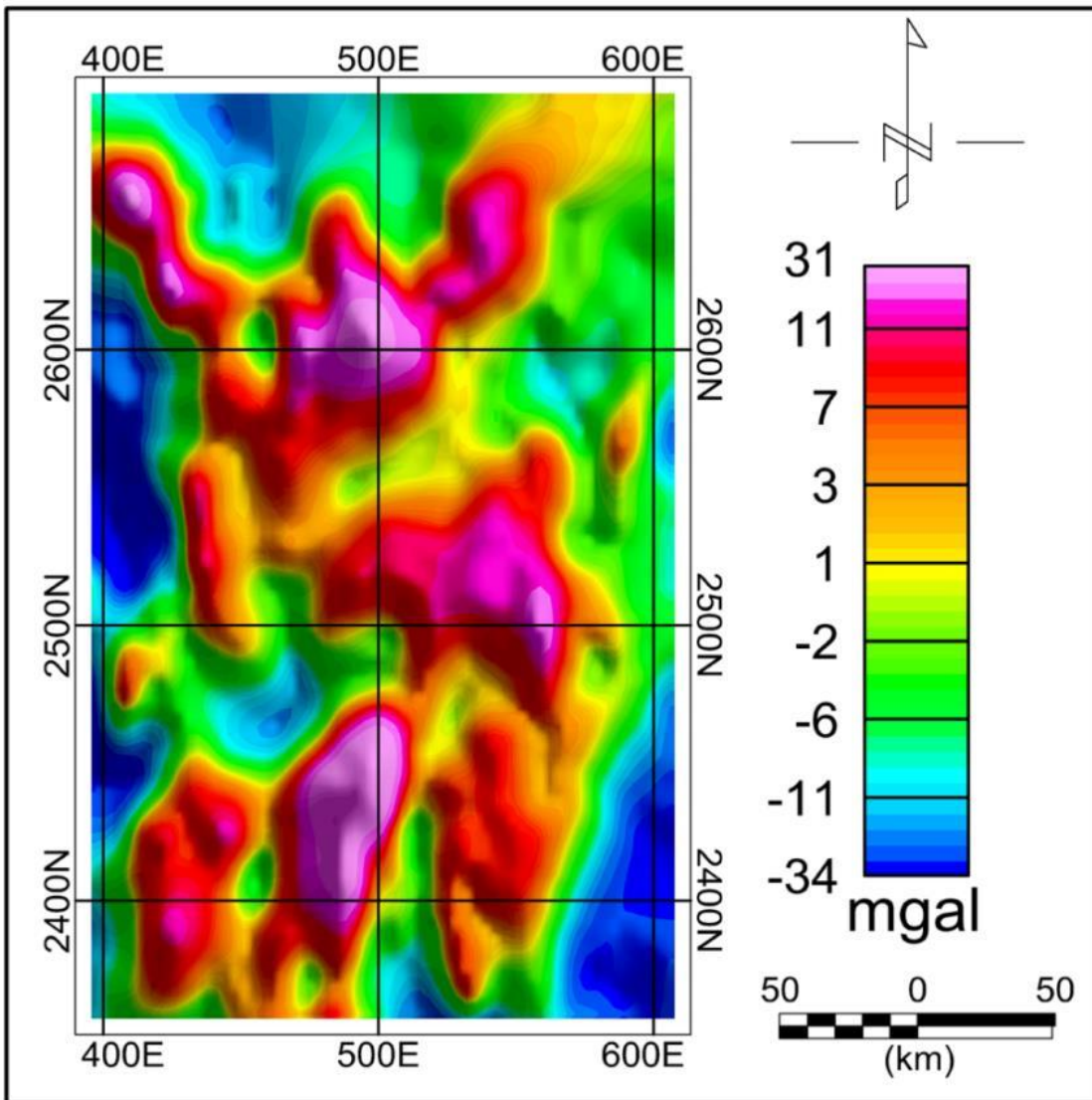


Fig.3.4 Carte des anomalies gravimétriques résiduelles (locales) de la régionale de degré 1

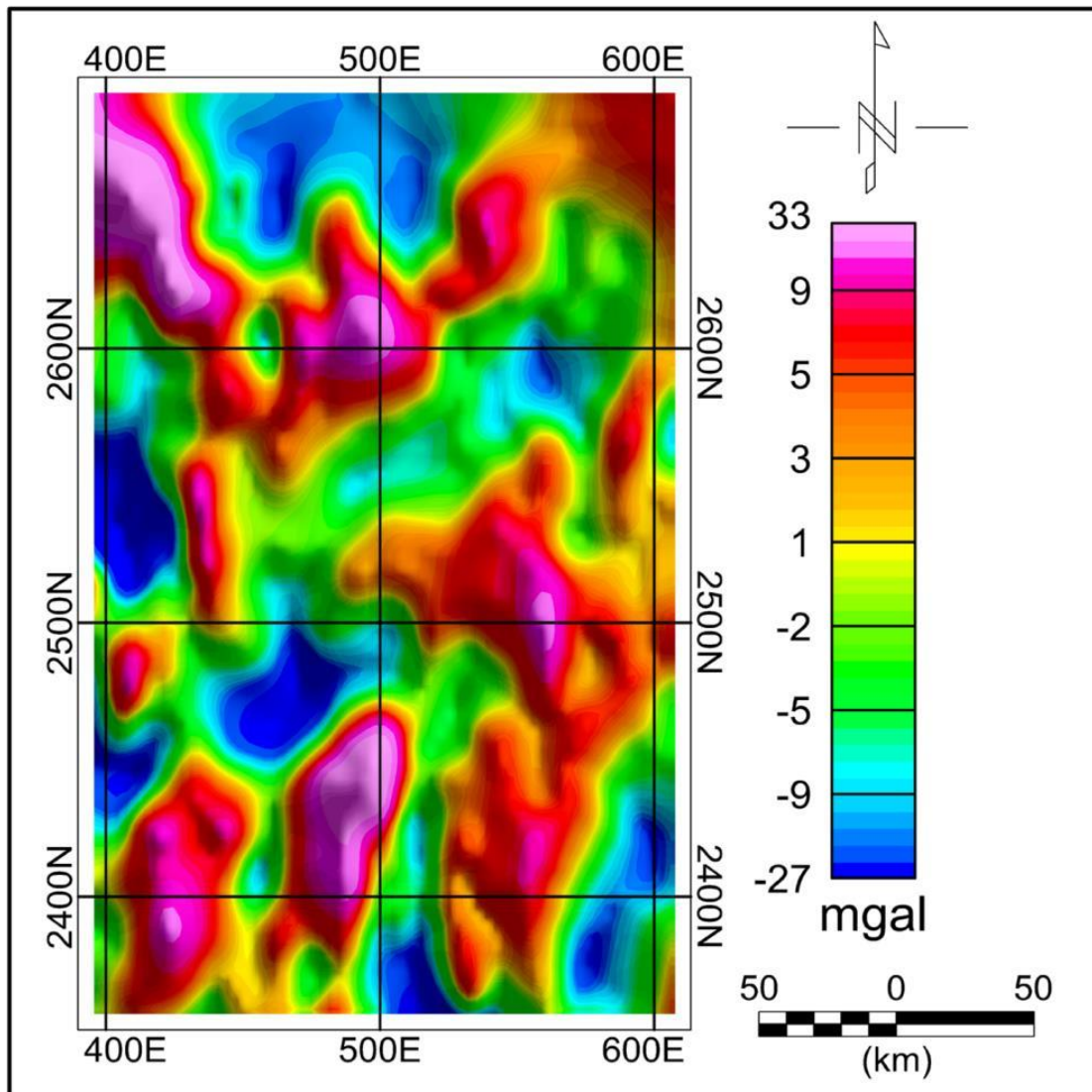


Fig. 3.5 Carte des anomalies gravimétriques résiduelles de la régionale de degré 2. Les coordonnées cartésiennes (X et Y) en UTM-zone 31N

Nous avons vérifié que la somme des anomalies gravimétriques résiduelles est proche de zéro (0) par l'histogramme de la (figure 3.6). Ceci revient à dire que les anomalies du champ (résiduel) ont une espérance mathématique nulle

D'après une analyse statistique d'histogramme des valeurs des données gravimétriques résiduelles, nous remarquons que le polynôme de degré 1 serait le mieux adapté pour l'ensemble des données gravimétriques de la zone étudiée.

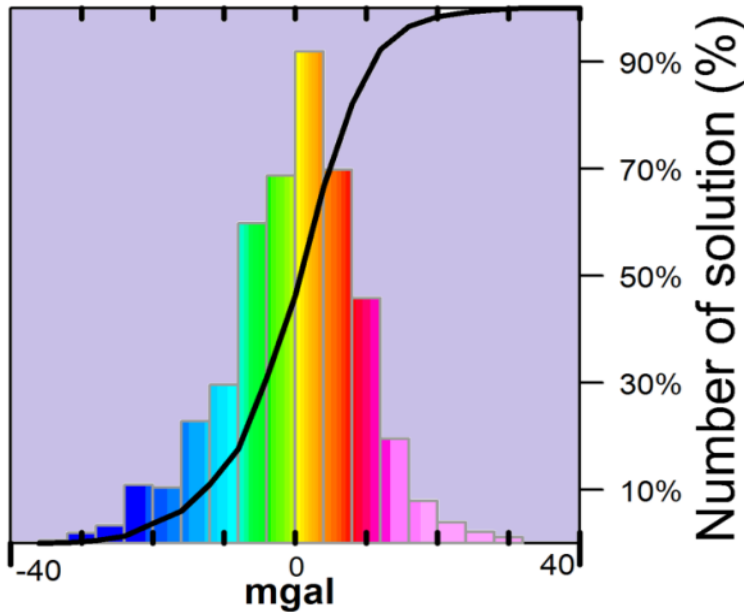


Fig. 3. 6 Histogramme des valeurs des données de la figure 3.4. la somme des anomalies gravimétriques résiduelles est t nulle.

3.4 Calcul Du Spectre D'énergie

L'analyse du spectre d'énergie (Fig.3.7) permet de dégager trois fréquences de coupure associées au changement de pente du spectre. Il est donc possible de classer les anomalies magnétiques en trois (03) catégories distinctes, en fonction de leurs longueurs d'onde et correspondant à des unités géologiques distinctes:

- ❖ La première catégorie inclut les anomalies magnétiques de courtes longueurs d'onde, Depth (Z) □ 2.63 km).
- ❖ La seconde catégorie est composée d'anomalies magnétiques de moyennes longueurs d'onde 2.63 km □ Depth (Z) □ 7.14 km
- ❖ La dernière catégorie regroupe les grandes longueurs 7.14 km □ Depth (Z).

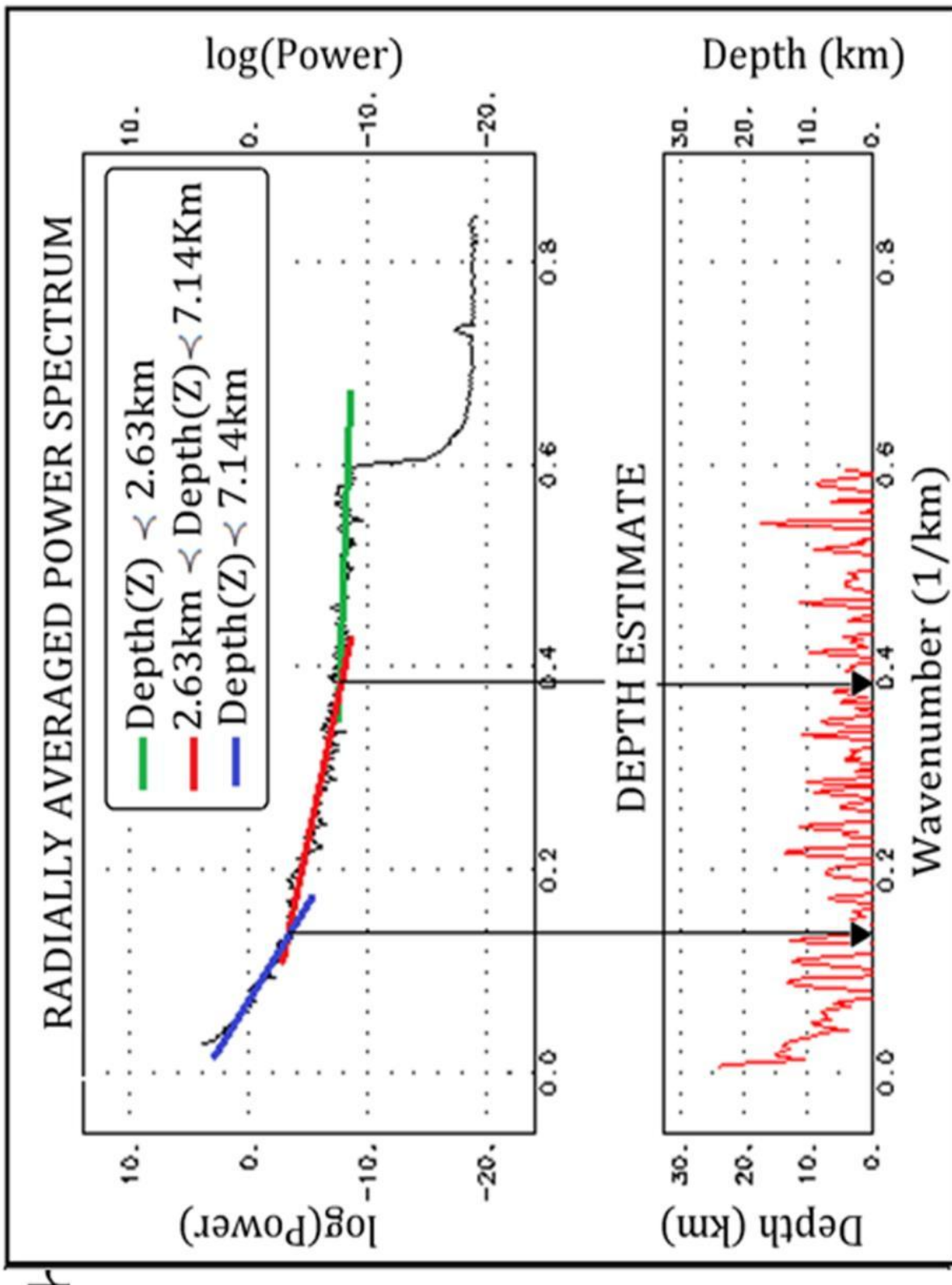


Fig.3.7 Spectre radialement moyenné de la Figure 3.4

CHAPITRE IV

METHODE INVERSE

4.1 Introduction

Plusieurs méthodes inverses numériques et analytiques sont utilisées. Dans cette étude, nous avons utilisé trois méthodes inverses de traitements dans le but de déterminer de failles, leur pendage, leur longueur et leur profondeur. Ces trois méthodes sont

- ❖ La de convolution d'Euler (DE)
- ❖ Le signai analytique (Gradient horizontal et vertical)
- ❖ Le tilt angle(TA)

Le but de chaque méthode est représenté dans le tableau suivant:

Tableau 4.1 Utilisation de la méthode inverse DE, SA et TA respectivement

Méthode	Utilisation
DE	Estimation de profondeur des sources gravimétrique
SA	Localisation des contacts lithologique
TA	Détermination du pendage de contact

4.2. la Methode de la Deconvolution D'euler

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

La méthode de la déconvolution d'Euler, appliquée aux données du champ de potentiel, permet de localiser les paramètres des sources locales, elle est basée sur un procédé mathématique représenté par l'équation d'homogénéité d'Euler (Thompson, 1982). Si on considère une source magnétique, située au point de coordonnées locales (x_0, y_0, z_0) , l'intensité du champ T au point (x, y, z) , peut s'écrire sous la forme :

$$T(x, y, z) = \frac{K}{\sqrt{[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2]^N}} \quad (4.1)$$

Avec K est un paramètre indépendant de (x, y, z) et N ; indice structural, dans le cas des données magnétiques et gravimétriques (voir le tableau 4.1).

Tableau 4.1 Détermination de l'indice structural suivant la géométrie de la source pour le magnétisme et la gravimétrie, respectivement (d'après Reid et al., 1990).

Source	N magnétisme	N gravimétrie
Sphère	3	2
Cylindre	2	1
Dyke	1	0
Contact	0	-

D'après Reid et al. 1990 ; l'équation d'homogénéité d'Euler de l'expression (4.1) est donnée sous la forme suivante :

$$(x-x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = N(B-T) \quad (4.2)$$

Où, B représente une constante locale qui caractérise le champ régional et $\left(\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y} \text{ et } \frac{\partial T}{\partial z}\right)$

sont les dérivées de l'intensité du champ magnétique T selon les directions ox , oy et oz respectivement. Le principe de la déconvolution d'Euler repose sur la résolution de l'équation précédente (4.2) de quatre inconnues (x_0 , y_0 , z_0 et B). Pour résoudre un système d'équations à quatre inconnues, il faudra, au moins, quatre points de mesures.

On considère une fenêtre carrée ($w \times w = n$) sur les grilles des gradients et du champ. Cette fenêtre donne un système de n équations linéaires. Donc on peut mettre l'équation (4.2) sous la forme matricielle suivante :

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T}{\partial x_1} & \frac{\partial T}{\partial y_1} & \frac{\partial T}{\partial z_1} & N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T}{\partial x_n} & \frac{\partial T}{\partial y_n} & \frac{\partial T}{\partial z_n} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T}{\partial x_1} + y_1 \frac{\partial T}{\partial y_1} + z_1 \frac{\partial T}{\partial z_1} + NT_1 \\ \vdots \\ x_n \frac{\partial T}{\partial x_n} + y_n \frac{\partial T}{\partial y_n} + z_n \frac{\partial T}{\partial z_n} + NT_n \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

La matrice (4.3) est de la forme :

$$Gm = d \quad (4.4)$$

On peut obtenir les solutions m du système d'équation (4.4) dans le sens des moindres carrées, en utilisant la matrice transposée G^T de G :

$A^TAm = A^Td$ (4.5) Le procédé consiste donc à établir la matrice inverse $(A^TA)^{-1}$ de A^TA (Menke1989):

4.3 LA MÉTHODE DU SIGNAL ANALYTIQUE

. Il a défini le signal analytique comme étant « un champ complexe dérivant d'un potentiel complexe ». Les parties réelle et imaginaire de cette fonction sont respectivement la dérivée horizontale et la dérivée verticale de l'anomalie. Contrairement aux autres techniques d'interprétation, cette méthode n'exige pas pour autant la connaissance des paramètres de la source et ceux du champ magnétique ambiant et constitue donc un outil efficace pour l'interprétation préliminaire des données aeromagnetiques.

Nabighian (1972) a démontré que le signal analytique admet un pôle positif au-dessus d'une source linéaire mince. L'amplitude du signal analytique est alors une fonction symétrique, dont le maximum se situe à l'aplomb de la source. La demi-largeur du maximum a été utilisée pour estimer la profondeur de la source. Nabighian (1984) a établi la relation entre la dérivée horizontale et la dérivée verticale pour le cas à 3D en utilisant la propriété fondamentale de la transformée de Hilbert. Plus tard Roest et al., (1992) ont montré qu'il est possible d'appliquer cette méthode dans le cas des structures à 3D et ont défini l'amplitude du signal analytique comme étant « la racine carrée de la somme des carrés des deux dérivées horizontale et

verticale » d'une anomalie magnétique à 3D. Ils ont montré que les maxima de l'amplitude du signal analytique, comme dans le cas à 2D, se localisent au-dessus des contacts présentant un contraste d'aimantation. L'autre avantage que présente l'interprétation par le signal analytique est que l'allure de la courbe de l'amplitude s'avère indépendante de la direction du vecteur aimantation et celle du vecteur champ inducteur. Elle est également indépendante du pendage des contacts à contraste magnétique. Par conséquent, les profondeurs des sources peuvent être estimées sans forcément connaître les propriétés magnétiques et géométriques des sources (Roest et al., 1992).

- ❖ **L'amplitude du signal analytique (ASA)** sera définie par l'expression suivante (Keating et Sailhac, 2004) :

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (4.4)$$

- ❖ **Gradient vertical -Z** : ce gradient (GVZ) est utilisé pour amplifier les courtes longueurs d'onde et individualiser les corps :

$$GVZ = \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right) \quad (4.5)$$

- ❖ **Gradient horizontal-X (GHX)** : ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts lithologiques de direction Nord-Sud

$$GHX = \left(\frac{\partial M}{\partial x}\right) \quad (4.6)$$

- ❖ **Gradient horizontal-Y (GHY)** : ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts lithologiques de direction Est-Ouest :

$$GHY = \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right) \quad (4.7)$$

- ❖ **Amplitude du Gradient horizontal X-Y (AGH)** : ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts lithologiques de direction NS et EW :

$$AGH = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (4.8)$$

4.3 MÉTHODE DETILT ANGLE

La transformation de Tilt-angle (ou de l'angle incliné) calcule l'inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique (Miller & Singh 1994, Verduzco et al. 2004, Salem et al. 2008). L'équation de cette transformation s'écrit :

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \quad (4.9)$$

M étant la grille du champ ou de l'anomalie magnétique. L'avantage de la transformation est qu'en calculant un angle, toutes les formes seront représentées de manière similaire, que les anomalies soient de faible ou de forte amplitude. L'opérateur est appliqué à la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle; la valeur nulle de l'angle correspond le contact vertical ainsi que la limite de la structure.

4.4 Application au modèle synthétique

Les méthodes précédentes (DE, SA et TA) ont été appliquées à un modèle théorique (Fig.4.1a) dans le but d'avoir le bon choix des paramètres qui offrent une meilleure interprétation, avant leur application à un cas réel. L'étude théorique a nécessité l'utilisation d'un modèle synthétique construit avec des paramètres connus. Ce modèle synthétique est composé par un prisme vertical par du toit 4.5 km avec épaisseur de l'ordre de 4 km et contraste de la densité de l'ordre de 0.1g/cm³. Ces paramètres sont représenté dans le tableau (4.1) et sa réponse gravimétrique est représentée sur la figure 4.2; respectivement.

:

Tableau 4.1 paramètres physiques du model théorique

Profondeur du toit	5.5km
Contraste de la densité	0.1g/cm ³
L'épaisseur	4km

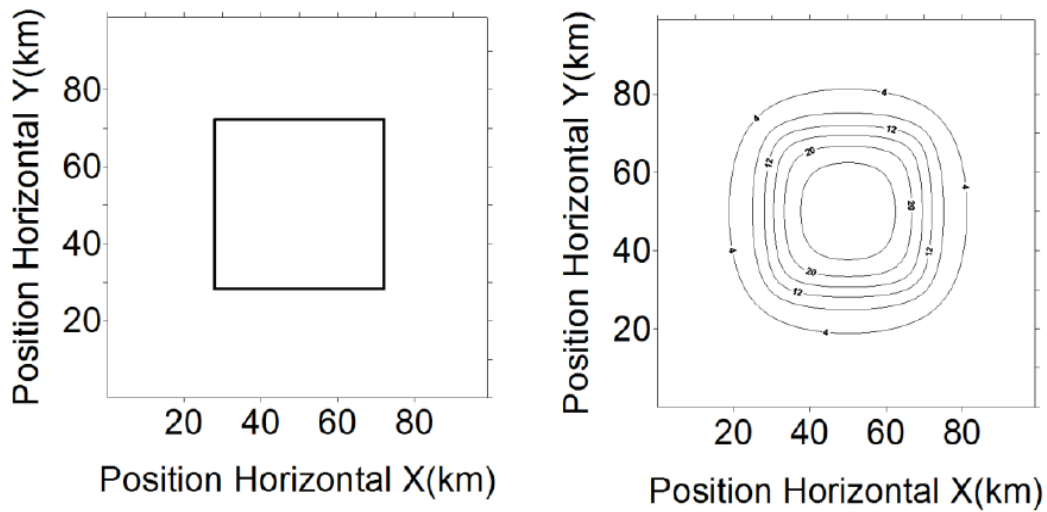


Fig.4.1a Model synthétique composé par un prisme b Sa réponse gravimétrique

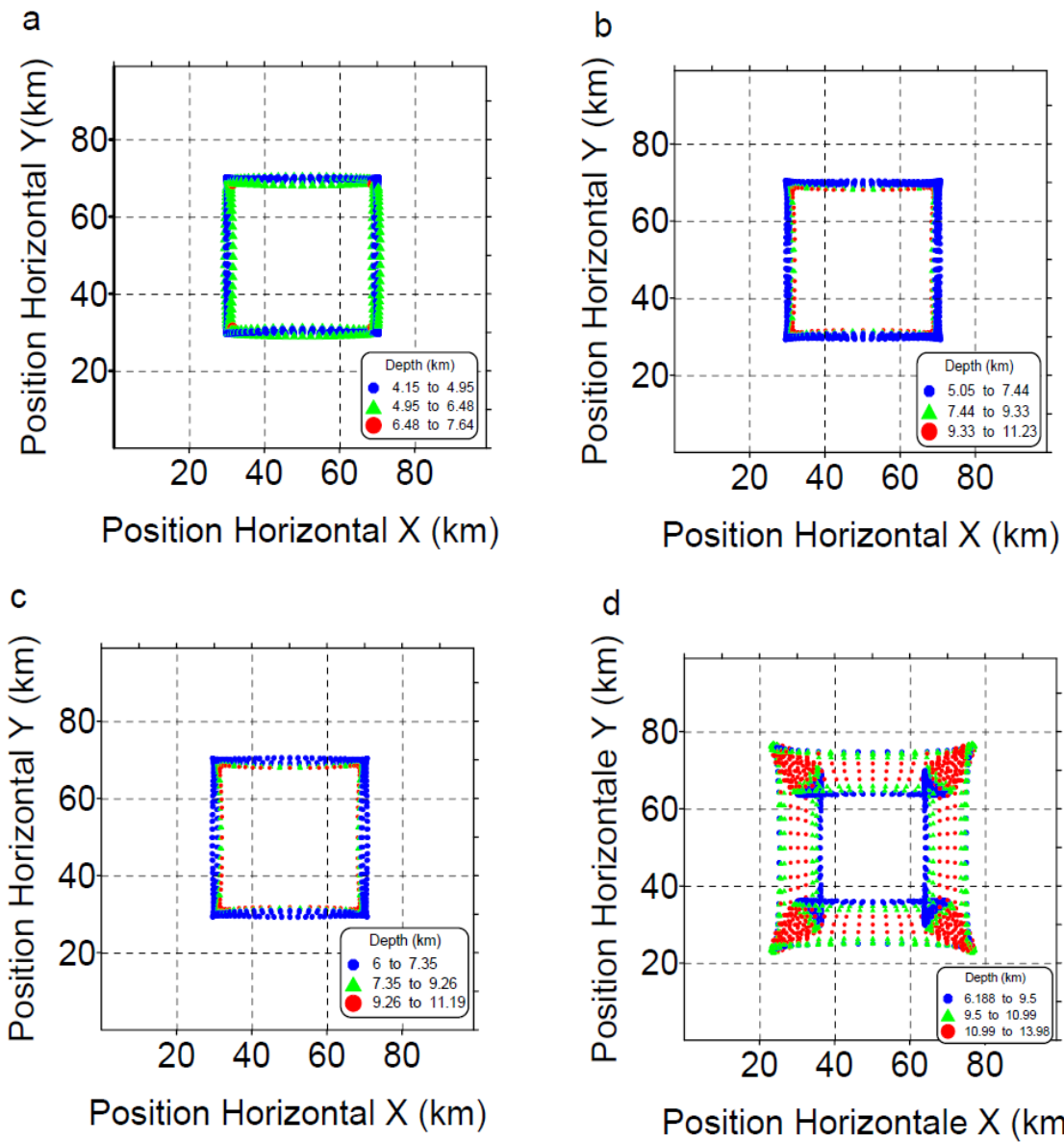


Fig.4.2 Solutions d'Euler de la figure 4.1b avec différentes valeurs de N. a N=0.00 b N=0.25. c N= 0.5. d N=0.75

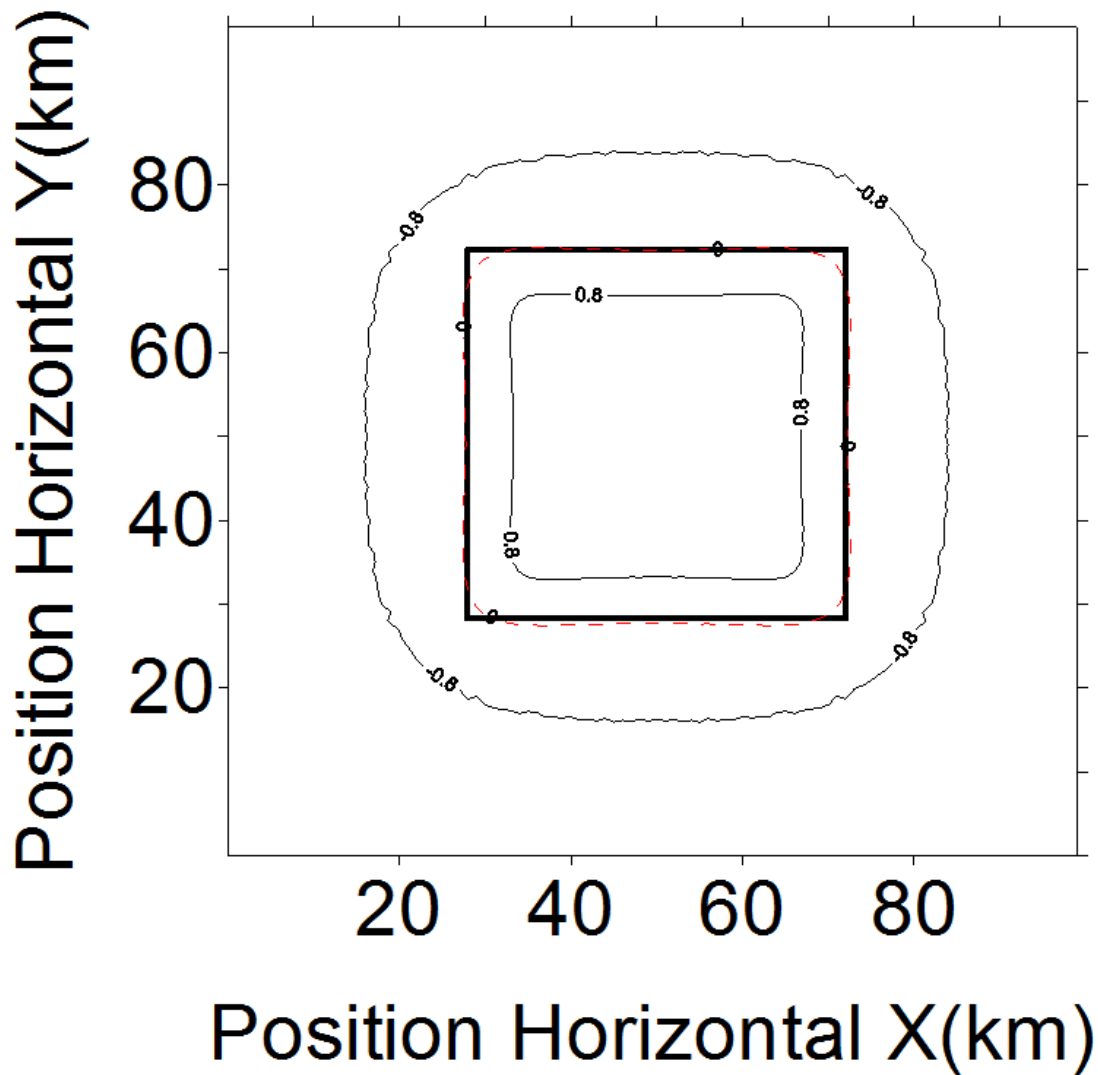


Fig.4.3 Tilt angle du model théorique compose par un prisme le zéro représenté le contact vertical

Les solutions correspondantes aux paramètres d'Euler sont représentées sur la figure 4.2. Pour le prisme nous avons obtenu la profondeur moyenne de l'ordre de 5.57 km (Fig. 4.2b, avec l'indice structural $N=0.25$). L'examen du résultat de solution fournit des estimations de profondeurs proches de leur valeur théorique proposée et produit un regroupement des solutions, meilleur. D'après la figure 4.3 nous avons obtenu la limite du prisme par la courbe de la valeur zero (0). Donc nous pouvons appliquer cette méthode dans cas le cas réel.

CHAPITRE V

Interprétations

5.1. Méthode Du SA

5.1.1 Carte du gradient horizontal et vertical

Nous observons sur la carte du gradient horizontal (GHX); deux accidents positifs P1 et P2 orientées dans la direction Nord-Sud, d'après la géologie ces deux accidents représentent les limites Ouest et Est ouzzalien, respectivement. Nous remarquons que l'accident Ouest Ouzzalien y apparaît plus clairement. Un autre accident positif P3 localisé dans la partie SE de la zone d'étude il représente la faille d'Adrar mylonite (Fig.5.1).

- ❖ Nous observons sur la carte du gradient horizontal (GHY) le long du parallèle 22° un axe négative N1 orienté NE-SW(Fig.5.2), d'après les données géologiques, cet axe de système de failles est localisé du long de l'axe du bassin recouvert par une couverture paléozoïque. Autre axe négatif N2 orienté NW- SE qui délimite le NW du terrane d'In Ouzzal et allongé dans la région d'Ou Allen.
- ❖ Sur la carte du gradient vertical (Fig.5.3), nous observons au NW du terrane d'In Ouzzal deux anomalies positives A1 et A2, ces deux anomalies correspondent aux roches volcaniques, basiques et ultrabasiques (diorite, gabbros, serpentines). Au centre du terrane d'In Ouzzal, nous remarquons des anomalies positives A3, très étendues et de faibles amplitudes correspondant au faciès granulite du terrane d'In Ouzzal (granulites, charnockites, etc...). Ces anomalies seraient dues à un contraste de densité légèrement positif de ces roches dont la densité moyenne est de $2.75g/cm^2$ (Bourmatte, 1977).

Une autre anomalie (A4), localisée au SW de la zone d'étude cette anomalie positive, importante par son étendue et son amplitude, est associée à des formations gneissiques affleurant en surface.

Tableau 5.1 les principales anomalies gravimétriques

Anomalies	Sources
A ₁ et A ₂	Roches volcaniques, basiques et ultrabasiques
A ₃	Faciès granulite du terrane d'In Ouzzal
A ₄	Formations gneissiques affleurant en surface.

Tableau 5.2 les principales failles du contact

Failles	Sources
P1	Faille Ouest Ouzalien
P2	Faille Est Ouzalien
P3	Faille d'Adrar d'Iforas
N1	Bassin recouvert par une couverture paléozoïque
N2	Formations gneissiques affleurant en surface.

Les limites de l'anomalie (A3) sont étroitement liées à un ensemble de failles: à l'Est, nous remarquons un accident Nord-Sud bordant le rameau pharusien central. A l'Ouest, la bordure tectonique orientale du Môle in Ouzzal à faciès granulite est marquée par une anomalie négative de faible amplitude

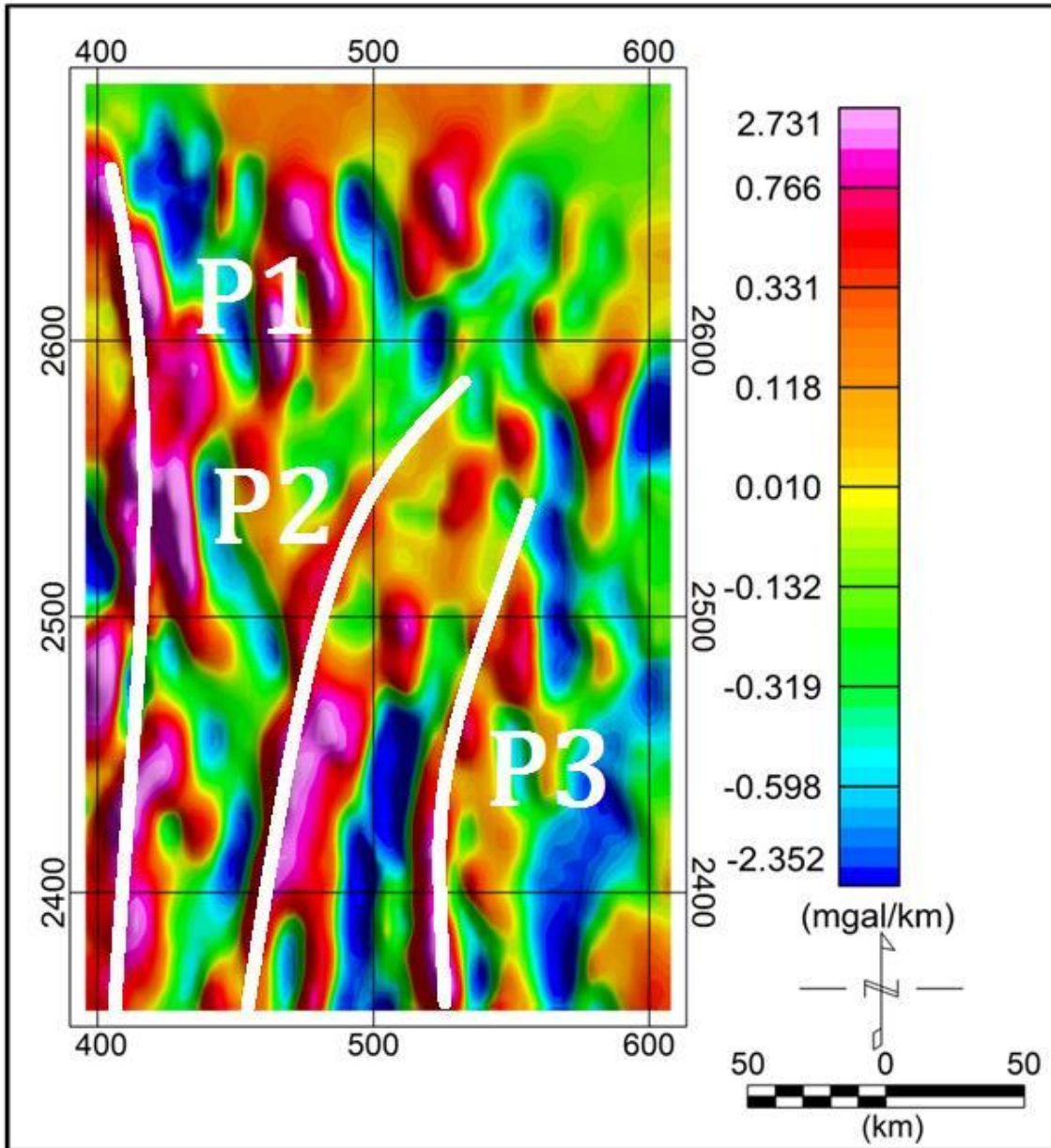


Fig.5.1 Carte du gradient horizontal-X

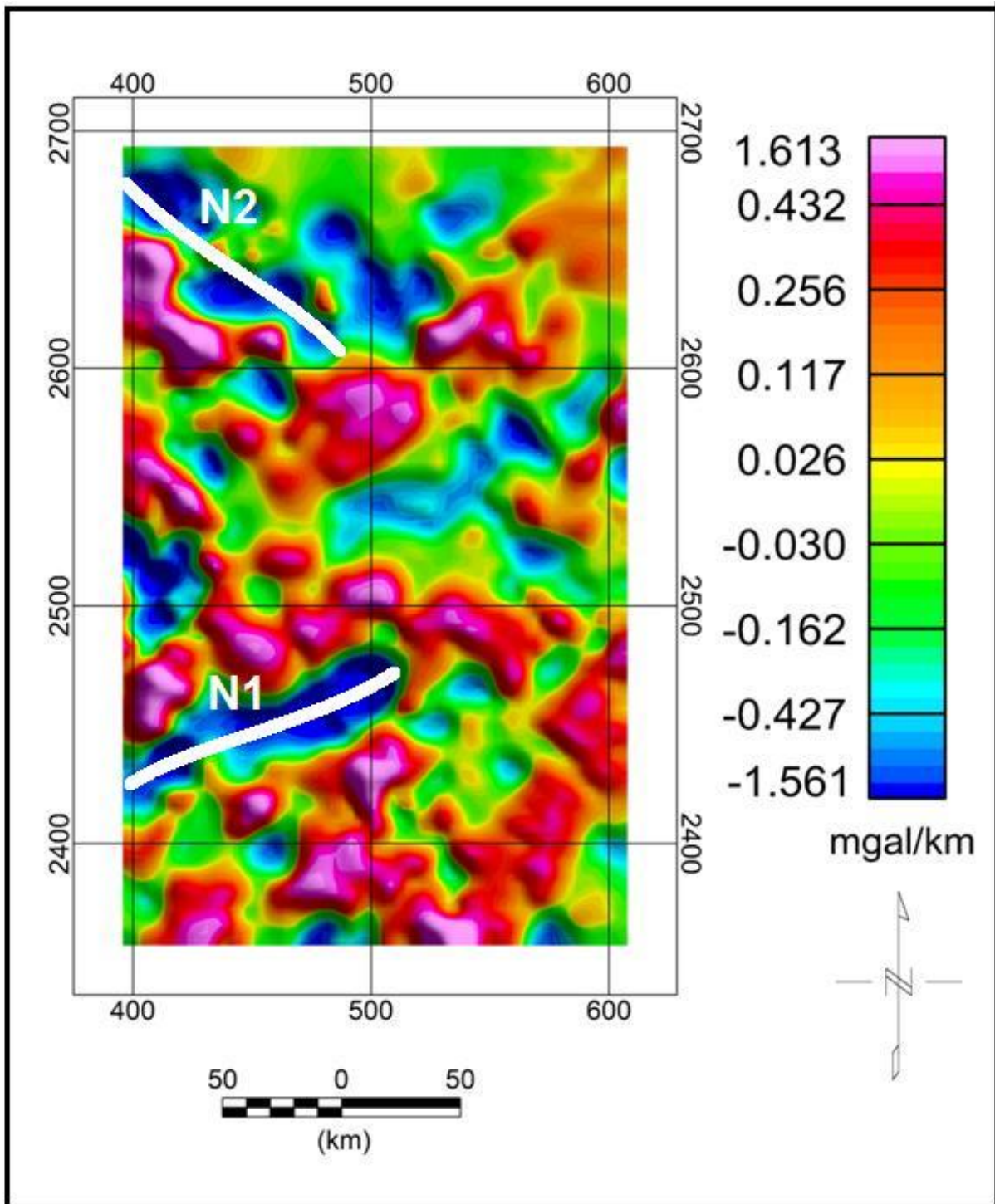


Fig.5.2 Carte du gradient horizontal-Y

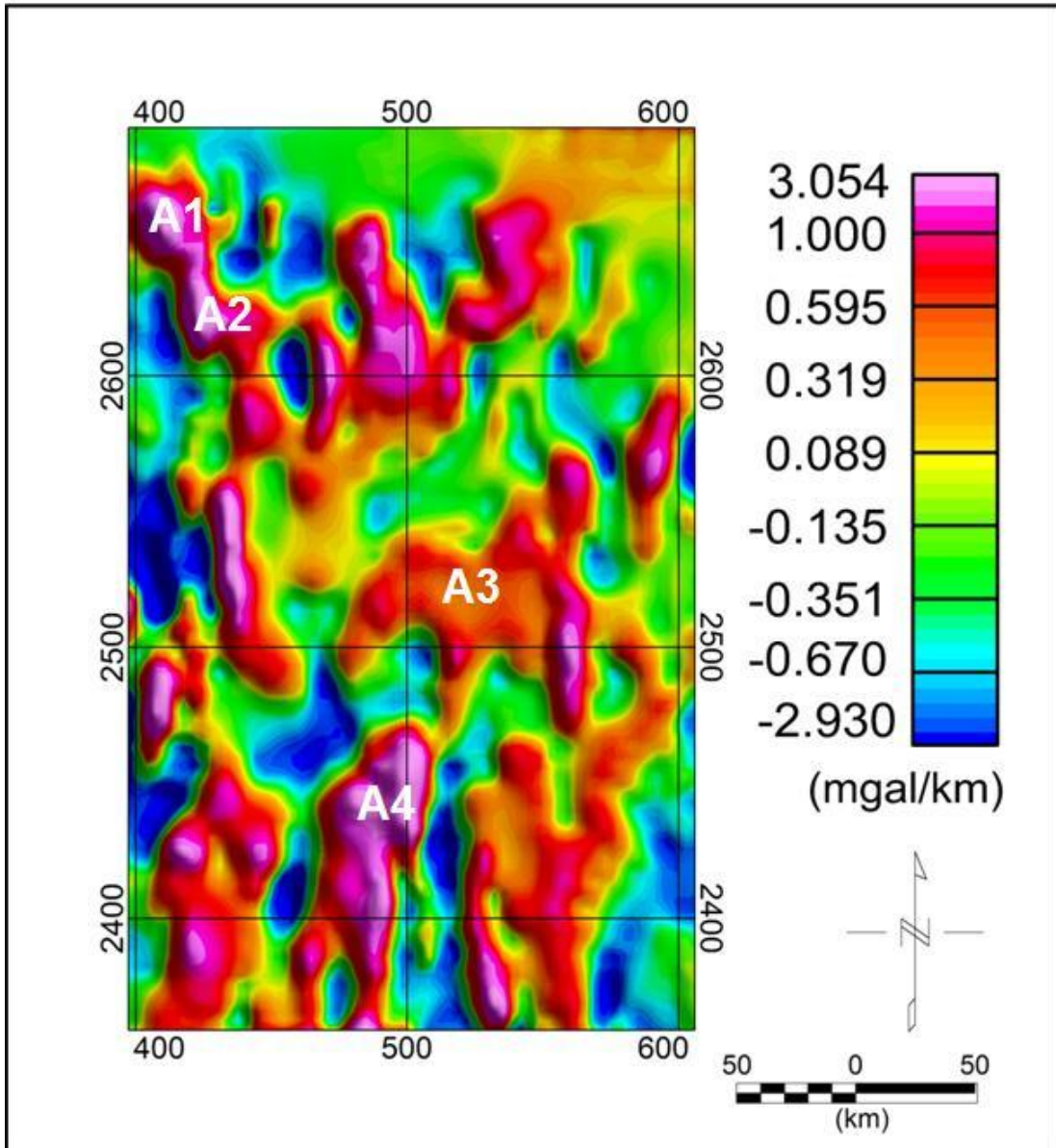


Fig.5.3 Carte du gradient vertical-Z

5.1.2 Amplitude du Gradient Horizontal prolongée .

Dans le cas présent, nous avons appliqué le filtre de prolongement vers le haut à 1 km sur la carte d'amplitude du gradient horizontal et ce pour supprimer les bruits de courtes longueurs d'ondes qui affectent les anomalies. Afin de lisser les cartes établies et de séparer les sources des différentes anomalies, la carte du gradient horizontal a été prolongée vers le haut à 2, 5 et 20 Km (Fig.5.4,5.5,et5.6)

respectivement:

- ❖ La carte prolongée vers le haut à 2 km (Fig. 5.4) courbes iso-valeurs sont plus lisses, avec une légère baisse d'amplitude.
- ❖ Par contre, la carte prolongée vers le haut à 5 km (Fig.5.5), nous montre un lissage plus prononcé des courbes; elle fait disparaître des anomalies de faibles intensités sauf dans la partie centrale où on remarque bien la présence de fortes anomalies négatives avec des courbes plus lisses qui divergent dans la partie Nord et convergent dans la partie Sud de la zone d'étude.
- ❖ Sur la carte prolongée vers le haut à 20 km (Fig.5.6), on remarque que certaines anomalies de grande longueur d'onde tendent à disparaître. Dans la partie centrale de cette carte prolongée, nous observons des grandes anomalies gravimétriques entourées par d'autres anomalies positives qui nous ont permis de marquer les limites du terrane d'In Ouzzal. Cette dernière carte transformée nous révèle que le terrane d'In Ouzzal admet des racines profondes. Nous remarquons sur cette la carte qu'il existe un système de failles Majores localisé le long du parallèle 22° de direction NE-SW. Cet axe de système de failles nous confirme l'existence d'une zone de distension qui fait que le terrane d'In Ouzzal est limité à l'Est et à l'Ouest par des décrochements sub-verticaux NS : Ouest ouzzalien sénestre et Est ouzzalien dextre (Caby, 1970).

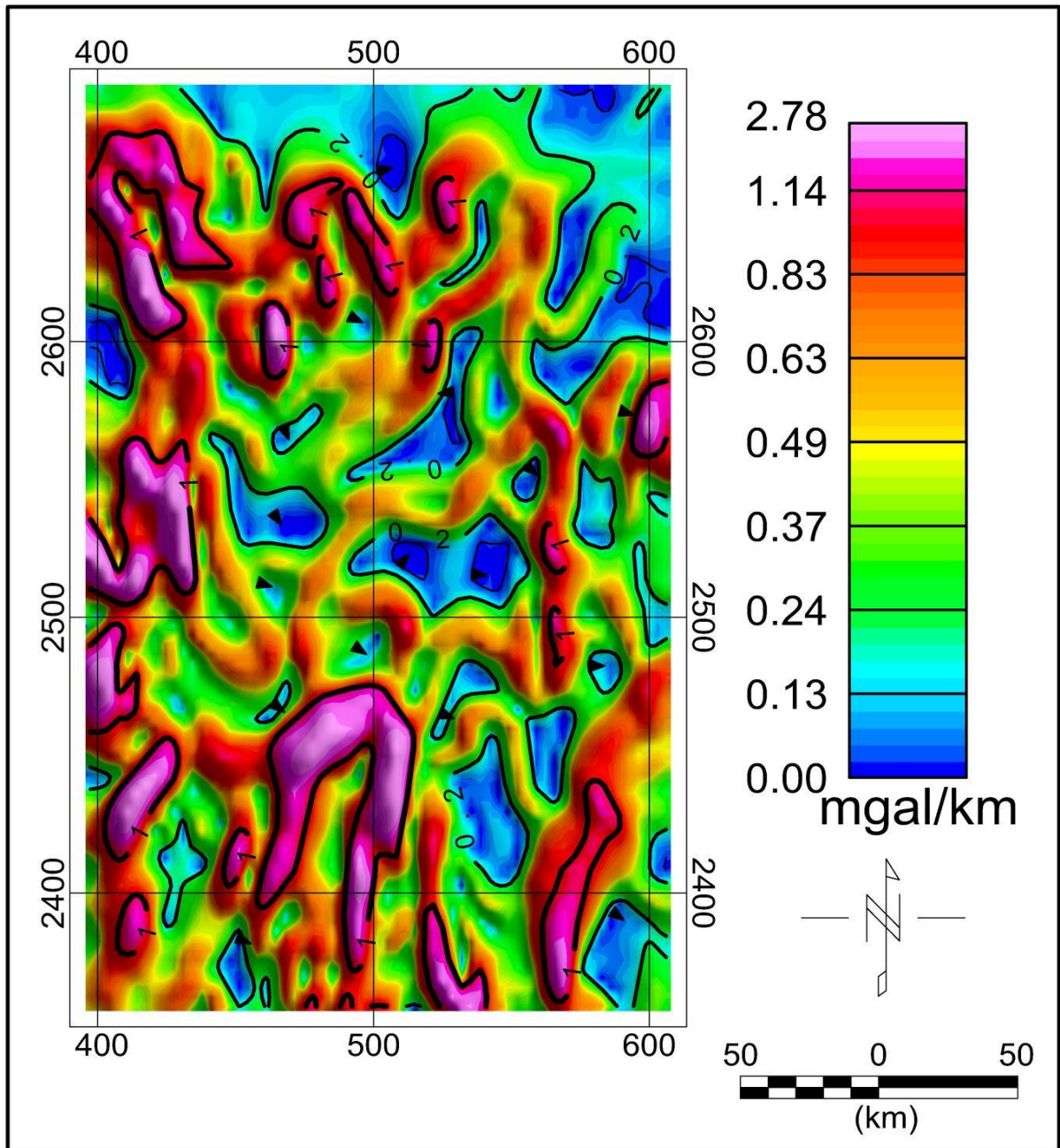


Fig. 5. 4 Carte d'Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut à 2 km

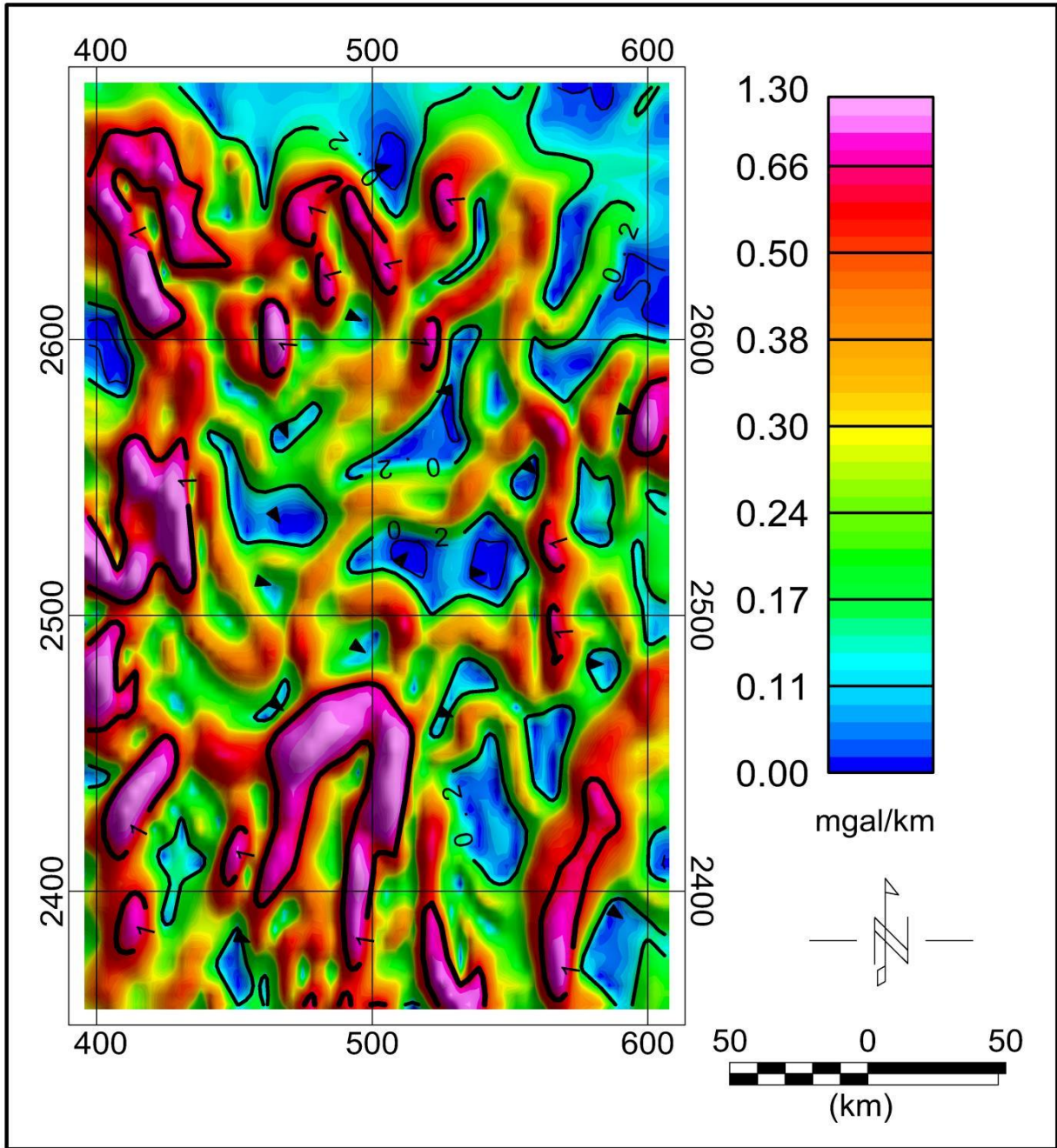


Fig. 5. 5 Carte d'Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut à 5 km

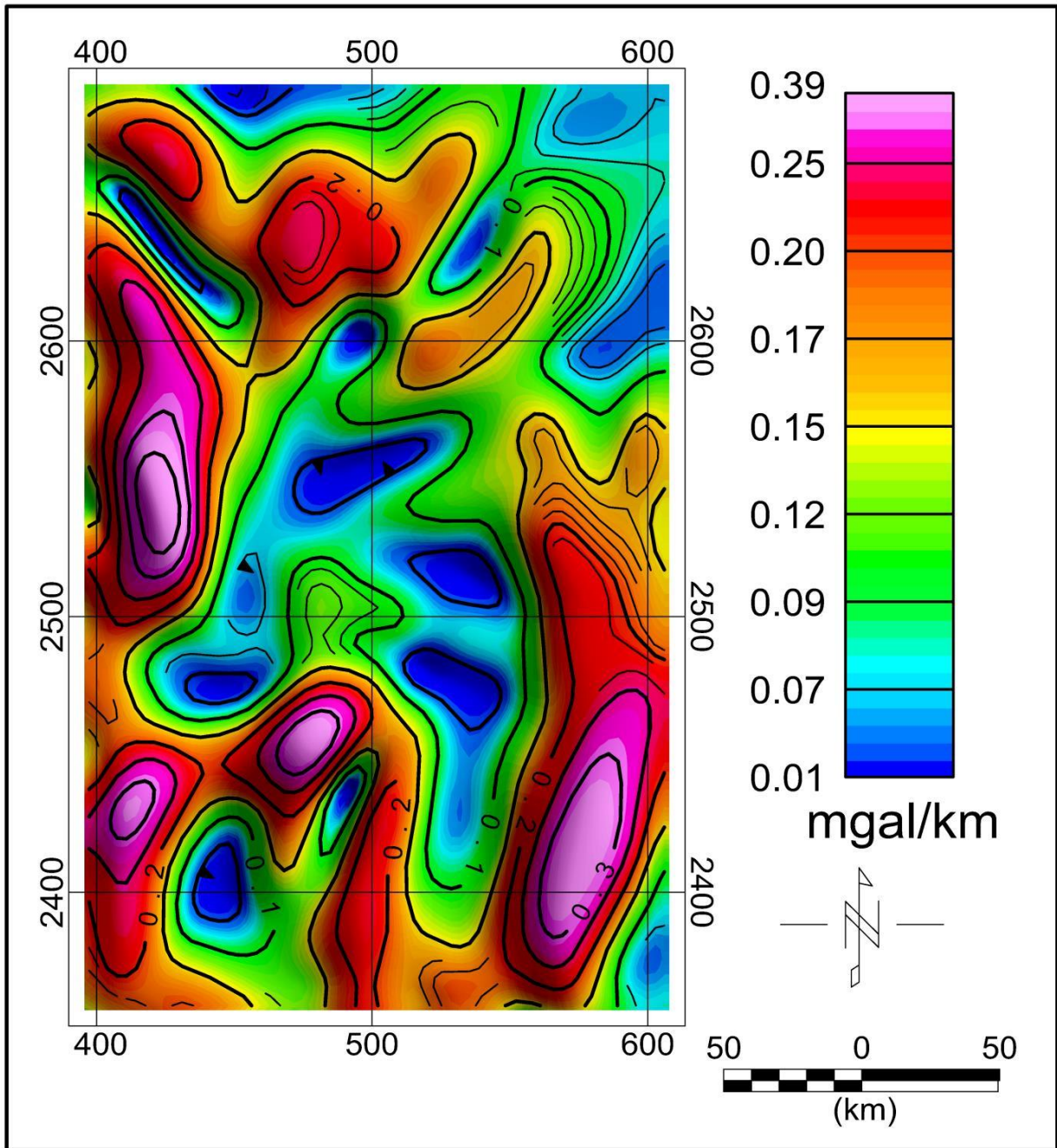


Fig.5.6 Carte d' Amplitude du Gradient Horizontal (AGH), prolongé vers le haut a 20 km

5.2 MÉTHODE « DE »

La figure (5.7), représente les solutions d'Euler, projetées sur la carte géologique du terrane d'In Ouzzal, elle montre une parfaite concordance des positions des solutions d'Euler avec les anomalies des courtes et grandes longueurs d'ondes liées aux différents accidents tectoniques et formations lithologiques:

- ❖ Le contact lithologique entre le terrane d'In Ouzzal et le fossé pharusien coïncide avec les solutions de moyennes profondeurs (2–4 km).
- ❖ La limite occidental de l'In Ouzzal (Ou) avec le terrane de Tassendjanet (Tas) a des solutions de grandes profondeurs (plus de 6 km); probablement est une zone de subduction.
- ❖ Des solutions localisées au Nord-Est de l'In Ouzzal sont limitée par le terrane de l'Ahnet (Ah), elles caractérisées par une structure très profonde qui correspond à des granites Pan-Africains.
- ❖ Au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire, et aussi au niveau des formations volcaniques à l'ouest de la région centrale de l'In Ouzzal, dues probablement aux sources magnétiques profondes.
- ❖ A l'Ouest de la région centrale (le long du parallèle 22°), un ensemble de solutions moyennes profondeurs, sous forme d'arc caractérise le contact entre le fossé pharusien et le terrane d'In Ouzzal.

5.3 MÉTHODE « TA »

Nous avons calculé la carte de la transformation de Tilt-angle (Fig. 5.8), elle montre que les bordures est et ouest du Terrane d'In ouzzal sont représenté par la valeur zéro (0) cette valeur équivalente a des contacts, verticaux qui délimite la zone d'étude par des structures allongées N-S. Dans la partie SE de notre zone d'étude une majeure faille sub verticale.

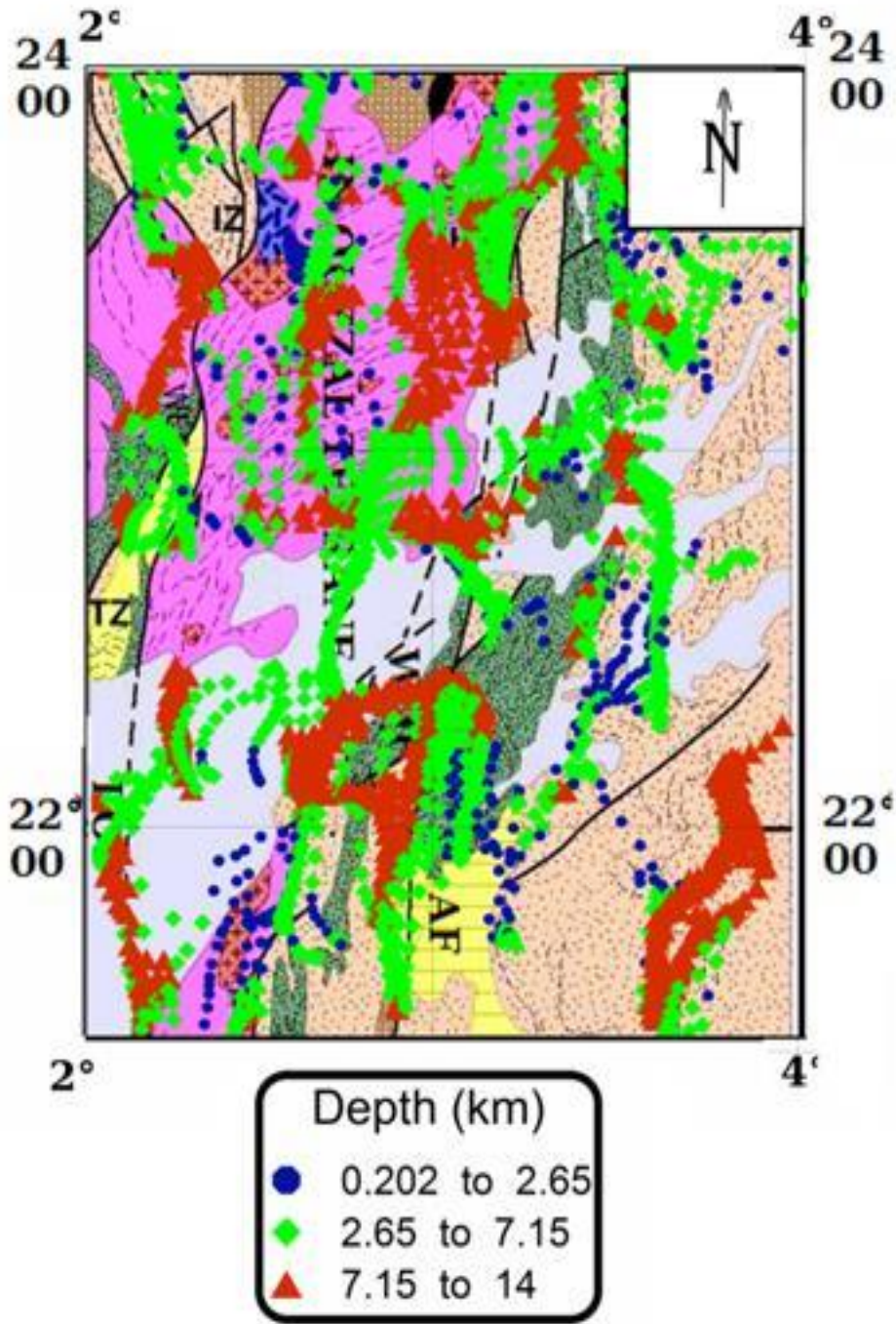


Fig. 5.7 Solutions d'Euler projetées sur la carte géologique **a** Solutions d'Euler en contact (N=0.25). **b** Solutions d'Euler en dyke (N=1.25)

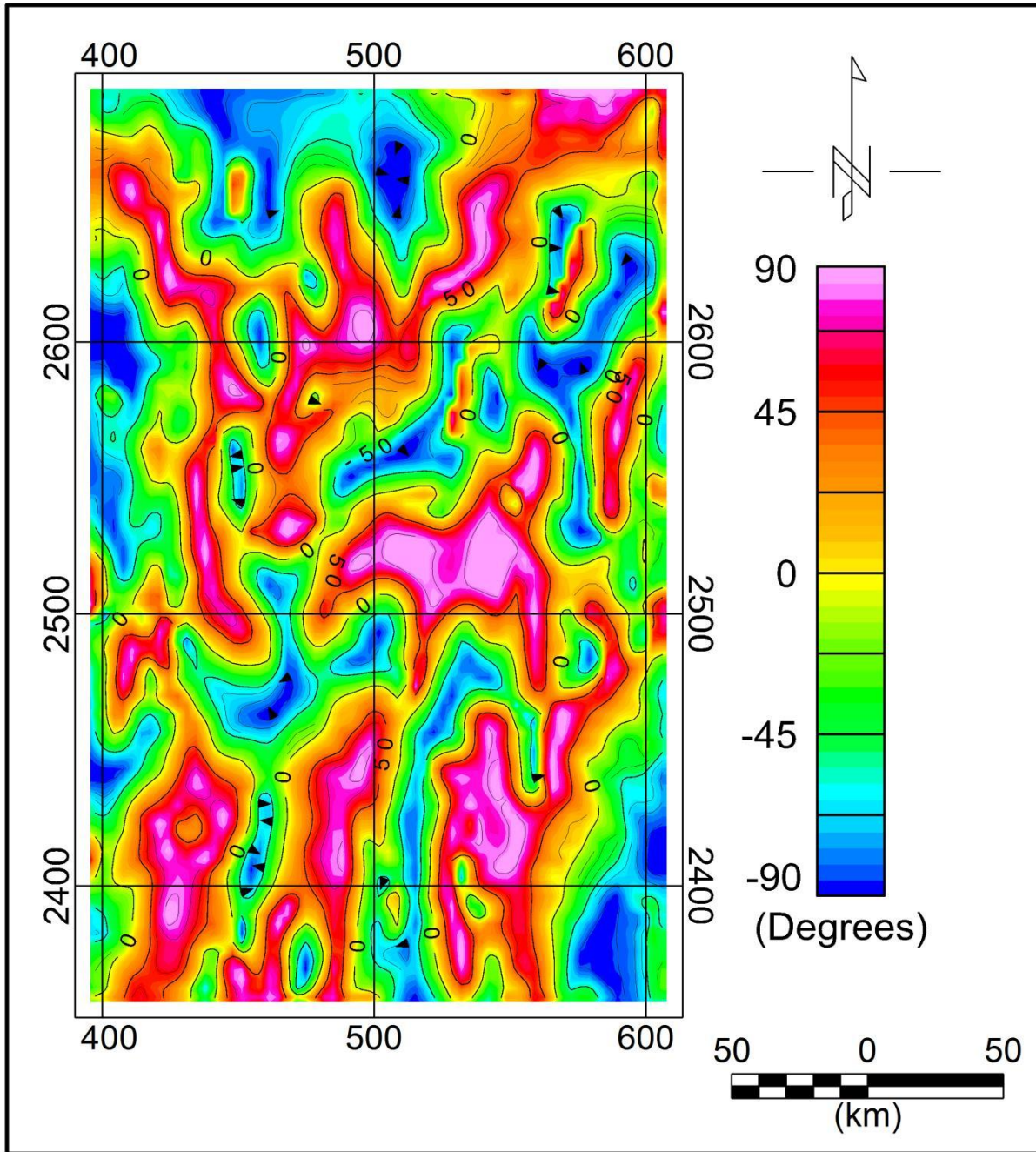


Fig. 5.8 carte de Tilt-angle réduite au pôle de la zone étudiée le zéro coïncide sur les limites du terrane d’In Ouzzal

CONCLUSION

Conclusion :

L'application de la méthode analytique de la déconvolution d'Euler et le signal analytique aux données aéromagnétique et gravimétriques du terrane d'In Ouzzal nous conduite des résultats très intéressants aux cartographie géologiques. Dans la partie centrale d'In Ouzzal existence un système de failles orientées dans la direction NE-SW assez plus profond aux dessous de la couverture paléozoïque. Ce système sépare le terrane d'In Ouzzal en deux parties: cette dernière interprétation confirme qu'à l'est du terrane d'In Ouzzal, le décrochement est dextre, les bordures de l'In Ouzzal avec les branches des structures panafricaines qui l'entourent, sont délimitées par deux accidents probablement lithosphériques. Elles sont très claires dans la partie sud qu'à la partie nord.

RÉFÉRENCES

Résumé:

Le terrane d'In ouzzal formé essentiellement de roches métamorphiques d'âge archéen. D'un point de vue géophysique, cette zone d'étude reste assez mal connue. Les solutions des méthodes inverses projetées sur la carte géologique de notre zone d'étude, indiquent qu'il existe un système de failles localisé au centre de notre zone d'étude (le long du parallèle 22°), ce système est orienté dans la direction NE-SW, avec une profondeur assez plus profonde. Ce système qui représente par un axe de couloir de failles importantes, sépare le terrane d'In Ouzzal en deux parties: la partie nord et sud ouzzalienne cette séparation nous conduit que la partie nord ouzzalienne se déplace probablement vers le NE et que la partie sud qui est la prolongation de l'Adrar des Iforas cette dernière interprétation confirme qu'à l'est du terrane d'In Ouzzal, le décrochement est dextre, tandis qu'à l'ouest, il s'agit plutôt d'un décrochement senestre.

Summary:

The terrane of In ouzzal formed primarily of rocks metamorphisms of archaean age. From a geophysical point of view, this zone of study remains rather badly known. The solutions of the methods opposite projected on the geological map of our zone of study, indicate that there is a fault system located in the center of our zone of study (along the parallel 22), this system is directed in the direction -sw, with a depth rather major. This system which represents by an axis of corridor of significant faults, separates the terrane from In Ouzzal in two parts: the northern part and southern ouzzalienne this separation us led that northern ouzzalienne bets it probably moves towards and that the southern part which is the prolongation of Adrar of Iforas this last interpretation confirms that has is terrane of In Ouzzal, the setback is dextral, while in the west, it acts rather of a setback senestre.

ملخص

منطقة عين اوزال تتكون أساساً من الصخور المتحولة في سن الدهر السحيق. من منظور الجيوفيزيائية، منطقة الدراسة هذه معروف جيداً إلى حد ما. الحلول من الطرق العكسية المتوقعة على الخريطة الجيولوجية للمنطقة. دراستنا تشير إلى أن هناك طفرة وتقع في وسط منطقة دراستنا (22 درجة)، يتم توجيه هذا النظام في الشمال الشرقي - الجنوب الغربي مع عمق كبير إلى حد ما ويمثل هذا النظام محور ممر الطفرة، تنقسم منطقة عين اوزال إلى قسمين: شمال وجنوب. هذا الفالق ندرسه شمال (ouzzalienne) ربما يتجه نحو الشرق الأدنى والجزء الجنوبي والذي هو امتداد للأدرار قصر لفراس

التفسير الأخير أكد أن منطقة عين اوزال الشرقية تحتوي على فالق يتجه نحو اليمين (dextre) ويتجه نحو اليسار في

الجهة الغربية senestre