

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE  
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA- BOUMERDES  
FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE



Département : Génie Parasismique, Géophysique et Phénomènes Aléatoires

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE LA TERRE

## MEMOIRE

*Présenté par :*

**Mr. GROUNE DAOUD**

EN VUE DE L'OBTENTION DU TITRE DE

## MAGISTER EN GEOPHYSIQUE

Option : Méthodes Géophysiques et Traitement du Signal

## THEME

**Analyse Magnéto-Spectrométrique des Données  
Aérogéophysiques du Grand Fossé Pharusien (Hoggar Occidental)**

*Soutenu le 08/02/2009, devant le jury :*

Mr. BADDARI Kamel	Professeur (FHC-UMBB)	Président
Mr. DJEDDI Mabrouk	Professeur (FHC-UMBB)	Rapporteur
Mme. ZAOURAR Naïma	Maître de Conf-A (FSTGAT-USTHB)	Examinatrice
Mr. BOUGUERN Abderrahmane	Maître de Conf-A (FHC-UMBB)	Examineur
Mr. ABTOUT Abdeslem	Maître de Rech (CRAAG)	Examineur
Mr. SAADOUDI Ramdane	Chargé de Rech (CRND-COMENA)	Invité

Boumerdès 2009

---

**Résumé :**

Plusieurs méthodes et techniques de prospection géophysique peuvent être effectuées à partir d'un avion dont, trois parmi elles sont les méthodes de base, à savoir : le magnétisme, la radiométrie et l'électromagnétisme, dans ce travail nous utilisons les données aériennes des deux premières techniques en se basant sur un levé aéroporté réalisé, au-dessus du massif du Hoggar, par la société américaine AEROSERVICE CORPORATION entre 1969 et 1974.

Notre étude a pour but la mise en évidence des anomalies radiométriques et magnétométriques dans le fossé pharusien et ce, dans le cadre de la recherche de nouveaux indices Uranifères, ainsi que l'étude structurale de la région.

Dans la chaîne du traitement, les filtres numériques occupent une place primordiale, ce sont des outils mathématiques permettant de faciliter la tâche de l'interprétation. Par la suite, une interprétation qualitative et quantitative nous permettra de déduire les caractéristiques relatives des zones anomales dans la région, ainsi que la fiabilité des filtres appliqués.

Enfin, pour améliorer l'interprétation des données Aéromagnétiques, trois nouvelles méthodes analytiques seront appliquées au champ anomal, à savoir : la Déconvolution d'Euler (DE), le signal analytique (SA) et le nombre d'onde local (NOL).

**Abstract:**

Many geophysical methods and prospecting technical can be performed from a plane, three among them are the basic methods, to know: magnetism, radiometry and electromagnetism, in this work we uses the aerial data of first and second technical, using a aerial surveying realized above Hoggar shield, by the American company AEROSERVICE CORPORATION between 1969 and 1974. Our study is aimed at the putting in an obvious place of radiometric and magneto-metric anomalies in the pharusian trench for the research of new Uranium indications, as well as, the structural study of the region

In the treatment chain, the digital filters occupy a primordial place; these are mathematical tools allowing making easier the data interpretation. Later, a qualitative interpretation we allow to deduct characteristics relatives to anomalies zones, as well as, the reliability of the filters applied.

Finally, to ameliorate the aeromagnetic data interpretation, three new analytical methods will be applied to the anomaly field, to know: the EULER Deconvolution (ED), the analytical signal (AS) and the local wave number (LWN).

## ملخص :

توجد عدة طرق و تقنيات تنقيب جيوفيزيائية يمكن إجرائها جوا، بواسطة الطائرة، حيث إن ثلاث من هذه الطرق تعتبر الأساسية و هي : التنقيب المغناطيسي، الإشعاعي و الكهرومغناطيسي، في هذه العمل سنقوم باستعمال المعطيات الجوية للتقنيتين الأولى و الثانية و ذلك بالاعتماد على المسح المحمول جوا و المنجز من طرف الشركة الأمريكية - *آيروسار فيس كوربوريشن* - بين سنتي 1969 و 1974. الهدف من هذا العمل هو تحديد الطفرات (Anomalies) الإشعاعية و المغناطيسية داخل منطقة الحفرة الفاريزية و ذلك في إطار البحث عن دلائل اليورانيوم و كذا الدراسة البنيوية للمنطقة.

إن المصفيات (Filtres) الرقمية تشغل مكانة أساسية في سلسلة تحليل المعطيات، فهي عبارة عن أدوات حسابية رياضية تسمح بتسهيل خطوات تفسير المعطيات، بعد ذلك يمكننا بواسطة التفسير الكيفي و الكمي استنتاج الخصائص المتعلقة بالأماكن غير العادية في المنطقة، وكذا التأكد من فعالية المصفيات المستعملة.

في الأخير، و من أجل تحسين نوعية تفسير المعطيات سنقوم بتطبيق ثلاث طرق تفسير تحليلية جديدة على الحقل المغناطيسي غير العادي وهذه الطرق هي التالية : طريقة أولر (DE)، الإشارة التحليلية (SA) و عدد الموجة المحلي (NOL).

---

## **Remerciements :**

*Cette étude rentre dans le cadre de la recherche et évaluation du potentiel national en matières premières nucléaires, et qui fait partie des activités de recherche du commissariat à l'énergie atomique COMENA. Tout d'abord, je remercie Dieu, le tout puissant, pour m'avoir donné la force pour accomplir ce travail.*

*Je tiens à remercier, Mr. DJEDDI Mabrouk, mon promoteur, qui a assuré le suivi de ce travail et qui a mis à ma disposition sa compétence et sa large expérience dans le domaine de la géophysique.*

*J'adresse mes vifs remerciements aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.*

*Je remercie Mr. BOUGUERN. A, le chef de département de Géophysique, Génie Parasismique et Phénomènes Aléatoires, pour m'avoir encouragé et soutenu continuellement pour finir ce travail.*

*Je remercie également, Mr. HACINE. R pour son aide précieuse lors de la mise en forme de ce mémoire.*

*Mes plus sincères remerciements vont également à l'ensemble des enseignants du département de géophysique, qui m'ont enseigné durant ma formation, tout particulièrement Mr. AITOUCHE. M. A, qui m'a soutenu et orienté durant la réalisation de ce mémoire.*

*Je remercie mes collègues du CRND/COMENA, géophysiciens et géologues, qui m'ont aidé à maintes reprises durant la préparation de ce travail au niveau de la Division de Recherche et Etudes de Qualification, je remercie, tout particulièrement : Mr. MOKHTAR Sid Ahmed, Mr. ZIANI Nordine, Mr. ALLOUN Abderezak, Mr. BENZIAN Abdelhamid, Mr et Mme. NACER Djameleddine, Mr. BOULFELFEL Noredine et Mr. BOUMAHDHI Boualem.*

*Enfin, je remercie mes collègues de promotion PG04, mes collègues du CRND et tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin pour la réalisation de ce mémoire.*



---

# SOMMAIRE

Introduction générale .....	10
-----------------------------	----

## Chapitre 1 :

### **Fondements des méthodes géophysiques aéroportées.**

1.1. Introduction .....	11
1.2. Caractéristiques spécifiques de l'aérogéophysique .....	11
1.2.1. Avantages opérationnels .....	11
1.2.2. Avantages techniques .....	11
1.2.3. Inconvénients de la méthode .....	12
1.3. Fondements des méthodes géophysiques aéroportées .....	12

### Partie I :

#### *Principes théoriques de la prospection magnétique*

I.1. Champ géomagnétique .....	12
I.2. Magnétisme de la terre .....	13
I.2.1. Les éléments du champ géomagnétique .....	13
I.2.2. Représentation analytique du champ géomagnétique .....	14
I.2.3. Champ magnétique de référence (IGRF) .....	15
I.2.4. Origine du champ principal .....	16
I.2.5. Variations du champ géomagnétique .....	16
I.3. Propriétés magnétiques des roches .....	17
I.3.1. La susceptibilité magnétique « $\chi$ » .....	17
I.3.2. La perméabilité magnétique $\mu$ .....	17
a. Perméabilité dans le vide .....	17
b. perméabilité dans le milieu .....	17
c. Perméabilité relative .....	17
I.3.3. L'aimantation rémanente des roches .....	18
I.3.4. Classes magnétiques de matériaux .....	18
a. Diamagnétiques .....	18
b. Paramagnétiques .....	19
c. Ferromagnétiques .....	19
I.4. Lois fondamentales du magnétisme .....	20
I.4.1. Loi de Coulomb .....	20
I.4.2. Le moment élémentaire .....	20
I.4.3. Le potentiel magnétique .....	20
I.4.4. Relation entre la force et le potentiel .....	21
I.4.5. L'induction magnétique .....	21
I.4.6. L'intensité du champ .....	21
I.4.7. Le potentiel du dipôle magnétique .....	22

---

I.5. La prospection magnétique .....	22
I.5.1. Les levés magnétiques .....	23
I.5.2. Les instruments de mesure .....	24
a. Magnétomètre Flux-Gate .....	24
b. Magnétomètre à précession nucléaire RMN .....	24
c. Magnétomètre à pompage optique .....	25
I.5.3. Les anomalies magnétiques .....	25

Partie II :

*Principes théoriques de la prospection spectrométrique*

II.1. Radioactivité et spectrométrie .....	27
II.2. Notions atomiques .....	27
II.2.1. Structure des atomes .....	27
a. L'électron .....	27
b. Les nucléons .....	27
II.2.2. définitions élémentaires .....	28
a. Numéro atomique .....	28
b. Nombre de masse .....	28
c. Nucléide .....	28
d. Stabilité et instabilité des nucléides .....	28
II.2.3. Les isotopes .....	28
II.3. Unités et grandeurs .....	29
II.3.1. L'activité radioactive .....	29
II.3.2. Le curie .....	29
II.3.3. L'exposition .....	29
II.3.4. La dose absorbée .....	29
II.3.5. L'équivalent de dose .....	30
II.4. Rayonnements naturels .....	31
II.4.1. Rayons $\alpha$ .....	31
II.4.2. Rayons $\beta$ .....	31
II.4.3. Rayons $\gamma$ .....	32
II.5. Interaction radioactive .....	32
II.5.1. L'effet Photoélectrique .....	33
II.5.2. L'effet Compton .....	33
II.5.3. La production de paire .....	34
II.6. La désintégration radioactive .....	34
II.7. Equilibre radioactif .....	36
II.8. Radioactivité des roches .....	36
II.8.1. Le Potassium ( ${}^{40}_{19}K$ ) .....	36
II.8.2. L'Uranium ( ${}^{238}_{92}U$ ) .....	36
II.8.3. Le Thorium ( ${}^{232}_{90}Th$ ) .....	36

II.9. Caractéristiques pétrophysiques de l'Uranium .....	36
II.9.1. Les sources de l'Uranium .....	36
II.9.2. Solubilité de l'Uranium .....	37
II.9.3. Transport de l'Uranium .....	37
a. Transport en solution .....	37
b. Transport en suspension .....	37
c. Transport par les organismes vivants .....	38
II.9.4. Précipitation de l'Uranium .....	38
II.9.5. Migration diagénétique de l'Uranium .....	38
II.10. Spectrométrie des rayons « $\gamma$ » .....	39
II.10.1. Principe de la méthode gamma ray .....	39
II.10.2. Les levés spectrométriques .....	39
II.10.3. Instruments de mesure .....	41

## Chapitre 2 :

### **Cadre géologique de la zone d'étude.**

2.1. Introduction .....	42
2.2. Subdivision classique du Hoggar .....	42
2.2.1. Le Hoggar Oriental .....	42
a. La chaîne Tiririniène .....	43
b. La zone Prétiririniène (Tafassasset – Djanet) .....	43
c. Le môle Issalane .....	43
2.2.2. Le Hoggar Central Polycyclique .....	44
a. La série de l'Arechchoum .....	44
b. La série de l'Aleksod .....	44
2.2.3. Le Hoggar Occidental .....	44
a. Le môle In-Ouzzal .....	44
b. Le rameau occidental .....	45
c. Le rameau central .....	45
2.3. La nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes) .....	46
2.4. Formations Litho-Stratigraphiques .....	47
2.5. Evénements Tectono-Métamorphiques .....	48
2.6. Contexte géologique du Fossé Pharusien (Rameau Central).....	48
2.6.1. Introduction .....	48
2.6.2. Formations Tectono-Métamorphiques du Fossé Pharusien .....	49
a. Les noyaux d'âge Eburnéen .....	49
b. Les formations du Protérozoïque moyen .....	49
c. Les formations du Protérozoïque supérieur.....	49
d. Les formations du Protérozoïque terminal .....	50
e. Les lambeaux de séries intermédiaires .....	50
2.7. Conclusion .....	50

---

**Chapitre 3 :**  
**Acquisition et prétraitement des données Aérogéophysiques**

3.1. Introduction .....	51
3.2. Acquisition du levé aérogéophysique .....	51
3.2.1. Historique des travaux antérieurs .....	51
3.2.2. Paramètres du levé .....	52
3.2.3. Appareillage .....	53
3.2.4. Présentation digitale des données .....	53
3.3. Prétraitement des données Aérogéophysiques .....	54
a. Suppression des entêtes .....	54
b. Récupération des informations perdues .....	54
c. Projection des coordonnées .....	55
d. Rassemblement des données .....	55
e. Suppression des valeurs aberrantes .....	55
f. Sélection des zones .....	55
g. Echantillonnage .....	55
3.4. Etablissement de la carte du champ magnétique total .....	57
3.5. Etablissement des cartes des données spectrométriques .....	59
3.5.1. Localisation des zones d'anomalies radiométriques .....	59
3.5.2. Etablissement des cartes du fond radiométrique brut .....	59

**Chapitre 4 :**  
**Traitement et interprétation des données Aéromagnétiques**

4.1. Introduction .....	62
4.2. Traitement des données Aéromagnétiques .....	62
4.2.1. Calcul du champ d'anomalies magnétiques .....	62
4.2.2. Modélisation du champ normal .....	62
a. Calcul du champ normal mondial IGRF .....	62
b. Le champ normal local .....	63
4.2.3. Filtrage numérique des données Aéromagnétiques .....	66
4.2.3.1. La réduction au pôle .....	66
4.2.3.2. Les dérivées .....	67
a. La dérivée horizontale-X .....	68
b. La dérivée horizontale-Y .....	68
c. La dérivée verticale-Z .....	68
4.2.3.3. Les prolongements .....	68
a. Le prolongement vers le Haut .....	68
b. Le prolongement vers le bas <i>PVB</i> .....	69
4.3. Interprétation des données Aéromagnétiques .....	71
4.3.1. Description de la carte des anomalies .....	71

---

4.3.2. Interprétation de la carte des anomalies réduites au pôle .....	71
4.3.3. Interprétation des cartes des dérivées .....	74
4.3.3.1. Carte de la dérivée verticale « Z ».....	74
4.3.3.2. Cartes des dérivées horizontales .....	74
4.3.4. Interprétation des cartes prolongées .....	77
4.3.4.1. Cartes prolongées vers le haut .....	77
4.3.4.2. Carte prolongée vers le bas .....	77
4.4. Conclusion .....	80

### **Chapitre 5:**

## **Traitement et interprétation des données Aérospectrométriques**

5.1. Introduction .....	81
5.2. Traitement des données Aérospectrométriques .....	81
5.2.1. Application des corrections aux données spectrométriques .....	81
a. Correction du bruit de fond .....	81
b. Correction de l'effet Compton .....	82
c. Correction d'altitude .....	83
5.2.2. Formules générales des corrections spectrométriques .....	84
5.2.3. Calcul des rapports spectrométriques .....	84
5.2.4. Calcul des concentrations .....	84
5.3. Interprétation des données spectrométriques .....	86
5.3.1. Description des cartes corrigées .....	86
5.3.2. Interprétation des rapports spectrométriques .....	88
5.3.2.1. Interprétation des rapports U/Th .....	88
5.3.2.2. Interprétation des rapports U/K .....	88
5.3.2.3. Interprétation des rapports Th/K .....	91
5.3.3. Interprétation de la concentration en Uranium .....	91

### **Chapitre 6 :**

## **Application des méthodes analytiques pour l'interprétation des données Aéromagnétiques**

6.1. Introduction .....	94
6.2. Les méthodes analytiques .....	94
6.2.1. Problème direct .....	94
6.2.2. Problème inverse .....	95
6.3. Méthode de la Déconvolution d'Euler .....	95
6.3.1. Historique de la méthode .....	95
6.3.2. Equation d'homogénéité d'Euler .....	96
6.3.3. Application de la méthode pour les anomalies magnétiques .....	96

---

6.3.4. Résolution du système d'équations linéaires .....	97
6.3.5. Application de la méthode d'Euler au modèle .....	98
6.3.5.1. Indice Structural .....	98
6.3.5.2. Les dimensions de la fenêtre .....	98
6.4. Méthode du signal analytique .....	99
6.4.1. Historique de la méthode du signal analytique .....	99
6.4.2. Principe de la méthode du signal analytique .....	100
6.4.3. Amplitude du signal analytique .....	101
6.4.4. Application de la méthode au modèle .....	102
6.5. Méthode du nombre d'onde local .....	103
6.5.1. Principe théorique de la méthode du nombre d'onde local .....	103
6.5.2. Profondeur d'une source .....	104
6.5.3. Pendage d'un contact .....	105
6.5.4. Susceptibilité locale .....	105
6.5.5. Expression du nombre d'onde local en 3D .....	105
6.6. Application des méthodes analytiques .....	106
6.6.1. Déconvolution d'Euler .....	106
6.6.1.1. Détermination des paramètres d'Euler .....	106
6.6.1.2. Interprétation quantitative .....	108
6.6.1.3. Localisation des failles et des contacts lithologiques .....	108
6.6.2. Signal analytique (SA) .....	111
6.6.2.1. Détermination du seuil de détection des maxima .....	111
6.6.2.2. Localisation des contacts lithologiques .....	113
6.6.2.3. Localisation des dykes .....	113
6.6.3. Nombre d'onde local (NOL) .....	116
6.6.3.1. Etablissement de la carte du nombre d'onde local .....	116
6.6.3.2. Calcul des solutions du nombre d'onde local .....	116
6.7. Interprétation des résultats .....	119
6.7.1. Distribution des anomalies magnétiques .....	119
6.7.2. Analyse multi-méthodes .....	121
6.7.3. Etude comparative magnéto-spectrométrie .....	124
<b>Conclusion</b> .....	<b>126</b>
Bibliographie .....	128
Annexes .....	132
Table des figures .....	141

---

## Introduction Générale

Caractérisée par la diversité de ses méthodes, la géophysique intervient actuellement dans plusieurs domaines, à savoir : l'exploration pétrolière et minière, le génie civil, la télédétection, la sismologie, la cartographie ... etc. Dans le secteur de la recherche minière, les méthodes géophysiques, particulièrement les méthodes de potentiel, jouent un rôle primordial dans la recherche et l'évaluation des différents types de gisements.

Plusieurs méthodes et techniques de prospection géophysique peuvent être effectuées à partir d'un avion dont, trois parmi elles sont les méthodes de base, à savoir : le magnétisme, la radiométrie et l'électromagnétisme. Dans ce travail nous utilisons les données aériennes des deux premières techniques en se basant sur un levé aéroporté réalisé, au-dessus du massif du Hoggar, par la société américaine AEROSERVICE CORPORATION entre 1969 et 1974.

Le Hoggar Algérien, qui fait partie de la zone mobile du Craton Ouest Africain, constitue la majeure partie du bouclier Targui. Affecté par l'événement pan-africain (800 – 600 Ma), ce massif représente un vaste domaine pour la recherche des différents types de minerais dont plusieurs gisements sont déjà localisés.

Notre travail a pour but la mise en évidence des anomalies radiométriques et magnétométriques dans le fossé pharusien et ce, dans le cadre de la recherche de nouveaux indices Uranifères, ainsi que l'étude structurale de la région.

Dans le premier chapitre nous décrirons les principes théoriques des deux méthodes de prospection, magnétique et spectrométrique. Le contexte géologique de la région d'étude sera représenté dans le deuxième chapitre.

Le troisième chapitre est consacré à la description du levé Aérogéophysique, sa mise en œuvre ainsi qu'aux paramètres d'acquisition. Dans cette partie nous allons procéder au prétraitement des données numériques afin de les rendre exploitables.

Les différentes étapes de traitement et d'interprétation des données magnétiques et spectrométriques seront détaillées respectivement dans le quatrième et le cinquième chapitre.

Le dernier chapitre constitue le noyau de notre apport dans ce travail. Dans cette partie, trois méthodes analytiques d'interprétation (3D) seront appliquées au champ magnétique anomal; la Déconvolution d'Euler (DE), le signal analytique (SA) et le nombre d'onde local (NOL). Enfin une interprétation générale ainsi qu'une conclusion achèveront ce travail.

# Chapitre 1

## **Fondements des Méthodes Géophysiques Aéroportées**

### **1.1. Introduction :**

Au cours de la seconde guerre mondiale, les prises de vue aériennes avaient mis en évidence l'intérêt de ces couvertures aéroportées systématiques que fournissaient en un temps très court et avec un personnel réduit, des documents qui, une fois la paix revenue, se révélaient être d'une grande utilité pour les scientifiques et tout particulièrement géophysiciens et géologues.

Les recherches faites à des fins militaires avaient largement contribué à promouvoir des méthodes géophysiques plus spécifiques à savoir l'Aéromagnétisme et la radiométrie aéroportée qui bénéficient d'un caractère stratégique. Depuis lors, et stimulée par l'accroissement des besoins en matières premières qui devaient être recherchées dans des régions vierges ou pas complètement prospectées, la géophysique n'a cessé de se développer parallèlement aux techniques de mesure et appareillage utilisé.

### **1.2. Caractéristiques spécifiques de l'Aérogéophysique :**

Les raisons de la promotion de cette méthode sont à rechercher dans les avantages opérationnels et techniques offerts, qui ne doivent pas faire oublier les inconvénients inhérents de la méthode même (Lacomblez et Cornet, 1973).

#### **1.2.1. Avantages opérationnels :**

- Opération de terrain peu dépendante des conditions locales et des moyens logistiques très simplifiées.
- Couverture systématique de grande surface en un temps très court.
- Main-d'œuvre certes spécialisée mais réduite.
- Discrétion de l'échelon opération.

#### **1.2.2. Avantages techniques :**

- Systématicité de la couverture par maillage régulier adapté au problème posé.
- Mesure en continu ou semi continu le long des profils.
- Atténuation ou élimination des effets parasites superficiels.
- Technique et sensibilité accrues des équipements embarqués.
- Délimitation de zones d'intérêts sans être obligé de parcourir de vastes surfaces, d'où gain appréciable de temps et meilleure utilisation des budgets et des moyens.



---

### 1.2.3. Inconvénients de la méthode :

Les principaux inconvénients de cette méthode sont les suivants :

- Localisation et délimitation plus imprécises des points d'intérêts.
- Pouvoir séparateur réduit.
- Grille de mesure systématique qui, ne peut atteindre la densité d'un maillage de prospection au sol.

### 1.3. Fondements des méthodes géophysiques aéroportées :

Parmi les méthodes et techniques qui peuvent être effectuées à partir d'un levé aérien, le magnétisme et la radiométrie sont les plus employées. Dans ce chapitre nous donnons un aperçu théorique de chacune de ces deux méthodes de prospection.

#### Partie I :

### Principes théoriques de la prospection magnétique

#### I.1. Champ géomagnétique :

Le champ magnétique terrestre ou champ géomagnétique, a fait l'objet de plusieurs études depuis quelques siècles, c'est un phénomène variable dans l'espace et dans le temps, caractérisé par sa direction et son intensité en chaque point de la surface du globe terrestre. Le champ géomagnétique, est la somme de deux parties (Le Mouël, 1969) :

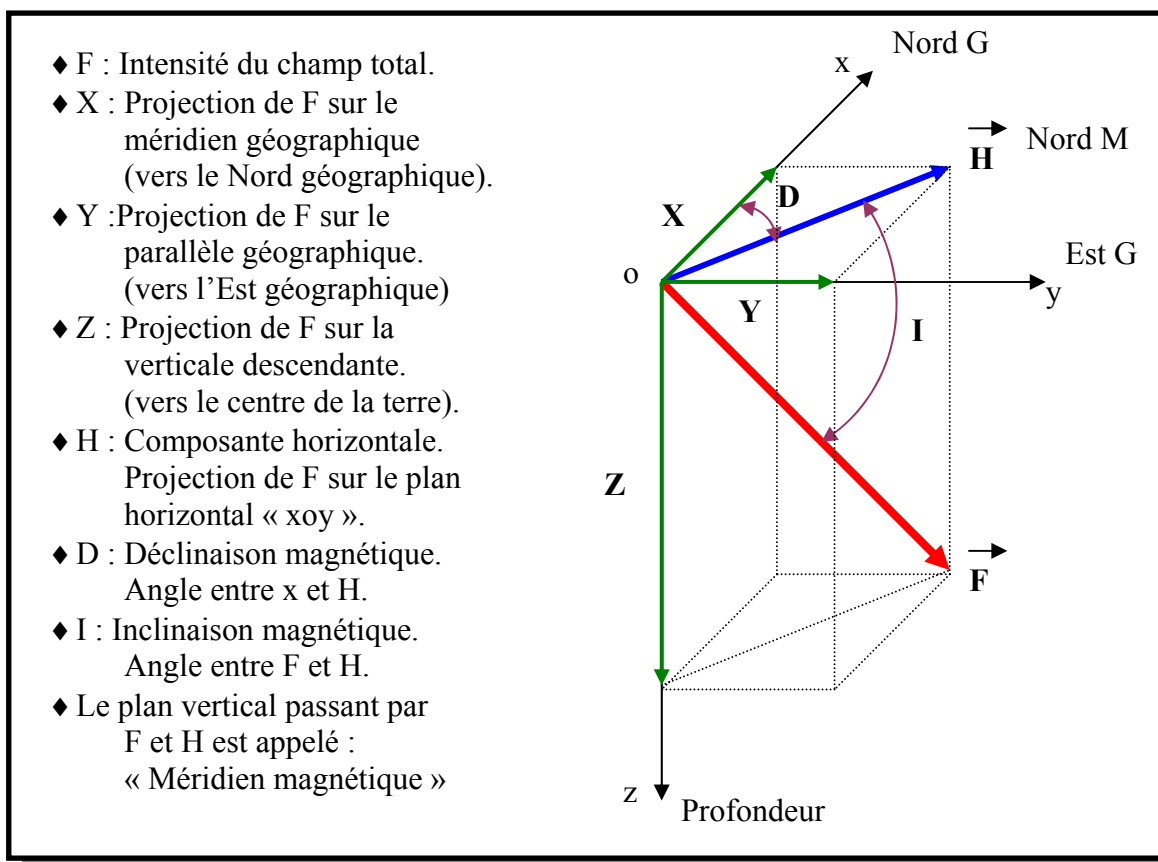
- **Un champ interne** : Dont les sources sont intérieures à la terre. Ce dernier est la somme de deux termes :
  - ◆ Un champ principal (régulier) ayant pour siège la surface du noyau externe et dont les longueurs d'onde sont typiquement de l'ordre de quelques milliers de Km. Ce champ représente en moyenne, 99 % du champ observé à la surface du globe.
  - ◆ Un champ crustal d'anomalies locales dont les longueurs d'onde sont généralement inférieures à quelques centaines de Km. Ce champ est engendré par les roches aimantées situées au-dessus de la surface isotherme dite de curie.
- **Un champ externe** : D'intensité beaucoup plus faible, plus rapidement variable dans le temps dont les sources sont pour partie externe (situées dans la haute atmosphère et au de là). Ce champ est caractérisé par :

- ◆ Des fluctuations périodiques (journalières, lunaires et annuelles) résultants de la distorsion du champ magnétique terrestre par les vents solaires.
- ◆ Des pulsations aléatoires rapides et faibles causées par des oscillations dans l'ionosphère et la magnétosphère.
- ◆ Des jours agités et des orages magnétiques à début brusque, dus à l'arrivée d'une bouffée de plasma émise par le soleil, et qui provoquent les aurores polaires.

## I.2. Magnétisme de la terre :

### I.2.1. Les éléments du champ géomagnétique :

En chaque point de la surface de la terre, le champ géomagnétique « B » est représenté par son intensité « F » comme grandeur vectorielle, ce vecteur change son orientation d'un point à l'autre. La complexité de l'orientation du vecteur du champ total nécessite sa décomposition dans un système à 3D (Telford et al, 1998). Dans un système orthogonal, les éléments du champ principal sont illustrés par la figure (I.01) :



*Figure (I.01) : Composantes du champ magnétique terrestre (D'après Telford et al, 1998).*

---

Ces éléments sont reliés par les relations suivantes :

$$\begin{aligned}
F^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\
H &= F \cos I & Z &= F \sin I \\
X &= H \cos D & Y &= H \sin D \\
\operatorname{tg} D &= Y/X & \operatorname{tg} I &= Z/H
\end{aligned}
\tag{I.01}$$

Dans un système de coordonnées sphériques  $(r, \theta, \varphi)$ , les composantes du champ géomagnétique sont données par les relations suivantes :

$$\begin{aligned}
B_r &= -\frac{\partial U}{\partial r} = \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n (n+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta) = -Z \\
B_\theta &= -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} = -X \\
B_\varphi &= -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial U}{\partial \varphi} = \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} [g_n^m(t) \sin m\varphi + h_n^m(t) \cos m\varphi] P_n^m(\cos \theta) = Y
\end{aligned}
\tag{I.02}$$

Où :

$(r, \theta, \varphi)$  sont les coordonnées sphériques.

$t$  : le temps.

$a$  : le rayon moyen de la terre ( $a = 6371.2$  Km).

$n, m$  représentent respectivement le degré et l'ordre du développement.

$g_n^m, h_n^m$  : les coefficients de Gauss internes.

$q_n^m, s_n^m$  : les coefficients de Gauss externes.

$P_n^m$  : le polynôme de Legendre normalisé selon la méthode de Schmidt.

### I.2.2. Représentation analytique du champ géomagnétique :

Pour décrire le champ magnétique principal, une première modélisation mathématique synthétique du champ, basée sur les observations, a été élaborée par Gauss (1838) qui a utilisé le développement en harmoniques sphériques (Cain et al, 1965).

Dans un milieu dépourvu de sources, on montre que le champ dérive d'un potentiel scalaire :

$$\vec{B} = -\operatorname{grad} U \tag{I.03}$$

et que ce potentiel vérifie l'équation de Laplace

$$\nabla^2 U = \Delta U = 0 \tag{I.04}$$

et par conséquent le potentiel est harmonique.

Dans le système des coordonnées sphériques, le potentiel s'exprime sous la forme :

$$\begin{aligned}
 U(r, \theta, \varphi, t) = & \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{a}\right)^n [q_n^m(t) \cos m\varphi + s_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources externes}} \\
 & + \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources internes}}
 \end{aligned} \tag{I.05}$$

Où :

$(r, \theta, \varphi)$  sont les coordonnées sphériques.

$t$  : le temps.

$a$  : le rayon moyen de la terre ( $a = 6371.2$  Km).

$n, m$  représentent respectivement le degré et l'ordre du développement.

$g_n^m, h_n^m$  : les coefficients de Gauss internes.

$q_n^m, s_n^m$  : les coefficients de Gauss externes.

L'expression du polynôme de Legendre est donnée par :

$$P_n^m(\cos \theta) = \frac{(-1)^m}{2^n \cdot n!} (1 - \cos^2 \theta)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{n+m}}{d(\cos \theta)^{n+m}} (\cos^2 \theta - 1)^n \tag{I.06}$$

### I.2.3. Champ magnétique de référence (IGRF) :

Le champ magnétique de référence mondial (*International Geomagnetic Reference Field*) est une représentation mathématique du champ géomagnétique adoptée selon un protocole d'accord international sous l'égide de l'association internationale de géomagnétisme et d'aéronomie (*IAGA*), branche de l'union internationale de géodésie et de géophysique (*IUGG*). Ces modèles de référence mondiaux sont calculés tous les cinq ans, à partir de l'expression (I.05) au dixième degré pour le champ (coefficients internes de Gauss :  $g_n^m, h_n^m$ ) et au huitième degré pour les variations temporelles (dérivées premières par rapport au temps de  $g_n^m, h_n^m$ ) et correspondant à des époques données (Barraclough, 1987).

Ces IGRF sont établis à partir de différents modèles proposés par différentes équipes. Ils sont construits à partir de données disponibles à une certaine époque puis prolongées par un modèle de variations séculaires à l'époque du modèle de référence. Du fait 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. Le dernier modèle établi est celui IGRF-10, daté de 2005, [voir annexe (1)].

---

#### **I.2.4. Origine du champ principal :**

Les analyses mathématiques du champ observé à la surface du globe démontrent qu'au moins 99% est causé par des sources internes et 1% par des sources extérieures à la terre. Pour expliquer les mécanismes des sources internes, plusieurs théories ont été avancées.

La théorie actuelle est celle de la Dynamo, cette dernière suggère que le champ magnétique terrestre est créé et entretenu par un processus d'induction des courants électriques intenses circulant dans le noyau extérieur possédant une conductibilité électrique très forte (noyau extérieur : la partie liquide du noyau située entre 2800 et 5000 Km de profondeur).

On assume aujourd'hui que le noyau est une combinaison de fer (Fe) et de nickel (Ni), tous deux de bons conducteurs électriques. Même si le noyau était formé d'éléments moins conducteurs, l'énorme pression retrouvée presserait les électrons de façon à former des gazes à électrons libres de conductivité satisfaisante. La source magnétique est illustrée par le modèle auto-excité. C'est-à-dire, un fluide de grande conductivité bouge dans un mouvement complexe et des courants électriques sont causés par des variations chimiques produisant un champ magnétique (Le Mouél, 1969 et Chouteau, 1999).

#### **I.2.5. Variations du champ géomagnétique :**

Durant la réalisation d'un levé magnétique dans un endroit donné, on remarque que les mesures, prises dans le même point, varient en fonction du temps. On distingue deux types de variation (Chouteau, 1999) :

- ◆ Les variations de courtes périodes (annuelles ou moindres), sont causées essentiellement par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère. Ces variations temporelles sont connues sous le nom de variations transitoires.
- ◆ Les variations de longues périodes trouvent leur origine dans le noyau et sont appelées variations séculaires. Ces dernières sont souvent représentées sous forme de cartes isopores indiquant le taux de variation en  $nT/an$  pour l'intensité du champ ou en  $degré/an$  pour l'inclinaison et la déclinaison magnétique.

---

### I.3. Propriétés magnétiques des roches :

#### I.3.1. La susceptibilité magnétique « $\chi$ » :

La susceptibilité magnétique  $\chi$  (Kappa), caractérise l'attitude ou la possibilité d'une roche de s'orienter sous l'influence d'un champ ambiant.

$$\vec{J} = \chi \vec{H} \quad (\text{I.07})$$

Où :  $J$  est l'aimantation et  $H$  l'intensité du champ.

La susceptibilité magnétique  $\chi$  représente la constante de proportionnalité dans l'expression de la loi d'aimantation.

Les susceptibilités les plus élevées sont rencontrées généralement dans les roches ignées basiques, tandis que les plus faibles dans les roches sédimentaires.

#### I.3.2. La perméabilité magnétique $\mu$ :

C'est la capacité des roches de changer leurs inductions sous l'effet d'un champ externe. Elle représente la constante de proportionnalité dans l'expression de l'induction magnétique  $B$ .

##### d. Perméabilité dans le vide :

$$\begin{aligned} B &= \mu_0 H \\ \mu_0 &= 4\pi 10^{-7} \text{ [H/m] (SI)} \end{aligned} \quad (\text{I.08})$$

##### e. perméabilité dans le milieu :

$$\begin{aligned} \mu &= 1 + \chi && \text{(cgs) 2 dimensions} \\ \mu &= 1 + 4\pi\chi && \text{(SI) 3 dimensions} \end{aligned} \quad (\text{I.09})$$

##### f. Perméabilité relative :

C'est le rapport de l'induction magnétique dans le milieu et celle dans le vide :

$$\mu_r = \frac{B}{B_0} \quad (\text{I.10})$$

---

### I.3.3. L'aimantation rémanente des roches :

Les roches ignées et sédimentaires possèdent un champ magnétique permanent (rémanent) à des degrés divers. La direction de ce champ rémanent peut être complètement différente de la direction du champ local, elle est caractéristique du champ local lors de la formation de la roche.

L'aimantation rémanente d'une roche est une aimantation permanente acquise par la roche appelée : aimantation rémanente naturelle ARN (*Natural Remanent Magnetization NRM*). Dans plusieurs cas, l'aimantation des roches dépend principalement de l'existence d'un champ magnétique ambiant en présence de minéraux magnétiques dans la roche. Ce phénomène est très compliqué, il dépend de la genèse de la roche. On distingue les principaux types suivants (Chouteau, 1999 et Bournas, 2001):

- ◆ Aimantation Thermo Rémanente **TRM**.  
(*Thermo Remanent Magnetization*).
- ◆ Aimantation Rémanente Détritique **DRM**.  
(*Depositional Remanent Magnetization*)
- ◆ Aimantation Rémanente Chimique **CRM**.  
(*Chemical Remanent Magnetization*).
- ◆ Aimantation Rémanente Isotherme **IRM**.  
(*Isothermal Remanent Magnetization*)
- ◆ Aimantation Rémanente Visqueuse **VRM**.  
(*Viscous Remanent Magnetization*)

### I.3.4. Classes magnétiques de matériaux :

Le magnétisme des matériaux dépend des moments magnétiques des atomes ou ions. Selon la susceptibilité magnétique, on distingue trois grandes classes (Chouteau, 1999) :

#### **d. Diamagnétiques ( $\chi$ faible et $< 0$ )**

Dont la susceptibilité  $\chi$  faible et inférieure à zéro, dans ce cas  $\chi$  est indépendante de la température (Quartz, Calcite :  $\chi = - 10^{-06}$  [SI] ).

---

### e. Paramagnétiques ( $\chi$ faible et $> 0$ )

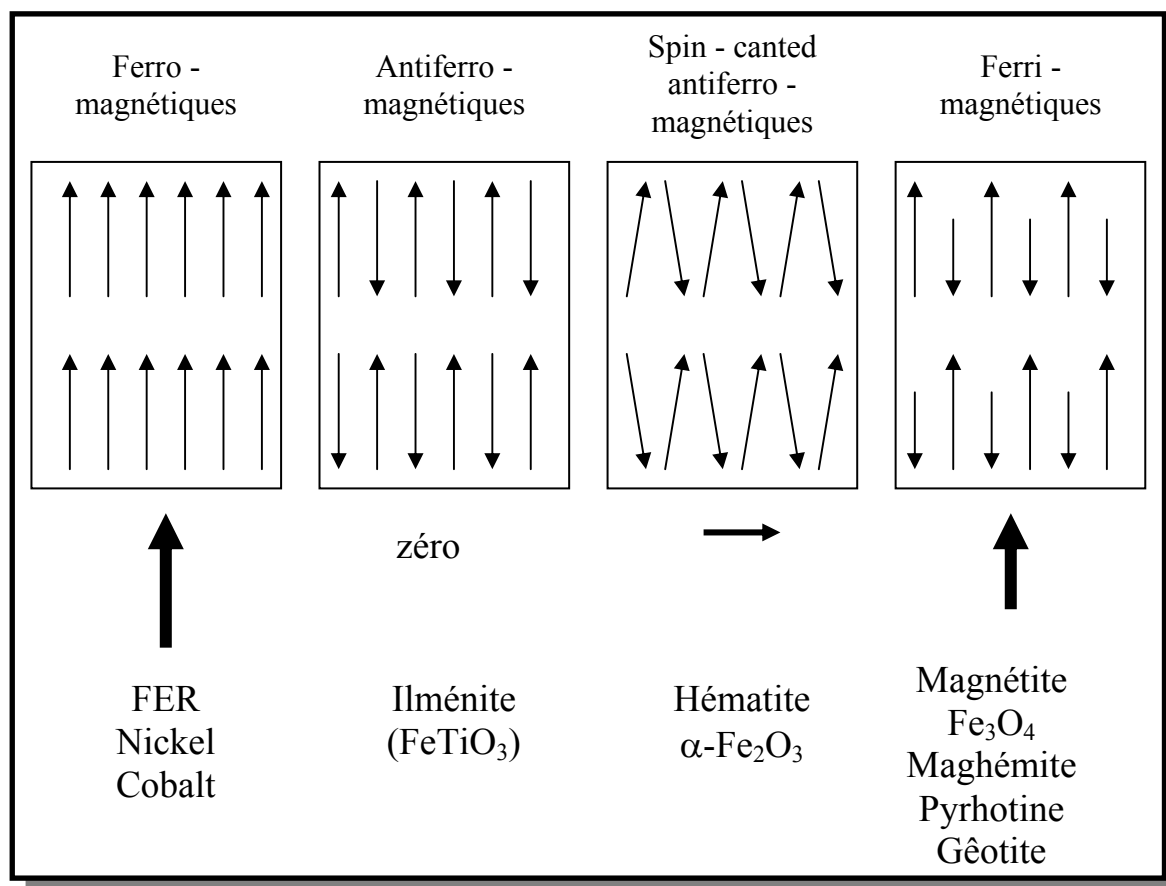
Dont la susceptibilité  $\chi$  faible et supérieure à zéro, dans ce cas  $\chi$  dépendant de la température.

(Chlorite, Amphibole, Pyroxène, Olivine :  $\chi = 10^{-05} - 10^{-04}$  [SI]).

### f. Ferromagnétiques ( $\chi$ élevé et $> 0$ )

Dont la susceptibilité  $\chi$  est très élevée et supérieure à zéro. Le magnétisme dans ce cas est dû à une aimantation spontanée.

Toute roche possédant des propriétés magnétiques contient des minéraux ferromagnétiques, et même s'ils ne sont qu'à l'état de traces, leur effet est plus important que celui de la roche encaissante. Un certain nombre de substances contenant du Cobalt, du Nickel, du Platine ou des terres rares est ferromagnétique, mais les ferromagnétiques naturels sont toujours des solides cristallisés contenant du Fer (Oxydes de fer, Hématite, Magnétite, Gêotite, Pyrrhotites, Pyrite).



*Figure (I.02) : Les classes des matériaux ferromagnétiques.*



---

## I.4. Lois fondamentales du magnétisme :

### I.4.1. Loi de Coulomb :

C'est la loi essentielle du magnétisme, contrairement aux charges électriques et aux masses, les charges magnétiques n'existent pas en réalité. Coulomb a supposé que l'existence du magnétisme est liée à la présence de ce qu'on appelle pôles magnétiques.

Le pôle est lourd comme une masse et actif comme une charge (masse chargée). La physique a démontré que dans la nature il n'existe pas de masse magnétique en tant que substance indépendante et que les propriétés magnétiques sont dues aux mouvements des particules chargées dans les atomes de la matière. Dans un milieu de perméabilité magnétique «  $\mu$  », la force «  $F$  » qui agit entre deux pôles  $P_1$  et  $P_2$  distant de «  $r$  » est donnée par :

$$F = \frac{P_1 P_2}{\mu r^2} \quad (\text{I.11})$$

### I.4.2. Le moment élémentaire :

La plus petite grandeur du moment magnétique est représentée par la partie orbitale du mouvement appelée « *magnétobore* ».

$$M_B = \frac{h e}{2.m} \quad (\text{I.12})$$

Où :

$e$  : charge d'électron.

$m$  : masse d'électron.

$h$  : constante de Planck.

La deuxième partie est le mouvement de l'électron autour de son axe en produisant le moment de « *spin* ».

### I.4.3. Le potentiel magnétique :

Le potentiel étant le travail nécessaire pour déplacer un pôle unitaire entre deux points dans le champ magnétique, le potentiel ponctuel est donné par :

$$U = \frac{P}{r} \quad (\text{I.13})$$

---

#### I.4.4. Relation entre la force et le potentiel :

En utilisant la loi de Coulomb (I.11), sachant que la force est le gradient du potentiel dans le sens inverse :

$$(I.14) \quad F = -\nabla U$$

D'où

$$F = -\frac{\partial U}{\partial r} \quad (I.15)$$

#### I.4.5. L'induction magnétique :

L'induction magnétique est la somme des vecteurs de champs externe et interne, sa direction est vers le Nord magnétique. L'induction magnétique est donnée par :

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \mu \vec{J} \quad (I.16)$$

où

$\mu_0$  : Perméabilité dans le vide.

$\mu$  : Perméabilité dans le milieu.

H : Intensité du champ géomagnétique.

J : Aimantation.

Unité de l'induction magnétique :

- ◆ Dans le système (SI) : [B] = [Tesla] 1 nT = 10<sup>-9</sup> Tl
- ◆ Dans le système (cgs) : [B] = [Gauss] 1 GS = 10<sup>-9</sup> Tl

#### I.4.6. L'intensité du champ :

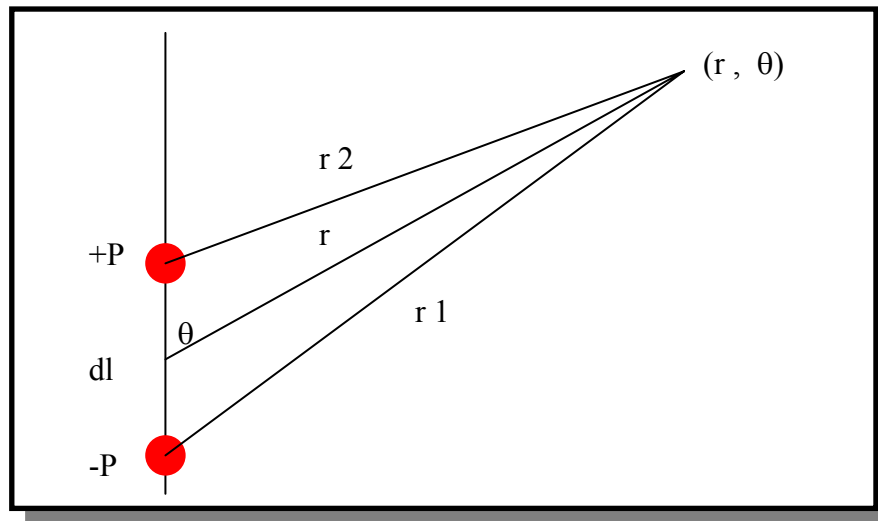
Le champ magnétique est considéré comme une grandeur quantitative des lignes de force, il est représenté en chaque point du champ comme un vecteur caractérisant le module du champ et sa direction. L'intensité du champ est considérée comme une force agissante. Unité de mesure :

- ◆ Dans le système (SI) : [H] = [A/m]
- ◆ Dans le système (cgs) : [H] = [Oersted] 1  $\gamma$  = 10<sup>-5</sup> Oe.

---

### I.4.7. Le potentiel du dipôle magnétique :

Le potentiel du dipôle représente le travail que doit dépenser une force magnétique pour déplacer un pôle unitaire. Le dipôle représente deux pôles de charges opposées. Pour faciliter la solution du problème, on fait appel à la notion d'un pôle ponctuel (I.14).



*Figure (I.03) : Potentiel du dipôle magnétique*

L'effet des deux pôles est la somme des deux potentiels dans un point, mais le fait que leurs charges soient opposées, donne :

$$\Delta U = \frac{P}{r_1} - \frac{P}{r_2} = P \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (\text{I.17})$$

En exprimant  $r_1$  et  $r_2$  en fonction de  $(r, dl$  et  $\theta)$  et en utilisant la théorie des cosinus, après simplifications on aura :

$$\Delta U = \frac{Pdl}{r^2} \cos(\theta) = \frac{J\partial U}{r^2} \cos(\theta) \quad (\text{I.18})$$

### I.5. La prospection magnétique :

La prospection magnétique est l'utilisation de la théorie du magnétisme pour la recherche des gisements, elle est basée sur la mesure du champ magnétique et la susceptibilité magnétique des roches. La prospection magnétique consiste donc à rechercher et à localiser les variations (anomalies) produites dans le champ terrestre.

---

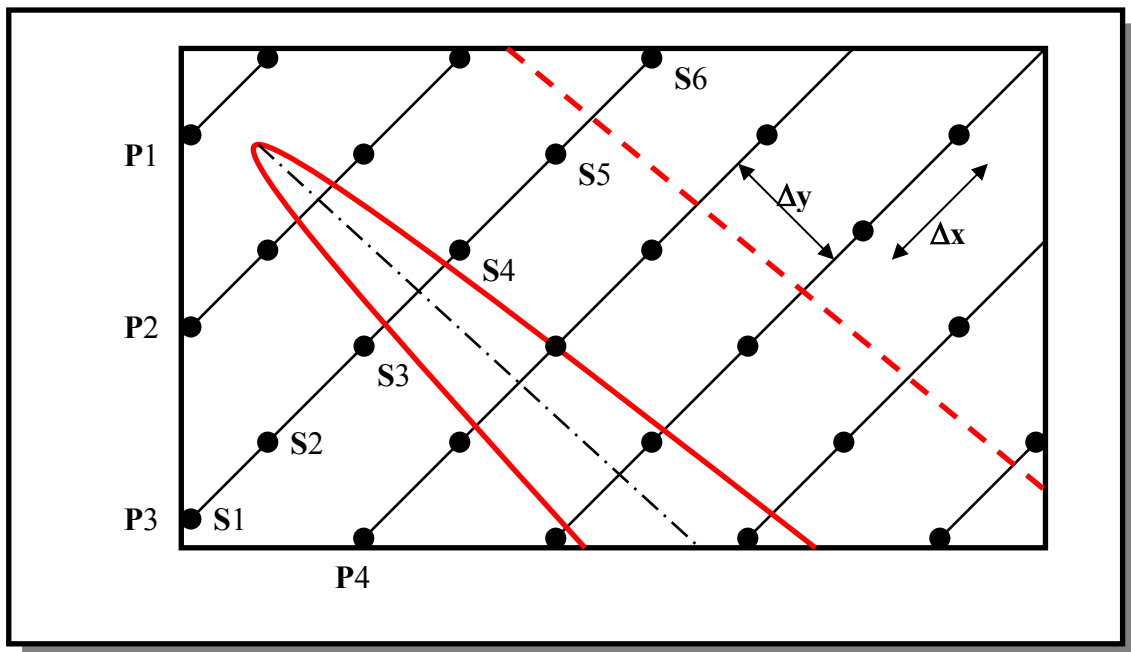
### I.5.1. Les levés magnétiques :

Parmi toutes les méthodes de prospection géophysique, la magnétométrie reste la technique la plus simple du point de vue réalisation et la moins coûteuse du point de vue économique.

Un levé magnétométrique, peut être pédestre, autoporté ou aéroporté. Selon la dimension du corps recherché, ce levé est mis en œuvre à une échelle donnée. On distingue trois grandes échelles :

- ◆ Echelle régionale (1 : 1 000 000)
- ◆ Echelle semi-détaillée (1 : 50.000 à 1 : 500 000).
- ◆ Echelle détaillée (1 : 25 000 à 1 : 2 000). En dessous de cette dernière c'est la micro-magnétométrie.

Selon les échelles données, on installe le réseau d'observation dont les profils doivent être perpendiculaires aux structures régionales (Figure : I.04).



*Figure (I.04) : Installation du levé de mesure.*

Chaque profil (P) est constitué de plusieurs stations de mesure (S). On distingue deux types de maillage :

- 
- ◆ Maillage régulier : souvent utilisé dans la prospection magnétique.
    - Si  $\Delta X = \Delta Y$  : maillage carré.
    - Si  $\Delta X < \Delta Y$  : maillage rectangulaire.
  - ◆ Maillage irrégulier : généralement dans les zones accidentées.

Dans la pratique, en plus du réseau des points de mesure, nous devons installer un autre réseau des points de bases qui est généralement irrégulier. Un point de base est un point de référence qui sert à contrôler les variations journalières du champ pour procéder aux corrections des mesures.

### **I.5.2. Les instruments de mesure :**

Les premiers instruments utilisés en magnétométrie étaient des compas marines modifiés, ces instruments donnaient les valeurs des composantes I et D. d'autres instruments ont été développés permettant la mesure des composantes H et Z ainsi que la composante du champ total F tel que les variomètres magnétiques.

L'appareillage de magnétométrie a connu une vraie évolution grâce aux nouvelles technologies, on distingue plusieurs types de magnétomètres, dont le principe de ces appareils se résume en la comparaison de la force mesurée à une autre force connue. Les magnétomètres les plus utilisés actuellement sont (Bournas, 2001) :

#### **d. Magnétomètre Flux-gate (*Précision = 1 nT*) :**

C'est un magnétomètre électronique à sursaturation basé sur l'utilisation de deux circuits (primaire et secondaire). Il fut développé durant la seconde guerre mondiale afin de détecter les sous-marins. Il fut ensuite utilisé pour l'enregistrement des variations diurnes du champ terrestre et des mesures au sol. Le Flux-gate est le premier magnétomètre utilisé dans les levés aéroportés, il est considéré comme le plus souple actuellement utilisé, de lecture rapide, il permet la mesure du champ géomagnétique ou l'une de ses composantes.

#### **e. Magnétomètre à précession nucléaire RMN (*Précision = 0.1-1 nT*) :**

Apparu vers 1955, cet instrument absolu mesure la valeur du champ total. Le principe de fonctionnement de ce magnétomètre est basé sur le phénomène de résonance magnétique nucléaire en utilisant un fluide riche en protons.

---

**f. Magnétomètre à pompage optique (*Précision = 0.01 nT*) :**

Ce magnétomètre est basé sur l'utilisation de l'énergie de transfert des électrons de l'atome d'un niveau énergétique à un autre. Le principe de fonctionnement de cet appareil consiste à mesurer la fréquence de résonance magnétique de la vapeur de césium, qui est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique total.

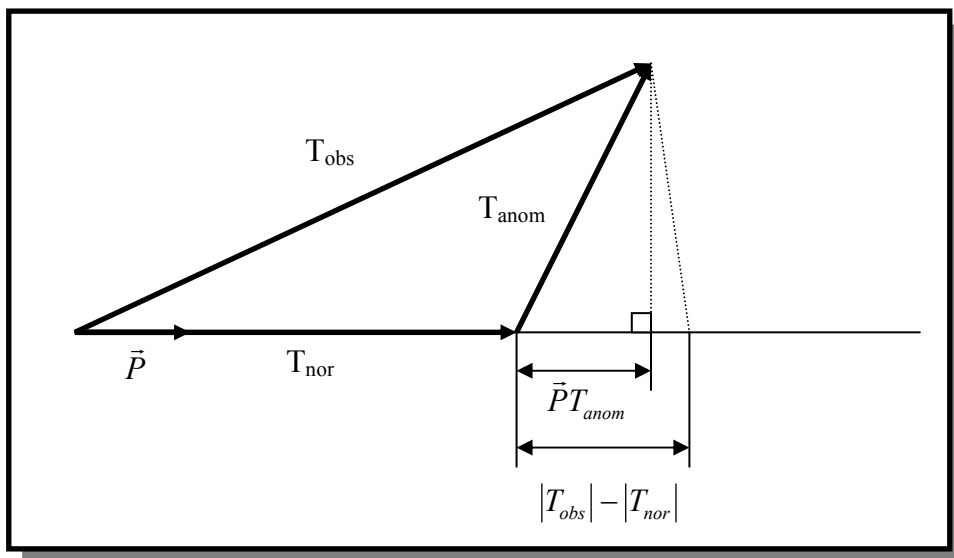
**I.5.3. Les anomalies magnétiques :**

Par définition, une anomalie magnétique est la différence entre le champ observé (mesuré) et celui théorique (calculé). En prospection magnétique c'est la mise en évidence des anomalies qui nous intéresse.

Les magnétomètres permettent de mesurer le champ total tandis que le développement des harmoniques sphériques nous permet de calculer une valeur théorique du champ magnétique terrestre en n'importe quel point. Sous l'influence des roches du sous sol, il se crée un champ supplémentaire dit champ anomal que l'on étudie (Le Mouël, 1969).

Soit  $T_{obs}$  le vecteur du champ magnétique en un point P et  $T_{nor}$  représente le vecteur champ normal ou régional (Figure : I.05), dans ce cas, l'anomalie magnétique du champ est donnée par :

$$\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}| \quad (I.19)$$



*Figure (I.05) : Représentation vectorielle du champ anomal.*

---

Si on désigne  $T_{anom}$  le vecteur champ anomal dû à une source perturbante, alors on aura la relation suivante :

$$T_{anom} = T_{obs} - T_{nor} \quad (I.20)$$

D'après la figure (I.05), on peut déduire que l'anomalie du champ total n'est pas égale à l'intensité du champ anomal :

$$\Delta T \neq |T_{anom}| \quad (I.21)$$

Afin de pouvoir faire les approximations nécessaires pour obtenir  $|T_{anom}|$ , on prend en considération les hypothèses suivantes :

- ◆ L'intensité du champ anomal est petite devant celle du champ normal :  $|T_{nor}| \gg |T_{anom}|$  (cette condition est généralement vérifiée pour les anomalies crustales).
- ◆ Le vecteur champ normal doit admettre une direction approximativement fixe dans le domaine d'étude :

$$\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}| \approx \vec{P} \cdot T_{anom} \quad (I.22)$$

Donc l'anomalie du champ magnétique est représentée approximativement par la projection du vecteur champ anomal sur la direction du champ normal.

---

## Partie II :

### Principes théoriques de la prospection spectrométrique

#### II.1. Radioactivité et spectrométrie :

La radioactivité naturelle est définie comme étant la transformation spontanée d'un noyau atomique, au cours de laquelle, ce dernier émet un rayonnement. La radioactivité naturelle est une caractéristique d'un certain nombre de noyaux qui ont la propriété d'émettre spontanément des rayons décelables quelque soit la combinaison chimique dans laquelle l'élément est engagé.

La prospection spectrométrique est une méthode géophysique directe basée sur l'analyse des spectres des éléments radioactifs, elle est utilisée dans la recherche des éléments naturellement radioactifs, dont les levés radiométriques peuvent être pédestres, aéroportés, autoportés ou dans les trous de sondage.

#### II.2. Notions atomiques :

##### II.2.1. Structure des atomes :

L'atome est la plus petite partie d'un corps qui puisse participer à une réaction chimique, il comporte un « *noyau central* » où est concentrée la presque totalité de sa masse, ce dernier se compose de particules chargées positivement appelées « *protons* » et de particules non chargées appelées « *neutrons* ». Sur des orbites ou couches bien définies situées à différentes distances du noyau, gravitent des particules chargées négativement appelées « *électrons* » (Seguin, 1971).

##### c. L'électron :

C'est un grain d'électricité négative, sa charge électrique égale en valeur absolue à la charge élémentaire « e » et sa masse « m » :

$$[e = 1.60 \cdot 10^{-19} \text{ coulomb} \quad \text{et} \quad m = 9.1 \cdot 10^{-37} \text{ Kg}]$$

##### d. Les nucléons :

Le proton a une charge électrique positive égale à la charge élémentaire :

$$[e = 1.60 \cdot 10^{-19} \text{ coulomb}]$$

Le neutron, comme son nom l'indique, est électriquement neutre, ces deux particules ont sensiblement la même masse :

$$[m = 1.66 \cdot 10^{-27} \text{ Kg}].$$



---

## II.2.2. définitions élémentaires :

### e. Numéro atomique :

C'est le nombre total de protons du noyau ou d'électrons orbitaux qui caractérisent un élément, c'est le numéro atomique, désigné par le symbole  $Z$ .

### f. Nombre de masse :

C'est la somme du nombre de protons et du nombre de neutrons, il est désigné par le symbole  $A$ . Le nombre de neutrons du noyau est donnée par :  $A-Z$ .

### g. Nucléide :

C'est un ensemble d'atomes identiques, ayant le même noyau et le même cortège d'électrons : (on note un nucléide  ${}^A_Z X$ ).

Exemple :  ${}^{235}_{92}U$

$$Z = 92$$

et (92 protons et 143 neutrons).

$$A = 235$$

### h. Stabilité et instabilité des nucléides :

- Lorsque le nucléide reste indéfiniment dans son état initial en absence de toute intervention extérieure, on dit qu'il est stable.

Exemple : ( ${}^{27}_{18}Al$ ,  ${}^{65}_{29}Cu$ ,  ${}^{138}_{92}Ba$ )

- Un nucléide instable est un nucléide qui spontanément subit une suite de transformations, il est alors appelé nucléide radioactif.

Exemple : ( ${}^{238}_{92}U$ ,  ${}^{226}_{88}Ra$ )

## II.2.3. Les isotopes :

On appelle isotopes, les nucléides ayant le même numéro atomique  $Z$ , mais un nombre de masse  $A$  différents. Les isotopes d'un même élément ont des propriétés chimiques identiques mais leurs propriétés nucléaires sont généralement très différentes. Citons l'exemple de l'hydrogène qui a trois (03) isotopes :

${}^1_1H \rightarrow$  Stable

${}^2_1H \rightarrow$  Stable

${}^3_1H \rightarrow$  Instable

---

## II.3. Unités et grandeurs :

### II.3.1. L'activité radioactive :

L'activité d'une source radioactive est le nombre de transformations radioactives qui s'y produisent en une unité de temps. L'unité d'activité dans le système est le *Becquerel* (Bq) qui correspond à une désintégration par seconde, cette unité possède un inconvénient ; elle est très petite, ce qui conduit à utiliser une autre unité qui est le *Curie*.

### II.3.2. Le curie :

Le *Curie* (Ci) est l'activité d'une quantité de radioélément ou de nucléide radioactif dans laquelle le nombre de désintégration par seconde (dps) est de  $3.7 \cdot 10^{10}$  :

$$1\text{Ci} = 3.7 \times 10^{10} (\text{dps}) \quad (\text{II.01})$$

Cette unité correspond à l'activité d'un gramme de Radium. La définition du Curie ne tient pas compte de la nature et de l'énergie du rayonnement émis. L'activité ne peut suffire à définir une source radioactive ; il est nécessaire de lui associer des renseignements complémentaires.

### II.3.3. L'exposition :

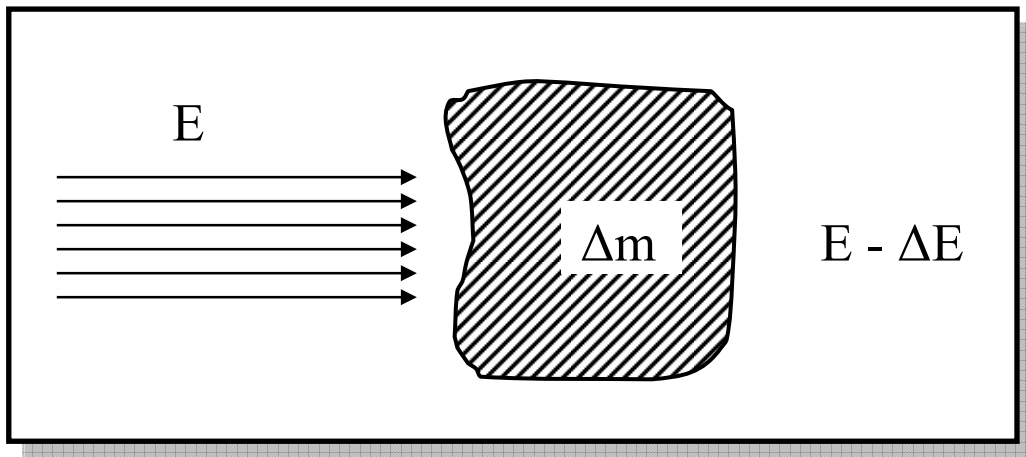
L'exposition a pour but de caractériser un faisceau de rayons par l'ionisation que ces rayons provoquent dans l'air, tout au long de leur trajectoire.

- Ancienne unité : le Roentgen.
- Nouvelle unité : Coulomb par Kilogramme (C/Kg).
- 

L'exposition telle que la charge des ions produits dans une masse d'air de un Kilogramme soit égale à un coulomb.

### II.3.4. La dose absorbée :

Lorsqu'un rayonnement traverse la matière, il y a interaction avec les atomes et molécules du milieu qu'il traverse, ceci entraîne une perte d'énergie de la part du rayonnement dans la matière, figure (II.01).



**Figure (II.01) : Irradiation de la matière par un faisceau de rayons**

Si la masse du volume irradié est  $\Delta m$  et l'énergie cédée par le rayonnement dans ce volume est  $\Delta E$ , alors la dose absorbée sera :

$$D = \frac{\Delta E}{\Delta m} \quad (\text{II.02})$$

- L'unité d'absorption est le *gray* (Gy) qui est la dose absorbée dans un élément de matière de masse (1 Kg) auquel les rayonnements ionisants communiquent une énergie de (1 *Joule*).
- L'ancienne unité était le *rad*.

$$1\text{gray} = 100\text{rads} \quad (\text{II.03})$$

### II.3.5. L'équivalent de dose :

La dose absorbée ne rend pas compte d'une manière exacte des effets biologiques éventuels. Dans les tissus vivants notamment, la même quantité d'énergie absorbée provenant de différents types de rayonnement peut avoir des effets biologiques différents, c'est pourquoi on définit l'équivalent de dose, obtenu en prenant la dose (en gray) et en la multipliant par un facteur de qualité (F.Q), on obtient ainsi le *Sievert* (ancienne unité le *rem*).

$$\begin{aligned} \text{Sievert} &= \text{gray} \cdot \text{FQ} \\ 1\text{Sievert} &= 100\text{rems} \end{aligned} \quad (\text{II.04})$$

Le facteur de qualité (F.Q) dépend du rayonnement en cause :

$$F.Q = \begin{cases} 1 & \rightarrow \beta, X \text{ et } \gamma \\ 20 & \rightarrow \alpha \text{ (irradiation interne)} \\ 1-10 & \rightarrow \text{pour les neutrons selon leurs énergies.} \end{cases}$$

Le débit de dose s'exprime en (*gray / heure*) ou en (*rad/heure*).

---

## II.4. Rayonnements naturels :

Certain nombre de noyaux ont le pouvoir d'émettre spontanément des rayons particuliers. On distingue trois sortes de rayonnements naturels désignés par les lettres grecques  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  (Seguin, 1971 et Serra, 1979).

### II.4.1. Rayons $\alpha$ :

Ils sont constitués par des noyaux d'atomes d'Hélium  ${}^4_2\text{He}$  chargés d'électricité positive, leur masse est 7000 fois supérieure à celle de l'électron.

Seuls les noyaux dont la masse atomique est supérieure à 200 émettent des particules  $\alpha$ .



Le Radium 226 se transforme en Radon 222 en émettant une particule  $\alpha$  avec énergie très élevée (4 à 10 Mev). Les particules  $\alpha$  émises ne parcourent qu'une faible distance (quelques Centimètre dans l'air et quelques Microns dans les tissus).

### II.4.2. Rayons $\beta$ :

Ils sont constitués par des électrons rapides, positifs et négatifs. On distingue deux types de rayonnements  $\beta$  ( $\beta^-$  et  $\beta^+$ ).

- Dans l'émission ( $\beta^-$ ), la transformation s'accompagne de l'émission d'un électron négatif appelé ( $\beta^-$ ) et l'élément de numéro atomique ( $Z$ ) devient l'élément de numéro atomique ( $Z+1$ ). Les particules  $\beta^-$  proviennent de noyaux qui ont un excès de neutrons où un neutron se transforme alors en proton : ( $n \rightarrow p^+ + \beta^- + \text{énergie}$ ).



L'Aluminium se transforme en Silicium en émettant une particule  $\beta^-$ , ces particules sont beaucoup plus légères que les particules  $\alpha$  et beaucoup plus pénétrantes (environ 100 fois plus que les rayons  $\alpha$ ). Dans l'air, leur parcours peut aller de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres suivant leur énergie.

- 
- Contrairement à la radioactivité  $\beta^-$ , l'émission  $\beta^+$  concerne des corps ne possédant pas assez de neutrons ou possédant trop de protons. Lors de la réaction un proton se transforme en neutron : ( $p \rightarrow n + \beta^+ + \text{énergie}$ ).



Le Galium se transforme en Zinc en émettant un positon.

Les propriétés du rayonnement  $\beta^+$  sont identiques à celles du rayonnement  $\beta^-$ .

### II.4.3. Rayons $\gamma$ :

Dans le noyau, des neutrons et des protons en déséquilibre à cause d'un excès d'énergie se réarrangent en émettant une énergie électromagnétique sous forme de *Photons*.

Ce rayonnement identique aux Ultraviolets, à la lumière, aux infrarouges et aux ondes radios, se déplace à la vitesse de la lumière (300.000 Km/s) et les photons qui composent le rayonnement n'ont ni masse ni charge, ils transportent de l'énergie. L'émission de rayonnement ( $\gamma$ ) suit généralement une désintégration  $\alpha$  ou  $\beta$ .



Le pouvoir de pénétration leur permet de traverser des plaques de Plomb de 15 Cm d'épaisseur, ils traversent donc aisément le corps humain. La longueur d'ondes ( $\lambda$ ) des rayons  $\gamma$  dépend de l'énergie :

$$E = h\nu = h.C / \lambda \quad (\text{II.09})$$

Où :

h : constante de Plank ( $h = 6.624 \cdot 10^{-27}$ ).

C : vitesse de la lumière.

$\nu$ : la fréquence des photons.

### II.5. Interaction radioactive :

Les photons  $\gamma$  incidents entrent en collision avec la matière, trois types d'interactions peuvent se produire suivant l'énergie du photon incident (Seguin, 1971) :

---

### II.5.1. L'effet Photoélectrique :

Au cours d'une collision avec un électron, un photon peut lui transmettre toute son énergie. L'électron est alors éjecté de l'atome et le photon disparaît.

L'effet photoélectrique aura lieu quand l'énergie des rayons  $\gamma$  est relativement faible (inférieure à 1 Mev), mais plus grande que l'énergie de liaison de l'électron (quelque centaines de Kev), figure (II.02)

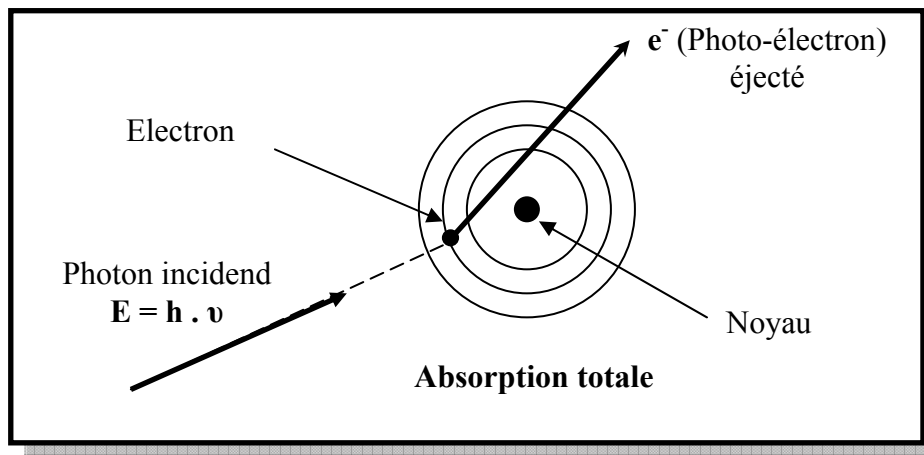


Figure (II.02) : Principe de l'effet photoélectrique.

### II.5.2. L'effet Compton :

Dans le cas où l'énergie du photon est plus grande que celle nécessaire pour l'effet photoélectrique, l'interaction du photon avec l'électron orbital se traduit par une collision élastique, une partie de l'énergie du photon sera absorbée par l'électron qui sera émit. Le photon sera diffusé après avoir perdu une partie de son énergie, figure (II.03).

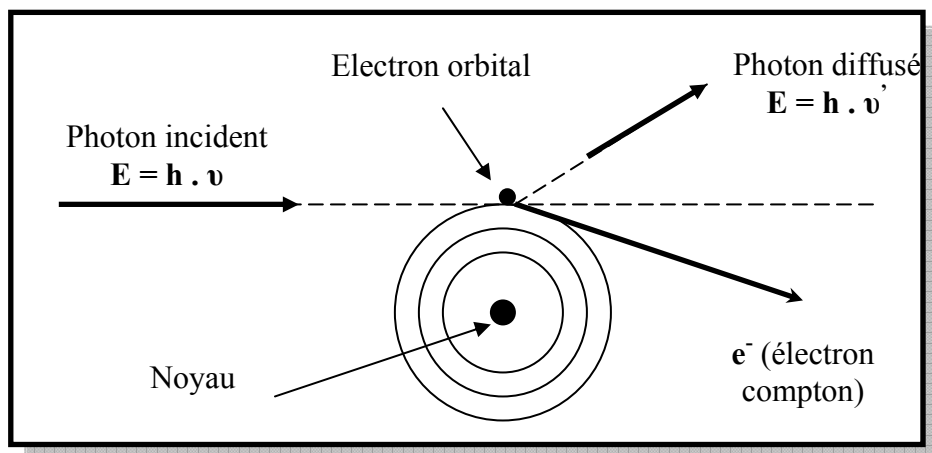


Figure (II.03) : Principe de l'effet Compton.

---

### II.5.3. La production de paire :

Quand l'énergie du photon est supérieure à 1.02 Mev, l'interaction photon-matière conduit à la production d'un négaton (électron négatif) et d'un positon (électron positif) ayant chacun une énergie de 0.51 Mev. Le positon se combine immédiatement avec un électron pour former un positonium, avec une durée de vie moyenne de  $10^{-10}$  secondes avec production de deux particules de 0.51 Mev d'énergie.

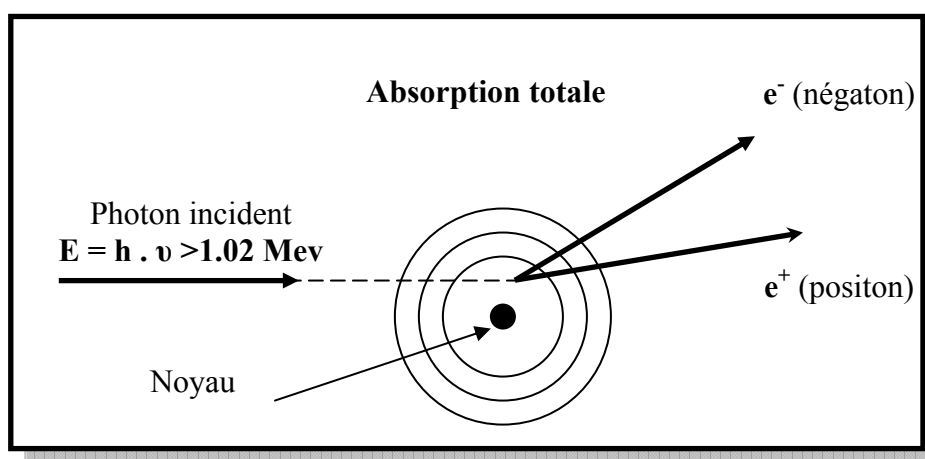


Figure (II.04) : Principe de la production de paire.

### II.6. La désintégration radioactive :

La désintégration radioactive correspond à l'émission de rayons  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$ , accompagnée d'un dégagement de chaleur, et a pour résultat le passage d'un corps à un autre suivant une filiation spécifique à chaque famille, aboutissant à un corps stable (Serra, 1979).

La désintégration se fait suivant la loi suivante :

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (\text{II.10})$$

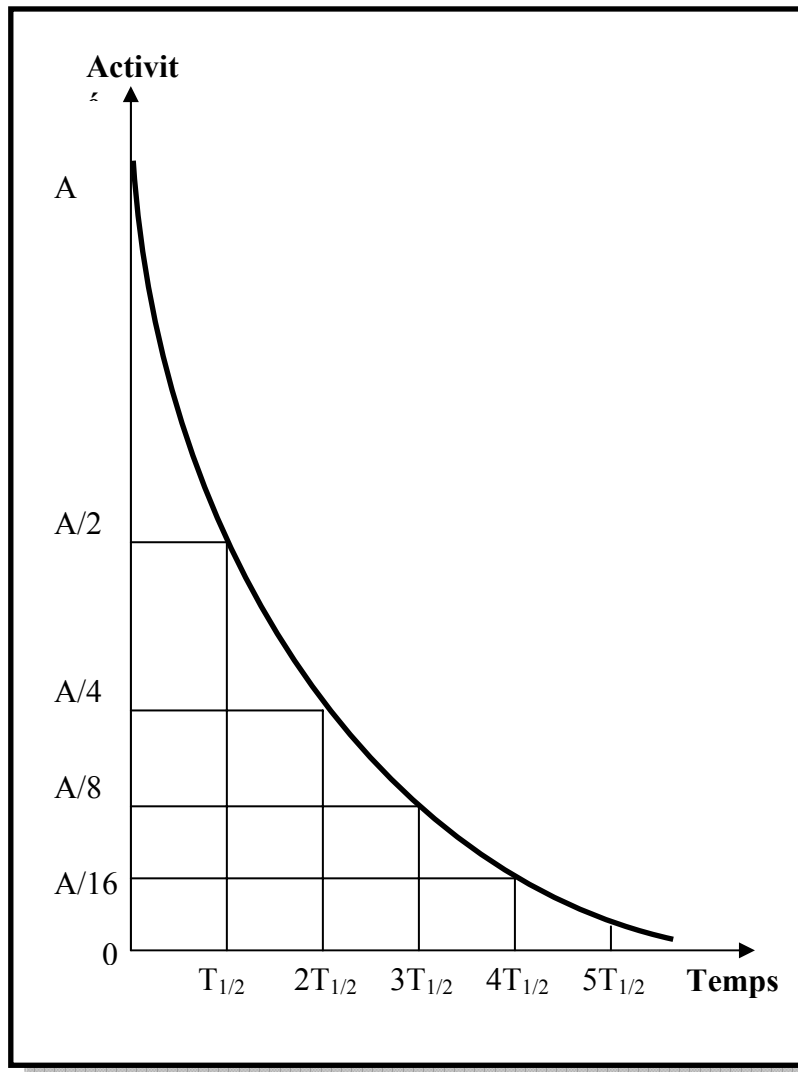
Avec :

N : nombre d'atomes du même type original à l'instant t.

$N_0$  : nombre d'atomes au temps d'origine ( $t = 0$ ).

$\lambda$  : constante de désintégration (caractéristique du corps).

t : temps.



**Figure (II.05) : Courbe de décroissance radioactive.**

Cette loi de désintégration (décroissance radioactive) est une pure loi statistique, figure (II.05).

- On appelle *vie moyenne* «  $\tau$  », la durée de vie moyenne des atomes radioactifs :

$$\tau = 1 / \lambda \quad (\text{II.11})$$

- On appelle période de demi-vie  $T_{1/2}$ , le temps au terme duquel le nombre initial des atomes a diminué de moitié :

$$T_{1/2} = 0.693 / \lambda \quad (\text{II.12})$$

- On appelle activité d'une substance à l'instant  $t$ , la quantité  $A = \lambda N$ , où  $N$  est le nombre d'atomes présents à cet instant. C'est le nombre de désintégration par unité de temps.



---

## II.7. Equilibre radioactif :

L'équilibre radioactif ou séculaire est atteint lorsque les éléments de filiation se maintiennent en proportion constante, c'est-à-dire que le nombre d'atomes qui se forment par unité de temps est égal au nombre d'atomes qui se désintègrent :

$$\lambda_1.N_1 = \lambda_2.N_2 = \dots = \lambda_n.N_n \quad (\text{II.13})$$

On peut admettre que les roches de plus d'un million d'années ont atteint cet état (Serra, 1979).

## II.8. Radioactivité des roches :

Dans les roches sédimentaires, seuls pratiquement trois éléments contribuent à cette radioactivité ; le Potassium, l'Uranium et le Thorium :

### II.8.1. Le Potassium ( $^{40}_{19}K$ ) :

Le potassium émet  $0\alpha$ ,  $1\beta$ , et  $1\gamma$ . Le pourcentage de l'isotope 40 dans le potassium total est de 0.0118 %.

### II.8.2. L'Uranium ( $^{238}_{92}U$ ) :

Cette famille émet  $12\alpha$ ,  $18\beta$  et de nombreux  $\gamma$ . Il existe une autre famille radioactive, celle de l'Uranium  $^{235}_{92}U$  aboutissant au  $^{207}_{82}Pb$ , mais le pourcentage dans l'Uranium total de l'isotope 235 est faible comparé à celui de l'isotope 238 (0.71 % contre 99.28 %), il peut être négligé donc.

### II.8.3. Le Thorium ( $^{232}_{90}Th$ ) :

La famille du Thorium émet  $11\alpha$ ,  $19\beta$  et de nombreux  $\gamma$ .

## II.9. Caractéristiques pétrophysiques de l'Uranium :

### II.9.1. Les sources de l'Uranium :

On peut considérer les roches ignées comme les principales sources d'uranium, ce dernier est déplacé des roches sources principalement sous l'effet de processus d'altération et de lessivage. Il semble que le lessivage par les eaux riches en acides organiques soit particulièrement actif. Du fait de sa grande solubilité *l'Uranium est transporté presque uniquement en solution* et pour une faible part seulement en suspension (Serra. O, 1979).

---

## II.9.2. Solubilité de l'Uranium :

Dans la nature, l'Uranium existe en solution sous les valences ( $4^+$  et  $6^+$ ) :

- L'ion  $U^{4+}$  a tendance à s'oxyder et à passer à la valence  $6^+$  en donnant ( $UO_4^{2-}$  et  $U_2O_7^{2-}$ ), et par conséquent il ne peut exister que dans les conditions particulières ; on ne le trouve que dans les eaux hydrothermales sulfureuses.
- L'ion  $U^{6+}$  n'existe pas en solution, mais donne immédiatement l'ion complexe Uranyle ( $UO_2^{++}$ ) ou des ions complexes de type :  $[UO_2(OH)_2UO_3]_n$ .

## II.9.3. Transport de l'Uranium :

L'Uranium est déplacé des roches sources sous l'effet de plusieurs facteurs, on distingue les modes de transport suivants :

### d. Transport en solution :

Le transport de l'Uranium se fait essentiellement sous forme de solution ; on distingue deux modes (Serra, 1979) :

- Transport à courte distance : en rivière et dans les eaux souterraines sous forme de complexes carbonatés (excès de  $CO_2$ ) ou sulfatés, il prendra même la valence  $4^+$  en solution dans les eaux hydrothermales sulfureuses.
- Transport sur grande distance : sous des conditions extrêmement sévères qui stabilisent les solutions d'Uranium sous forme de complexes minéraux, on ne peut qu'envisager le transport sous forme de complexes organiques. La matière organique joue en effet le rôle de colloïde protecteur vis-à-vis de l'Uranium et autorise son transport sur de longues distances.

### e. Transport en suspension :

L'Uranium associé à un certain nombre de résistants par substitution dans le réseau cristallin d'éléments métalliques par l'Uranium, ce sont le Zircon, la Monazite, le Xénotime, le Sphène, l'Allanite, la Biotite, ...etc. Il est également lié aux phosphates dans le réseau desquels on le trouve par substitution isomorphe du Calcium (Fluorapatite).

---

Il est aussi transporté sous forme de Schoepite et de polyuranates. Enfin, il peut être transporté dans les particules argileuses contenant elles mêmes de la matière organique.

#### **f. Transport par les organismes vivants :**

Ce mode de transport est loin d'être négligeable, Uranium et Thorium se concentrent principalement dans la glande thyroïde des animaux, dans les feuilles des plantes et surtout dans les squelettes des poissons qui pourraient contenir jusqu'à 4500 ppm de Th et 2700 ppm d'U.

#### **II.9.4. Précipitation de l'Uranium :**

Les facteurs favorables à la précipitation et à la concentration de l'Uranium dans les sédiments sont les suivants :

- La matière organique.
- Les matériaux phylliteux.
- Les sulfures.
- Les phosphates.
- pH acide (entre 2.5 et 4).
- rH (potentiel d'oxydoréduction) entre 0 et 0.4 V.
- les corps adsorbants.

#### **II.9.5. Migration diagénétique de l'Uranium :**

Par suite de sa grande solubilité, l'Uranium peut être remis en mouvement au cours de la diagenèse par circulation d'eaux souterraines ou même hydrothermales.

Cette migration ou dysmigration, favorisée par la fissuration, est à rapprocher de celle de la matière organique évoluée, mais généralement elle la précède (différence de solubilité). C'est pourquoi l'Uranium ira se concentrer dans de gîtes en « aval » ; les hydrocarbures, migrants postérieurement, s'accumuleront en « amont » (Serra, 1979).

---

## II.10. Spectrométrie des rayons « $\gamma$ » :

On distingue plusieurs techniques basées sur l'analyse des spectres des éléments radioactifs, dans ce paragraphe nous allons étudier la spectrométrie des rayons «  $\gamma$  » naturelle.

### II.10.1. Technique de mesure :

Le principe de la spectrométrie  $\gamma$  naturelle consiste à enregistrer la radioactivité  $\gamma$  naturelle globale à l'aide d'un capteur. Or, on l'a vu, cette radioactivité est due à trois éléments radioactifs principaux ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$ ) ou à leurs descendants, qui émettent des rayons  $\gamma$  d'énergie différente.

L'examen du spectre d'énergie du rayonnement  $\gamma$  de ces éléments fait en effet apparaître que certains rayons  $\gamma$  sont caractéristiques par leur énergie des éléments qui les engendrent. (Figure : II.06).

- Le Potassium  $^{40}\text{K}$  caractérisé par un photon  $\gamma$  d'énergie 1.46 Mev ( $^{40}\text{Ar}$ ).
- L'Uranium  $^{238}\text{U}$  caractérisé par un photon  $\gamma$  d'énergie 1.76 Mev ( $^{214}\text{Bi}$ ).
- Le Thorium  $^{232}\text{Th}$  caractérisé par un photon  $\gamma$  d'énergie 2.62 Mev ( $^{208}\text{Tl}$ ).

Théoriquement, l'enregistrement des trois éléments dans des « fenêtres » correspondantes au spectre d'énergie  $\gamma$  complet permet donc de déterminer la part du rayonnement  $\gamma$  total revenant à chacun des trois éléments radioactifs principaux, dans la mesure où l'équilibre radioactif est atteint.

### II.10.2. Les levés spectrométriques :

Comme dans le cas d'un levé magnétique, un levé spectrométrique peut être pédestre, autoporté ou aéroporté sauf que pour la spectrométrie, on peut prendre des mesures dans les trous de forage (Radio carottage) à l'aide d'un outil spécial (sonde de spectrométrie des rayons  $\gamma$  naturelles).

Dans le cas de l'Aérogéophysique, les deux levées, spectrométrique et magnétique ont les mêmes dimensions (Profils et Stations).

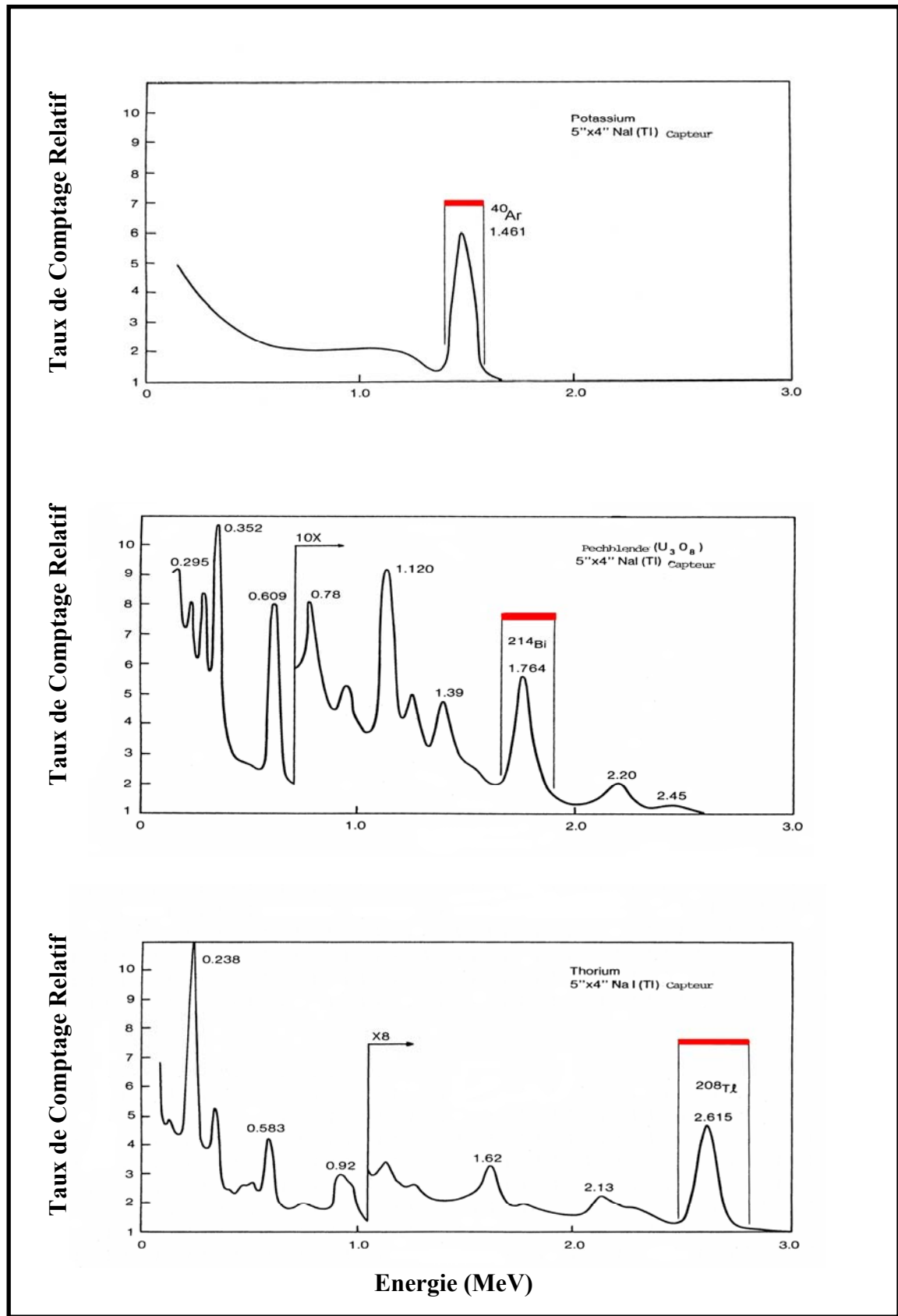


Figure (II.06) : Les spectres d'énergie des trois éléments naturellement radioactifs K, U et Th, (D'après SCINTREX, 1980)

---

### II.10.3. Instruments de mesure :

Les rayons  $\gamma$  sont détectés grâce à leur capacité d'ionisation, de ce fait plusieurs instruments ont été utilisés pour la mesure de la radioactivité, à savoir la chambre ionisante, le compteur Geiger, le scintillomètre et le spectromètre à rayons  $\gamma$ . Ce dernier, dérivé du scintillomètre, actuellement est le plus utilisé.

Le principe de fonctionnement de cet appareil est basé sur l'utilisation de certains cristaux (généralement l'iodure de sodium activé au thallium) **NaI(Tl)** qui scintille lorsque des rayons  $\gamma$  sont absorbés, les photons des cristaux fluorescents sont transformés en impulsions électriques par une photocathode dans une cellule photoélectrique multiplicatrice, ces courants sont amplifiés puis enregistrés. C'est le même principe du scintillomètre sauf que le spectromètre utilise les caractéristiques relatives à l'intensité des rayons  $\gamma$  des radio-isotopes, et donc permet d'identifier les sources de radioactivité et leurs concentrations. En effet, il est possible d'effectuer une discrimination des éléments radioactifs K, U et Th, en mesurant leurs niveaux énergétiques.

Les impulsions électriques sont envoyées dans un détecteur d'intensité d'énergie, qui laisse passer toutes celles dont l'amplitude est plus grande qu'un seuil fixé (mode intégral) ou celles dont l'énergie est située entre deux limites d'amplitude (mode différentiel).

Le nombre d'impulsions émises par le rayonnement  $\gamma$  du K, U et Th ou taux de comptage, est enregistré sur trois canaux, un quatrième canal est utilisé pour le compte total (SCINTREX, 1980).

## Chapitre 2 **Cadre Géologique de la Zone d'Etude**

### **2.1. Introduction :**

Le Hoggar Algérien occupe une superficie d'environ 550.000 Km<sup>2</sup>, il s'étend sur près de 1.000 Km d'Est en Ouest et de 700 Km du Nord au Sud, il constitue la principale composante du bouclier Touareg (appelé parfois le bouclier Targui), prolongé au Sud-Est, au Mali, par le massif des Iforas et à l'Est, au Niger, par le massif de l'Aïr.

Le Hoggar fait partie de la chaîne pan-africaine trans-saharienne, il est caractérisé par sa subdivision classique en trois compartiments longitudinaux et l'existence de deux grands accidents tectoniques subméridiens ; (l'accident 4°50' et l'accident 8°30') qui délimitent le Hoggar central polycyclique, à l'Est de l'accident 8°30' c'est le Hoggar oriental et à l'Ouest de l'accident 4°50' c'est le Hoggar occidental.

### **2.2. Subdivision classique du Hoggar :**

A partir de la classification litho-stratigraphique et des événements tectono-métamorphiques, le Hoggar a été subdivisé en trois grands domaines structuraux : Occidental, Central et Oriental. (Bertrand et Caby, 1978).

Ces trois parties sont séparées par les deux accidents majeurs subméridiens (4°50' et 8°30') figure (2.01).

La distinction de ces trois grands domaines est basée essentiellement sur les critères suivants :

- ◆ Présence ou absence d'événements Kibariens.
- ◆ Proportion des formations d'âge Protérozoïque supérieur.
- ◆ Type et intensité des déformations et du métamorphisme Pan-africain.
- ◆ Age des granites syntectoniques Pan-africain.
- ◆ Présence ou absence des sédiments d'âge Eocambrien à Cambrien.

#### **2.2.1. Le Hoggar Oriental :**

Caractérisé par la chaîne « Tiririnienne » d'âge Pan-africain tardif ; chaîne à caractère linéaire encadrée à l'Est et à l'Ouest par deux socles plus anciens et structurellement différents l'un de l'autre.

Dans ce compartiment, trois sous domaines peuvent être distingués :

### a. La chaîne Tiririniène :

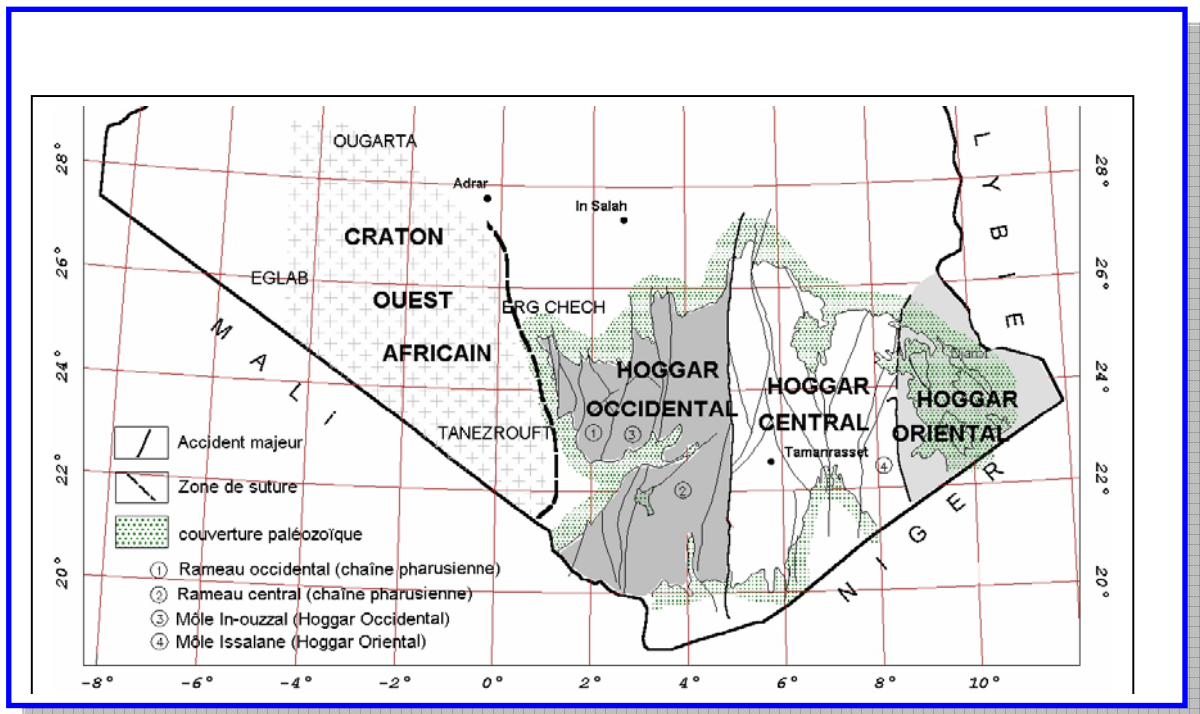
Edifiée au Pan-africain tardif, elle est séparée du socle par une discontinuité majeure traduisant un dépôt sur une surface d'érosion qui montre des roches métamorphique et magmatiques très diverses, cette zone est constituée d'Arkoses, de Conglomérats et de calcaires à Stromatholites.

### b. La zone prëtiririniène (Tafassasset – Djanet) :

Constituée de larges Batholites de granites calco-alcalins, de dépôts de type Flysch de roches de type calco-silicatées ainsi que de roches volcaniques et plutoniques pré-tectoniques avec des granites, des gneiss et des roches ultrabasiques.

### c. Le môle Issalane :

Situé à l'Ouest, il est constitué essentiellement de granites et de gneiss ainsi que de formations métasédimentaires (quartzites, marbres, pélites et roches calco-silicatées).



*Figure (2.01) : Carte des principaux domaines structuraux du Hoggar. Subdivision classique (D'après Caby et al., 1981).*



---

### **2.2.2. Le Hoggar Central polycyclique :**

C'est la partie médiane du massif, limité par les deux accidents majeurs (4°50' et 8°30'), le Hoggar Central est plus complexe et hétérogène du point de vue lithologique et structural, il comporte très peu de matériel sédimentaire ou volcanique d'âge protérozoïque supérieur, il est dominé par des formations d'âge protérozoïque inférieur et archéen (Bertrand et Lassere, 1976). Dans ce compartiment on regroupe deux séries types :

#### **a. La série de l'Arechchoum :**

Composée d'orthogneiss tonalitiques ou granitiques, les roches dominantes sont des gneiss gris à grain fin, constitués de quartz, d'oligoclase et de biotite.

#### **b. La série de l'Aleksod :**

Représente une série métasédimentaire de plate forme composée de quartzites, marbres, métapelites et roches volcano-détritiques, le tout associé à un grand volume de roches basiques et de migmatites granodioriques.

### **2.2.3 Le Hoggar Occidental :**

Situé à l'Ouest de l'accident 4°50', le Hoggar Occidental (domaine de la chaîne pharusienne) est un vaste domaine où l'orogénèse pharusienne est la plus complète.

Dans ce domaine, on distingue trois principales composantes ; deux rameaux occidental et oriental (fossé pharusien) séparées par le môle granulitique de In Ouzzal, lequel est constitué de formations archéennes structurées et métamorphisées à l'Eburnéen.

#### **a. Le môle In-Ouzzal :**

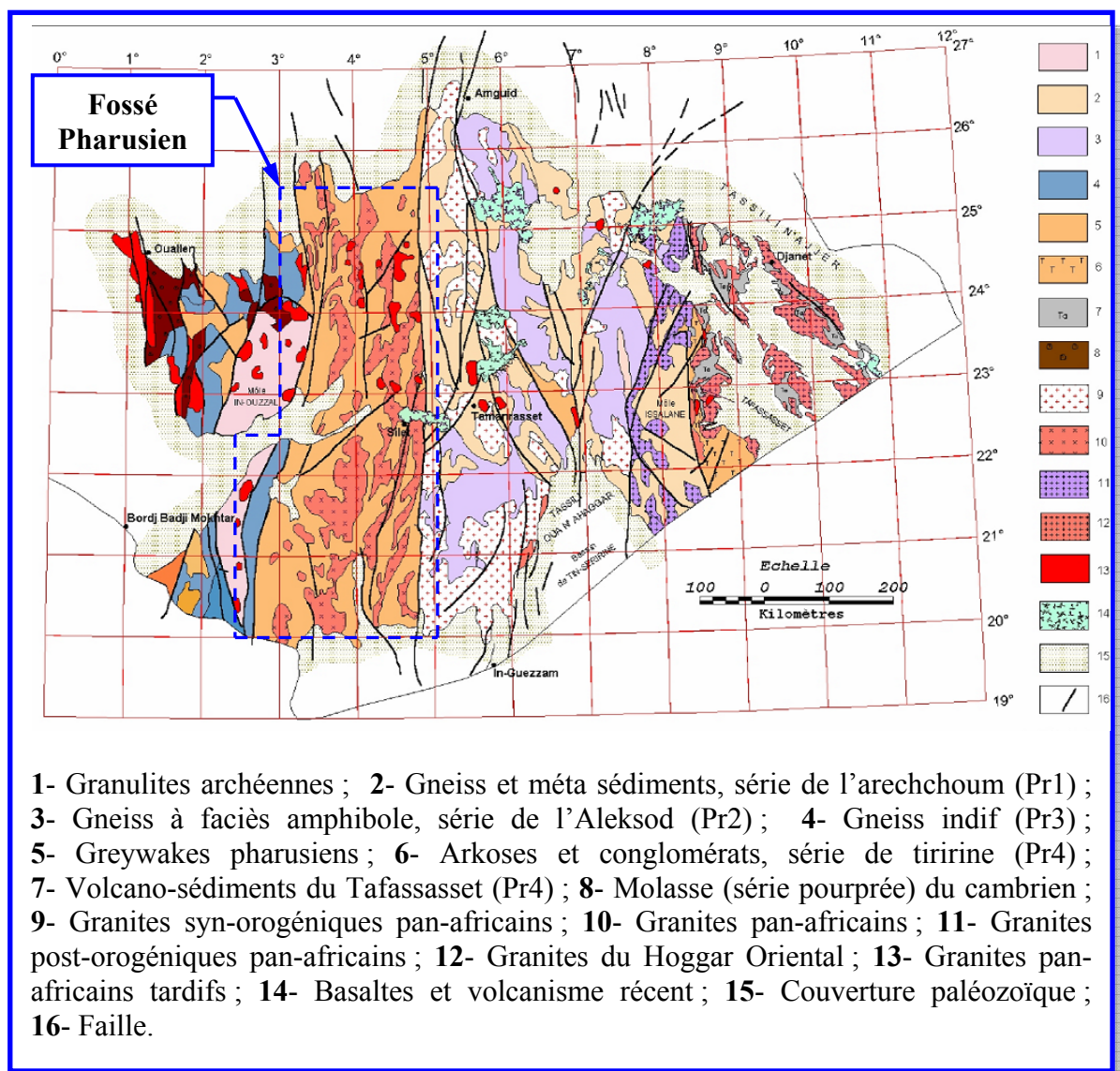
Il comporte principalement des roches d'âge Eburnéen, ainsi que plusieurs plutons de granodiorite-granite de diverses générations. La conservation d'un graben de basaltes et d'andésites du « pharusien » (Gara-Akofou) implique que, tout au moins dans sa partie Nord, le môle In-Ouzzal a échappé au rétromorphisme et aux déformations pharusiennes et a été pénéplané avant les épandages de la série pourprée horizontale qui le recouvre.

## b. Le rameau occidental :

Caractérisé par le grand développement des séries quartzites d'âge PR2 et PR3 ainsi que l'existence de champs de dykes sub-méridiens, prolongement de ceux de l'Adrar des Iforas (Mali), qui soulignent notamment la bordure tectonisée du craton ouest africain COA.

## c. Le rameau central :

Situé entre le môle In-Ouzzal et la faille 4°50', appelé le fossé pharusien, cette partie du Hoggar occidental fait l'objet de notre travail, le contexte géologique du fossé sera développé dans ce qui suit.



*Figure (2.02) : Carte géologique du Hoggar simplifiée  
(D'après Caby R et al., 1981).*

### 2.3. La nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes) :

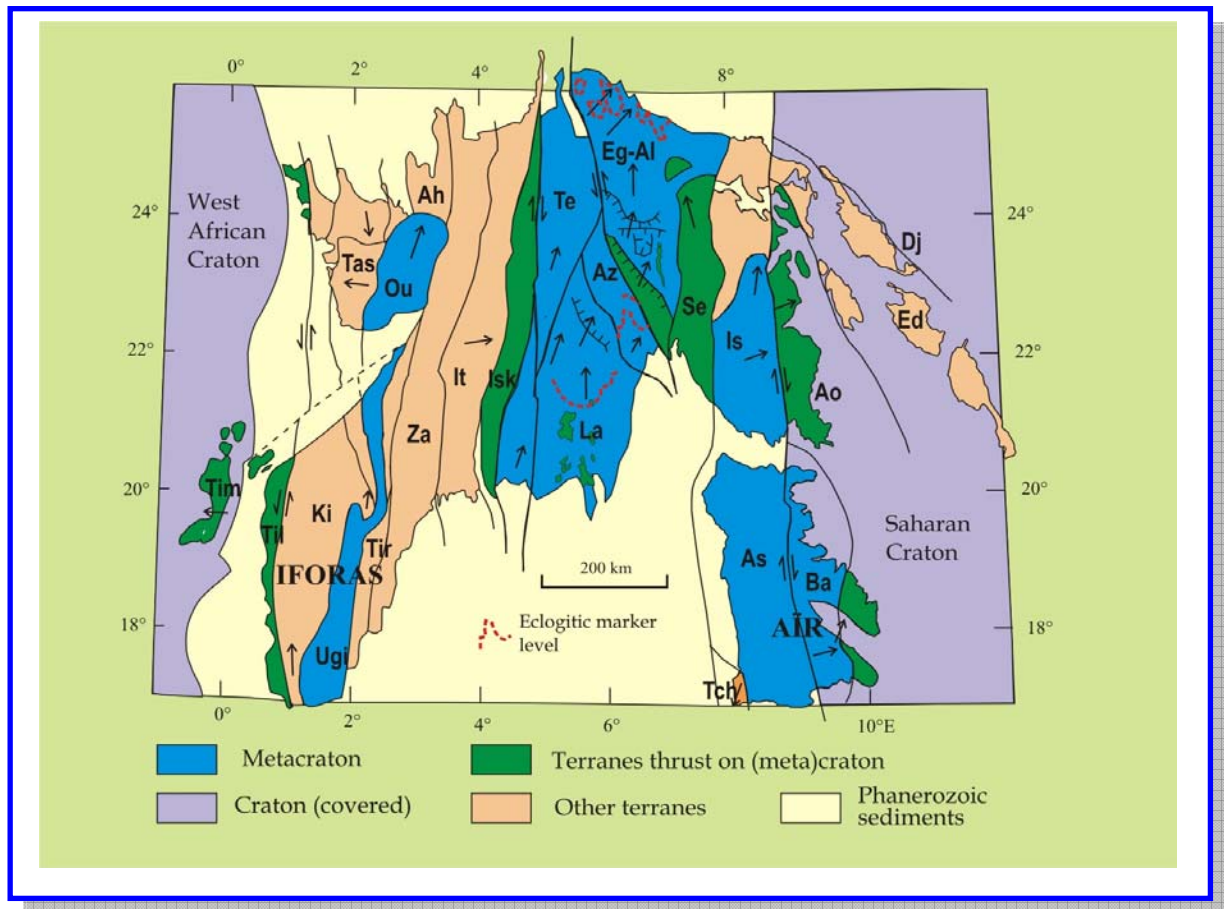
Les travaux effectués sur le massif du Hoggar, ainsi que ceux sur le massif de l’Aïr portant sur le concept de « collage de terranes » ont donné naissance à une nouvelle subdivision du bouclier Targui (Black R et al, 1994 ; Liégeois J. P. et al., 1994).

Plusieurs facteurs sont à l’origine de ce nouveau découpage, 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). Figure (2.03).

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 (23) terranes qui se différencient par leurs caractéristiques lithologiques, structurales et géochronologiques, ces terranes sont distribués sur les trois compartiments du Hoggar comme suit :

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

**Tableau (2.01) : Les différentes terranes du Hoggar.**



**Figure (2.03) : La nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes)**  
 (D'après : Liégeois et al., 2003).

## 2.4. Formations litho-stratigraphiques :

Du point de vue litho-stratigraphique, on distingue dans le Hoggar les formations suivantes :

- ◆ Archéennes (supérieur à 2700 Ma) dans le mole de In Ouzzal.
- ◆ D'âge Protérozoïque inférieur (2000 – 2700 Ma) série de l'Arechchoum.
- ◆ D'âge Protérozoïque moyen (1000 – 2000 Ma) série de l'Aleksod.
- ◆ D'âge Protérozoïque supérieur (800 – 1000 Ma) série à stromatolites.
- ◆ D'âge Protérozoïque terminal (650 – 800 Ma).
- ◆ D'âge Eocambrien (antérieur à 570 Ma) série pourrée du Nord-Ouest du Hoggar Occidental.

---

## 2.5. Événements tectono-métamorphiques :

Les principaux événements tectono-métamorphiques définis dans le Hoggar sont :

- ◆ L'événement Eburéen ( $2000 \pm 200$  Ma) bien défini dans le môle de In-Ouzzal.
- ◆ L'événement Kibarien ( $1000 \pm 100$  Ma) défini avec incertitude en Aleksod.
- ◆ L'événement Pan-africain précoce « chaîne pharusienne » (650 - 600 Ma) défini dans le Hoggar Occidental..
- ◆ L'événement Pan-africain tardif « chaîne tiririnienne » (650 - 600 Ma) défini dans le Hoggar Oriental.

## 2.6. Contexte géologique du fossé pharusien (rameau central) :

### 2.6.1. Introduction :

Le Hoggar Occidental est occupé par la chaîne pharusienne qui est principalement constituée de matériaux peu métamorphiques (méta-sédiments et complexes pluto-volcaniques du Protérozoïque supérieur (PR3). Cette chaîne est composée de deux rameaux, occidental et central séparés par le môle granulitique de In Ouzzal.

Le rameau central, appelé souvent le fossé pharusien, comprend principalement des formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques épizonales et un grand volume de granites (supérieur à 50%).

Lelubre considérait que cette zone appartient à un cycle homogène (le cycle pharusien) et correspond au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse, avec discordance de base conservée à ses bordures et au voisinage de quelques horsts. Ses deux limites occidentale et orientale sont en fait deux failles majeures à rejeux multiples qui le séparent du môle In Ouzzal à l'Ouest et du Hoggar central polycyclique à l'Est. Figure (2.02).

---

### **2.6.2. Formations tectono-métamorphiques du fossé pharusien :**

Au point de vue tectono-métamorphique, cinq (05) grandes unités peuvent être définies dans le fossé pharusien (Bertrand et al., 1966 ; Gravelle, 1969) :

#### **a. Les noyaux d'âge Eburnéen :**

Le socle Eburnéen apparaît sous la forme de gneiss remobilisés, recouverts par les formations à faciès amphibolite du PR2 à PR3. Dans la région de Timgaouine, il forme le soubassement de la série carbonatée à stromatolites qui comprend des granites, des gneiss et des amphibolites, affectées par un métamorphisme ancien, probablement Eburnéen.

#### **b. Les formations du Protérozoïque moyen :**

On distingue les formations suivantes :

- Des faciès amphibolites dans la partie sud avec de nombreux granites syn et post-cinématiques qui les recourent.
- Quartzites, marbres, gneiss à amphibole recoupés par un massif syénitique dans la partie centrale.
- D'étroits horsts sub-méridiens de formations analogues formées de quartzites, de marbres et d'amphibolites dans la partie nord.

Ces formations forment une bande sub-méridienne longeant à l'Est le môle In-Ouzzal entre le Sud de l'Oued Tekouyat et la frontière Malienne. Une zone rectiligne la sépare du môle In-Ouzzal.

#### **c. Les formations du Protérozoïque supérieur :**

On distingue les formations suivantes :

- La série carbonatée à stromatolites dans la zone de Timgaouine et les roches plutoniques associées.
- Les roches basiques et ultrabasiques notamment dans la région de Silet.
- Le plutonisme calco-alcalin, vastes intrusions recoupant les formations du PR3 et recouverts en discordance par le PR4.
- Diorites, quartziques à amphibole qui passent graduellement à des granodiorites et des gabbros.

Ces formations ne sont pas partout distinguées du PR2 dans la zone Sud-Ouest, ni du PR4 dans la zone Centre - Nord.

---

#### **d. Les formations du Protérozoïque terminal :**

Les formations rapportées au PR4 représentent l'ensemble du contenu du rameau central et correspondent au « Pharusien II ». Leur discordance sur les roches grenues érodées et altérées du PR3 est très nette dans la partie orientale. Les études détaillées manquent dans la partie Ouest du rameau, ces formations surmontent en concordance les quartzites du PR2 et / ou du PR3.

#### **e. Les lambeaux de séries intermédiaires :**

Ces formations sont conservées dans des bassins résiduels et des grabens diversement déformés. A l'Adrar Bourzekal (région de Timgaouine) deux séries qui semblent exister dans plusieurs autres bassins résiduels :

- La série inférieure de teinte grise - mauve à verte, comporte des pyélites, des grès fins et des conglomérats (150 m).
- La série supérieure, moins évoluée, repose en discordance angulaire faible sur la série inférieure, avec à la base des conglomérats polygéniques.

Dans la plupart des lambeaux, les couches sont basculées et les roches ne portent pas l'empreinte de déformations autres que des galets tronçonnés.

### **2.7. Conclusion :**

Le rameau central (fossé pharusien) constitue, en quelque sorte, la partie axiale de la chaîne pharusienne qui domine le Hoggar occidental, cette zone appartient à un cycle homogène (le cycle pharusien) et correspond au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse. Du point de vue lithologique, les formations du PR1 ne forment que quelques rares noyaux mis en évidence par la discordance du PR2. Celles du PR2 constituent une bande sub-méridienne longeant à l'Est le môle In-Ouzzal. Uniquement distinguées dans la partie orientale, les formations du PR3 comportent une ancienne série de plate forme à carbonates. Les formations du PR4 reposent dans la partie orientale sur les roches grenues préalablement érodées du PR3. En fin séries intermédiaires sont conservées dans plusieurs bassins résiduels et dans les grabens.

Concernant les événements tectoniques et métamorphiques, les noyaux PR1 sont rapportés au cycle Eburnéen (2000 Ma). Les formations du PR2 sont connues exclusivement dans le faciès amphibolite et sont affectées par plusieurs phases de déformations. Celles du PR3 ne possèdent pas dans la partie orientale un degré d'évolution supérieur à celui des formations du PR4. Ces dernières avec celles du PR3 sont affectées par les phases de l'orogénèse pharusienne (Gravelle, 1969 ; Boissonnas, 1973).

## Chapitre 3

# Acquisition et Prétraitement des Données Aérogéophysiques

### 3.1. Introduction :

Nous disposons de données brutes (magnétiques et spectrométriques) d'un levé aéroporté, acquises au-dessus de la zone d'étude, ces données font partie du levé aéroporté magnéto-spectrométrique, couvrant tout le territoire national, effectué par la compagnie américaine *AEROSERVICE CORPORATION*.

Les fichiers des données numériques présentent des cases vides pour certains points de mesures, ainsi que des valeurs aberrantes pour d'autres points, ce qui impose des modifications afin de les adapter au traitement numérique par la suite. Pour y remédier, une série de programmes informatiques en Fortran 90 a été générée.

### 3.2. Acquisition du levé Aérogéophysique :

#### 3.2.1. Historique des travaux antérieurs :

Dans ce paragraphe, nous rappelons les grandes périodes des recherches minières dans le Hoggar algérien depuis le siècle dernier :

- De 1900 à 1940, la période héroïque des grandes explorations signée par Killan. C.
- De 1940 à 1965, la période des études thématiques ; elle voyait enfin un certain nombre de géologues abordant l'étude détaillée et ordonnée des régions les plus intéressantes, notamment les travaux de Lellubre. M pour le précambrien de l'Ahaggar.
- Entre 1969 et 1974, la société américaine *AEROSERVICE CORPORATION* a réalisé un levé aéro-magnéto-spectrométrique couvrant tout le territoire Algérien, pour le compte de l'ex *SONAREM*. Ce levé a été effectué en deux étapes :
  - En 1969, un levé Aéromagnétique a été effectué au-dessus des bassins sédimentaires du Sahara central, et avait pour but la cartographie Aéromagnétique du socle.
  - Entre 1971 et 1974, un levé magnéto-spectrométrique couvrait le reste du territoire national et avait pour objectif la recherche minière et la cartographie géologique régionale.
- Dès le début des années 80, les équipes de recherches de l'ex-CREM (*COMENA*) ont repris les travaux et ont réalisé plusieurs levés pédestres dans les différentes régions du Hoggar.



### 3.2.2. Paramètres du levé :

Le levé Aérogéophysique, au-dessus de la région du Hoggar, a été réalisé avec les paramètres suivants, Figure (3.01) :

- Système de navigation : DOPPLER type ADRA-12.
- Altitude moyenne de vol : 150 m.
- Direction des profils : Perpendiculaire aux structures géologiques.
- Pas entre les profils : 2 Km.
- Distance entre les points d'observation : 46.2 m.

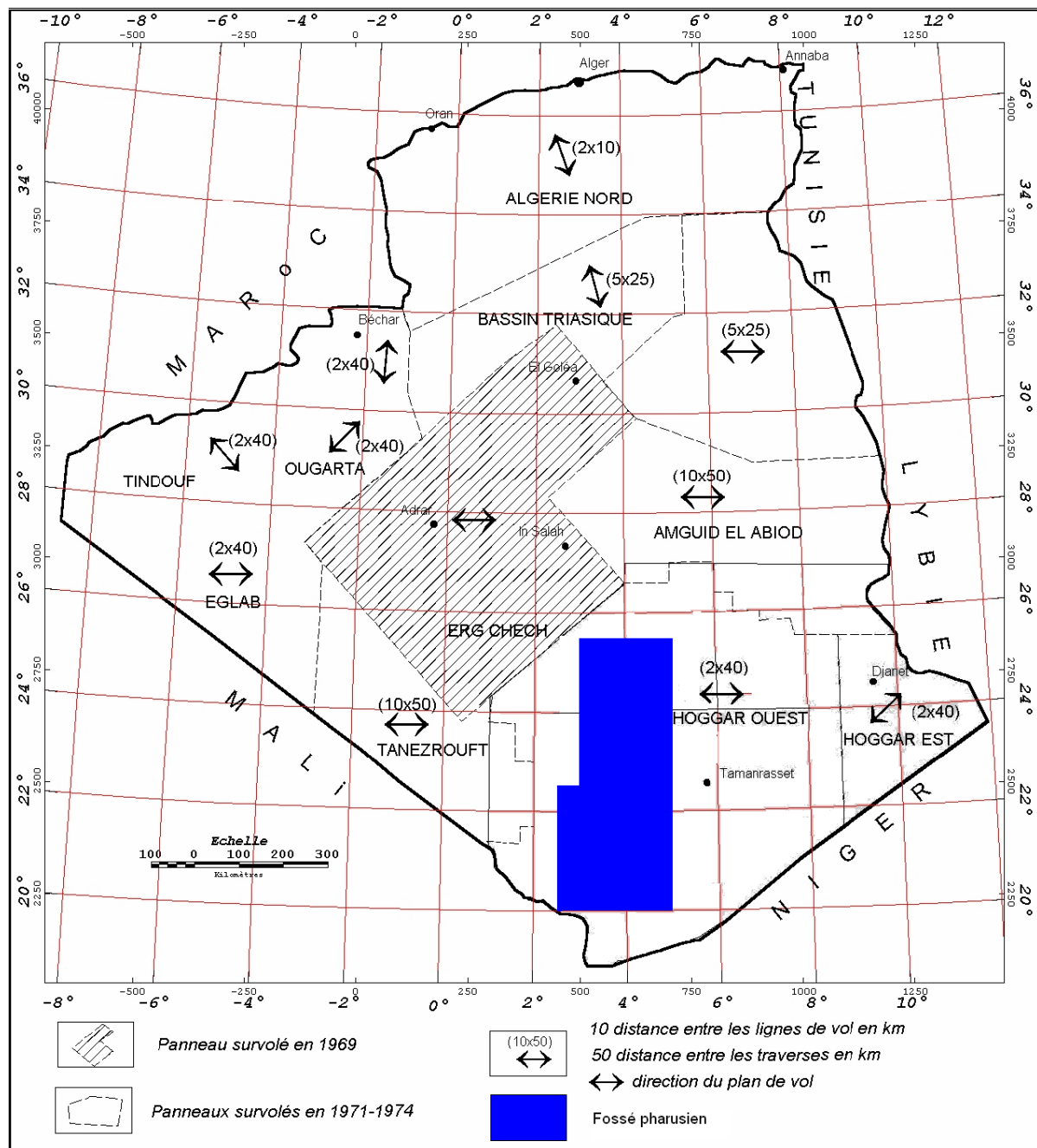


Figure (3.01) : Paramètres du levé Aérogéophysique couvrant le territoire national.

---

### 3.2.3. Appareillage :

- Deux types d'avions :
  - DOUGLAS DC-3.
  - AERO COMMANDER.
- Spectromètre à quatre (04) canaux (TC, K, U, Th).
- Capteur NaI(Tl) d'un volume de 600 pouces<sup>3</sup> pour le DOUGLAS DC-3 et de 800 pouces<sup>3</sup> pour l'AEROCOMMANDER.
- Deux types de magnétomètres :
  - Magnétomètre à pompage optique au Césium (modèle VARIAN) d'une résolution de 0.02 nT (nano tesla).
  - Magnétomètre FLUX-GATE d'une résolution de 0.05 nT.
- Altimètre radar d'une précision de 30 pieds de type HONEYWELL MINEAPOLIS.
- Caméra à film continu de 35 mm, possédant un système de numérotage.
- Boussole magnétique de type SPERRY CL 2, d'une résolution de 1°.
- Système d'acquisition des données type LANCER.
- Deux types d'enregistreurs graphiques : à 2 et à 6 canaux pour l'affichage graphique des profils magnétiques et spectrométriques.

### 3.2.4. Présentation digitale des données :

Les données brutes sont sous forme de fichiers numériques (extension.dat) extraits à partir des bandes magnétiques. Le nom des fichiers de données (extension .DAT) est composé comme suit:

- Deux caractères pour le nom de la région (voir plus bas), suivis de deux chiffres qui indiquent le numéro de la zone UTM, suivis d'un chiffre pour le numéro de segment. (Exemple : HW311 = région Hoggar Occidentale, zone UTM 31, segment 1).

Chaque ligne de vol commence par :

- Une ligne de 77 tirets
- Les informations relatives à la ligne de vol : son numéro, son azimuth et le nombre de points de données qu'elle contient.
- Une deuxième ligne de 77 tirets.

- 
- Viennent ensuite les enregistrements de données proprement dites, dont Chaque enregistrement comprend neuf champs :

- ◆ Coordonnée UTM X en Km (kilomètres).
- ◆ Coordonnée UTM Y en Km (kilomètres).
- ◆ Champ magnétique total en nT (nano – tesla).
- ◆ Compte radiométrique total en cps (coups par seconde).
- ◆ Compte du canal du thorium en cps (coups par seconde).
- ◆ Compte du canal de l'uranium en cps (coups par seconde).
- ◆ Compte du canal du potassium en cps (coups par seconde).
- ◆ Altitude radar en m (mètres).
- ◆ Fiduciel (code ponctuel d'enregistrement).

### **3.3. Prétraitement des données Aérogéophysiques :**

Les différentes opérations que nous avons introduit aux fichiers originaux sont les suivantes (Figure : 3.02) :

#### **a. Suppression des entêtes :**

Chaque ligne de vol est précédée d'un entête de caractères alphanumériques qui contient des informations relatives à cette ligne. Pour l'adaptation des fichiers aux traitements numériques, nous avons procédé à la suppression de ces entêtes à l'aide d'un programme informatique.

#### **b. Récupération des informations perdues :**

Les zones endommagées des bandes magnétiques (zones d'ombre) sont traduites dans les fichiers des données par des valeurs nulles.

- ◆ Pour le remplissage des vides nous avons effectué une interpolation linéaire dans le cas des courtes zones d'ombre.
- ◆ Dans le cas où la zone vide est relativement longue, nous avons carrément supprimé les points de mesure correspondants du fichier afin d'éviter les fausses interprétations.

---

### **c. Projection des coordonnées :**

Les coordonnées **X** et **Y** des points de mesures, sont exprimées en Kilomètre (*Clarke 1880, projection UTM, zone 31 N*), à l'aide du logiciel de traitement (*GEOSOFT*), nous avons calculé les coordonnées géographiques (Longitude, Latitude) correspondantes afin de faciliter la sélection des zones désirées.

### **d. Rassemblement des données :**

Une fois tous les fichiers traités, nous avons procédé au regroupement des fichiers de la même zone dans un même fichier de données à l'aide du logiciel (*Surfer-8*) dont la capacité maximale est de (1.000.000.000) de lignes de données.

### **e. suppression des valeurs aberrantes :**

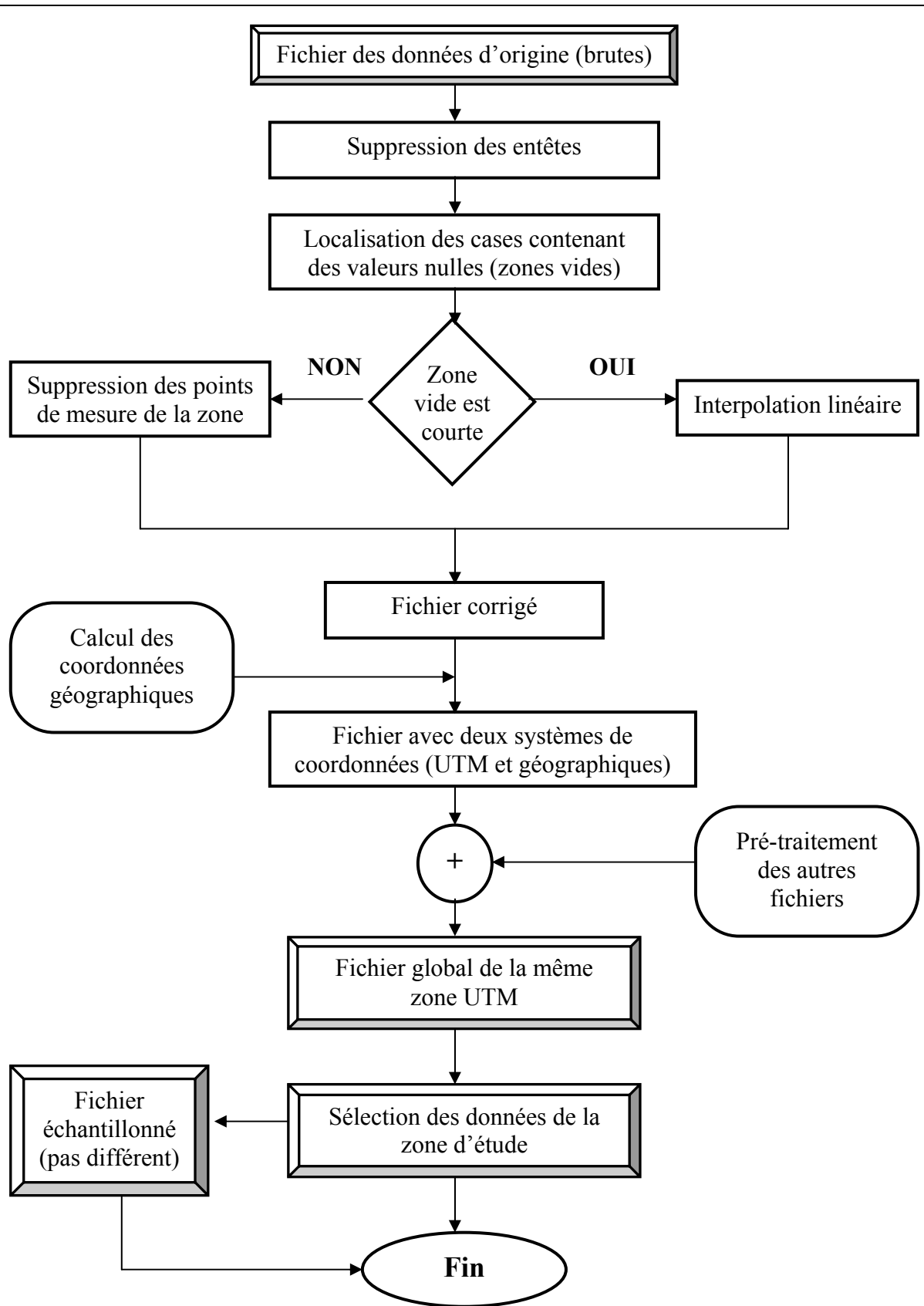
En utilisant le logiciel (*Surfer-8*), une étude statistique du fichier des données nous permet de localiser les valeurs erronées si elles existent, ces valeurs aberrantes sont dues aux erreurs d'enregistrement. Les valeurs aberrantes peuvent être supprimées manuellement.

### **f. Sélection des zones :**

Pour extraire les données de la zone d'étude à partir du fichier global corrigé, nous avons réalisé un programme informatique qui nous permet le balayage et la sélection des données qui appartiennent à la même zone. Ces données sont enregistrées dans un fichier de sortie.

### **g. Echantillonnage :**

Les données originales sont réalisées avec un pas de (46.2 m) entre les points de mesure et (2 Km) entre les profils. L'opération d'échantillonnage consiste à sélectionner les données du fichier de sortie avec un pas différent, ce pas d'échantillonnage doit être un multiple du pas de mesure pour ne pas perdre les informations. Cette opération a été effectuée à l'aide d'un programme informatique.



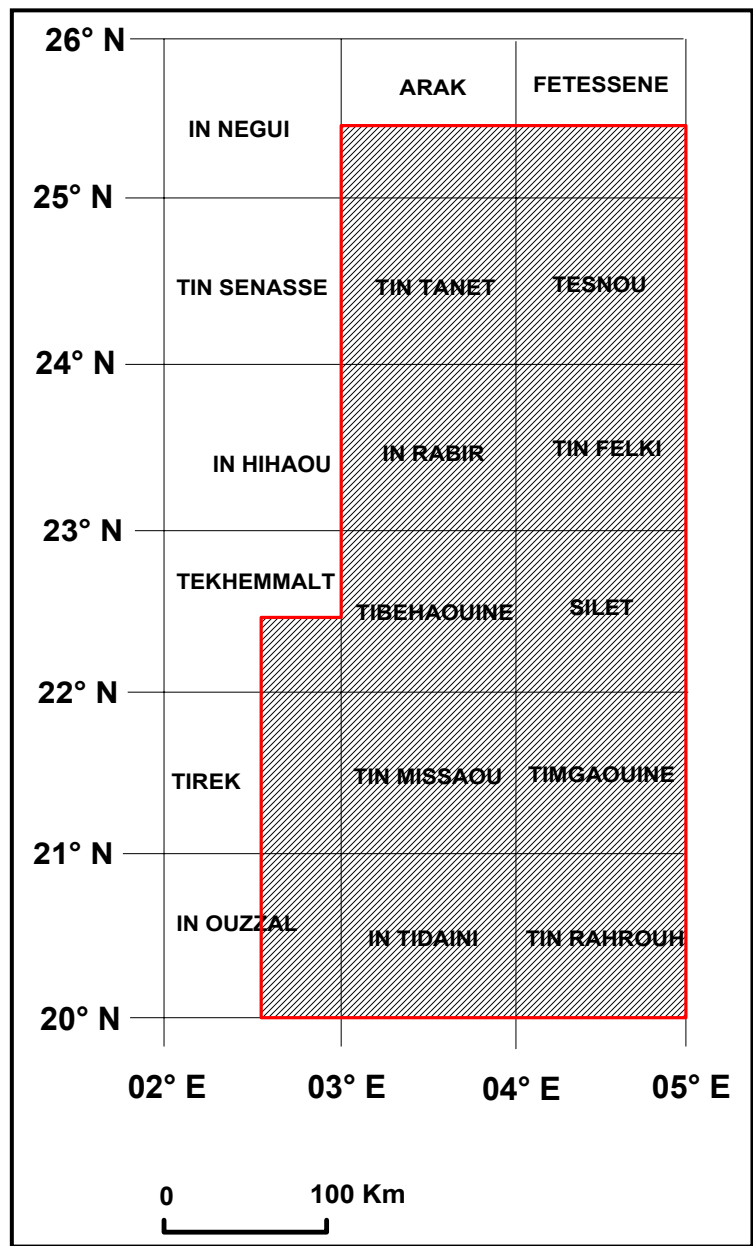
*Figure (3.02) : Organigramme du prétraitement des données Aérogéophysiques.*

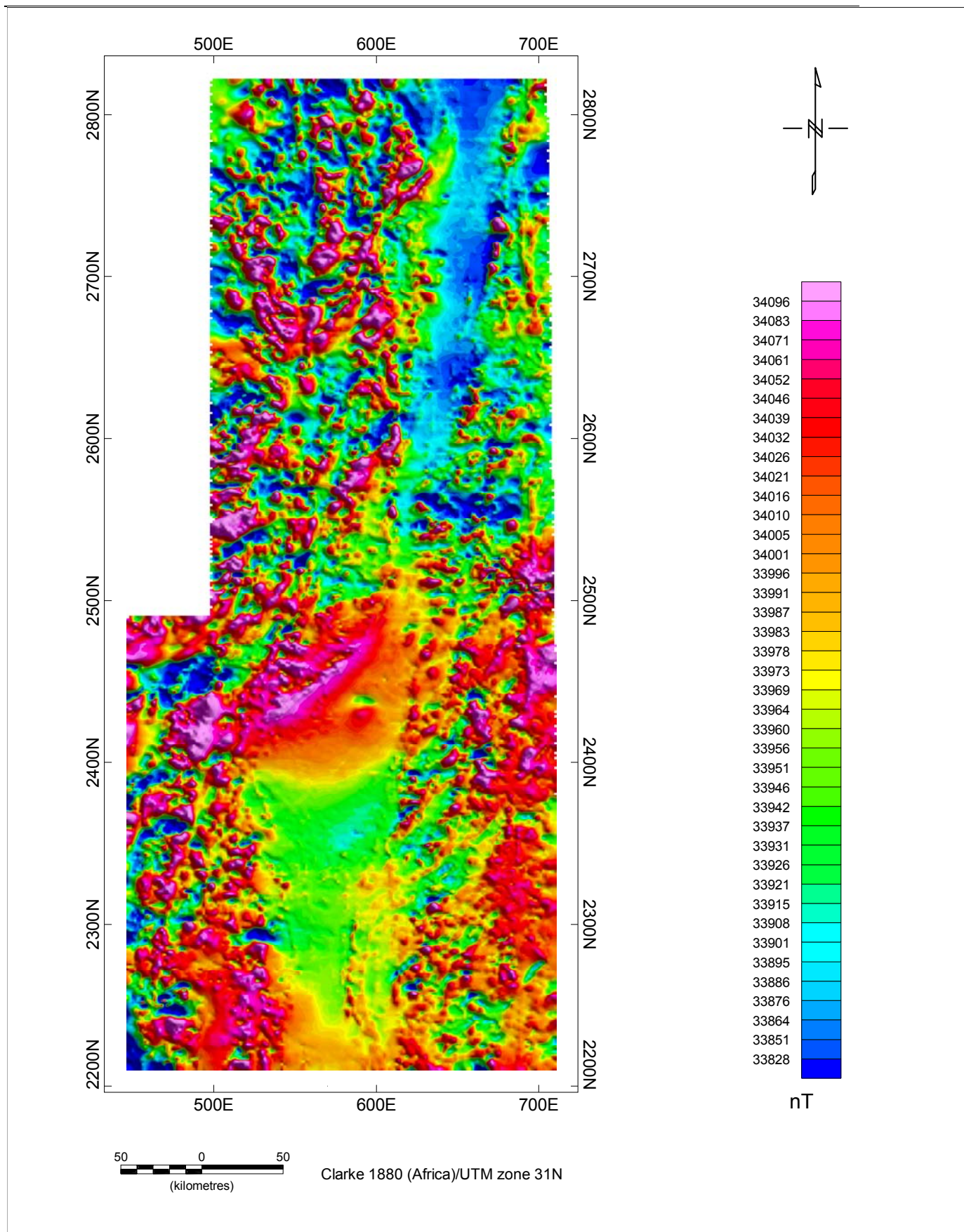
### 3.4 : Etablissement de la carte du champ magnétique total :

Le fossé pharusien occupe une grande partie du Hoggar occidental, étendue entre les deux parallèles (20°N et 25°N 30'), la région d'étude englobe plus de dix (10) feuilles. En se basant sur le fichier des données numériques prétraité, on peut reproduire la carte du champ magnétique total brut.

- Figure (3.03) : Situation géographique du fossé pharusien.
- Figure (3.04) : carte du champ magnétique total du fossé pharusien, réalisée à l'aide du logiciel (*Oasis montaj 6.2*) de (*GEOSOFT inc.*).

*Figure (3.03) :  
Situation géographique  
du fossé pharusien.*





*Figure (3.04) : Carte du champ magnétique total (brut) du fossé pharusien.*

---

### **3.5 : Etablissement des cartes des données spectrométriques :**

#### **3.5.1. Localisation des zones d'anomalies radiométriques :**

Dans le but de mettre en évidence les différentes anomalies radiométriques dans la région, nous avons effectué une étude spectrométrique de détail sur trois (03) zones dont, le choix de ces dernières est basé sur la tectonique et les faciès géologiques. Figure (3.05) ;

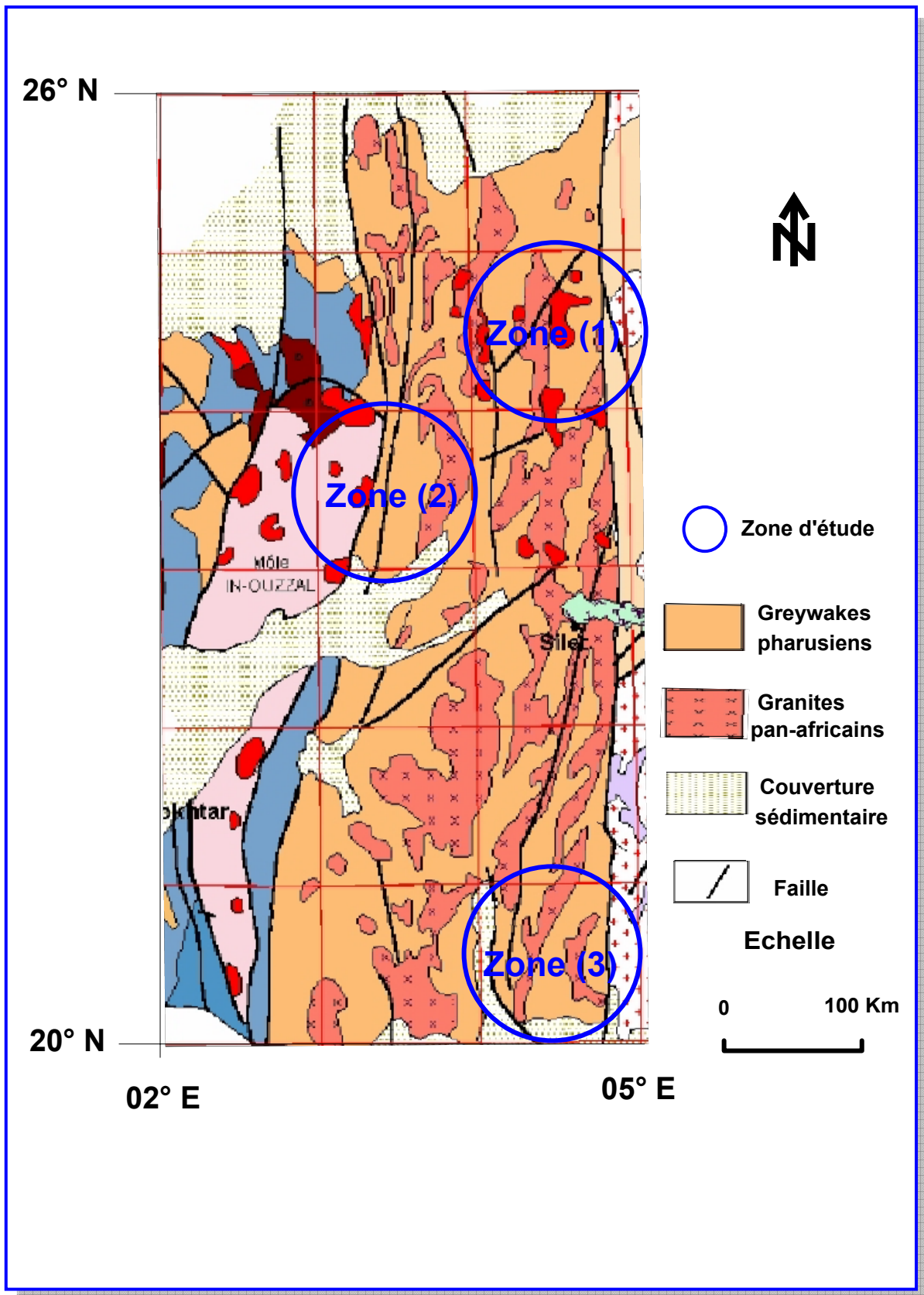
- ◆ **Zone (1)** : Située au nord du fossé pharusien, dominée par le socle cristallin et caractérisée par l'accident régional 4°50'.
- ◆ **Zone (2)** : Située au centre du fossé au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle granitique de In Ouzzal.
- ◆ **Zone (3)** : Située au sud du fossé, caractérisée par la présence de la couverture sédimentaire et le passage de l'accident 4°50'.

#### **3.5.2. Etablissement des cartes du fond radiométrique brut :**

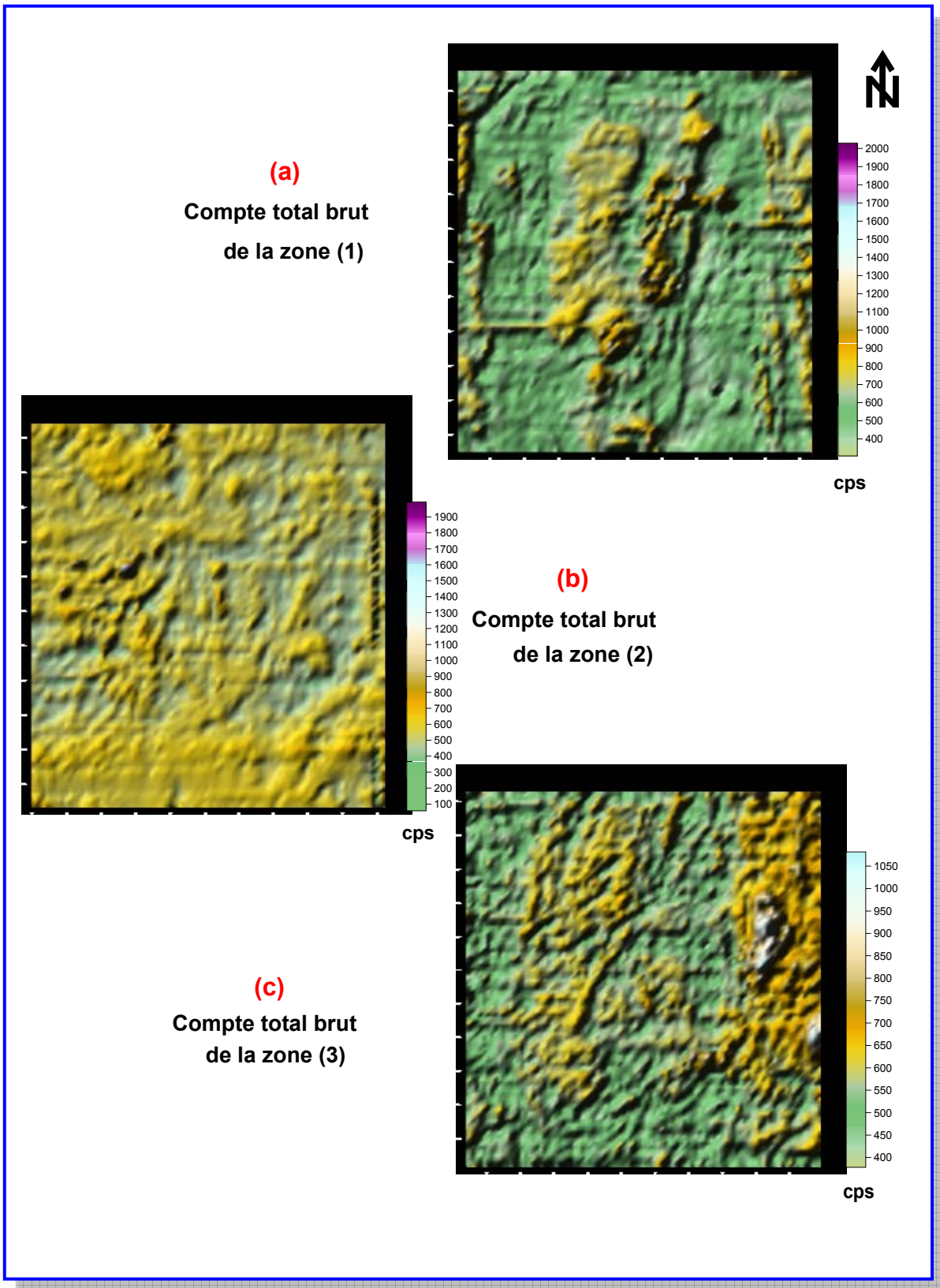
La figure (3.06) représente les cartes du compte total brut (TC) des trois zones d'étude, établies à l'aide du logiciel *SURFER 8* :

- a. Compte total (TC) brut de la zone (1) : (147649 points de mesure).
- b. Compte total (TC) brut de la zone (2) : (138917 points de mesure).
- c. Compte total (TC) brut de la zone (3) : (155937 points de mesure).





*Figure (3.05) : Localisation des zones anormales.*



*Figure (3.06) : Compte total brut des trois zones d'étude.*

## Chapitre 4

# Traitement et Interprétation des Données Aéromagnétiques

### 4.1. Introduction :

Par définition, une anomalie magnétique est la différence entre la valeur du champ mesuré et celui théorique, ces anomalies sont dues aux changements de structure ou de la nature géologique du sous sol. Une anomalie brute ne peut pas donner des informations précises à cause de l'influence de plusieurs paramètres sur les mesures, et par conséquent, avant de passer à l'étape d'interprétation, nous devons introduire les traitements nécessaires aux données prises sur terrain.

### 4.2. Traitement des données Aéromagnétiques :

Une bonne interprétation nécessite la connaissance de plusieurs détails qui n'apparaissent qu'en appliquant ces traitements aux données brutes. Ces opérations ont pour but de mieux positionner les anomalies magnétiques et spectrométriques, de séparer leurs sources ainsi que la suppression des bruits qui affectent les mesures.

#### 4.2.1. Calcul du champ d'anomalies magnétiques :

On peut dire que le champ magnétique total correspond à la somme de deux champs : le champ normal et le champ d'anomalie d'origine crustal. Il est important de pouvoir différencier les deux parties du champ interne et par conséquent, une estimation du champ normal est essentielle. En prospection magnétique, on s'intéresse au champ d'anomalie d'origine crustal, le champ résiduel (anomal) est la différence entre le champ total et celui régional (local).

#### 4.2.2. Modélisation du champ normal :

##### a. Calcul du champ normal mondial IGRF :

Le champ magnétique de référence mondial (*International Geomagnetic Reference Field*) est une représentation mathématique du champ géomagnétique adoptée par la communauté scientifique internationale. [Annexe (1)].

Ces IGRF sont établis à partir de différents modèles proposés par différentes équipes. Ils sont construits à partir de données disponibles à une certaine époque puis prolongées par un modèle de variations séculaires à l'époque du modèle de référence. Du fait 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.

---

## b. Le champ normal local :

Le champ normal local peut être représenté par un polynôme de degré donné, d'après (Le Mouel, 1969), dans le cas d'un domaine limité, une approximation de l'intensité du champ normal peut prendre la forme suivante :

$$T_{nor} = \sum_{ij} a_{ij} X^i . Y^j \quad (4.01)$$

Où les  $(a_{ij})$  correspondent aux coefficients du polynôme algébrique que nous devons déterminer et  $(X, Y)$  correspondent aux coordonnées des points de mesure dans le plan. D'après le théorème de Gauss, l'anomalie du champ créée par une structure crustale de dimensions finies vérifie la relation suivante :

$$\int_S T_{anom}(X, Y) dx dy = 0 \quad (4.02)$$

Qu'on peut écrire aussi, dans le cas discret sous la forme :

$$\sum_{ij} T_{anom}^{ij} = 0 \quad (4.03)$$

Ceci revient à dire que les anomalies du champ magnétique ont une espérance mathématique nulle. Cette propriété peut être restreinte à un domaine limité, et nous permettra donc d'utiliser la méthode des moindres carrés pour la détermination des coefficients  $a_{ij}$ .

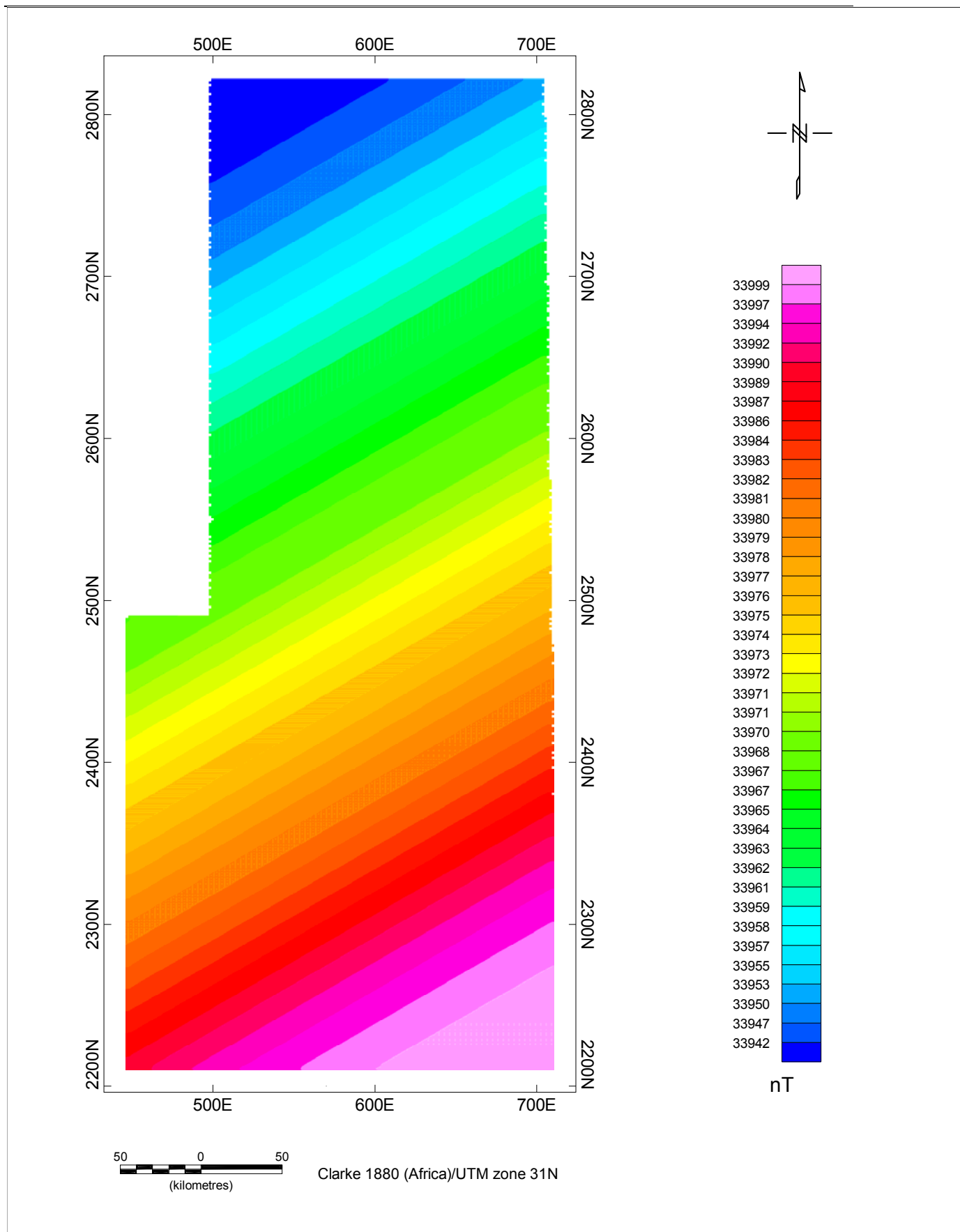
Le choix du degré du polynôme de calcul dépend des dimensions de la zone d'étude, afin d'estimer un niveau de référence adéquat, nous avons calculé un pseudo champ régional correspondant au polynôme du premier degré, l'expression (4.03) du polynôme prend la forme :

$$T_{norm} = a + b X + c Y.$$

Les coefficients du polynôme du premier degré, calculé à l'aide du logiciel GEOSOFT, sont les suivants :

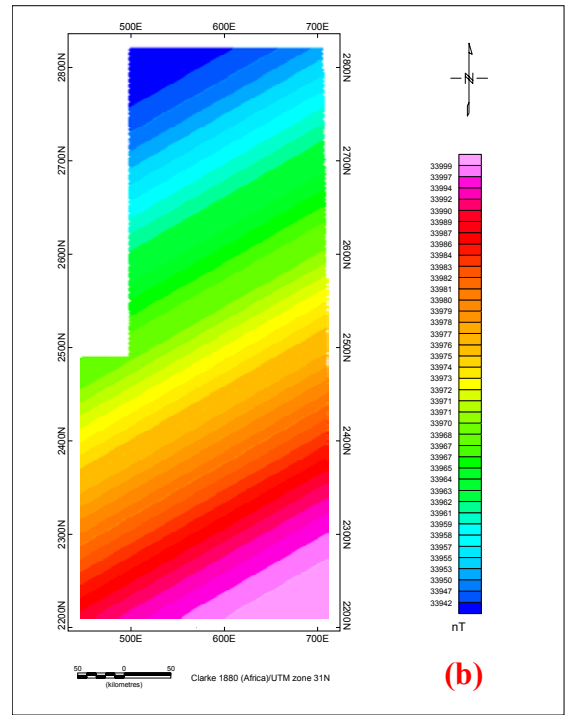
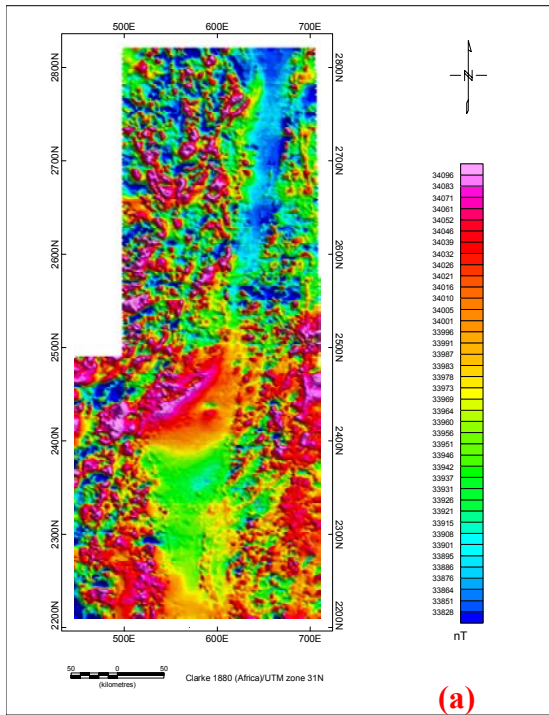
$$\begin{aligned} a &= 3.422522 \cdot 10^{+04} \\ b &= - 1.00394 \cdot 10^{-02} \\ c &= - 9.769983 \cdot 10^{-02} \end{aligned}$$

- Figure (4.01) : Champ normal du fossé pharusien, calculé à partir du polynôme du premier degré. L'examen de la carte du champ montre une croissance dans la direction (NW-SE). Les lignes du champ normal rectilignes justifient le choix du degré du polynôme, dans le cas contraire, le passage à un degré supérieur est obligatoire.
- Figure (4.02) : Calcul du champ magnétique résiduel du fossé pharusien (champ des anomalies magnétiques).



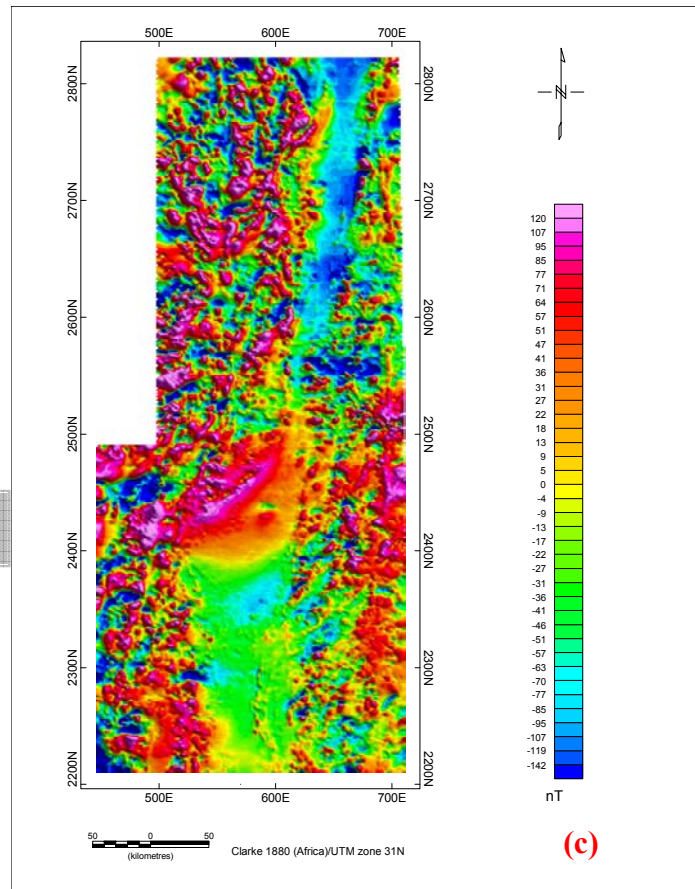
**Figure (4.01) : Carte du champ magnétique normal du fossé pharusien.**





- a. Champ total (brut)**
- b. Champ normal (local)**
- c. Champ résiduel (anomal)**

$$T_{anomal} = T_{total} - T_{normal}$$



**Figure (4.02) : Calcul du champ des anomalies magnétiques du fossé pharusien.**

---

### **4.2.3. : Filtrage numérique des données Aéromagnétiques :**

Les anomalies brutes sont générées par la superposition des effets causés par diverses sources de différentes dimensions et situées à des profondeurs variables, par conséquent, il est difficile de distinguer, d'isoler et d'analyser séparément ces effets.

Le filtrage des données brutes est une étape indispensable dans la chaîne de traitement, c'est un procédé mathématique, permettant la transformation du champ magnétique pour faciliter la tâche de l'interprétation. Le filtrage numérique (Digital), peut être effectué dans le domaine spatial par le biais d'une convolution ou dans le domaine fréquentiel en utilisant la transformée de Fourier discrète (*TFD*).

Les filtres numériques sont des outils mathématiques qui permettent de réaliser une transformation des cartes des données brutes permettant d'obtenir des cartes appropriées qui facilitent la tâche d'interprétation. Plusieurs filtres sont utilisés dans le traitement des données magnétiques, dans notre cas, pour l'analyse des données Aéromagnétiques du fossé pharusien, nous allons utiliser les trois filtres suivants :

- Le filtre de la réduction au pôle.
- Les filtres de prolongements.
- Les filtres des dérivées.

#### **4.2.3.1. La réduction au pôle :**

Contrairement au champ d'attraction gravitationnel, qui est vertical et toujours dirigé vers le bas, le vecteur champ aimantation et le vecteur champ inducteur sont généralement inclinés, causant une asymétrie dans l'allure des anomalies. Cette circonstance n'est pas observée dans la région du pôle magnétique où le champ magnétique est vertical et se comporte comme le champ gravimétrique.

Pour repositionner les anomalies magnétiques à l'aplomb des sources qui les causent, Baranov (1957) ainsi que Baranov et Naudy (1964) ont introduit une transformation dite « réduction au pôle » qui consiste à calculer des pseudo-anomalies qui seraient observées dans la région du pôle magnétique (vecteur champ aimantation et vecteur champ inducteur verticaux). La carte des pseudo-anomalies est dite carte réduite au pôle.

---

Bhattacharrya (1965) effectua les calculs du filtre de la réduction au pôle en utilisant les doubles séries de Fourier. Plus tard cette technique a été améliorée et simplifiée avec l'introduction de la transformée de Fourier rapide (*FFT*). La réduction au pôle est une opération qui consiste à transformer en un lieu donné, toutes les anomalies observées en celles réduites au pôle, autrement dit, ces nouvelles anomalies seraient celles observées si le champ est vertical dans la zone d'étude, cela simplifie la modélisation. La transformée de Fourier de la formule de la réduction au pôle est donnée par la relation (4.04) qui représente un cas particulier de l'aimantation induite (Gunn, 1975) :

$$Rp = \frac{1}{[\sin(I_a) - i \cos(I_a) \cdot \cos(D + \theta)]^2} \quad (4.04)$$

Avec :

$I$  : L'inclinaison géomagnétique

$I_a$  : L'inclinaison pour la correction de la composante réelle ( $I_a > I$ ).

$D$  : La déclinaison géomagnétique.

$\theta$  : La phase.

#### 4.2.3.2. Les dérivées :

Les filtres de dérivations amplifient l'effet des sources superficielles en atténuant l'effet des celles profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques du corps.

On définit l'opérateur de dérivation oblique  $OD_n$  dans une direction quelconque sous la forme :

$$\begin{aligned} OD_n &= i(\alpha k_x + \beta k_y + \gamma |k|) \\ n &= \alpha \hat{x} + \beta \hat{y} + \gamma \hat{z} \end{aligned} \quad (4.05)$$

Avec :

$\hat{x}$  est le vecteur unitaire dirigé vers le Nord,  $\hat{y}$  vers l'Est et  $\hat{z}$  vers le bas.

On pose :

$$\rho = \frac{\sqrt{k_x^2 + k_y^2}}{2\pi} = \sqrt{u^2 + v^2}$$

Alors,

$$OD_n = 2\pi(i(\alpha u + \beta v) + \gamma \rho) \quad (4.06)$$

Par combinaison linéaire avec les dérivées horizontales  $OD_x$  et  $OD_y$  et la dérivée verticale  $OD_z$  on trouve :

$$OD_n = OD_x + OD_y + OD_z \quad (4.07)$$



---

**a. La dérivée horizontale-X :** Ce filtre permet la mise en évidence des contacts lithologiques de direction Nord-Sud :

$$OD_x = i\alpha k_x \quad (4.08)$$

**b. La dérivée horizontale-Y :** Ce filtre est utilisé pour mettre en évidence les contacts lithologiques de direction Est-Ouest :

$$OD_y = i\beta k_y \quad (4.09)$$

**c. La dérivée verticale-Z :** Ce filtre est utilisé pour amplifier les courtes longueurs d'onde et individualise les corps :

$$OD_z = i\gamma |k| \quad (4.10)$$

#### 4.2.3.3. Les prolongements :

Une anomalie magnétique est représentée par un profil ou une surface, où figurent les valeurs du champ que l'on peut rapporter à un plan de référence ( $h_0$ ). La différence d'altitude de ces deux plans est :  $(a = h - h_0)$ .

La transformation de l'anomalie d'altitude  $h_0$  à l'altitude  $h$  est une opération de lissage. Pour trouver l'opérateur de prolongement, on utilise le cadre le plus général relatif à la géométrie du corps, qui découle de la troisième identité de Green (Blackely, 1995).

#### a. Le prolongement vers le Haut :

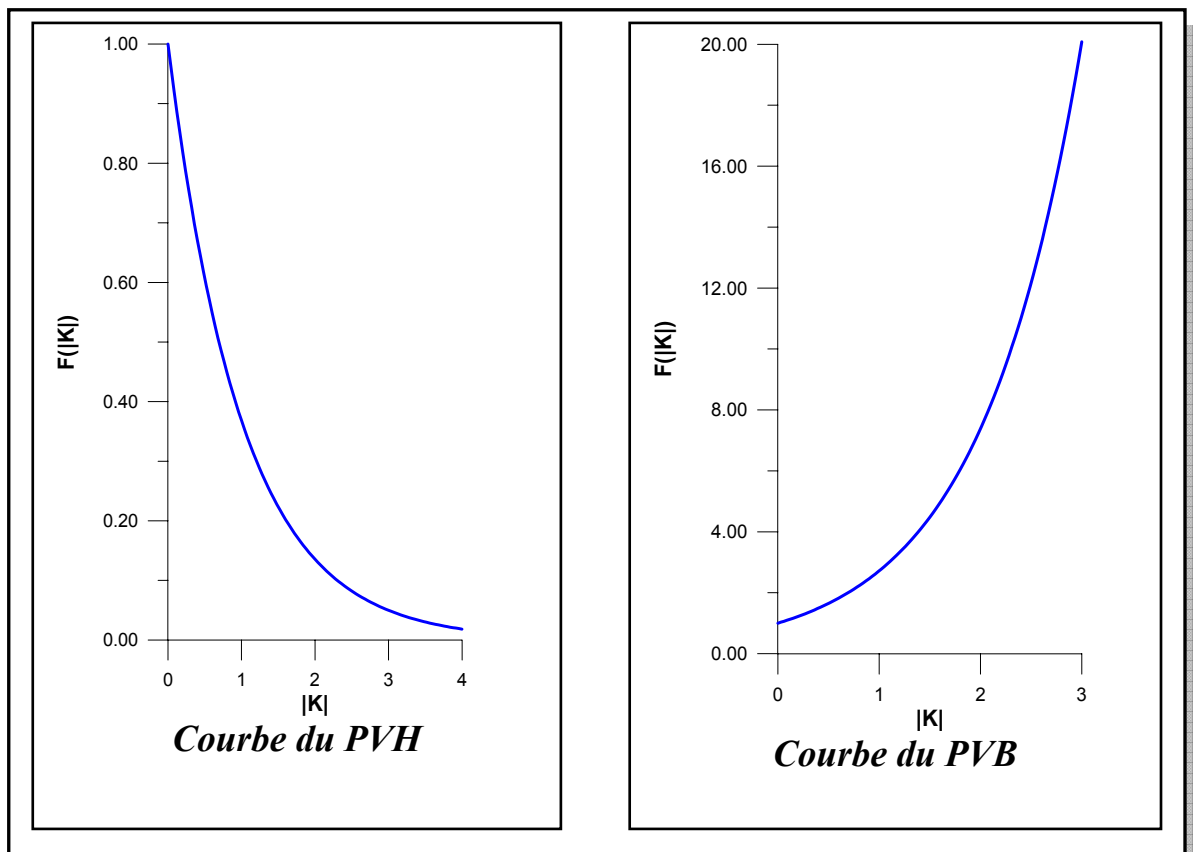
En se basant sur les identités de Green, le potentiel  $U$  peut être calculé en tout point  $P$  de l'espace. La fonction  $U$  vérifie l'expression suivante (Sailhac, 1999):

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy' \quad \Delta z > 0 \quad (4.11)$$

C'est la formule du prolongement vers le haut **PVH** permettant le calcul du champ en tout point situé au-dessus d'une surface horizontale. Le passage du domaine temporel au domaine de Fourier nous permet de simplifier l'expression du prolongement vers le haut **PVH** en utilisant les propriétés de la transformée de Fourier et la théorie de convolution [voir annexe 3]. Dans le domaine fréquentiel, l'expression de l'opérateur du **PVH** s'écrit comme suit :

$$TF[\Psi_U] = e^{-|k|\Delta z}, \quad \Delta z > 0 \quad (4.12)$$

Le graphe du prolongement vers le haut **PVH** est une courbe exponentielle décroissante, figure (4.03). D'après l'allure du graphe, le prolongement vers le haut permet l'atténuation des courtes longueurs d'ondes. Cette atténuation est d'autant plus importante que la distance de prolongement est grande. Le filtre de prolongement vers le haut est un filtre réel (pas de changement de phase).



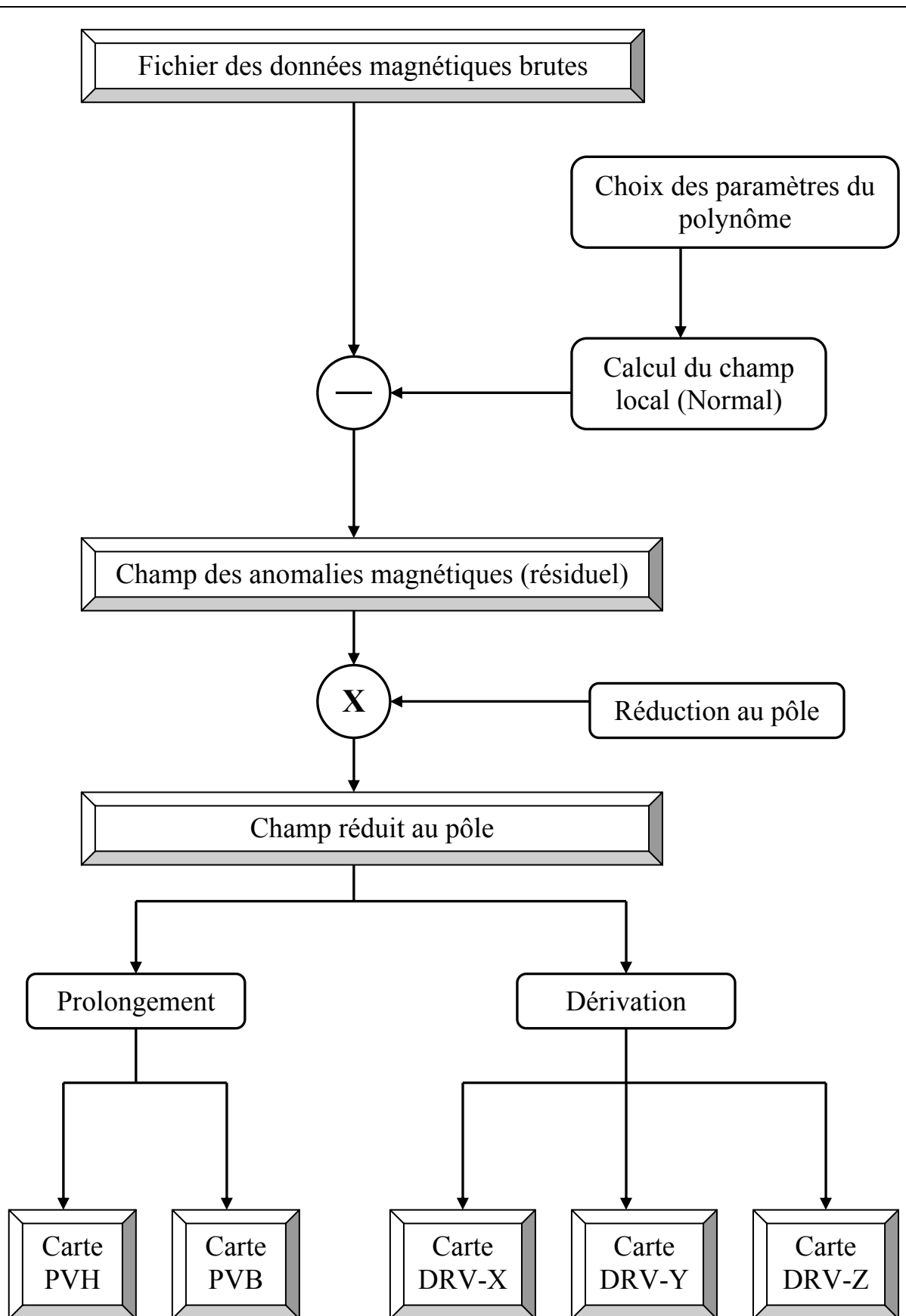
**Figure (4.03) : Graphes des prolongements vers le haut et vers le bas.**

### **b. Le prolongement vers le bas **PVB** :**

Dans le cas du prolongement vers le bas **PVB** le plan de prolongement sera au-dessous du plan des mesures réelles, on procède de la même façon que le prolongement vers le haut, l'opérateur du **PVB** est :

$$TF[\Psi_U] = e^{+k|\Delta z} \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (4.13)$$

Contrairement du prolongement vers le haut, le graphe du prolongement vers le bas **PVB** est une courbe exponentielle croissante, d'après l'allure de ce graphe, le prolongement vers le bas permet l'amplification des courtes longueurs d'ondes. Cette amplification est d'autant plus importante que la distance de prolongement est grande.



**Figure (4.04) : Organigramme du traitement des données Aéromagnétiques.**

---

### **4.3. Interprétation des données Aéromagnétiques :**

#### **4.3.1. Description de la carte des anomalies :**

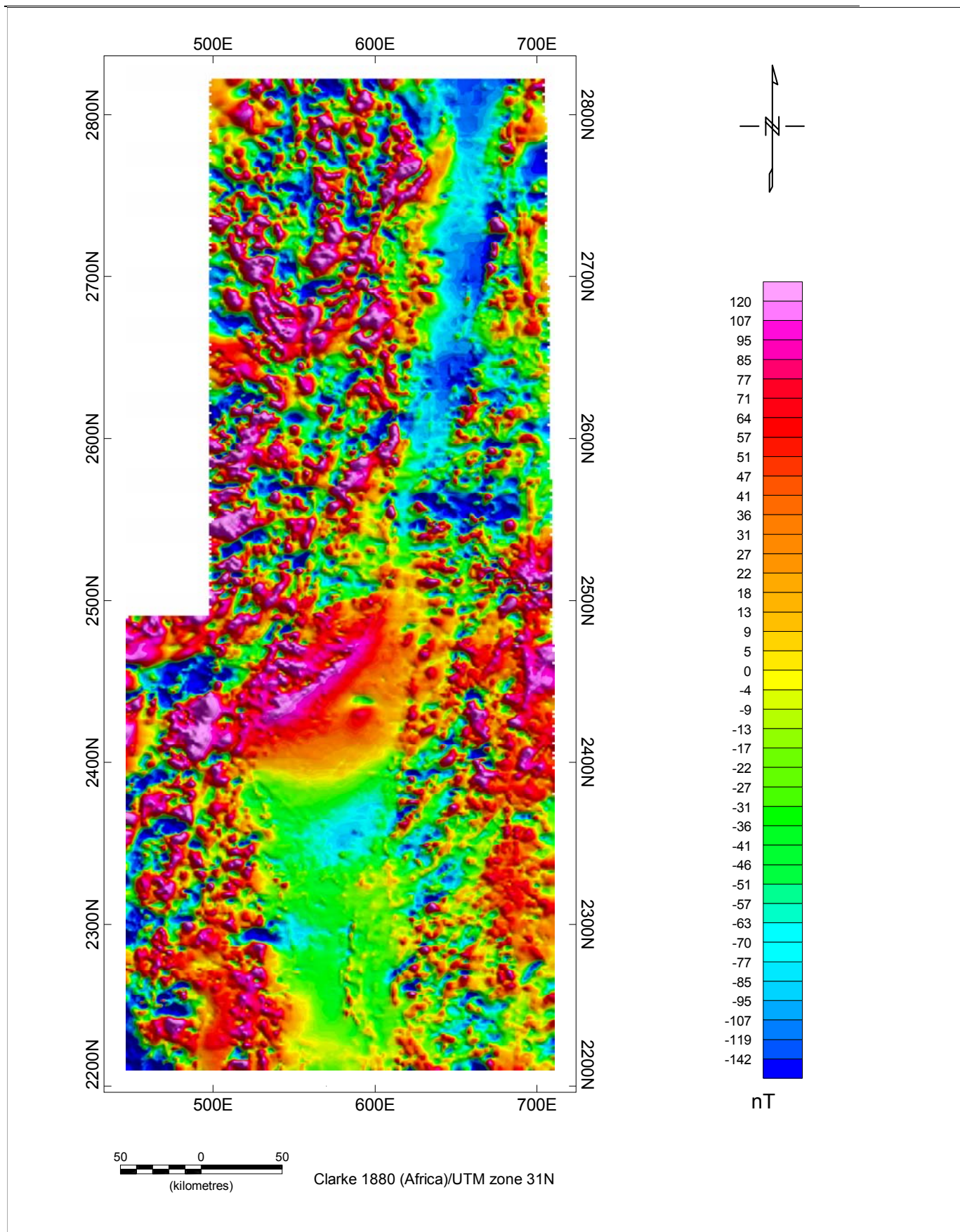
La figure (4.05) représente la carte du champ des anomalies magnétiques du fossé pharusien, ces anomalies résiduelles sont obtenues en faisant la soustraction de la composante régionale de celle du champ total brut. La carte du champ anomal montre une distribution très variable des anomalies magnétiques, ceci est dû essentiellement à la complexité géologique de la zone d'étude.

Les anomalies magnétiques les plus importantes sont situées au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle granitique de In Ouzzal à l'Ouest, il en est de même le long de l'accident régional 4°50 à l'Est du fossé et pour les formations volcano-détritiques au Nord-Est de la région de Silet. D'autres anomalies qui présentent des valeurs élevées se situent au Sud-Ouest et au Nord-Ouest correspondent aux limites du fossé, aux accidents tectoniques et aux granites pan-africains. Cela s'explique par la présence de sources fortement aimantées se trouvant en sub-surface. Les plus faibles valeurs se situent au centre de la partie nord du fossé. Le centre de la partie sud est caractérisé par des valeurs relativement faibles à l'exception d'un ensemble d'anomalies de petites extensions caractérisées par de courtes longueurs d'ondes probablement dues à des structures superficielles.

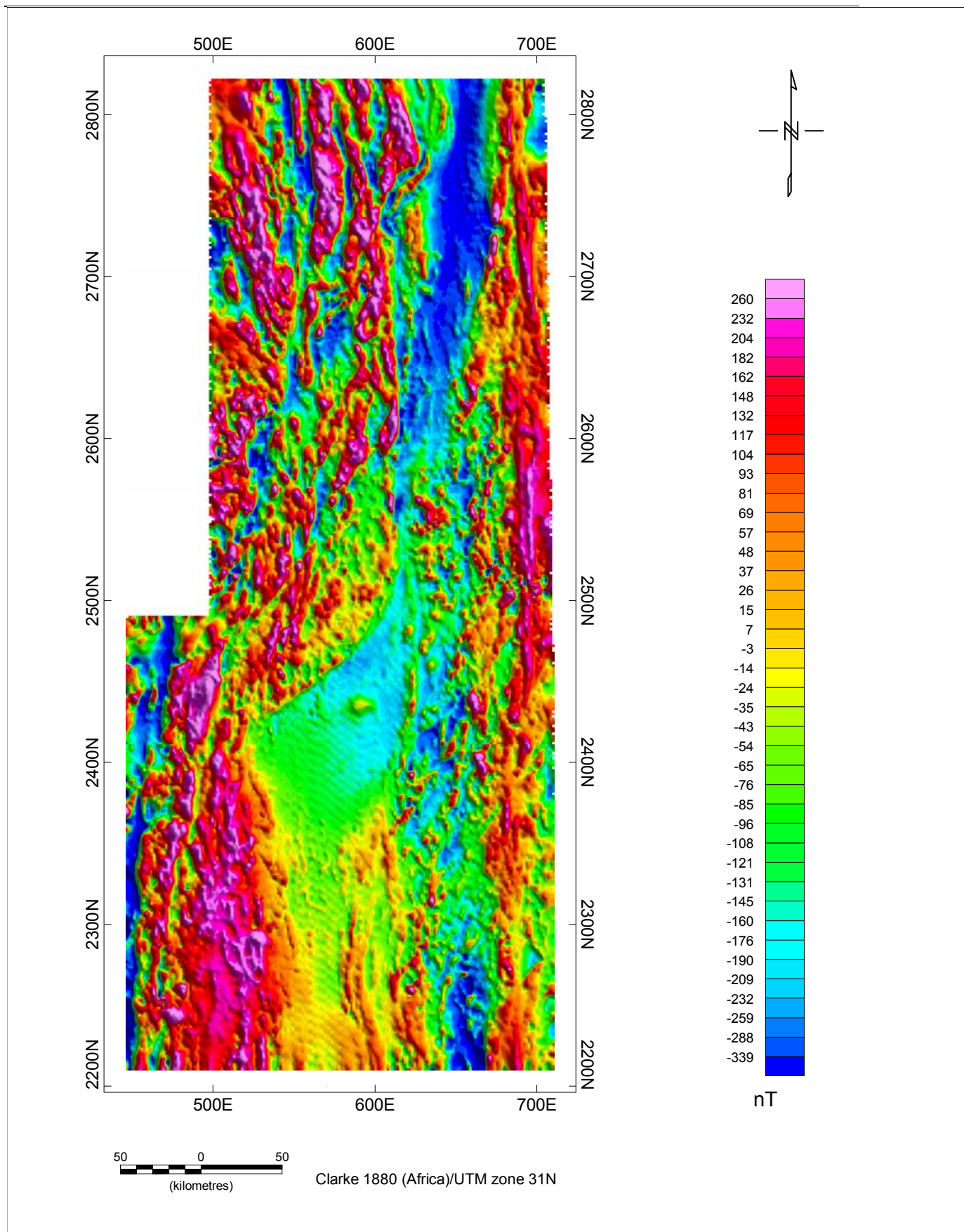
#### **4.3.2. Interprétation de la carte des anomalies réduites au pôle :**

Pour le calcul de l'opérateur de la réduction au pôle, nous avons pris pour inclinaison et déclinaison magnétique respectivement ( $I_m = 28^\circ$ ,  $D_m = -4^\circ$ ), ces valeurs correspondent au centre de la carte au début des années 1970, à une altitude de vol de 150m et en supposant qu'elles ne varient pas d'une position à l'autre.

La figure (4.06) représente la carte des anomalies magnétiques du fossé pharusien réduites au pôle. On remarque que les anomalies positives sont légèrement déplacées vers le nord et que les anomalies dipolaires sont transformées en anomalies de pôle unique. La comparaison de cette carte avec la carte géologique montre une bonne corrélation entre les anomalies magnétiques et les différents domaines et structures géologiques, les structures magnétiques suivent généralement la direction des structures géologique. La carte réduite au pôle permet la mise en évidence des différentes structures notamment les failles et les contacts lithologiques.



*Figure (4.05) : Carte du champ des anomalies magnétiques du fossé pharusien.*



*Figure (4.06) : Carte du champ des anomalies magnétiques réduites au pôle.*



---

### 4.3.3. Interprétation des cartes des dérivées :

#### 4.3.3.1. Carte de la dérivée verticale « Z »:

La dérivée verticale est utilisée pour amplifier les anomalies de courtes longueurs d'ondes et focaliser l'effet des sources superficielles.

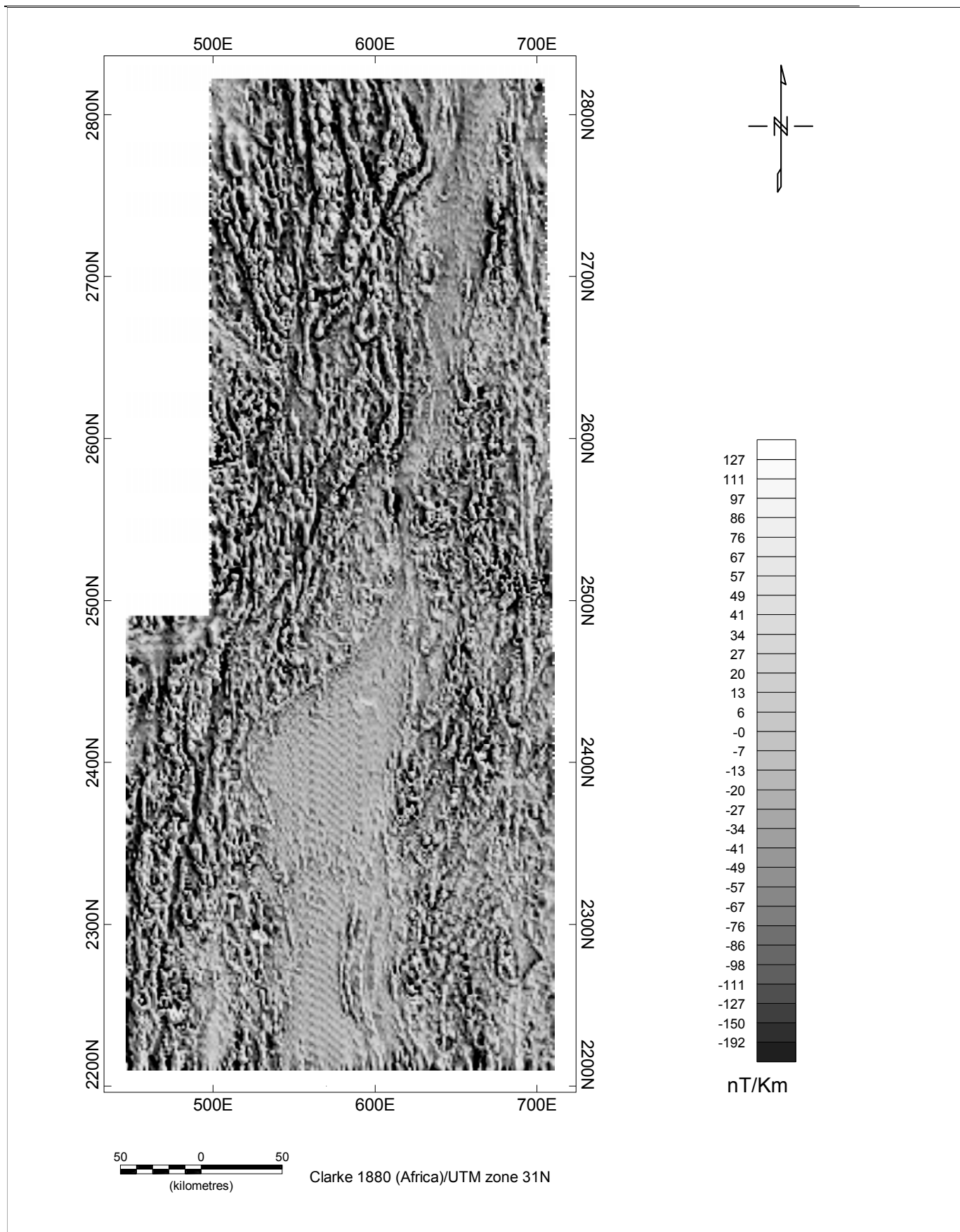
La figure (4.07) représente la carte de la dérivée verticale « Z » des anomalies réduites au pôle. On remarque une condensation des anomalies de courtes longueurs d'ondes au NW et SW au niveau des limites ouest et à l'extrême sud du fossé, ces anomalies sont probablement liées à des sources superficielles qui s'arrangent dans des cortèges alignés N-S à l'Est et NE-SW à l'Ouest de la région d'étude. Les anomalies magnétiques liées à la faille régionale 4°50', aux contacts lithologiques et structuraux à l'Ouest et aux accidents tectoniques sont bien mises en évidence.

#### 4.3.3.2. Cartes des dérivées horizontales :

La figure (4.08) représente les cartes des deux dérivées horizontales selon X et selon Y du champ anomal réduit au pôle. Les dérivées horizontales dans les directions X et Y sont généralement utilisées pour localiser les limites des sources dans le plan horizontal.

**(a). Carte de la dérivée « X » :** Le gradient horizontal selon X permet la mise en évidence des contacts lithologiques et structuraux et des accidents tectoniques dans la direction perpendiculaire par rapport à l'axe X (la direction N-S pour notre cas), la carte (a) présente une nette différenciation dans l'intensité des anomalies magnétiques caractérisant les différents domaines lithologiques et structuraux, notamment le long de l'accident régional 4°50' à l'est, au niveau des limites lithologiques au NW et au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle In Ouzal à l'ouest. On remarque que les formations lithologiques sont toujours conservées en forme et en direction.

**(b). Carte de la dérivée « Y » :** Contrairement à la dérivée X, le gradient horizontal selon Y permet la mise en évidence des contacts et des failles orientées E-W. Dans notre cas, la carte de la dérivée Y n'offre pas beaucoup d'informations géologiques du fait que la majorité des formations lithologiques et des accidents tectoniques de toute la région du Hoggar sont, généralement, orientées selon les méridiens. La carte (b) présente une amplification relative des anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes liées aux sources superficielles.



**Figure (4.07) : Carte de la dérivée verticale « Z » du champ anomal réduit au pôle.**



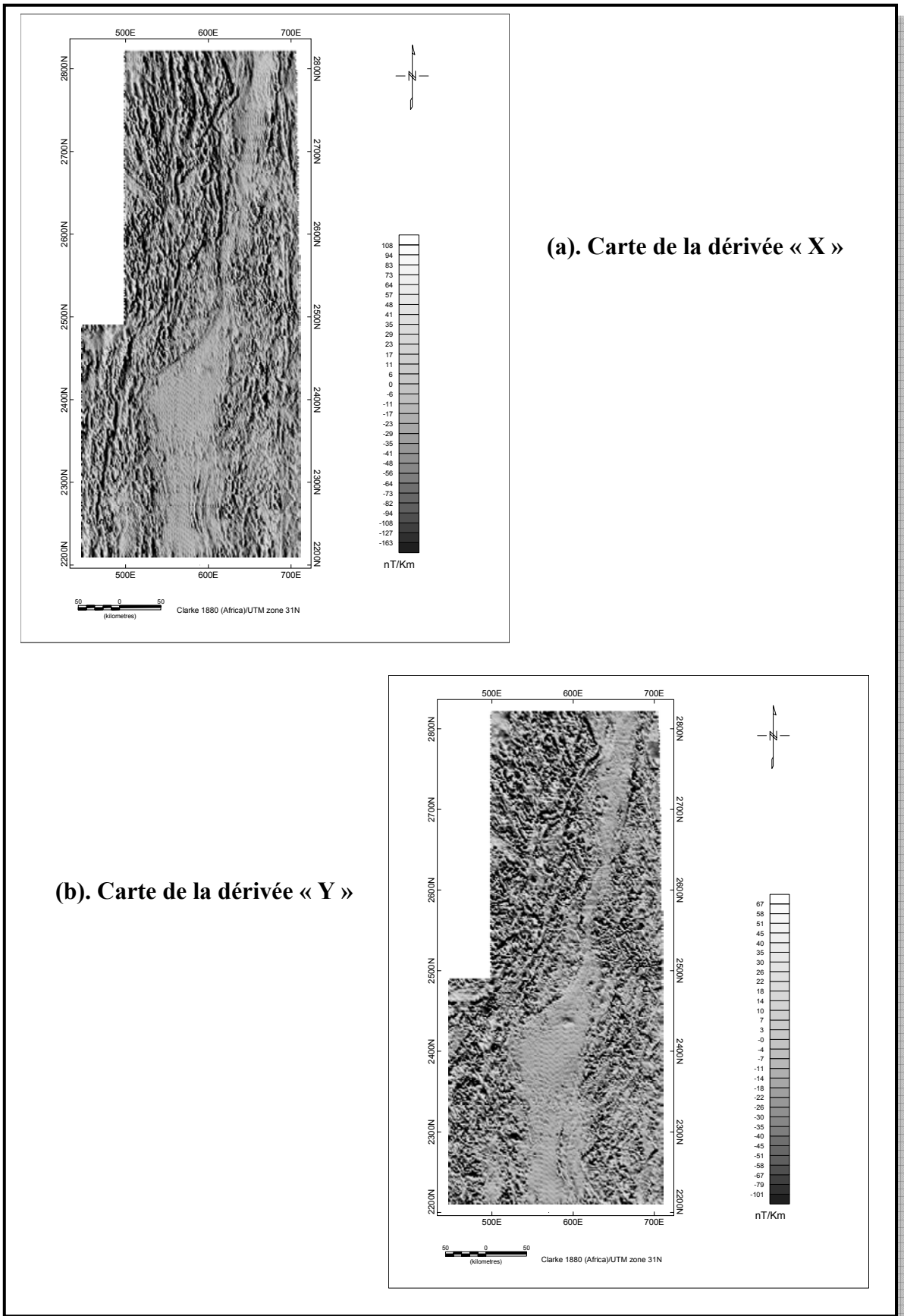


Figure (4.08) : Cartes des dérivées horizontales du champ anomal réduit au pôle.

---

#### 4.3.4. Interprétation des cartes prolongées :

##### 4.3.4.1. Cartes prolongées vers le haut :

L'application du filtre de prolongement vers le haut est une opération de lissage, elle permet aussi la séparation des sources causatives des anomalies magnétiques.

La figure (4.09) représente les cartes prolongées à différentes altitudes du champ anomal réduit au pôle.

**(a). Carte prolongée vers le haut à 1 Km :** Cette carte ressemble énormément à celle du champ anomal réduit au pôle, on retrouve toujours les anomalies décrites précédemment mais avec un léger lissage des courbes et une légère baisse d'amplitude.

**(b). Carte prolongée vers le haut à 5 Km :** On remarque nettement que la plupart des anomalies de courtes longueurs d'ondes disparaissent, cette disparition est presque totale dans la région centrale du fossé.

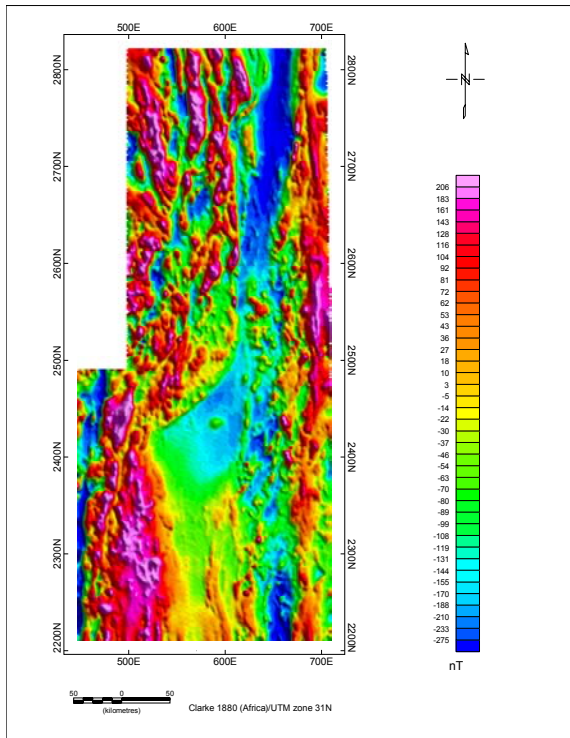
**(c). Carte prolongée vers le haut à 10 Km :** A cette altitude, pratiquement, il ne reste que les ensembles d'anomalies caractérisés par des grandes longueurs d'ondes liés aux sources profondes.

**(d). Carte prolongée vers le haut à 20 Km :** A cette altitude, les grands ensembles liés aux sources profondes sont bien séparés et nettement différenciés par ses amplitudes.

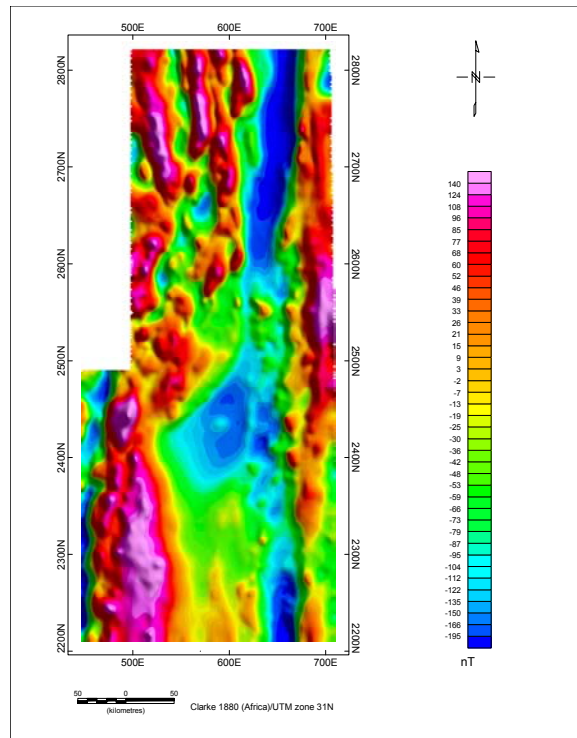
##### 4.3.4.2. Carte prolongée vers le bas :

Le filtre du prolongement vers le bas est utilisé pour amplifier les anomalies de courtes longueurs d'ondes caractérisant les sources magnétiques superficielles.

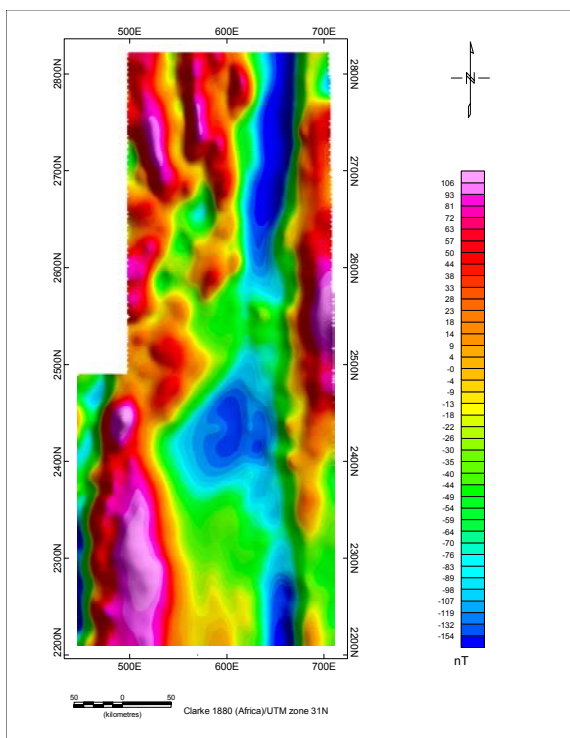
La figure (4.10) représente la carte prolongée vers le bas à 150 m. Une ressemblance presque totale apparait entre cette carte et celle des anomalies magnétiques réduites au pôle, ceci s'explique, probablement, par l'absence de sources magnétiques superficielles à l'exception de la région centrale de la partie sud du fossé, caractérisée par des petits ensembles d'anomalies de courtes longueurs d'ondes liées à la présence de la couverture sédimentaire.



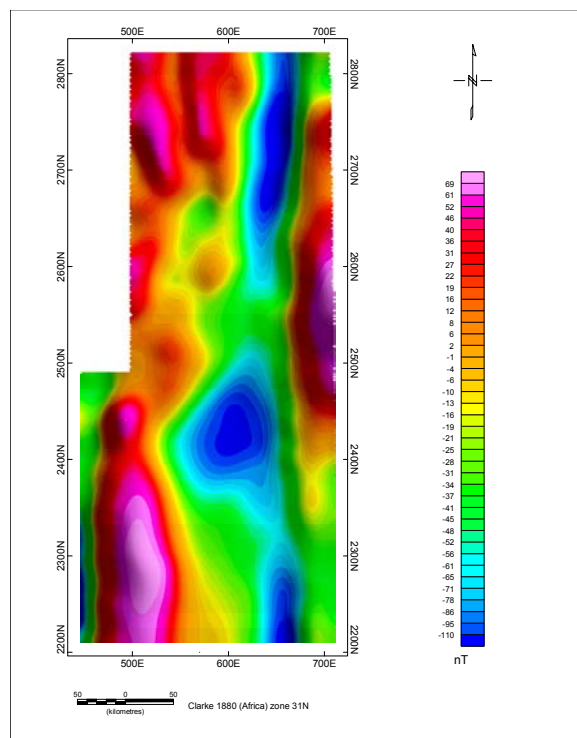
(a). Carte prolongée vers le haut à 1 Km



(b). Carte prolongée vers le haut à 5 Km

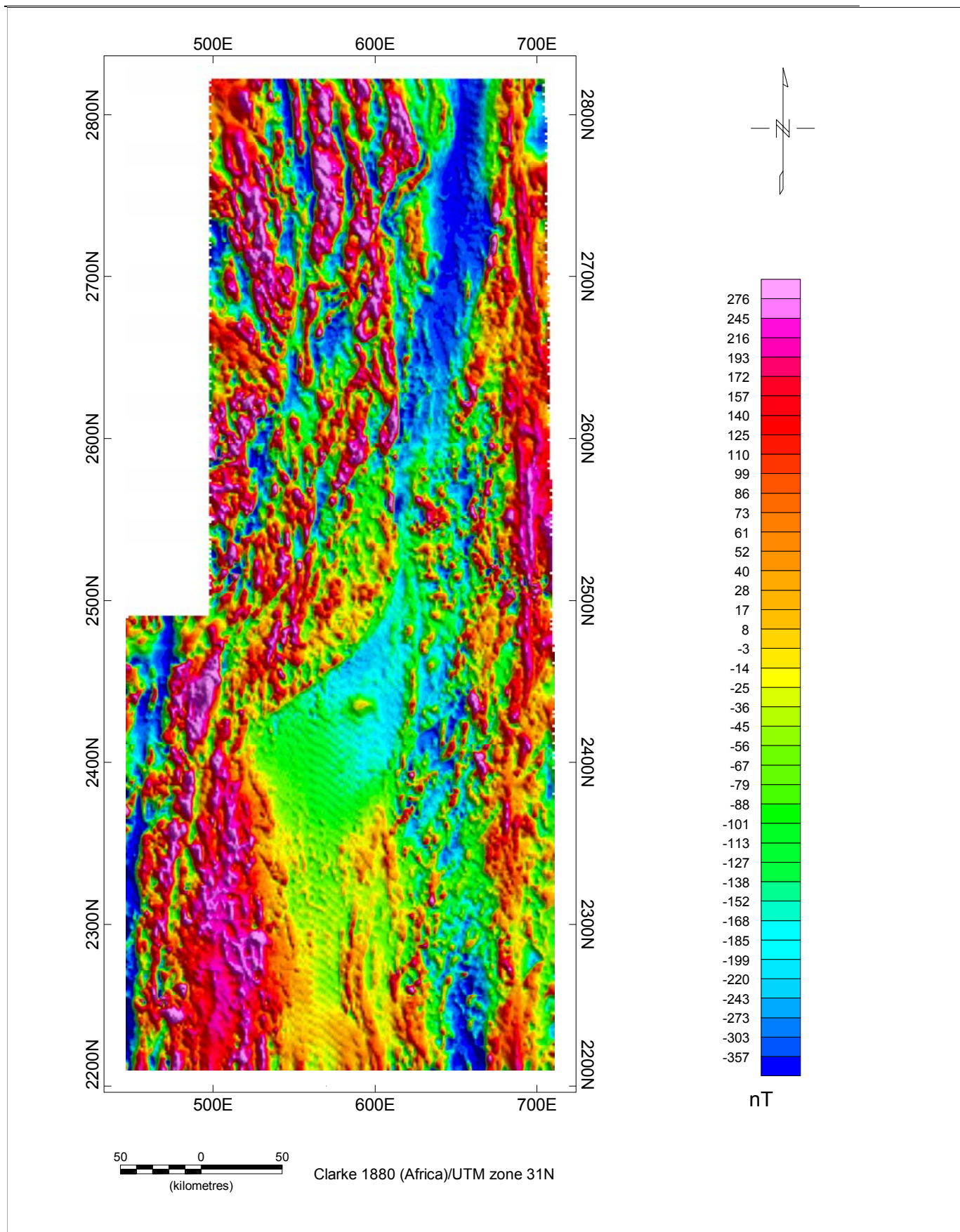


(c). Carte prolongée vers le haut à 10 Km



(d). Carte prolongée vers le haut à 20 Km

**Figure (4.09) : Cartes du champ anomal réduit au pôle et prolongées vers le haut (à 1, 5, 10 et 20 Km)**



*Figure (4.10) : Carte du champ anomal réduit au pôle et prolongée vers le bas à 150 m.*

---

#### **4.4. Conclusion :**

A la suite d'une série de traitements, nous avons établi la carte des anomalies magnétiques de la région d'étude ayant servi comme document de base pour l'interprétation. Cette dernière montre une nature très complexe du point de vue structurale.

A l'Est, l'accident régional 4°50' est bien mis en évidence avec une direction N-S et caractérisé par le regroupement des ensembles d'anomalies positives le long de la faille.

A l'Ouest, le contact lithologique entre le fossé pharusien et le môle granitique de In-Ouzzal apparaît nettement et occupe les deux parties centrale et sud, tandis que, la partie nord est caractérisé par des linéaments magnétiques de direction NE-SW qui coïncident avec le système de failles caractérisant la partie NW du fossé.

Aux extrêmes nord et sud, on remarque un regroupement de petits ensembles d'anomalies qui caractérisent les contacts entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire.

Le centre du fossé est caractérisé par un champ magnétique relativement stable, ce qui explique l'absence d'importants accidents tectoniques.

Globalement on distingue une bonne corrélation et homogénéité avec les différents domaines et structures géologiques composant le fossé.

## Chapitre 5

# Traitement et Interprétation des Données Aérospectrométriques

### 5.1. Introduction :

Pour qu'un levé spectrométrique soit exploitable et ait un intérêt géologique, il est impératif d'effectuer des corrections aux mesures de toutes les altérations ou parasites qui peuvent affecter ces mesures. L'application des différents traitements aux données brutes permet la réalisation des cartes de concentration de chaque élément ainsi que les cartes des rapports spectrométriques ce qui facilite la tâche d'interprétation.

### 5.2. Traitement des données Aérospectrométriques :

#### 5.2.1. Application des corrections aux données spectrométriques :

Lors du traitement des données spectrométriques, trois types de corrections s'imposent, à savoir, la correction du bruit de fond, la correction de l'effet Compton et celle d'altitude.

##### a. Correction du bruit de fond :

La radioactivité enregistrée provient des éléments radioactifs dans la croûte terrestre et d'un fond résiduel, ce dernier est dû aux :

- ◆ Cosmos : fond cosmique.
- ◆ Radon : élément radioactif contenu dans l'air et les fluides en général.
- ◆ L'appareil.

La mesure du bruit de fond atmosphérique se fait en vol par un test à haute altitude (1000 m environ) au début et à la fin de chaque ligne de vol. A cette altitude, on suppose que toutes les radiations sont extraterrestres. Au Canada, il est généralement possible de faire un calibrage similaire en volant à basse altitude au-dessus d'un grand plan d'eau, ce genre de calibrage est meilleur car, il permet d'enregistrer de façon plus serrée la contribution du Radon aux altitudes normales du levé. Le procédé que nous avons adopté est d'examiner par ordinateur tous les canaux spectrométriques sur tous les profils de la zone d'étude et de déterminer le compte le plus bas sur chaque ligne, par la suite on peut calculer une moyenne représentative du bruit de fond pour chaque canal (Paterson et Watson, 1977). On trouve les valeurs suivantes :

$$BF_{TC} = 250 \text{ cps.}$$

$$BF_K = 72 \text{ cps.}$$

$$BF_U = 17 \text{ cps.}$$

$$BF_{Th} = 5 \text{ cps.}$$

---

Les taux de comptage corrigés sont donnés par les formules suivantes :

$$\begin{aligned}TC_{corr} &= TC_{obs} - BF_{TC} \\K_{corr} &= K_{obs} - BF_K \\U_{corr} &= U_{obs} - BF_U \\Th_{corr} &= Th_{obs} - BF_{Th}\end{aligned}\tag{5.01}$$

Où

$TC_{corr}$ ,  $K_{corr}$ ,  $U_{corr}$  et  $Th_{corr}$  : les valeurs corrigées des quatre canaux.  
 $TC_{obs}$ ,  $K_{obs}$ ,  $U_{obs}$  et  $Th_{obs}$  : les valeurs brutes des quatre canaux.  
 $BF_{TC}$ ,  $BF_K$ ,  $BF_U$  et  $BF_{Th}$  : les valeurs des bruits de fond des quatre canaux.

### **b. Correction de l'effet Compton :**

Les radiations ( $\gamma$ ) de niveaux d'énergie élevées produisent des excès de comptage dans les canaux de plus basse énergie, ces excès sont dus aux interactions des rayons ( $\gamma$ ) dans l'atmosphère avec les particules de l'air et avec le cristal du détecteur, ainsi qu'avec le nuage d'électrons éjectés de leurs orbites après interaction des rayonnements ( $\gamma$ ) avec la matière ambiante.

- ◆ Le canal  $Th$ , étant la radiation d'énergie la plus élevée n'est pas affecté.
- ◆ Le canal  $TC$ , du fait qu'il enregistre toutes les contributions primaires et secondaires, ne peut être corrigé de façon satisfaisante.
- ◆ Les canaux d' $U$  et  $K$  sont les seuls à être corrigés de l'effet Compton.

Les formules utilisées pour la réalisation des corrections des deux canaux sont les suivantes :

$$\begin{aligned}U_{corr} &= U_{obs} - \alpha Th_{obs} \\K_{corr} &= K_{obs} - \beta Th_{obs} - \gamma U_{obs}\end{aligned}\tag{5.02}$$

$K_{corr}$ ,  $U_{corr}$  : les valeurs corrigées de  $K$  et  $U$ .

$K_{obs}$ ,  $U_{obs}$  et  $Th_{obs}$  : les valeurs observées de  $K$ ,  $U$  et  $Th$ .

$\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  : les coefficients de stripage, caractérisent le taux d'influence du spectre d'un élément dans le canal d'un autre élément.

Les constantes de stripage sont déterminées à l'aide de sources standard de grande dimension par *AEROSERVICE* en utilisant des dalles de calibrage au niveau du service géologique du Canada (Aéroport d'UPLAND à OTTAWA).

Les constantes de stripage utilisées dans le traitement sont les suivantes (Paterson et Watson, 1977) :

$$\begin{aligned}\alpha &= 0.45 \\ \beta &= 0.59 \\ \gamma &= 0.94\end{aligned}$$



---

### c. Correction d'altitude :

Ces corrections ont pour but l'élimination de l'effet atténuateur de l'air sur l'intensité des rayons ( $\gamma$ ), pour cela on utilise les formules suivantes :

$$\begin{aligned}TC_{corr} &= TC_{obs} \exp[\mu_{TC}(h - h_0)] \\K_{corr} &= K_{obs} \exp[\mu_K(h - h_0)] \\U_{corr} &= U_{obs} \exp[\mu_U(h - h_0)] \\Th_{corr} &= Th_{obs} \exp[\mu_{Th}(h - h_0)]\end{aligned}\tag{5.03}$$

Où :

$TC_{corr}$ ,  $K_{corr}$ ,  $U_{corr}$  et  $Th_{corr}$  : les valeurs corrigées des quatre canaux.

$TC_{obs}$ ,  $K_{obs}$ ,  $U_{obs}$  et  $Th_{obs}$  : les valeurs brutes des quatre canaux.

$h$  : altitude réelle de l'avion.

$h_0$  : altitude de référence (l'altitude théorique est de 150 m).

$\mu_{TC}$ ,  $\mu_K$ ,  $\mu_U$  et  $\mu_{Th}$  : coefficients d'absorption linéaires dans les quatre canaux.

Le coefficient d'absorption linéaire varie normalement d'un canal à l'autre et est fonction de la température, de la pression et de l'humidité atmosphérique locale (Paterson et Watson, 1977). La valeur de ( $\mu$ ) peut être calculée en utilisant la relation suivante :

$$\mu = \mu_m \cdot \rho\tag{5.04}$$

Où  $\rho$  : la densité de la matière traversée par le rayonnement  $\gamma$ .

$$\rho_{air} = 1.3 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3.$$

$\mu_m$  : coefficient d'absorption massique.

Ce dernier est une fonction linéaire de l'énergie des rayons  $\gamma$ , en connaissant les intervalles d'énergie de chaque canal, les coefficients d'absorption peuvent être calculés [voir annexe (2)].

Les coefficients d'absorption ont pour valeurs :

$$\begin{aligned}\mu_K &= 6.8617 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \\ \mu_U &= 6.3726 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \\ \mu_{Th} &= 5.2247 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}\end{aligned}$$

A cause de l'imprécision du bruit de fond atmosphérique dans la région d'étude, nous avons calculé une valeur moyenne approximative pour tous les canaux :

$$\mu = 6.56 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$$



---

### 5.2.2. Formules générales des corrections spectrométriques :

L'ensemble des corrections citées ci-dessus peuvent être exprimées sous la forme suivante :

$$\begin{aligned}
 TC_{corr} &= \lambda(TC_{obs} - BF_{TC}) \\
 K_{corr} &= \lambda[(K_{obs} - BF_K) - \beta(Th_{obs} - BF_{Th}) - \gamma(U_{obs} - BF_U)] \\
 U_{corr} &= \lambda[(U_{obs} - BF_U) - \alpha(Th_{obs} - BF_{Th})] \\
 Th_{corr} &= \lambda(Th_{obs} - BF_{Th})
 \end{aligned} \tag{5.05}$$

Où

$$\lambda = \exp[\mu(h - h_0)].$$

$h$  : Altitude réelle du levé.

$h_0$  : Altitude théorique du levé ( $h_0 = 150$  m).

$\mu$  : constante d'atténuation ( $\mu = 6.56 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ ).

$\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  : les constantes de l'effet Compton (coefficients de stripage).

$TC_{corr}$ ,  $K_{corr}$ ,  $U_{corr}$  et  $Th_{corr}$  : les valeurs corrigées des quatre canaux.

$TC_{obs}$ ,  $K_{obs}$ ,  $U_{obs}$  et  $Th_{obs}$  : les valeurs brutes des quatre canaux.

$BF_{TC}$ ,  $BF_K$ ,  $BF_U$  et  $BF_{Th}$  : les valeurs des bruits de fond des quatre canaux.

### 5.2.3. Calcul des rapports spectrométriques :

Cette étape est indispensable pour connaître la tendance des zones anormales et ceci en calculant les rapports ( $U/K^{40}$ ,  $U/Th$  et  $Th/K^{40}$ ).

Le calcul des rapports spectrométriques s'applique sur des zones anormales, dont les graphes des rapports moyens jouent un rôle primordial dans l'interprétation qualitative. En effet, les rapports spectrométriques offrent des informations sur la distribution du minerai radioactif dans les différents faciès de la région d'étude.

### 5.2.4. Calcul des concentrations :

Pour trouver les concentrations approximatives en éléments pour une source infinie, on utilise la formule de DARNLY (1972) :

$$\begin{aligned}
 eTh(ppm) &= \frac{Th_{corr}}{\mu_{Th} \cdot V} = \frac{Th_{corr}}{K_1} \\
 eU(ppm) &= \frac{U_{corr}}{\mu_U \cdot V} = \frac{U_{corr}}{K_2} \\
 K(\%) &= \frac{K_{corr}}{\mu_K \cdot V} = \frac{K_{corr}}{K_3}
 \end{aligned} \tag{5.06}$$

---

Où

$eTh$  : Concentration du Thorium en (partie par million).

$eU$  : Concentration de l'Uranium en (partie par million).

$K$  : Concentration du Potassium en (pourcentage).

$Th_{corr}$ ,  $U_{corr}$  et  $K_{cor}$  : Taux de comptage corrigés des trois éléments.

$V$  : Volume du cristal du détecteur ( $V = 800$  pouces<sup>3</sup>).

$\mu_{Th}$ ,  $\mu_U$  et  $\mu_K$  : coefficients d'absorption linéaires des trois éléments.

$K_1$ ,  $K_2$  et  $K_3$  : Facteurs de sensibilité des trois canaux.

Alors,

$$\begin{aligned}K_1 &= \mu_{Th} \cdot V \\K_2 &= \mu_U \cdot V \\K_3 &= \mu_K \cdot V\end{aligned}\tag{5.07}$$

En remplaçant les valeurs des coefficients d'absorption et le volume du cristal du détecteur dans l'équation (5.07), on trouve :

$$\begin{aligned}K_1 &= 0.24 \\K_2 &= 0.20 \\K_3 &= 0.18\end{aligned}$$

Le calcul de la concentration pour un élément par la formule de DARNLY (1972) est approximatif, il nous donne une idée sur le taux moyen d'un élément radioactif pour les sources infinie, mais l'application d'autres méthodes radiométriques et chimiques de laboratoire sont indispensables pour la détermination des paramètres d'exploitation des minerais de façon plus précise (Paterson et Watson, 1977).

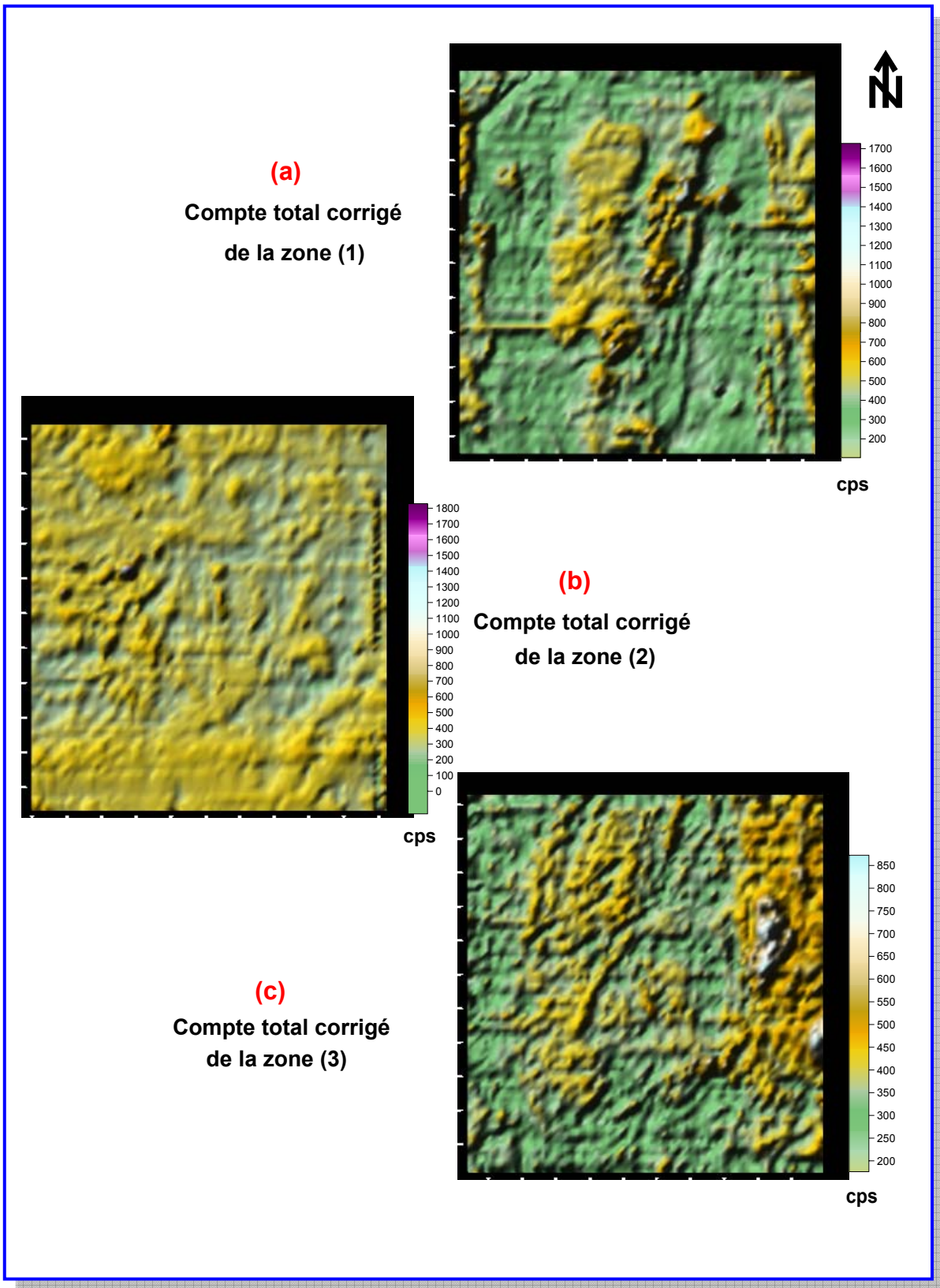
---

## 5.3. Interprétation des données spectrométriques :

### 5.3.1. Description des cartes corrigées :

L'application des différentes corrections illustrées par l'expression (5.05) sur les données spectrométriques brutes des trois zones d'étude nous a permis l'établissement des cartes corrigées du compte total (TC) représentées par la figure (5.01) :

- d. Compte total (TC) corrigé de la zone (1) : La carte du fond radiométrique de cette zone présente un taux de rayonnement ( $\gamma$ ) élevé le long de la faille régionale  $4^{\circ}50'$  à l'Est et au niveau des granites panafricains au Centre et à l'Ouest. Les régions anormales dans cette zone prennent une direction Nord-Sud.
- e. Compte total (TC) corrigé de la zone (2) : Dans cette zone, on remarque une certaine stabilité de distribution des anomalies sur les deux domaines (fossé pharusien - môle granitique d'In Ouzzal). Les valeurs élevées de la radioactivité proviennent des sources ponctuelles situées au niveau du contact entre les deux domaines.
- f. Compte total (TC) corrigé de la zone (3) : Les basses valeurs de la radioactivité dans cette zone sont situées au niveau de la couverture sédimentaire au Sud et à l'Est à cause de l'absorption des rayons ( $\gamma$ ) par cette dernière. Au niveau des granites panafricains la radiation est relativement élevée. Les plus hautes valeurs sont localisées le long de l'accident  $4^{\circ}50'$ .



*Figure (5.01) : Compte total corrigé des trois zones d'étude.*

---

## 5.3.2. Interprétation des rapports spectrométriques :

### 5.3.2.1. Interprétation des rapports U/Th :

Les cartes de la figure (5.02) représentent les variations du rapport U/Th sur les différentes formations et structures géologiques des trois zones d'étude :

◆ **Zone (1) :** Rapport moyen U/Th = 1.83.

Les anomalies radiométriques de cette zone sont caractérisées par un rapport supérieur à un (01) ce qui signifie une tendance Uranifère des indices radiométriques. Le rapport U/Th atteint un niveau très élevé le long des accidents tectoniques à l'est et à l'ouest, ainsi que pour les granites pan-africains au centre.

◆ **Zone (2) :** Rapport moyen U/Th = 1.11.

La partie centrale est caractérisée par l'absence d'anomalies spectrométriques d'importances. Au nord et au sud de cette zone le rapport U/Th est supérieur à un (01) et atteint des valeurs importantes au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle In Ouzzal, par conséquent la minéralisation de cette zone est de tendance Uranifère.

◆ **Zone (3) :** Rapport moyen U/Th = 1.58.

La quasi-totalité de cette zone est caractérisée par un rapport supérieur à un (01) ce qui signifie une tendance Uranifère prononcée. Le rapport U/Th atteint des valeurs très élevées au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire au sud et à l'est.

### 5.3.2.2. Interprétation des rapports U/K :

Les cartes de la figure (5.03) représentent les variations du rapport U/K dans les trois zones d'étude :

◆ **Zone (1) :** Rapport moyen U/K = 0.61.

Le rapport U/K est supérieur à un (01) au niveau des accidents tectoniques et aux granites pan-africains.

◆ **Zone (2) :** Rapport moyen U/K = 0.88.

Les valeurs du rapport U/K sont supérieures à un (01) au sud et au nord de la zone d'étude.

◆ **Zone (3) :** Rapport moyen U/K = 1.55.

Le contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire présente un rapport U/K important.

L'examen des rapports U/K confirme la tendance Uranifère des anomalies spectrométriques dans la région d'étude. En effet, la figure (5.03) présente un taux élevé là où le rapport U/th est important.

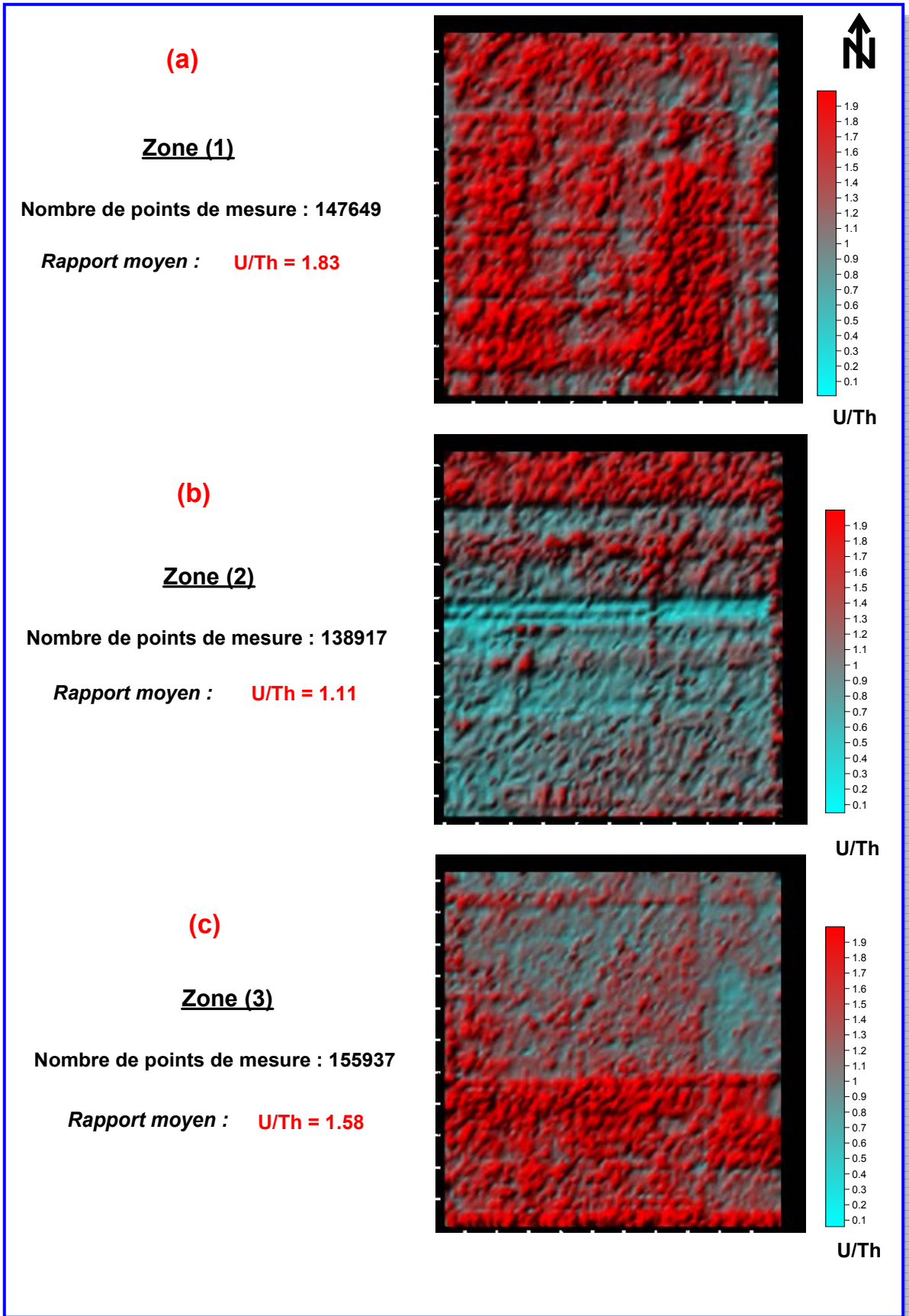


Figure (5.02) : Rapports U/Th dans les trois zones d'étude.



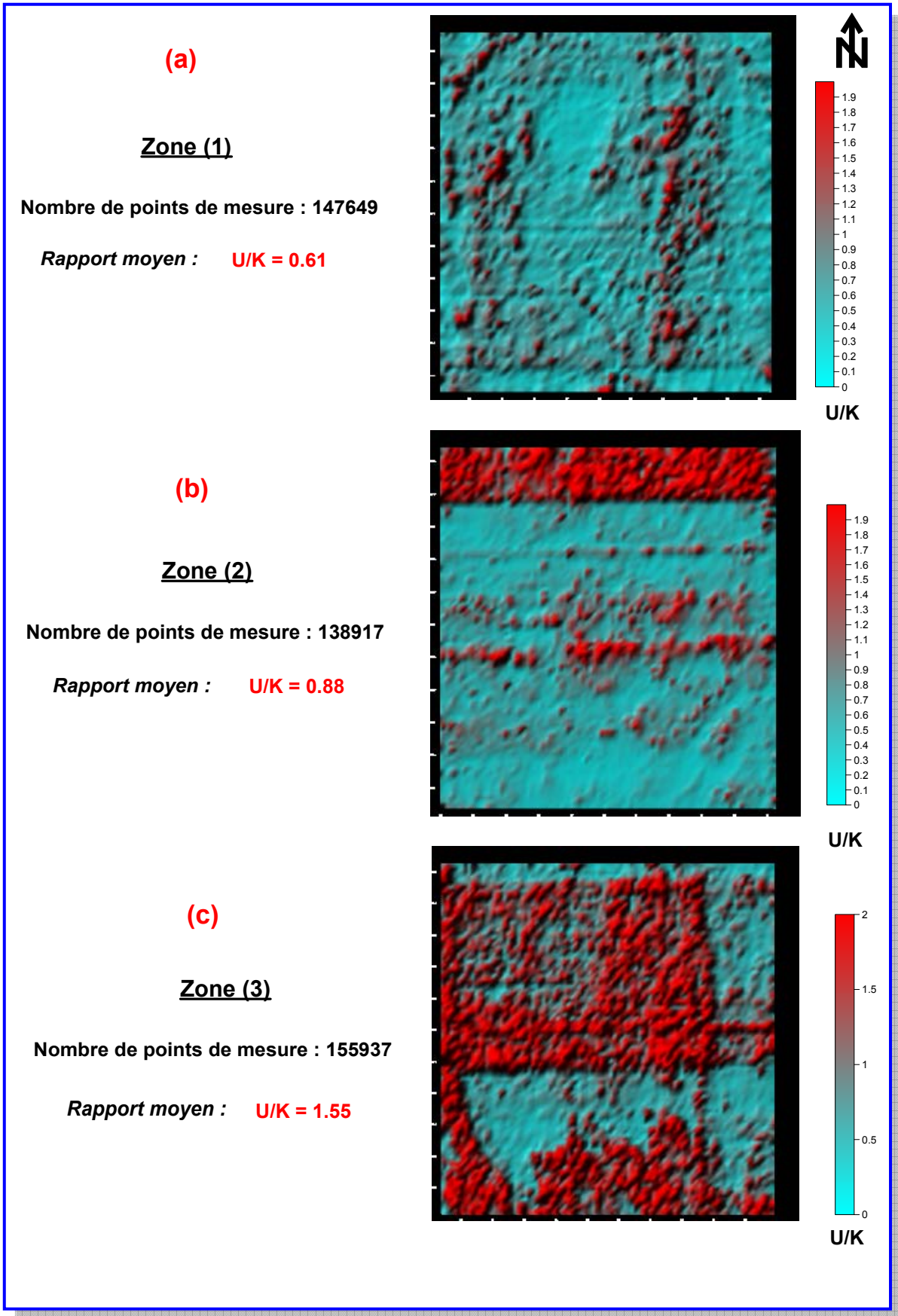


Figure (5.03) : Rapports U/K dans les trois zones d'étude.

---

### 5.3.2.3. Interprétation des rapports Th/K :

Le rapport Th/K varie en fonction de la formation géologique, par conséquent, il peut servir aux études de faciès et aider à la cartographie géologique dans la région. La figure (5.04) représente les variations du rapport Th/K dans les trois zones d'étude. Une comparaison entre les données géologiques de la région, et les rapports Th/K dans les trois zones d'étude, on peut estimer approximativement les rapports moyens dans les principaux faciès constituant le fossé pharusien comme suit :

- ◆ Greywakes Pharusiens :  $\text{Th/K} = 0.01 - 0.4$
- ◆ Granites panafricains :  $\text{Th/K} = 0.6 - 1.6$
- ◆ Granites panafricains tardifs :  $\text{Th/K} = 0.5 - 1.2$
- ◆ Couverture paléozoïque :  $\text{Th/K} = 1.2 - 3.2$

### 5.3.3. Interprétation de la concentration en Uranium :

La figure (5.05) représente les concentrations moyennes en ( $\text{U}_3\text{O}_8$ ) en ppm (partie par million). Ces concentrations sont calculées en utilisant les formules approximatives de Darnly (1972) illustrées par l'expression (5.06) et qui permettent le passage des taux de comptes spectrométriques aux quantités élémentaires pour des petites et grandes sources :

- ◆ **Zone (1)** : Cette zone présente des concentrations relativement élevées le long des accidents tectoniques et sont liées principalement aux granites pan-africains. Les valeurs de concentration les plus élevées sont associées à la faille centrale d'orientation NE-SW.
- ◆ **Zone (2)** : Dans cette zone la concentration en Uranium présente un taux élevé au nord et au sud. Les basses valeurs de concentration sont liées aux Greywakes pharusiens au centre et sont dues à l'absence des anomalies radiométriques dans cette partie. Des anomalies ponctuelles à concentration très élevée sont situées sur le contact entre le fossé pharusien et le môle In Ouzzal dans la partie nord ouest.
- ◆ **Zone (3)** : Cette zone présente des concentrations moyennes sur la majorité de sa surface. Une baisse des concentrations au sud et à l'Ouest due à la présence de la couverture sédimentaire qui absorbe les rayons gamma, cette baisse ne signifie pas Obligatoirement l'absence de minéralisation Uranifère, cette dernière peut être vérifiée par les diagraphies Gamma Ray. Les valeurs de concentration relativement élevées sont associées aux granites panafricains.



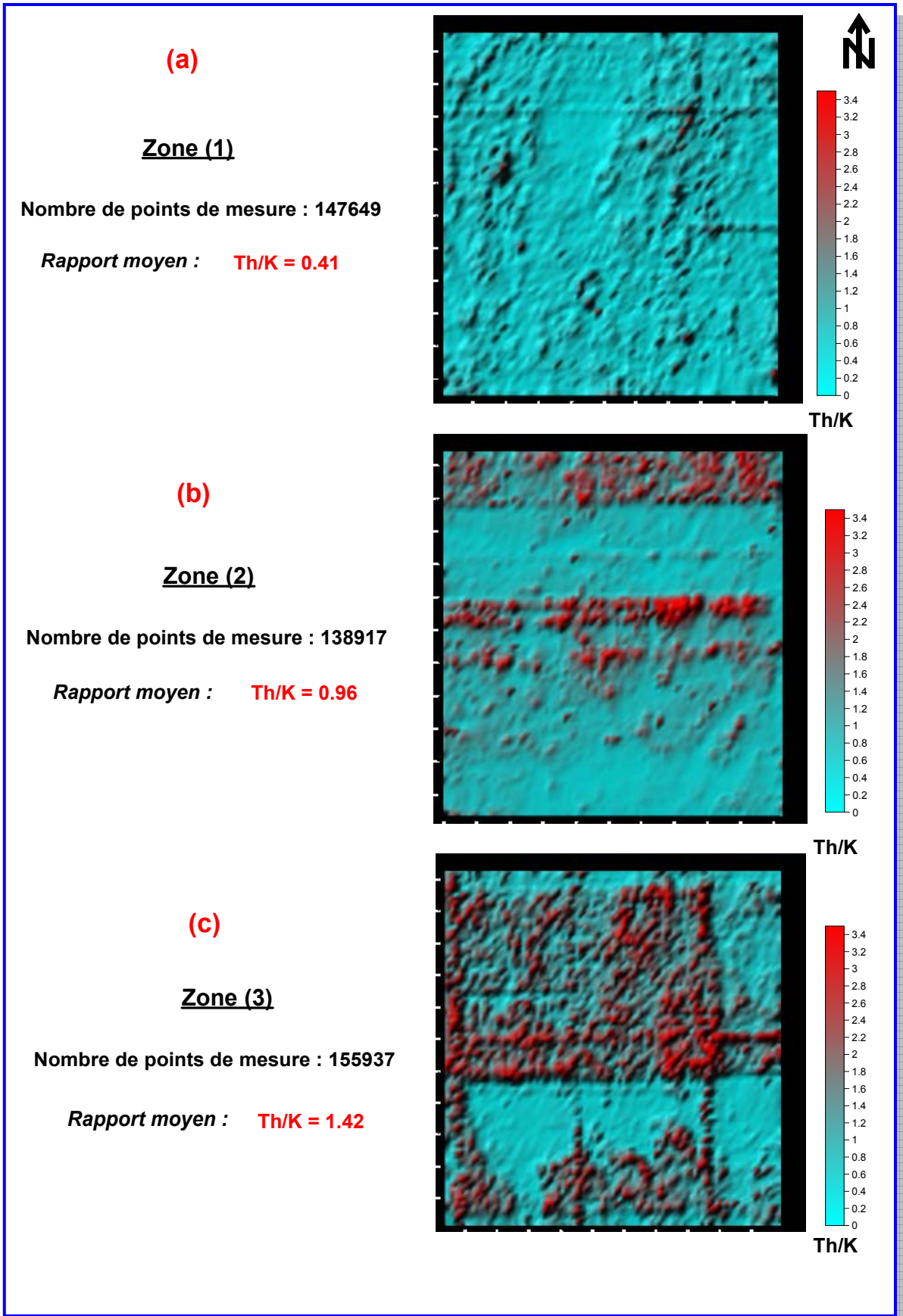
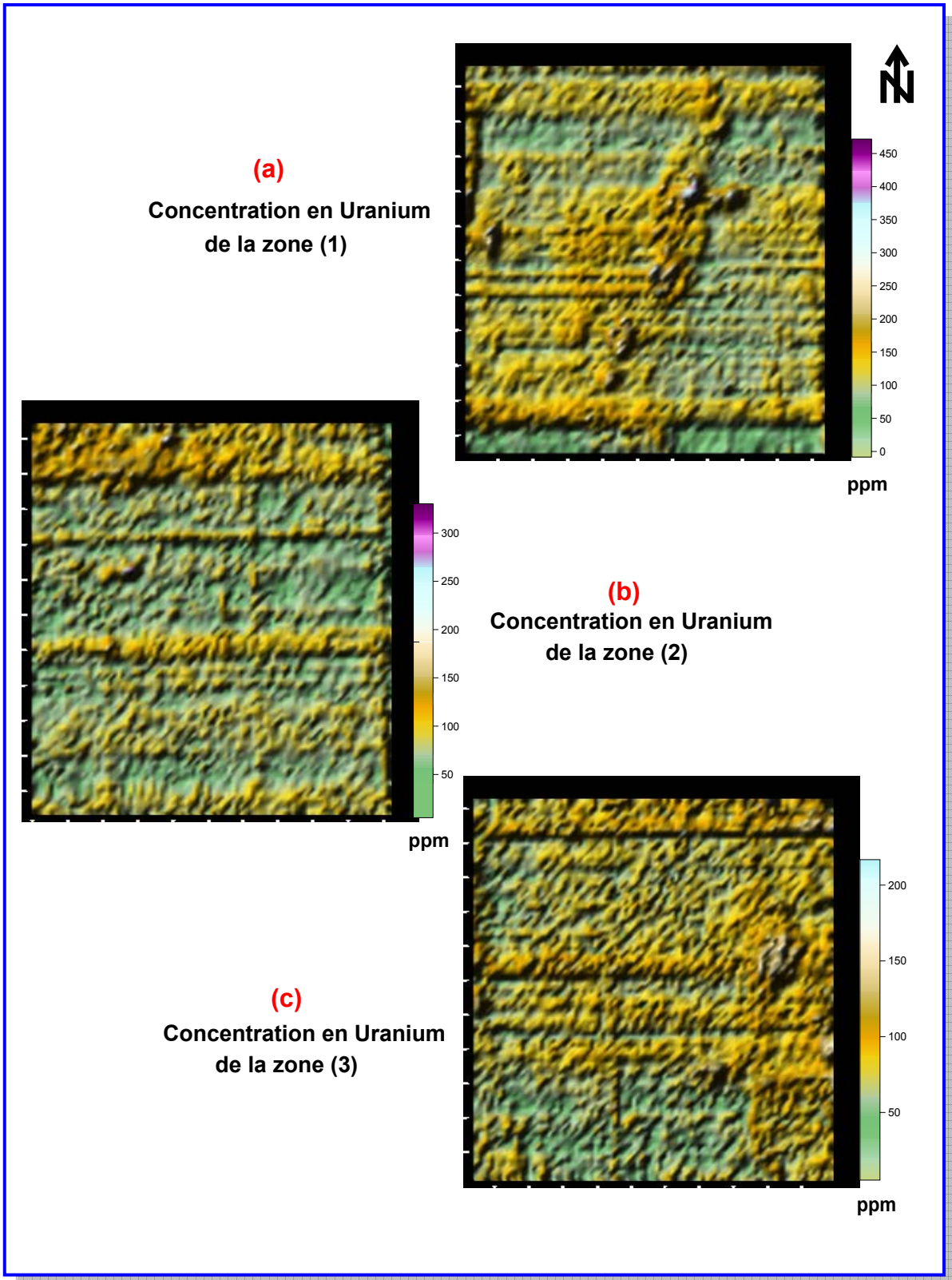


Figure (5.04) : Rapports Th/K dans les trois zones d'étude.



*Figure (5.05) : Concentration en Uranium dans les trois zones d'étude.*

## Chapitre 5

# Application des Méthodes Analytiques pour l'Interprétation des Données Aéromagnétiques

### 6.1. Introduction :

Les données brutes sont influencées par plusieurs facteurs et par conséquent, avant de passer à l'étape d'interprétation, nous devons introduire les corrections nécessaires aux données prises sur terrain. Une fois les données sont corrigées, on passe à toute une chaîne de traitement et d'interprétation afin d'obtenir une image claire du sous sol.

Plusieurs méthodes d'interprétation manuelles et automatisées ont été développées dans le but d'estimer les paramètres des sources perturbatrices. Toutes ces méthodes qui divergent dans le principe, la complexité, la stabilité, la précision et la fiabilité peuvent être regroupées, du point de vue de la méthodologie adoptée, en deux principales catégories ; les méthodes graphiques et celles analytiques.

### 6.2. Les méthodes analytiques :

L'avantage des méthodes analytiques est la possibilité d'interpréter, à la fois, plusieurs anomalies (contrairement aux méthodes graphiques où l'interprétation n'est possible que sur une seule anomalie isolée), ces méthodes permettent une meilleure approche du modèle géologique. Selon la procédure d'interprétation, on distingue deux types de raisonnement ; le problème direct et celui inverse.

#### 6.2.1. Problème direct :

La forme d'une anomalie dépend de plusieurs facteurs ; la dimension du corps, la profondeur, la susceptibilité magnétique, la densité des roches, ... etc. Le problème direct a une solution unique, pour ce faire, on définit un modèle géologique en choisissant des paramètres physiques avec lesquels on va estimer l'effet de ce modèle en surface du sol. La comparaison de ce résultat avec le signal de terrain, si elle est différente, nous oblige à changer la valeur de ces paramètres pour obtenir un autre effet en surface, par itérations successives, nous minimisons la différence entre les anomalies calculées et celles mesurées jusqu'à ce que cette différence soit négligeable.

Le développement des méthodes du traitement numérique des données sur ordinateur a permis la mise au point de nombreux programmes pour la modélisation des anomalies théoriques dues à des structures 2D et 3D.

---

### **6.2.2. Problème inverse :**

Contrairement au problème direct, le problème inverse admet une infinité de solutions, dans ce cas, on prend comme base de départ l'effet mesuré sur le terrain et à partir de là – grâce à des méthodes appropriées- on essaye de nous rapprocher le mieux possible du modèle réel, plusieurs méthodes ont été développées pour la localisation des sources perturbatrices dans la gravimétrie et le magnétisme. Dans ce chapitre, nous étudierons trois méthodes analytiques, utilisée dans l'interprétation des données du potentiel pour la localisation des corps sous terrains ainsi que la détermination de leurs profondeurs, à savoir :

- ◆ Méthode de la Déconvolution d'Euler.
- ◆ Méthode du signal analytique.
- ◆ Méthode du nombre d'onde local.

### **6.3. Méthode de la Déconvolution d'Euler :**

La méthode de la Déconvolution d'Euler, appliquée aux données magnétiques et gravimétriques, permet la localisation et la détermination des paramètres des sources magnétiques et gravimétriques, elle est basée sur un procédé mathématique représenté par l'équation d'homogénéité d'Euler (Thompson, 1982).

#### **6.3.1. Historique de la méthode :**

- ◆ La Déconvolution d'Euler est basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler introduite dans la littérature au XVIII<sup>ème</sup> siècle.
- ◆ Hood (1965) était le premier à appliquer l'équation d'homogénéité d'Euler dans le cas des données magnétiques. Il a par la suite, déterminé l'indice structural pour les cas d'un point pôle magnétique et d'un point dipôle magnétique.
- ◆ 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 sur les données magnétiques et gravimétriques 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.

---

### 6.3.2. Equation d'homogénéité d'Euler :

Selon la définition d'Euler, toute fonction  $f(x, y, z)$  qui répond à la condition «  $f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z)$  » est une fonction homogène de degré  $n$ , et satisfait l'équation suivante (Thomson, 1982) :

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (6.01)$$

Cette équation est appelée : *Equation d'homogénéité d'Euler* ou *Equation d'Euler*. L'expression (6.01) peut être écrite sous la forme suivante (Blackely, 1995) :

$$r \cdot \nabla f = -nf \quad (6.02)$$

### 6.3.3. Application de la méthode pour les anomalies magnétiques :

Les fonctions décrivant les champs d'anomalies magnétiques s'écrivent généralement sous la forme :

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N} \quad (6.03)$$

Où  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$  .

$G$  est un paramètre indépendant de  $x$ ,  $y$  et  $z$ .

$N = 0, 1, 2$  ou  $3$  (indice structural).

Si on considère une source magnétique située au point  $M(x_0, y_0, z_0)$ , l'intensité du champ d'anomalies magnétiques au point  $(x, y, z)$ , peut s'écrire sous la forme :

$$T = f(x - x_0, y - y_0, z - z_0) \quad (6.04)$$

L'équation d'Euler est donnée par l'expression suivante (Reid et al., 1990) :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -N(T - B) \quad (6.05)$$

Où

$N$  est appelé Indice Structural, il caractérise le type de source et  $B$  représente une constante locale qui caractérise le champ régional (Thomson, 1982).

Le principe de la Déconvolution d'Euler repose sur la résolution de l'équation (6.05) qui comporte quatre inconnues : x, y, z et B.

Pour résoudre un système d'équations à quatre inconnues, il faudra, au moins, quatre points de mesures. Le système d'équations établi peut être résolu par la méthode des moindres carrés. Pour le calcul des gradients du champ on utilise la Transformée de Fourier.

#### 6.3.4. Résolution du système d'équations linéaires :

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 (6.05) sous la forme matricielle suivante :

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T}{\partial x_1} & \frac{\partial T}{\partial y_1} & \frac{\partial T}{\partial z_1} & N \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ & & & \\ \frac{\partial T}{\partial x_n} & \frac{\partial T}{\partial y_n} & \frac{\partial T}{\partial z_n} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T}{\partial x_1} + y_1 \frac{\partial T}{\partial y_1} + z_1 \frac{\partial T}{\partial z_1} + NT \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ x_n \frac{\partial T}{\partial x_n} + y_n \frac{\partial T}{\partial y_n} + z_n \frac{\partial T}{\partial z_n} + NT \end{bmatrix} \quad (6.06)$$

On peut écrire la dernière formule matricielle sous la forme suivante :

$$AS = G \quad (6.07)$$

Pour obtenir les solutions (S) du système dans le sens des moindres carrés, Menke (1989) a trouvé une solution sous la forme :

$$AS = G \Rightarrow S = (A^T A)^{-1} A^T G \quad (6.08)$$

Les solutions minimales retenues (profondeurs) sont au moins égales au pas de la grille et inférieures à deux fois la taille de la fenêtre de déconvolution (Reid et al, 1990). Les solutions retenues pour la profondeur  $z_0$  sont celles dont la tolérance vérifie la condition suivante (Thomson, 1982) :

$$TZ = \frac{z_0}{N\sigma_z} 100 \quad (6.09)$$

Où

TZ est la tolérance, et  $\sigma$  représente l'erreur quadratique moyenne de  $z_0$ .

---

### 6.3.5. Application de la méthode d'Euler au modèle :

L'inversion par la méthode d'Euler a été réalisée à l'aide d'un programme de calcul écrit par *Galdéano*, de l'*Institut de Physique du Globe (Paris)*.

#### 6.3.5.1. Indice Structural :

Thompson (1982) et Reid et al, (1990) ont proposé de choisir, au préalable, l'indice structural optimal correspondant à un regroupement des solutions en examinant les solutions obtenues pour différentes valeurs de l'indice structural. L'indice structural « N » dépend de la géométrie de la source et caractérise le taux de variation de l'intensité de l'anomalie avec la distance.

Dans le cas des données magnétiques, Thompson (1982) et Reid et al., (1990) ont montré que N prend des valeurs allant (de 0 à 3) suivant les structures considérées :

- (0) pour un *contact*.
- (1) pour un *dyke*.
- (2) pour un *cylindre*.
- (3) pour une *sphère*.

Reid et al, (1990) ont conclu que de faibles indices structuraux allant de (0 à 1) fournissent les meilleures estimations des profondeurs.

Une manière plus simple d'estimer l'indice structural consiste à déterminer le nombre de dimensions infinies ou assez grandes pour être considérées comme infinies de la source, l'indice structural est alors obtenu par soustraction de ce nombre, l'indice structural correspondant au type des données du champ du potentiel qui est égal à (3) pour le magnétisme (le champ magnétique décroît en fonction de  $1 / r^3$  pour un point pôle).

#### 6.3.5.2. Les dimensions de la fenêtre :

Un autre paramètre rentre en jeu pour la détermination des solutions adéquates, c'est le choix de la dimension de la fenêtre.

Marson et Klingele (1993) ont remarqué que la choix approprié de la taille de la fenêtre dépend de la longueur d'onde de l'anomalie examinée et du pas de la grille.



---

## 6.4. Méthode du signal analytique :

La méthode du signal analytique a été décrite pour la première fois par Nabighian (1972, 1974 et 1984), qui a proposé l'utilisation de l'amplitude du signal analytique calculée à partir des profils magnétiques pour la détermination des profondeurs et des coordonnées des sources magnétiques. 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 (Roest et al., 1992).

### 6.4.1. Historique de la méthode du signal analytique :

- ◆ 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).



---

### 6.4.2. Principe de la méthode du signal analytique :

On appelle signal analytique associé à une fonction  $f$  définie dans un espace réel, le signal déterminé par la fonction suivante (Gasquet et Witomski, 1995) :

$$g = f + iTHf \quad (6.10)$$

Où «  $TH$  » représente l'opérateur de la transformée de Hilbert défini par :

$$TH[f(t)] = f(t) * \left( -\frac{1}{\pi} \right) \quad (6.11)$$

« \* » : Représente l'opérateur de convolution.

Le signal analytique est donc obtenu en ajoutant à  $f$  une partie imaginaire égale à sa transformée de Hilbert.

Le signal analytique dans le cas 3D d'une anomalie magnétique  $M$  dans un système  $(x, y, z)$  est donné par l'expression suivante (Nabighian, 1984; Roest et al, 1992) :

$$A(x, y, z) = \frac{\partial M}{\partial x} \bar{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \bar{y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \bar{z} \quad (6.12)$$

Où  $\bar{x}, \bar{y}, \bar{z}$  sont les vecteurs unitaires dans les directions  $ox, oy$  et  $oz$  respectivement. L'amplitude du signal analytique sera définie par l'expression suivante (Keating et Sailhac, 2004) :

$$|A(x, y, z)| = \sqrt{\left( \frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial M}{\partial z} \right)^2} \quad (6.13)$$

Dans le domaine de Fourier, l'équation (6.12) s'écrit sous la forme suivante (Roest et al., 1992):

$$\vec{t}.TF[A(x, y, z)] = \vec{h}.\nabla TF(M) + i\vec{z}.\nabla TF(M) \quad (6.14)$$

Où

$\vec{h} = \bar{x} + \bar{y}$  : Vecteur unitaire horizontal.

$\vec{t} = \bar{x} + \bar{y} + \bar{z}$  : Vecteur unitaire résultant.

$\nabla = ik_x \bar{x} + ik_y \bar{y} + |k| \bar{z}$  : Opérateur du gradient dans le domaine fréquentiel.

$K = (k_x, k_y)$  : Nombre d'onde.

---

### 6.4.3. Amplitude du signal analytique :

Les parties réelle et imaginaire du signal analytique forment une paire de la transformée de Hilbert (Nabighian, 1984); Les dérivées horizontale et verticale de  $M$  sont liées par la relation suivante (Roest et al., 1992):

$$\vec{h} \cdot \nabla TF(M) = i \frac{(\vec{h} \cdot \vec{k})}{|\vec{k}|} \vec{z} \cdot \nabla TF(M) \quad (6.15)$$

$i \frac{(\vec{h} \cdot \vec{k})}{|\vec{k}|}$  : facteur correspond à l'opérateur de la transformée de Hilbert à 3D.

La dérivée de degré  $n$  du signal analytique,  $\mathbf{A}^{(n)}(x,y,z)$  est définie comme étant le signal analytique de la dérivée verticale de degré  $n$  de l'anomalie (Nabighian, 1972). A partir de l'équation (5.14), il s'en suit que la transformée de Fourier de  $\mathbf{A}^{(n)}(x,y,z)$  est donnée par l'expression suivante:

$$\vec{t} \cdot TF[A^{(n)}(x,y,z)] = \vec{h} \cdot \nabla TF(M_z^{(n)}) + i\vec{z} \cdot \nabla TF(M_z^{(n)}) \quad (6.16)$$

Où  $M_z^{(n)}$  est la dérivée verticale de  $M$  de degré  $n$ . En utilisant la propriété de la transformée de Hilbert (VII.15) on peut aussi écrire la relation suivante:

$$\vec{t} \cdot TF[A^{(n)}(x,y,z)] = \left[ -i \frac{\vec{k}}{|\vec{k}|} \right]^n \left[ \vec{h} \cdot \nabla TF(M_h^{(n)}) + i\vec{z} \cdot \nabla TF(M_h^{(n)}) \right] \quad (6.17)$$

Où  $M_h^{(n)}$  est la dérivée horizontale de  $M$  de degré  $n$ .

Par conséquent, l'amplitude du signal analytique de degré  $n$  peut être exprimée de deux manières: en termes des dérivées verticales ou horizontales:

$$|A^{(n)}(x,y,z)| = \sqrt{\left( \frac{\partial M_z^{(n)}}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial M_z^{(n)}}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial M_z^{(n)}}{\partial z} \right)^2} \quad (6.18)$$

$$|A^{(n)}(x,y,z)| = \sqrt{\left( \frac{\partial M_h^{(n)}}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial M_h^{(n)}}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial M_h^{(n)}}{\partial z} \right)^2} \quad (6.19)$$

Les deux dernières équations sont utilisées pour renforcer la réponse du signal analytique au-dessus des sources magnétiques.

---

#### 6.4.4. Application de la méthode au modèle :

La relation qui existe entre la profondeur de la source et l'amplitude du signal analytique est donnée par l'expression suivante (Nabighian, 1974; Hsu et al, 1996, 1998) :

$$\left[ A^{(n)}(x, y, z) \right]^2 = \frac{(n!)^2 \cdot \alpha^2}{(h^2 + d^2)^{n+1}} \quad (6.20)$$

Où

d : La distance le long de l'axe horizontal.

$\alpha$  : Facteur dépend des paramètres du champ magnétique et de la source.

n : degré de dérivation.

Nabighian (1972, 1974) et Roest et al (1992) ont utilisés la demi-largeur du maximum de l'amplitude du signal analytique des degrés (0, 1 et 2) pour estimer la profondeur de la source.

$$\left| A^{(0)}(x, y, z) \right|_{\max} = \frac{|\alpha|}{h} \quad (6.21)$$

$$\left| A^{(1)}(x, y, z) \right|_{\max} = \frac{|\alpha|}{h^2} \quad (6.22)$$

$$\left| A^{(2)}(x, y, z) \right|_{\max} = \frac{|\alpha|}{h^3} \quad (6.23)$$

Ainsi on peut estimer la profondeur des sources à partir des rapports des maximums de l'amplitude du signal analytique en utilisant les trois dernières formules, on aura finalement :

$$h = \frac{\left| A^{(0)}(x, y, z) \right|_{\max}}{\left| A^{(1)}(x, y, z) \right|_{\max}} \quad (6.24)$$

$$h = \sqrt{2} \cdot \sqrt{\frac{\left| A^{(0)}(x, y, z) \right|_{\max}}{\left| A^{(2)}(x, y, z) \right|_{\max}}} \quad (6.25)$$

---

## 6.5. Méthode du nombre d'onde local :

La méthode du nombre d'onde local a été introduite récemment par Thurston et Smith (1997) et décrite sous l'appellation de SPI (*Source Parameter Imaging*). Le principe de cette technique est basé sur les attributs complexes obtenus à partir de l'amplitude et la phase locale du signal analytique pour estimer les profondeurs des sources magnétiques et leurs localisations dans le plan horizontal. Les paramètres du nombre d'onde local sont utilisés pour déterminer les limites des sources magnétiques, calculer leurs profondeurs et donner des estimations sur d'autres paramètres tels que le pendage et la susceptibilité magnétique des sources.

### 6.5.1. Principe théorique de la méthode du nombre d'onde local :

Nabighian (1972) a défini le signal analytique sous la forme complexe dans le cas de 2D par l'expression suivante :

$$A(x, z) = \frac{\partial M(x, z)}{\partial x} + i \frac{\partial M(x, z)}{\partial z} \quad (6.26)$$

Où  $M(x, z)$  l'anomalie magnétique.

La dernière relation peut être s'écrite sous la forme suivante :

$$A(x, z) = |A| \exp(i\theta) \quad (6.27)$$

L'amplitude et la phase sont données respectivement par les expressions suivantes (Bracewell, 1965) :

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (6.28)$$

$$\theta = \arctg \left( \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right) \quad (6.29)$$

La fréquence locale  $f$ , définie comme étant le taux de variation de la phase locale le long de la direction  $x$ , donnée par la relation suivante (Thurston Smith, 1997, Smith et al, 1998) :

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \arctg \left( \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right) \quad (6.30)$$

La relation entre la fréquence locale  $f$  et le nombre d'onde local  $k$  est donnée comme suit :

$$k = 2\pi f \quad (6.31)$$

En utilisant la formule de dérivation  $\frac{\partial(\arctgu)}{\partial x} = \frac{1}{1+u^2}$  dans l'équation (6.31), l'expression du nombre d'onde local pour le cas 2D sera :

$$k = \frac{1}{|A|^2} \left( \frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z} \right) \quad (6.32)$$

Nabighian (1972), a obtenu l'expression du gradient horizontal  $\frac{\partial M}{\partial x}$  et vertical  $\frac{\partial M}{\partial z}$  de l'anomalie magnétique  $M(x,z)$  respectivement :

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 2K.F.c.\sin d. \frac{h.\cos(2I-d-90) - x.\sin(2I-d-90)}{h^2 + x^2} \quad (6.33)$$

$$\frac{\partial M}{\partial z} = 2K.F.c.\sin d. \frac{x.\cos(2I-d-90) - h.\sin(2I-d-90)}{h^2 + x^2} \quad (6.34)$$

Avec :

$$c = 1 - \cos^2 I \cdot \sin^2 \alpha$$

$K$  : Contraste de susceptibilité.

$F$  : Intensité du champ magnétique total.

$\alpha$  : Azimut.

$I$  : Inclinaison du champ.

$h$  : Profondeur locale des sources.

$d$  : Pendage des contacts.

### 6.5.2. Profondeur d'une source :

En substituant les deux équations (6.33) et (6.34) et en remplaçant dans l'expression (6.32), le nombre d'onde local s'écrit sous la forme :

$$k = \frac{h}{h^2 + x^2} \quad (6.35)$$

D'après la dernière expression, les pics (maximum) du nombre d'onde local ne sont pas influencés par la direction de l'aimantation des sources. A cet effet on peut appliquer la méthode du nombre d'onde local aux données gravimétriques. Au point maximum ( $x = 0$ ), la profondeur locale est définie par l'expression suivante (Thurston Smith, 1997, Smith et al, 1998) :

$$h = \frac{1}{k} \quad (6.36)$$

---

### 6.5.3. Pendage d'un contact :

En remplaçant les deux équations (6.33) et (6.34) dans l'expression de la phase locale (6.29), on trouve :

$$\theta = \arctg\left(\frac{x.\cos(2I-d-90)-h.\sin(2I-d-90)}{h.\cos(2I-d-90)+x.\sin(2I-d-90)}\right) \quad (6.37)$$

Au point ( $x = 0$ ), l'expression (5.38) s'écrit :  $d = \theta + 2I - 90^\circ$  (6.38)

### 6.5.4. Susceptibilité locale :

En remplaçant les deux équations (5.33) et (5.34) dans l'expression de l'amplitude (5.28), on trouve l'expression de la susceptibilité locale  $K$  :

$$K = \frac{|A|}{2F.c.\sin d} \quad (6.39)$$

### 6.5.5. Expression du nombre d'onde local en 3D :

Récemment, Huang et Versnel (2000) ont pu obtenir l'expression du nombre d'onde local pour le cas tridimensionnel (données en grille). Ils ont exprimé ce paramètre à partir des dérivées partielles comme suit:

$$k = \frac{1}{M_x^2 + M_y^2 + M_z^2} \left\{ M_x \left[ M_{zz} - \frac{M_z}{M_x^2 + M_y^2} (M_x M_{xx} + M_y M_{xy}) \right] + M_y \left[ M_{zy} - \frac{M_z}{M_x^2 + M_y^2} (M_x M_{xy} + M_y M_{yy}) \right] \right\} \quad (6.40)$$

Où  $M_x$ ,  $M_y$  et  $M_z$  représentent les dérivées partielles de  $M$  par rapport aux variables  $x$ ,  $y$  et  $z$ , respectivement.

Smith et al. (1998), ont obtenu la relation suivante, qui lie le nombre d'onde local avec la profondeur  $h_0$  de sources isolées :

$$k = \frac{(S+1)h_0}{h_0^2 + x_0^2} \quad (6.41)$$

Il est intéressant de remarquer que d'après l'équation (6.32) les pics (maxima) du nombre d'onde local ne sont pas influencés par la direction de l'aimantation des sources. Au point maximum ( $x = 0$ ), la profondeur locale est définie par l'expression suivante :

$$h = \frac{S+1}{k} \quad (6.42)$$

Cette dernière expression est utilisée pour obtenir une estimation des profondeurs des sources à partir du nombre d'onde local.

---

## 6.6. Application des méthodes analytiques :

### 6.6.1. Déconvolution d'Euler :

Le programme de calcul de la solution d'Euler est réalisé par A. GALDEANO de l'institut de physique du globe de paris. L'application du même programme par plusieurs auteurs sur des modèles synthétiques a permis l'estimation des paramètres optimaux de calcul.

#### 6.6.1.1. Détermination des paramètres d'Euler :

Dans notre cas, on s'intéresse à la détection des sources, la détermination de leurs profondeurs et la localisation des systèmes de failles et contacts dans la région d'étude, pour cela nous avons opté pour un indice structural «  $SI = 0.25$  » puisque les valeurs entières (0, 1, 2 et 3) correspondent à des formes géométriques idéales qui, n'existent pas dans la nature. Concernant la taille de la fenêtre, et vu l'étendue de la région d'étude, nous avons opté pour une valeur de «  $W = 7 \times 7$  ». La tolérance «  $Z$  » représente l'erreur sur la profondeur, autrement dit le taux d'acceptation des solutions. La figure (6.01) représente la solution d'Euler projetée sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle avec différentes tolérances «  $Z$  »:

**(a).** Carte de la solution d'Euler «  $SI = 0.25, W = 7 \times 7, Z = 0.5$  » : la solution d'Euler calculée avec une tolérance  $Z = 0.5$  (5%), montre une insuffisance expliquée par l'absence de solutions au niveau de la majorité des anomalies liées aux différentes structures géologiques de la région d'étude.

**(b).** Carte de la solution d'Euler «  $SI = 0.25, W = 7 \times 7, Z = 0.75$  » : avec une tolérance  $Z = 0.75$  (7.5%), on retrouve une forte concordance des positions des solutions et leurs profondeurs avec la majorité des anomalies de courtes et grandes longueurs d'ondes.

**(c).** Carte de la solution d'Euler «  $SI = 0.25, W = 7 \times 7, Z = 1$  » : au-delà de 10% d'erreur sur la profondeur, on aura une surcharge des solutions, ce qui rend inutile, l'interprétation qualitative et quantitative.

Les tests effectués sur la tolérance, montrent qu'un niveau d'erreur d'estimation sur la profondeur compris entre 5 et 10% «  $0.5 < Z < 1$  », donne les meilleurs résultats. Pour notre cas, et vu les formations géologiques dominantes dans le fossé pharusien, nous avons opté pour une tolérance d'estimation d'erreur de «  $Z = 0.75$  ».

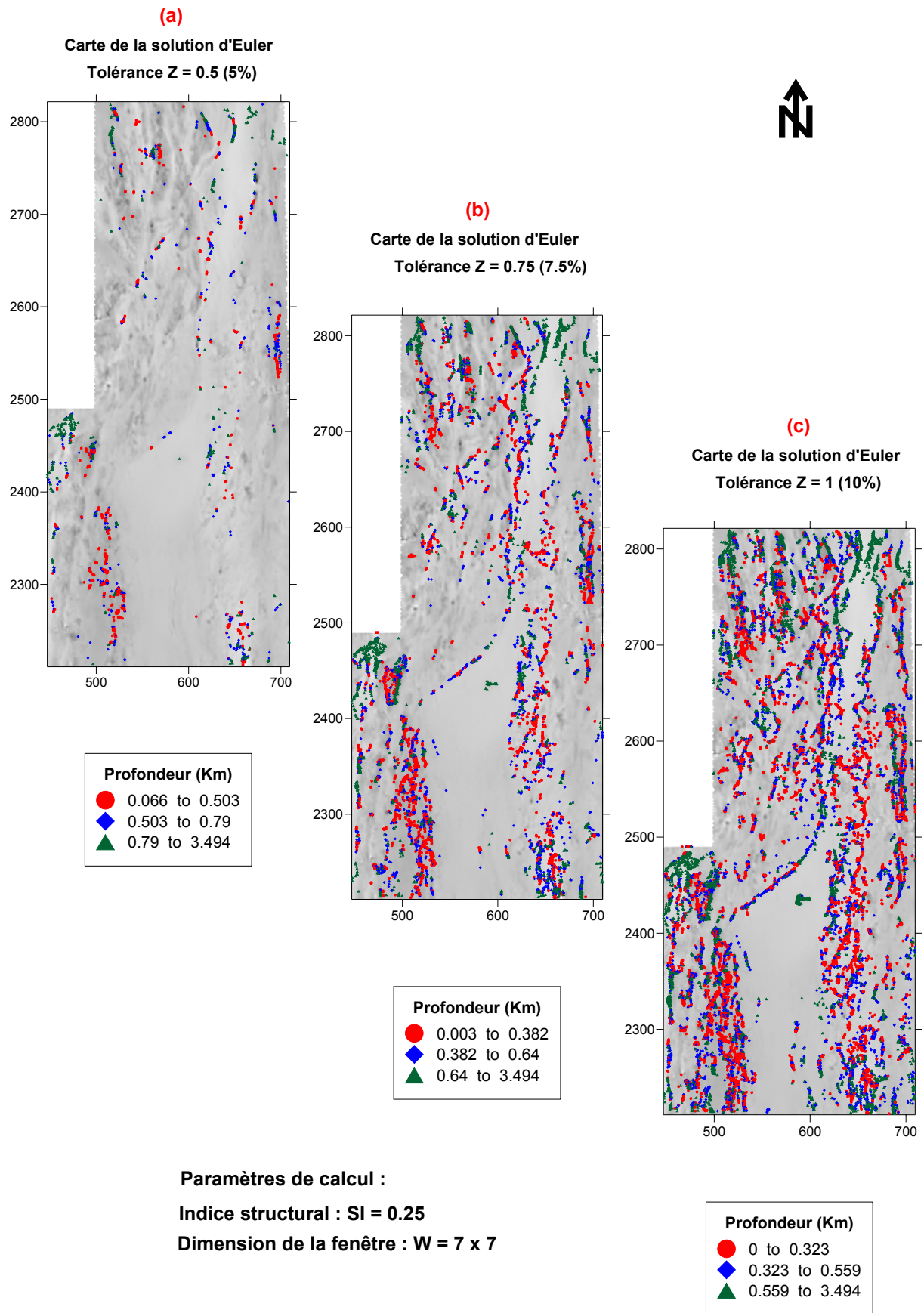


Figure (6.01) : Effet de la tolérance sur les Solutions d'Euler.



---

### 6.6.1.2. Interprétation quantitative :

La figure (6.02) représente les solutions d'Euler, projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle, ces solutions sont calculées avec les paramètres d'Euler suivant :

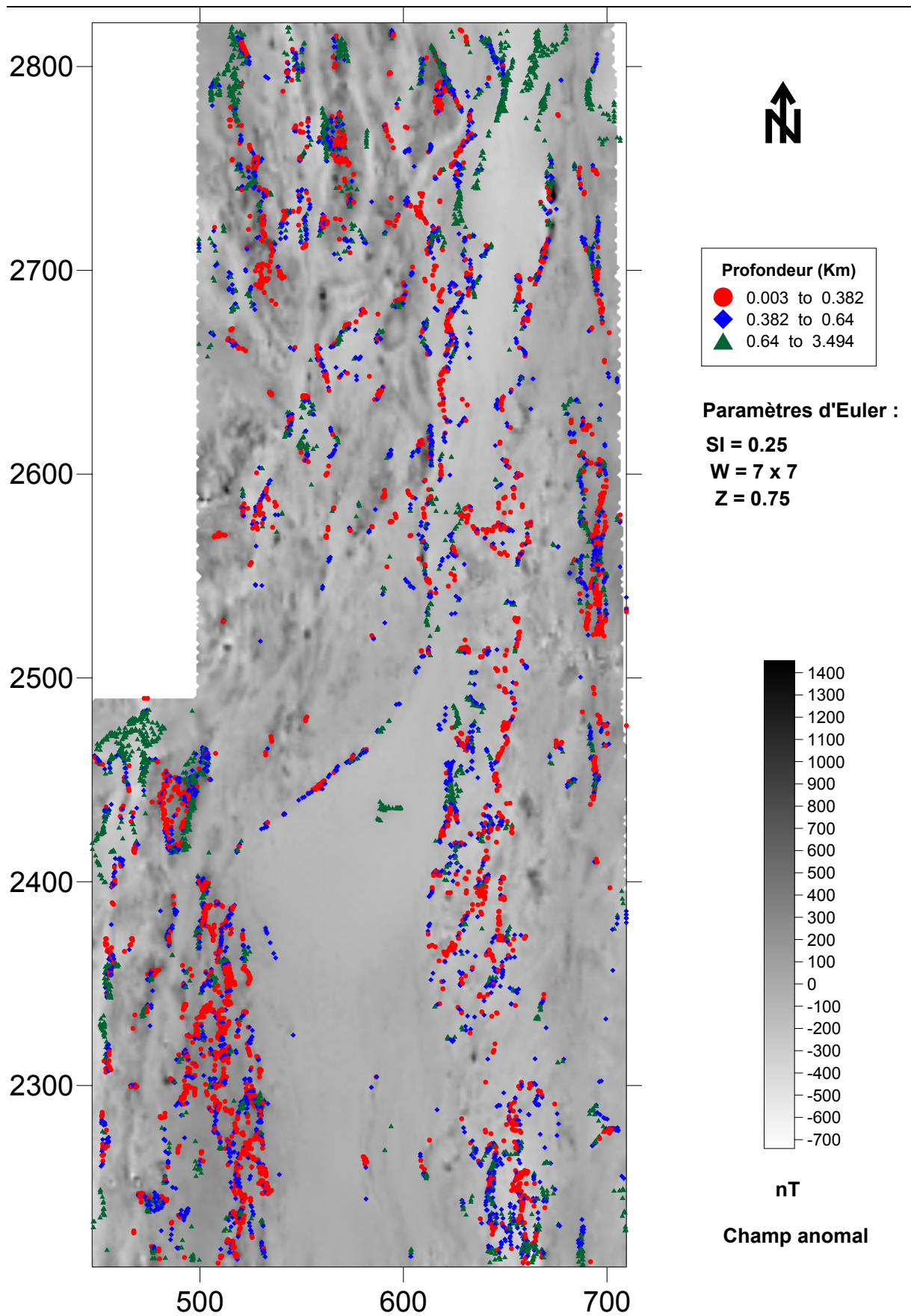
- Indice structural  $SI = 0.25$
- Dimension de la fenêtre  $W = 7 \times 7$
- Tolérance  $Z = 0.75$

A l'Est, le long de l'accident  $4^{\circ}50'$ , on retrouve des ensembles groupés dans des alignements N-S, ces ensembles sont caractérisés par de faibles et moyennes profondeurs (30 – 700m), idem pour les limites ouest du fossé et les contacts tectoniques au NW et au SW. Le contact lithologique entre le môle In Ouzzal et le fossé pharusien coïncide avec les solutions de moyennes profondeurs (300 – 700m). Les solutions de grandes profondeurs (plus de 3 Km) sont localisées aux limites sud et nord au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire, et aussi au niveau des formations volcaniques à l'est de la région centrale du fossé, dues, probablement, aux sources magnétiques profondes. Le centre de la partie Sud du fossé est caractérisé par l'absence, presque totale, des solutions d'Euler, due à l'absence d'importantes anomalies magnétiques dans cette zone.

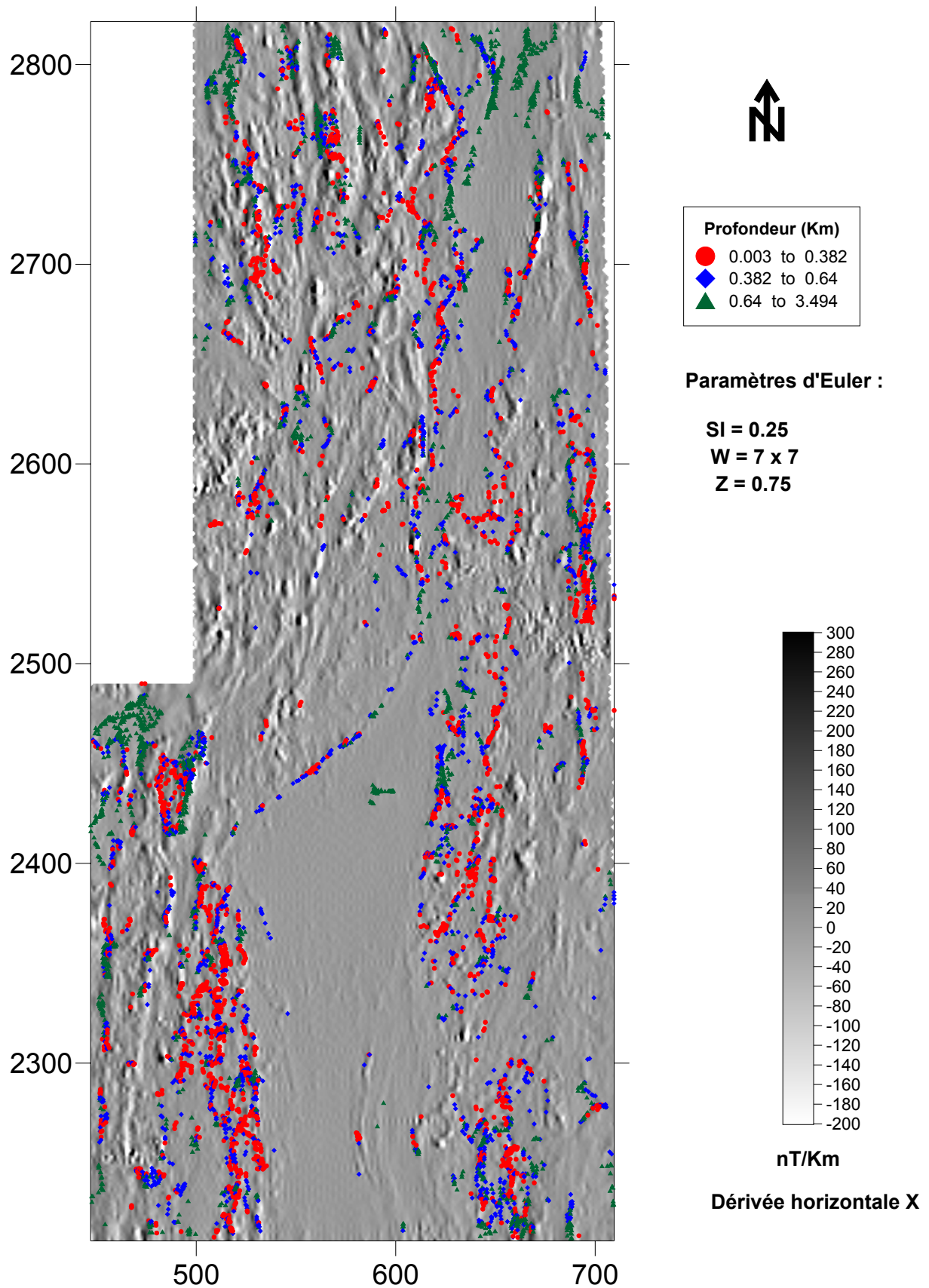
### 6.6.1.3. Localisation des failles et des contacts lithologiques :

La figure (6.03) représente les solutions d'Euler calculées à partir des paramètres précédents, projetées sur la carte de la dérivée horizontale X, et ce dans le but de localiser les systèmes de failles et contacts dans le fossé. La dernière carte montre une parfaite concordance des positions des solutions d'Euler avec les anomalies de courtes et grandes longueurs d'ondes liées aux différents accidents tectoniques et formations lithologiques.

On remarque une forte ressemblance entre les ensembles de solutions et les différents linéaments de la dérivée horizontale X selon les directions N-S et NE-SE. A l'Est du fossé, l'accident régional  $4^{\circ}50'$  est bien mis en évidence par le regroupement des solutions de faibles et moyennes profondeur de direction NS dans la partie nord et NE-SW dans la partie sud du fossé. Des formes de petits segment, liées aux contacts tectoniques sont localisée dans les zones NW et SW caractérisées généralement par des faibles profondeurs. A l'Ouest de la région centrale, un ensemble de solutions sous forme d'arc caractérise le contact entre le fossé pharusien et le môle In Ouzzal.



*Figure (6.02) : Solutions d'Euler projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle.*



*Figure (6.03) : Solutions d'Euler projetées sur la carte de la dérivée « X ».*

---

### 6.6.2. Signal analytique (SA):

Pour la détermination des solutions du signal analytique, nous avons utilisé l'algorithme de Blakely et Simpson (1986) qui permet la détection automatique des maxima à partir des amplitudes du signal analytique.

La détection se fait par la translation d'une fenêtre carrée, de taille (5X5), parcourant toute la grille de mesure (à l'exception de celles se trouvant aux bords de la grille) et en chaque position, toutes les huit valeurs incluses dans la fenêtre, sont comparées avec celle du centre pour déterminer la valeur maximale. Un degré d'importance est attribué à chaque maxima détecté (allant de 1 à 4) d'après le nombre de direction dont il est maximal (verticale, horizontale et les deux diagonales).

#### 6.6.2.1. Détermination du seuil de détection des maxima :

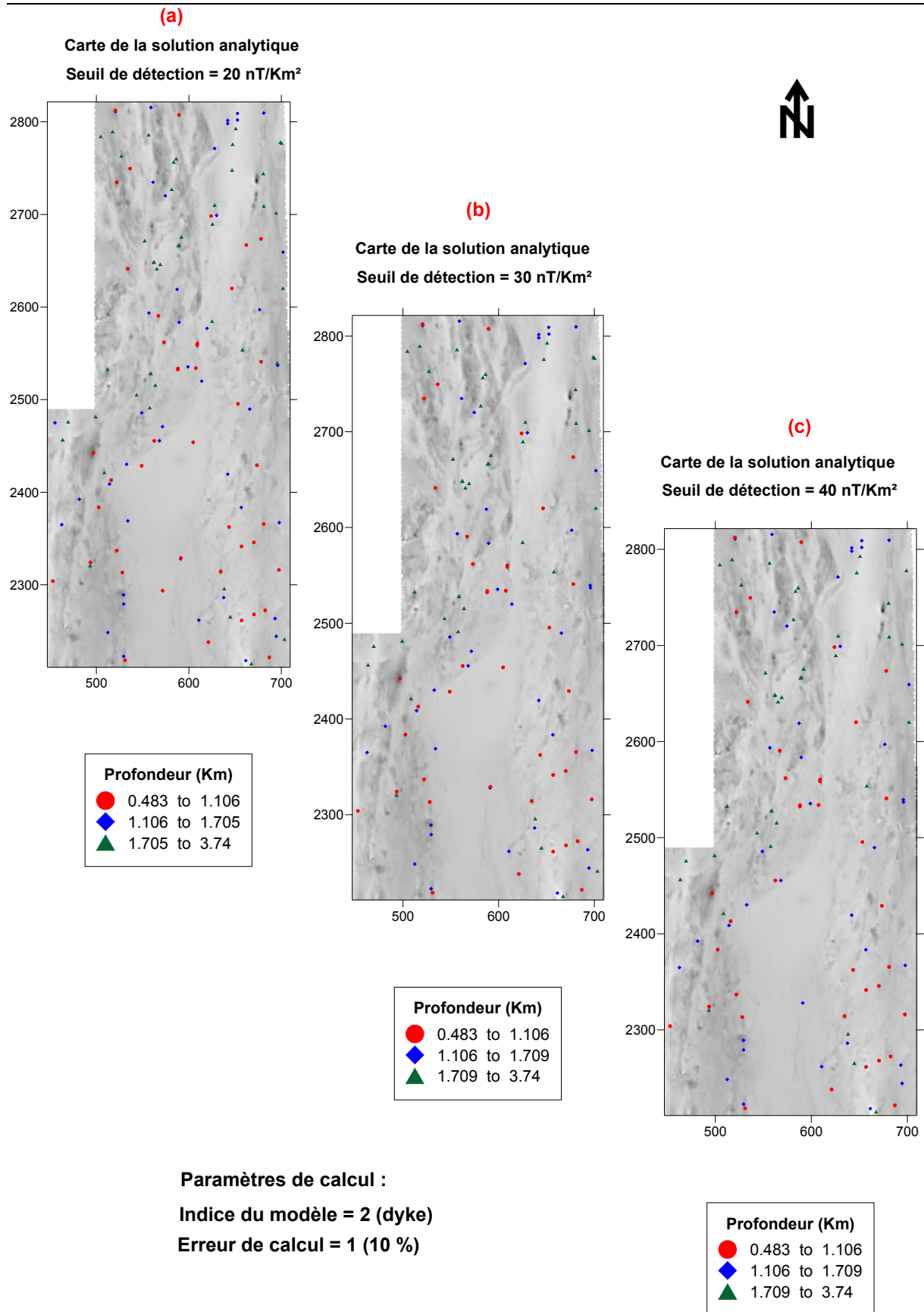
Le programme décrit ci-dessus, fournit les estimations sur la localisation et la profondeur des sources magnétiques, à partir de quatre grilles de données ; la grille de l'amplitude du signal analytique et celles des trois dérivées partielles premières selon X, Y et Z. Dans notre étude, nous avons appliqué la méthode du signal analytique aux données aéromagnétiques du grand fossé pharusien en utilisant un indice modèle égale à 1 (dyke). La tolérance est fixée à  $\sigma = 1$ , qui correspond à 10 % d'erreur de calcul et ce, après plusieurs tests sur des données réelles en utilisant le même programme de calcul. Pour le calcul d'un seuil de détection adéquat, nous avons appliqué la méthode du signal analytique en adoptant des valeurs différentes du seuil de détection. La figure (6.04) représente les cartes des solutions analytiques avec un seuil de 20,30 et 40 nT/Km<sup>2</sup> :

**(a).** Carte de la solution analytique « Seuil de détection = 20 nT/Km<sup>2</sup>, Nombre de solutions = 131 », on remarque une distribution presque régulière sur toute la région d'étude.

**(b).** Carte de la solution analytique « Seuil de détection = 30 nT/Km<sup>2</sup>, Nombre de solutions = 126 », ces derniers suivent la forme des grandes structures.

**(c).** Carte de la solution analytique « Seuil de détection = 40 nT/Km<sup>2</sup>, Nombre de solutions = 117 », au-delà de ce seuil, on enregistre une décroissance du nombre de solutions.

Du point de vu qualitatif, on remarque qu'au fur et à mesure qu'on augmente le seuil de détection des maxima on aura moins de solutions, pour notre travail, nous avons opté pour un seuil de 30 nT/Km<sup>2</sup>, qui donne une meilleure représentation des solutions et couvre toute la région.



*Figure (6.04) : Effet du seuil de détection sur le nombre de solutions analytiques.*

---

### 6.6.2.2. Localisation des contacts lithologiques:

La figure (6.05) représente les solutions du signal analytique projetées sur la carte de la dérivée horizontale X du champ anomal réduit au pôle du fossé pharusien, ces solutions sont calculées avec les paramètres suivants :

- Indice du modèle : 1 (contact)
- Seuil de détection : 30 nT/Km<sup>2</sup>
- Tolérance : 15 %

La dernière carte montre que le nombre de solutions est inférieur à celui obtenu par la méthode de la Déconvolution d'Euler, ces solutions sont situées au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle de In Ouzzal à l'Ouest, au niveau de l'accident régional 4°50' à l'Est et au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire au nord et au sud de la région d'étude. La presque totalité des solutions obtenus représentent les sources magnétiques superficielles et peu profondes. La méthode du signal analytique fournit une meilleure résolution des sources.

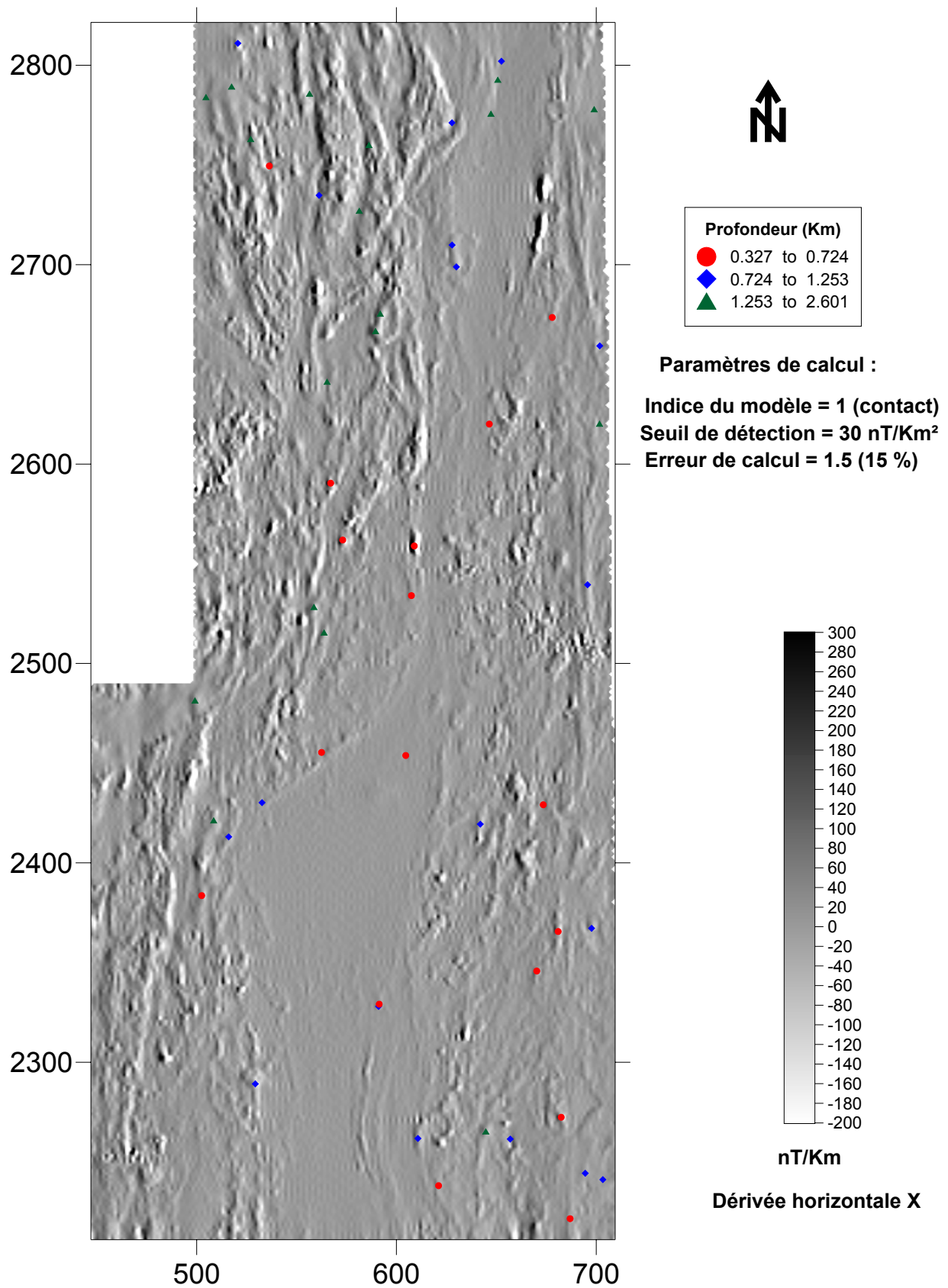
### 6.6.2.3. Localisation des dykes:

La figure (6.06) représente les solutions du signal analytique projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien, ces solutions sont calculées avec les paramètres suivants :

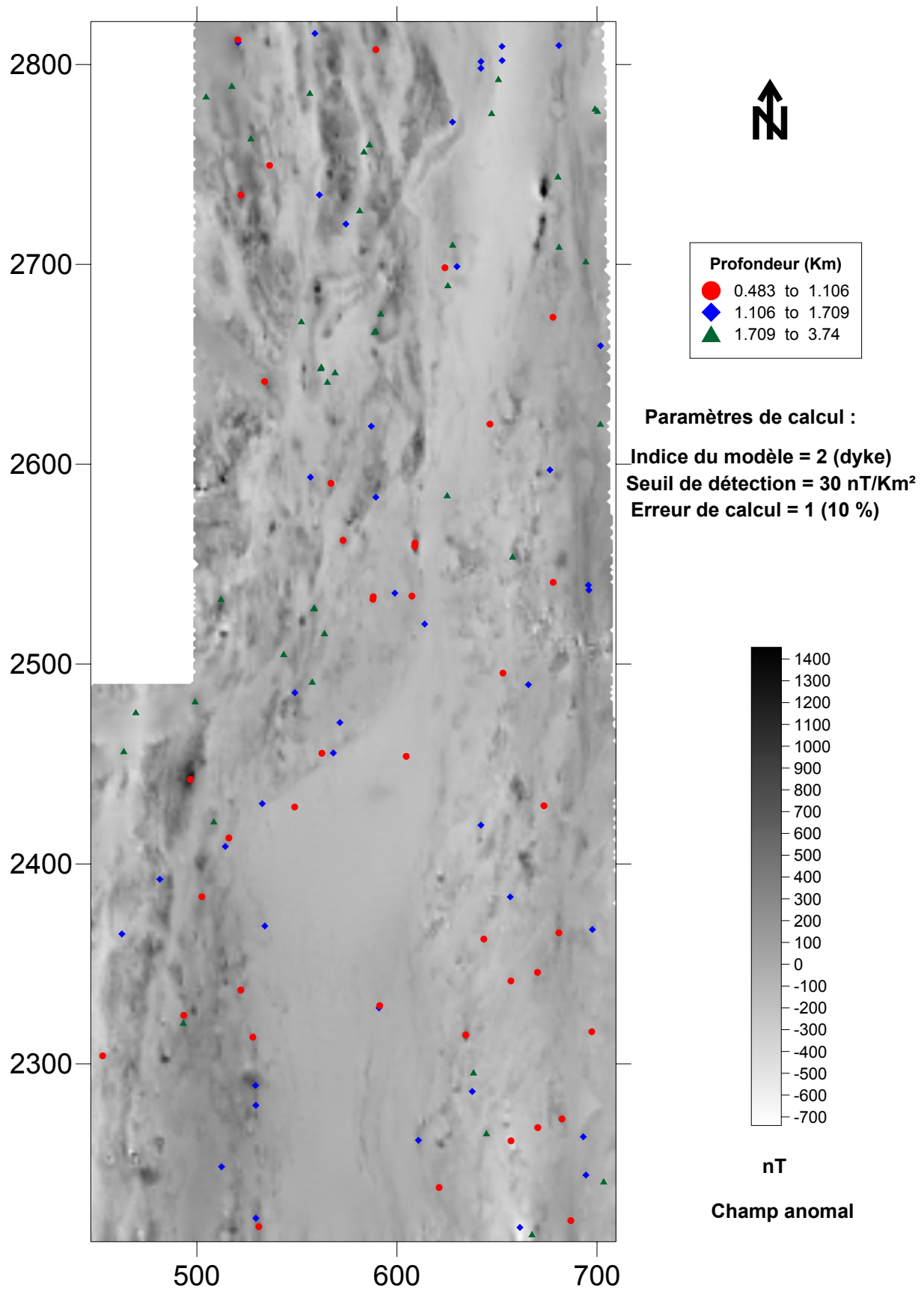
- Indice du modèle : 2 (dyke)
- Seuil de détection : 30 nT/Km<sup>2</sup>
- Tolérance : 10 %

La dernière carte montre une ressemblance de solutions obtenues par la méthode du signal analytique avec celles obtenues par la Déconvolution d'Euler, le nombre de solutions obtenus avec un indice modèle égal à 2 (dyke) est plus important que celui de la figure précédente. Les résultats obtenus montrent que les sources magnétiques détectées sont peu profondes dans les zones d'anomalies de courtes longueurs d'onde au SW et au SE du fossé, ainsi qu'au niveau du contact lithologique entre le môle In Ouzzal et le fossé pharusien. Les linéaments magnétiques de directions N-S et NE-SW sont bien localisés sur la carte des anomalies magnétiques et ressemblent énormément aux structures géologiques de la région d'étude. Les sources profondes sont localisées au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire dans la partie sud du fossé.





*Figure (6.05) : Solutions du signal analytique projetées sur la carte de la dérivée « X » Du champ anomal réduit au pôle du fossé pharusien.*



*Figure (6.06) : Solutions du signal analytique projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien.*



---

### 6.6.3. Nombre d'onde local (NOL) :

#### 6.6.3.1. Etablissement de la carte du nombre d'onde local :

Pour établir la carte du nombre d'onde local  $k$ , nous avons réalisé un programme informatique en utilisant l'expression (6.40) donnée par *Huang et Versnel (2000)*, basée sur les dérivées premières et secondes du champ d'anomalie.

La figure (6.07) représente la carte du nombre d'onde local, calculé à partir du champ magnétique anomal réduit au pôle, cette dernière carte, présente une nette ressemblance avec le signal analytique, et permet la localisation des sources magnétiques, sans qu'on ait des informations sur les propriétés magnétiques de ces dernières ou celles du champ inducteur, elle constitue donc un outil efficace pour suivre les structures magnétiques. Dans le but d'éliminer les bruits causés par ce filtre, les solutions inférieures à  $(0.15 \text{ Km}^{-1})$  n'ont pas été prises en considération.

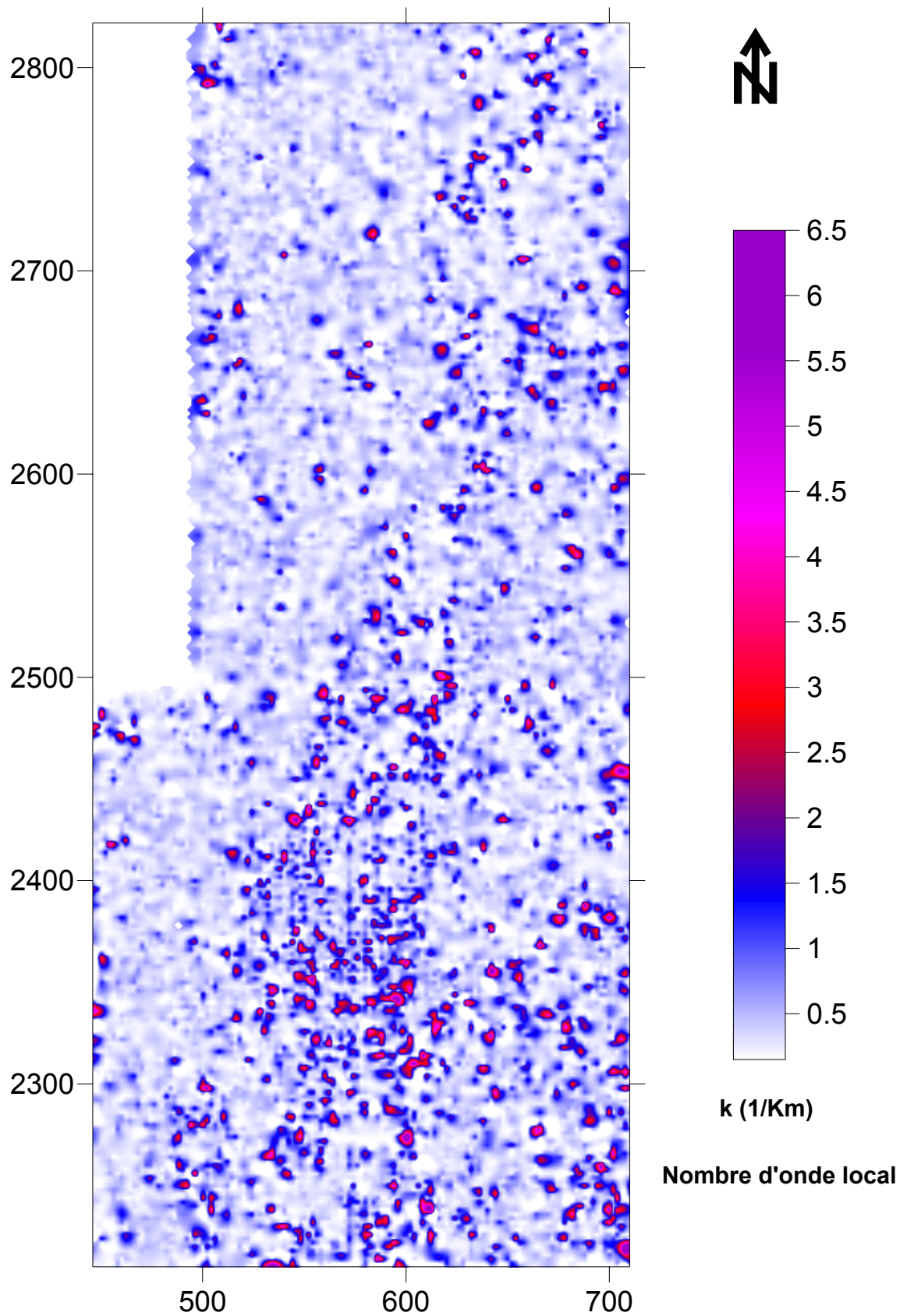
#### 6.6.3.2. Calcul des solutions du nombre d'onde local :

La figure (6.08) représente les solutions déterminées à partir du nombre d'onde local et projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien. L'estimation des profondeurs à été faite en utilisant l'expression (5.41) avec un indice structural nul ( $S = 0$ ), les profondeurs déterminées sont égales à l'inverse du nombre d'onde local «  $k$  » et correspondent aux pics locaux de ce dernier.

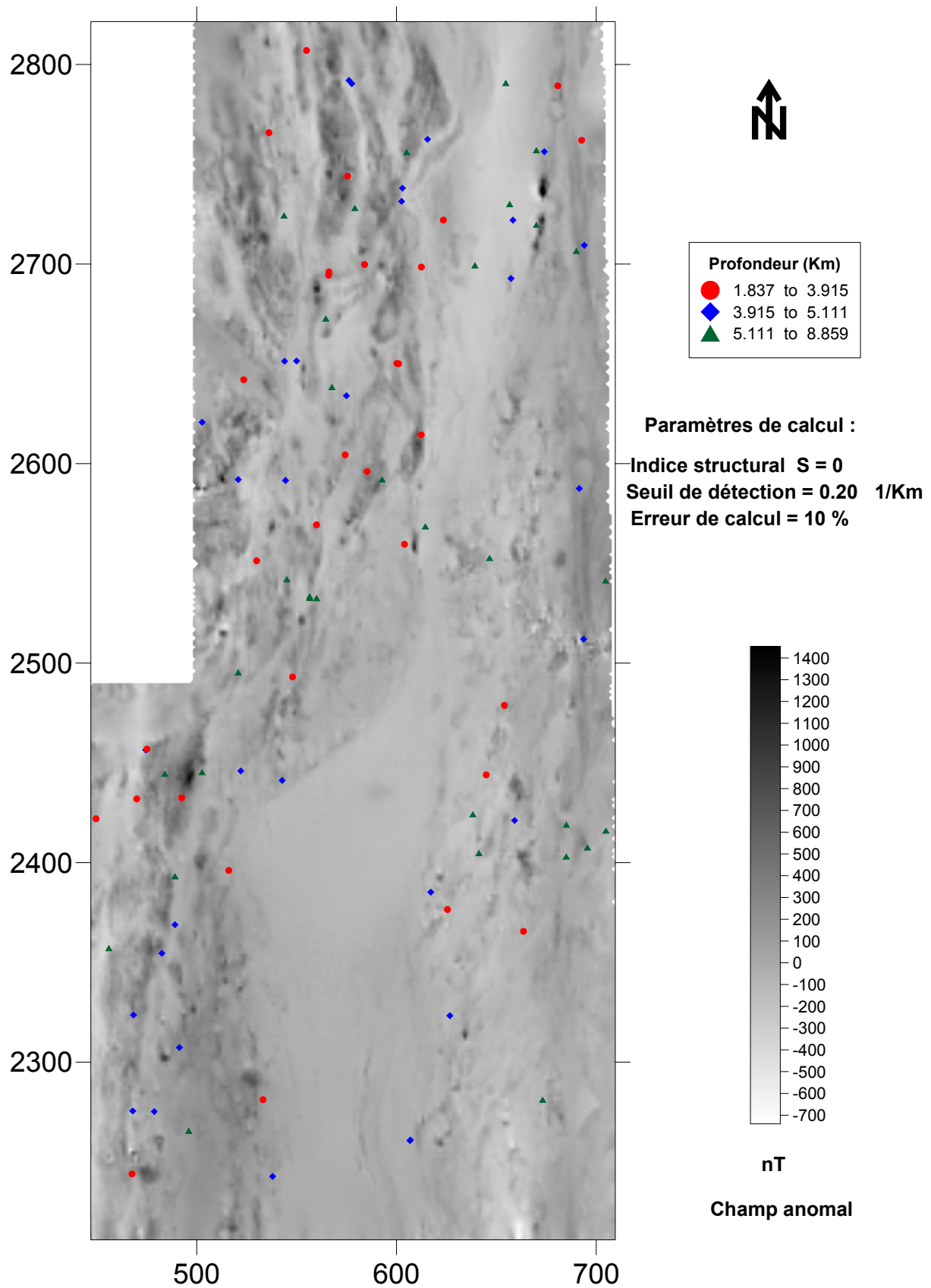
Pour la détection des maxima, nous avons le programme informatique du signal analytique lui même. Ces solutions sont calculées avec les paramètres suivants :

- Indice structural :  $S = 0$
- Seuil de détection :  $0.20 \text{ 1/Km}$
- Tolérance :  $10 \%$

Les solutions déterminées sont proches à celles obtenues par la méthode du signal analytique, on remarque une bonne délimitation des structures magnétiques linéaires, notamment au niveau des accidents tectoniques à l'Est et au niveau de la limite Ouest du fossé. La dernière carte montre que les contacts lithologiques ne sont pas bien localisés par cette méthode et que la majorité des solutions sont dues aux sources relativement profondes.



*Figure (6.07) : Carte du nombre d'onde local (3D), calculé à partir du champ magnétique anomal du fossé pharusien.*



*Figure (6.08) : Solutions du nombre d'onde local projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien.*

---

## 6.7. Interprétation des résultats :

### 6.7.1. Distribution des anomalies magnétiques :

La carte du champ anomal réduit au pôle montre une distribution très variable des anomalies magnétiques, due essentiellement à la complexité géologique de la zone d'étude.

On remarque que les structures magnétiques suivent généralement la direction des structures géologique figure (6.09).

Les anomalies magnétiques les plus importantes se présentent sous forme de linéaments subméridiens. Leur distribution spatiale est la suivante :

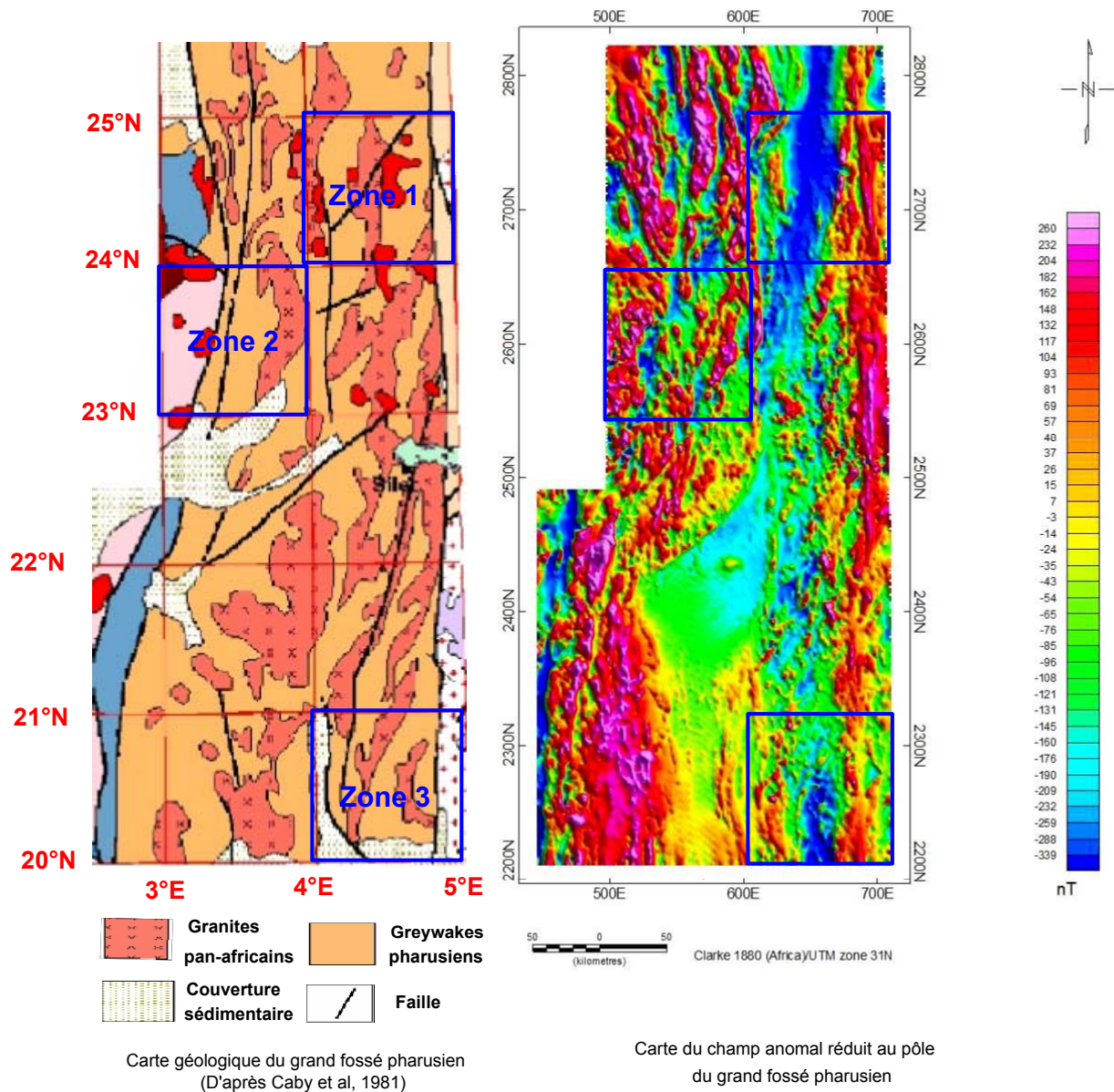
- Le long de l'accident régional 4°50 à l'Est du fossé.
- Au niveau du contact entre le fossé pharusien et le môle granulitique de In Ouzzal à l'Ouest.
- Au niveau des formations volcano-détritiques au Nord-Est de la région de Silet.
- Au niveau du terrane de Tirek (Tir), dont les valeurs les plus élevées sont enregistrées le long de la faille séparant ce dernier à celui de Tin Zaoutine (Za). Les valeurs élevées dans cette zone sont dues à la présence de Gneiss caractérisés par une forte susceptibilité magnétique.
- Au niveau des systèmes de failles locales caractérisant les parties NW et SW du fossé.
- Au niveau des granites pan-africains de la partie nord du fossé.

Le regroupement d'anomalies positives le long des failles et des contacts lithologiques s'explique par la présence de sources fortement aimantées se trouvant en sub-surface. Ces accidents tectoniques et contacts lithologiques constituent des pièges pour les poly-métaux ainsi que pour les radioéléments dont, plusieurs indices sont déjà localisés le long de l'accident 4°50.

Le centre de la partie sud du fossé est caractérisé par des valeurs relativement faibles à l'exception d'un ensemble d'anomalies de petites extensions caractérisées par de courtes longueurs d'ondes probablement dues à des structures superficielles.

Les plus faibles valeurs se situent au centre de la partie nord du fossé. Cela s'explique par l'absence d'importantes sources magnétique dans cette partie de la région d'étude.

La figure (6.09) représente la carte géologique du fossé et celle du champ magnétique anomal réduit au pôle. La superposition des deux cartes montre une bonne corrélation entre les anomalies magnétiques et les différents domaines et structures géologiques.



**Figure (6.09) : Corrélation entre la carte géologique et celle réduite au pôle.**

### 6.7.2. Analyse multi-méthodes :

L'application des trois méthodes analytiques (Déconvolution d'Euler, Signal Analytique et Nombre d'Onde Local), a permis la localisation des sources magnétiques et l'estimation de leurs profondeurs, reflétant ainsi et d'une manière générale, l'aspect structural et tectonique de la zone d'étude.

Les paramètres de calcul ainsi que les nombres de solution obtenus sont représentés par les tableaux suivants :

	Taille de la fenêtre	Indice Structural	Tolérance	Nombre de solutions
Effet de la tolérance	7 X 7	0.25	5 %	1912
	7 X 7	0.25	7.5 %	8256
	7 X 7	0.25	10 %	16482
Localisation des contacts	7 X 7	0.10	7.5 %	2254
Localisation des dykes	7 X 7	1.10	7.5%	1645

**Tableau (6.01) : Paramètres de calcul des solutions d'Euler.**

	Seuil de détection des maximas	Indice du modèle	Tolérance	Nombre de solutions
Effet du seuil de détection	20 nT/Km <sup>2</sup>	2	10 %	131
	30 nT/Km <sup>2</sup>	2	10 %	126
	40 nT/Km <sup>2</sup>	2	10 %	117
Localisation des contacts	30 nT/Km <sup>2</sup>	1	15 %	145
Localisation des dykes	30 nT/Km <sup>2</sup>	2	10 %	126

**Tableau (6.02) : Paramètres de calcul des solutions du Signal Analytique.**

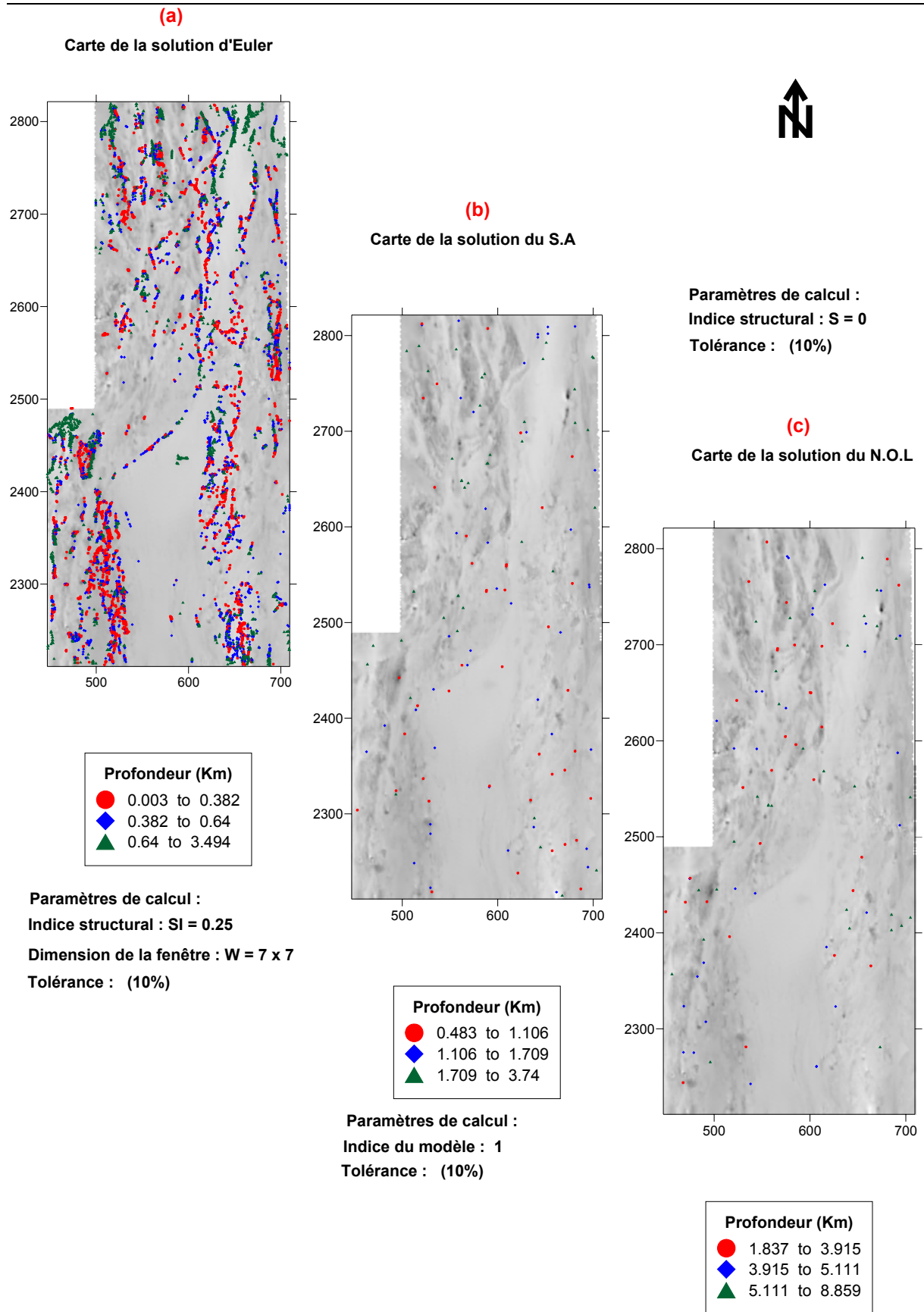
	Seuil de détaction des maximas	Indice Structural	Tolérance	Nombre de solutions
Localisation des contacts	0.20 1/Km	S = 0	10 %	130

**Tableau (6.03) : Paramètres de calcul des solutions du Nombre d'Onde Local.**

La figure (6.10) représente la superposition des solutions des trois méthodes sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle. Se basant sur le caractère structural régional, le choix des indices structuraux est le suivant :

- IS = 0.25 (pour la DE).
- IS = 1 (pour le SA).
- IS = 0 (pour le NOL).





**Figure (6.10) : Cartes des solutions des trois méthodes (DE, SA et NOL) projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle.**

---

Le choix de la méthode à appliquer, ainsi que les paramètres physiques de chaque méthode, dépend essentiellement de la complexité et la géométrie de la source. On en déduit les caractéristiques suivantes :

A l'Est, le long de l'accident 4°50', on retrouve des ensembles groupés dans des alignements N-S, ces ensembles sont caractérisés par de faibles et moyennes profondeurs (30 – 700m), idem pour les limites ouest du fossé et les contacts tectoniques au NW et au SW.

Le contact lithologique entre le môle In Ouzzal et le fossé pharusien coïncide avec les solutions de moyennes profondeurs (300 – 700m).

Les solutions de grandes profondeurs (plus de 3 Km) sont localisées aux limites sud et nord au niveau du contact entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire, et aussi au niveau des formations volcaniques à l'est de la région centrale du fossé, dues, probablement, aux sources magnétiques profondes.

Le centre de la partie Sud du fossé est caractérisé par l'absence, presque totale, des solutions, dues à l'absence d'importantes anomalies magnétiques dans cette zone.

La méthode de la Déconvolution d'Euler (DE), donne une meilleure délimitation des sources magnétiques et permet la détection des sources profondes, cette méthode présente une grande efficacité dans le cas des contacts lithologiques et des accidents tectoniques.

L'application de la méthode du signal analytique (SA), donne un nombre de solutions inférieur à celui obtenu par la DE, elle fournit une meilleure résolution des limites des sources et favorise les effets de celles superficielles ou peu profondes, en général, les profondeurs estimées par le SA sont inférieures à celles estimées par la DE. Cette méthode est très efficace dans le cas des dykes et des couches minces.

Les solutions obtenues par l'application de la méthode du Nombre d'Onde Local (NOL), ont les mêmes caractéristiques que celles obtenus par le SA avec un pouvoir de résolution relativement supérieur celui-ci.

A l'issue de cette analyse multi-méthode, on en déduit que la déconvolution d'Euler offre les meilleurs résultats. En effet, la présence d'accidents tectoniques et contacts lithologiques caractéristique au fossé pharusien justifie notre choix.



---

### 6.7.3. Etude comparative magnéto-spectrométrique :

Les concentrations en ppm calculées, en utilisant les formules approximatives de Darnly (1972), dans les différents domaines du fossé pharusien montrent une distribution variable des zones anormales.

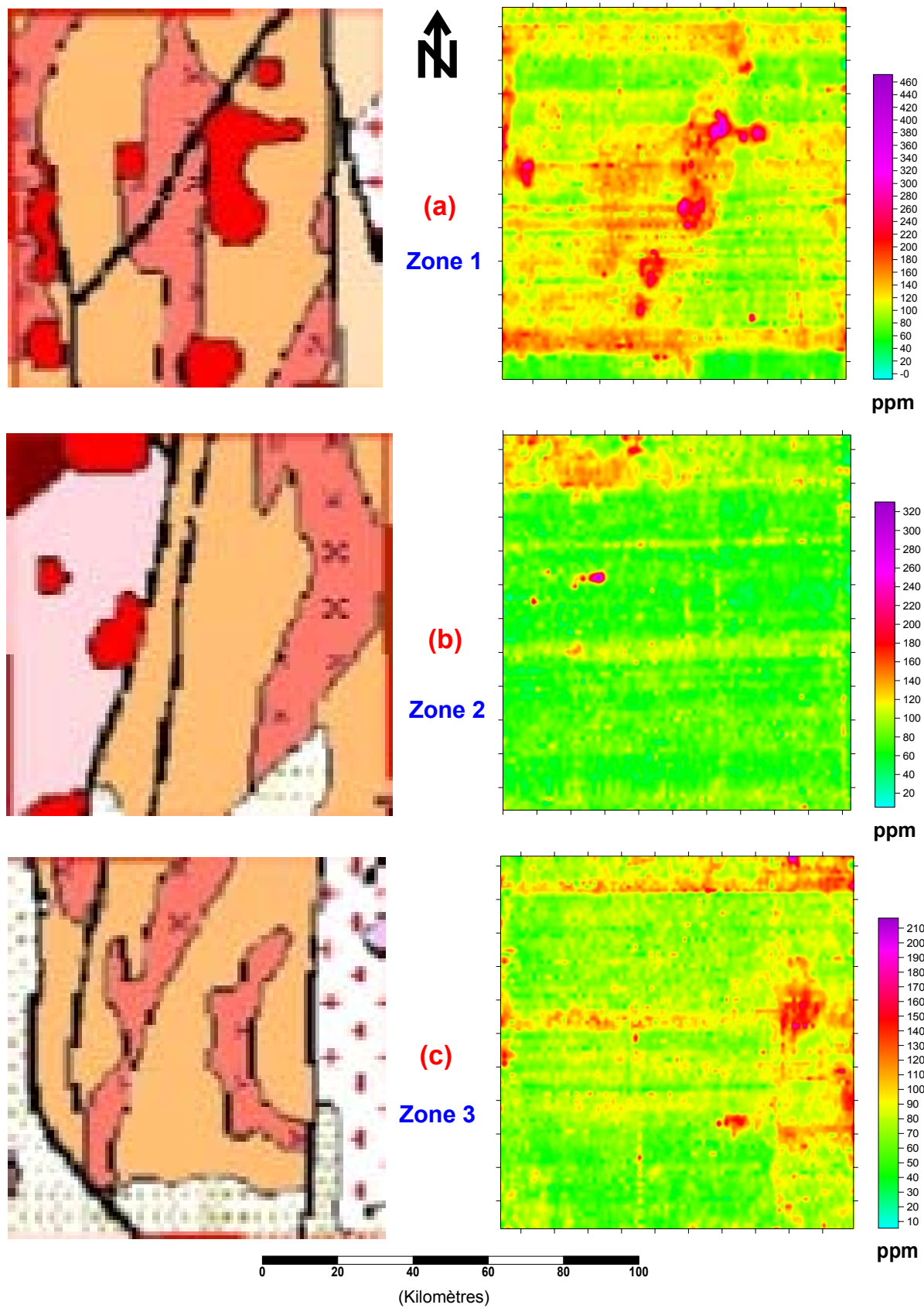
La figure (6.11) représente la distribution des anomalies spectrométriques sur les différents domaines litho-structuraux des trois zones choisies pour l'étude spectrométrique de détail.

La comparaison des cartes des concentrations en Uranium à celles géologiques, prouve l'existence d'éventuels indices Uranifères dans les domaines suivants :

- Le long de l'accident tectonique régional 4°50' d'orientation N-S.
- Les zones dominées par les granites panafricains dans la partie nord du fossé pharusien.
- Les systèmes de failles locales au NW.
- La partie centrale de la zone de Tesnou caractérisée par la présence des granites panafricains tardifs, traversés par un accident tectonique d'orientation NE-SW ainsi que le passage de la faille régionale 4°50' à l'est de la feuille.
- Le contact lithologique entre le fossé pharusien et le môle In Ouzzal dans la partie nord ouest ainsi qu'au niveau du contact entre les deux terranes, Tirek et Tin Zaoutine dans la partie sud du fossé.
- Les formations volcano-détritiques au Nord-Est de la région de Silet.

La comparaison des cartes interprétatives des données magnétiques à celles des concentrations en Uranium calculées dans les différents domaines du fossé pharusien, montre que ces derniers présentent des taux spectrométriques relativement élevés, au niveau des accidents tectoniques et des granites panafricains et à un degré moindre au niveau des contacts lithologiques. Ces mêmes régions présentent un regroupement d'anomalies magnétiques positives d'orientation N-S et NE-SW.

Le regroupement d'anomalies magnétiques positives n'est pas une condition suffisante pour confirmer l'existence d'indices radiométriques dans ces régions, mais il peut être d'un apport considérable dans l'interprétation en faisant appel aux informations structurales et lithologiques.



*Figure (6.11) : Distribution des concentrations en Uranium sur les différentes formations lithologiques du fossé pharusien.*

## Conclusion

Au terme de ce travail, ayant pour but, la mise en évidence des anomalies et indices Uranifères dans le fossé pharusien, nous avons pu mettre en relief, les caractéristiques structurales et lithologiques ainsi que les paramètres magnétiques et radiométriques de chaque domaine géologique, en utilisant un levé aéroporté magnéto-spectrométrique.

La zone d'étude est un vaste domaine, appartenant à un seul cycle homogène, cycle pharusien, qui correspond au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse. Du point de vue tectono-lithologique, le fossé pharusien contient cinq (05) grands compartiments et est délimité par deux failles majeures ; l'accident 4°50' à l'Est et le contact avec le môle granitique de In-Ouzzal à l'Ouest.

Caractérisée par ses avantages opérationnels et techniques, la prospection Aérogéophysique constitue un outil très efficace pour la recherche des anomalies magnétiques et spectrométriques. En effet, l'analyse des données du levé aérien réalisé au-dessus du fossé pharusien nous a permis la localisation des zones d'anomalies magnétiques et radiométriques ainsi que la délimitation des différents domaines structuraux et lithologiques dans la région d'étude.

L'application des différents types de corrections aux données brutes, nous a permis le positionnement des anomalies magnétiques et spectrométriques, de séparer leurs sources ainsi que la suppression des bruits qui affectent les mesures. Dans la chaîne du traitement des données magnétiques, l'application des différents filtres numériques nous a permis la mise en évidence des différentes structures et formations lithologiques ainsi que l'établissement des cartes interprétatives.

L'interprétation qualitative des données traitées montre la concentration des zones d'anomalies radiométriques autour des accidents tectoniques, des contacts lithologiques et au niveau des granites pan-africains. En effet, en comparant les cartes interprétatives des données magnétiques avec celles des concentrations en Uranium, calculées dans les différents domaines du fossé pharusien, on peut déduire que ces derniers présentent des taux spectrométriques relativement élevés, aux niveaux des accidents tectoniques et des granites pan-africains et à un degré moindre au niveau des contacts lithologiques. Ces mêmes régions présentent un regroupement d'anomalies magnétiques positives.

Le regroupement d'anomalies magnétiques positives n'est pas une condition suffisante pour confirmer l'existence d'indices radiométriques dans ces régions, mais il peut être d'un apport considérable dans l'interprétation par appel aux informations structurales et lithologiques.

---

Du point de vue quantitative, l'application de nouvelles méthodes analytiques d'interprétation, nous a permis de localiser, avec plus de précision, les limites des sources magnétiques ainsi que leurs paramètres physiques.

L'étude comparative des trois méthodes montre que la méthode de la Déconvolution d'Euler présente une meilleure résolution et une grande efficacité dans le cas des contacts et des failles, les deux autres méthodes, le Signal Analytique et Nombre d'Onde Local, favorisent la localisation des dykes et des couches minces avec un pouvoir de résolution plus grand de la dernière par rapport à l'autre, et par conséquent, la combinaison des trois méthodes analytiques, offre une meilleure délimitation des sources magnétiques et permet la détermination, avec précision, de leurs paramètres physiques.

## Bibliographie

- ◆ **Baala M., (2005)** : Etude quantitative des anomalies magnétiques par le signal analytique : Application à des données océaniques, *Thèse Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 214p.*
- ◆ **Barongo, J.O, (1984)** : Euler's differential equation and identification of the magnetic point-pole and point-dipole source, *Geophysics, 49. 1549-1553.*
- ◆ **Barraclough, D. R., (1987)** : International geomagnetic reference field : the fourth generation, *Phys. Earth Planet. Int., 48, 279-292.*
- ◆ **Bertrand J. M., Boissonas J., Caby R., Gravelle M et Lelubre M., (1966)** : Existence d'une discordance dans l'antécambrien du fossé pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara Central). *C.R. Acad. Sci., Paris, 262, D, p. 2197-2200.*
- ◆ **Bertrand J. M., Lassere M., (1976)** : Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara), *Geol. Rundschman, 67: 357-388.*
- ◆ **Bertrand J. M., Caby R., (1978)** : Geodynamic evolution of the pan-african orogenic belt : A new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod Area. *Precambr., Res., 3, p. 343-362.*
- ◆ **Black R., Latouche L., Liégeois J. P., Caby R., Bertrand J. M., (1994)** : Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara), *geology, v. 22, p. 641-644, Juillet 1994.*
- ◆ **Blakely R. J., (1995)** : Potential theory in gravity and magnetic applications, *Cambridge University Press, 441p.*
- ◆ **Boissonas J., (1973)** : Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar. *Th. Doc. D'Etat, Univ. Montpellier. Tomes I et II.*
- ◆ **Bournas N., (2001)** : Interprétation des Données Aérogéophysiques Acquises au-dessus du Hoggar Oriental, *Thèse Doctorat d'état, USTHB, 250p.*
- ◆ **Bournas N., Galdeano A., Hamoudi M., Baker H., (2003)** : Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences, vol 37 (2003), pages : 191-205.*
- ◆ **Caby R., (1970)** : La chaîne pharusienne dans le N-W de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie), Sa place dans l'orogénèse du précambrien supérieur en Afrique, *Th. Sci. Montpellier, 1 v. 336p.*
- ◆ **Caby R., Bertrand J. M. L., Black R., (1981)** : Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. in Kroner A (ed) Precambrian Plate Tectonics, *Elsevier, Amst. 407-434.*
- ◆ **Caby R., (2003)** : Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western hoggar : a synthesis. *Journal of African Earth Sciences, vol 37 (2003), pages : 133-159.*

- 
- ◆ **Cain, J. C., Daniels, W. E., Hendricks, S. J., Jensen, D. C., (1965)** : An evaluation of the main geomagnetic field, 1940-1962. *J. Geophys. Res.*, 70, 3647-3674.
  - ◆ **Chouteau M., (2002)** : Géophysique appliquée, tome I, Magnétisme, *Ecole Polytechnique de Montréal*.
  - ◆ **Coulomb J., Robert G., (1976)** : Traité de Géophysique Interne, Tome II- Magnétisme et Géodynamique, *Masson Editeurs, Paris, 586p.*
  - ◆ **Gasquet C., et Witomsky P., (1995)** : Analyse de Fourier et applications. Filtrage, calcul numérique, ondelettes. *Edition Masson, 355 p.*
  - ◆ **Gibert, D. (1994)** : Elément de traitement du signal, *Edition Masson, Paris, 137 p.*
  - ◆ **Gravelle M., (1969)** : Recherche sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar Centro-Occidental dans la région de Silet-Tibehaouine, *Thèse Doct. Etat.Univ. Paris, 298 p.*
  - ◆ **Gunn, P. J. (1975)** : Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophys. Prosp.* 23:300-312.
  - ◆ **Hood, J.P., (1965)** : Gradient measurements in aeromagnetic surveying, *Geophysics*, 30. 891-902.
  - ◆ **Hsu S.K., Sibuet J.C., and Shyu C.T., (1996)** : High resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique, *Geophysics*, 61: 373-386.
  - ◆ **Hsu S.K., Coppens, D., and Shyu, C-T., (1998)** : Depth to magnetic source using the generalized analytic signal, *Geophysics*, 63:1947-1957
  - ◆ **Keating P., and Sailhac, P., (2004)** : Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes, *Geophysics*, 69:180-190.
  - ◆ **Lacomblez P., Cornet M., (1973)** : Méthodes Aéroportées, (rapport) Colloque de Géophysique Minière, *revue de la société de l'industrie minière, Compagnie Générale de Géophysique, Mai 1973, pages : 29-34.*
  - ◆ **Lelubre M., (1952)** : Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental, *Thèse Paris, Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie.*, 22, 2 tomes.
  - ◆ **Le Mouël J. L., (1969)** : Sur la distribution des éléments magnétiques de France, Thèse de Doctorat, Paris VII, 154p.
  - ◆ **Le Mouël J. L., Galdeano A., and Le Pichon X., (1972)** : Remanent magnetization vector direction and the statistical properties of magnetic anomalies, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30: 353-371.
  - ◆ **Liégeois J. P., Black R., Navez J., Latouche L., (1994)** : Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger), *Precambrian Research*, 67: 59-88.
  - ◆ **Liégeois J. P., Latouche L., Boughrara M., Navez J., (2003)** : The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny, *Journal of African Earth Sciences*, vol 37 (2003), pages : 133-159.
-

- 
- ◆ **Marson I., Klingele E. E., (1993)** : Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation, *Geophysics*, **58**, 1588-1595.
  - ◆ **Max, J., (1989)** : Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques, Tome I, *Masson, Paris*.
  - ◆ **Menke W., (1989)** : Geophysical data analysis : Discrete inverse theory, *Academic Press. Inc.*
  - ◆ **Mushayandevu M. F., Driel P. V., Reid A. B., Fairhead J. D., (2001)** : Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics*, vol 66, N° 3(May-june 2001), pages : 814-823.
  - ◆ **Mushayandevu M. F., Lesur V., Reid A. B., Fairhead J. D., (2004)** : Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics*, vol 69, N° 2(March-April 2004), pages : 489-496.
  - ◆ **Nabighian, M. N., (1972)** : The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, **37**: 507-517.
  - ◆ **Nabighian, M. N., (1974)** : Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section, *Geophysics*, **39**: 85-92.
  - ◆ **Nabighian, M. N., (1984)** : Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, **49**: 780-786.
  - ◆ **Nabighian M. N., Hansen R. O., (2001)** : Unification of Euler and Werner deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform. *Geophysics*, vol 66, N° 6November-December 2001), pages : 1805-1810.
  - ◆ **Naidu, P. S., and Mathew, M. P., (1998)** : Analysis of geophysical potential fields, *Elsevier, Amsterdam*, 298 p.
  - ◆ **Paterson Grant and Watson Limited., (1977)** : Réinterprétation de levés Aéro-Magnéto-Spectrométriques de l'Algérie, *études détaillées pour la SONAREM*, 3 vol. Juillet 1977.
  - ◆ **Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., Somerton W., (1990)** : Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, vol 55, N° 1(January 1990), pages : 80-91.
  - ◆ **Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., (1992)** : Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic, *Geophysics*, **57**:116-125.
  - ◆ **Sailhac, P., (1999)** : Analyse multiéchelle et inversion de données géophysiques en Guyane France, *Thèse d'Etat, Institut de Physique de Globe de Paris, France*, 259 p.
  - ◆ **SCINTREX, (1980)** : Geophysical and Geochemical instrumentation and services.
-

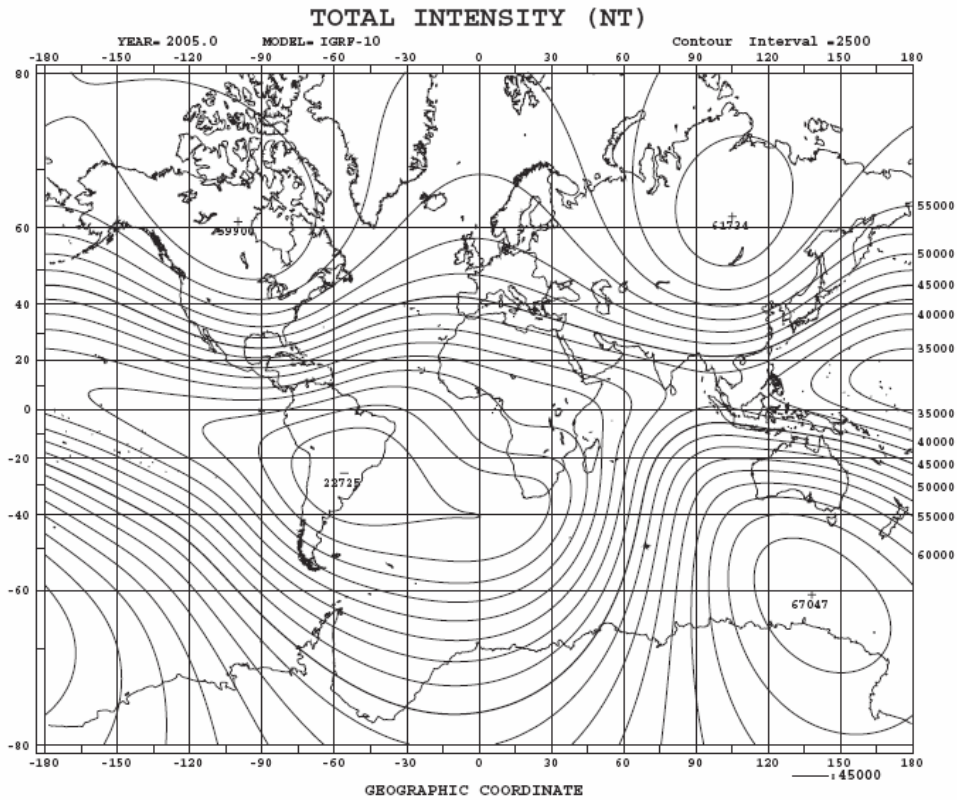
- 
- ◆ **Seguin M. K. (1971)**: la géophysique et les propriétés physiques des roches. Québec.
  - ◆ **Serra O., (1979)** : Diagraphies différées, bases de l'interprétation, tome 1 : Acquisition des données diagraphiques, *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 1.*
  - ◆ **Sharma P.V., (1986)** : Geophysical Methods in Geology, second edition, *Elsevier Science Publishing Co., Inc*, 442p.
  - ◆ **Smith, R. S., Thurston, J. B., Dai, T-F., and Macleod, I. N., (1998)** : ISPI™ -The improved source parameter imaging method, *Geophys. Prospec.*, 46 :141-151.
  - ◆ **Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., (1998)** : Applied Geophysics, second edition, *Cambridge University Press*, 770 p.
  - ◆ **Thompson D. T., (1982)** : EUDPH, A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31-37.
  - ◆ **Thurston, J. B., Smith, R. S., and Guillon, J. C., (2002)** : A multimodel method for depth estimation from magnetic data, *Geophysics*, 67: 555-561.
  - ◆ **Thurston, J. B., and Smith, R. S., (1997)** : Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI™ method, *Geophysics*, 62:807-813.



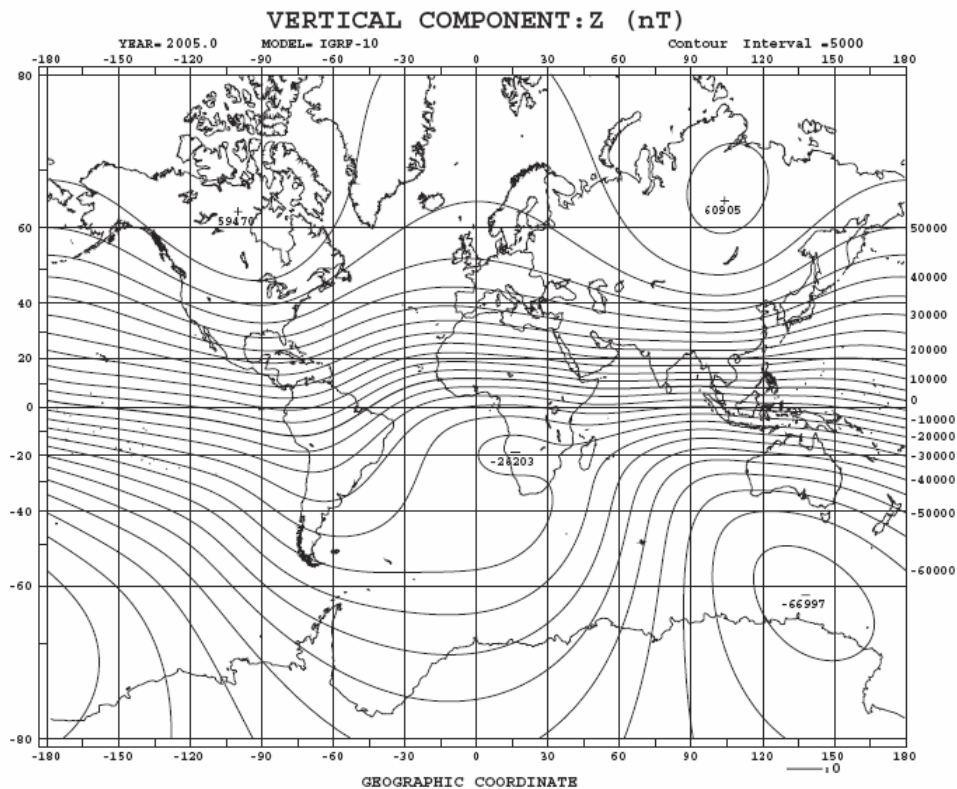
# Annexes

Annexe (1) : Cartes des éléments du Champ magnétique d'après le modèle IGRF-10, 2005, (d'après le site « [swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp](http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp) »).

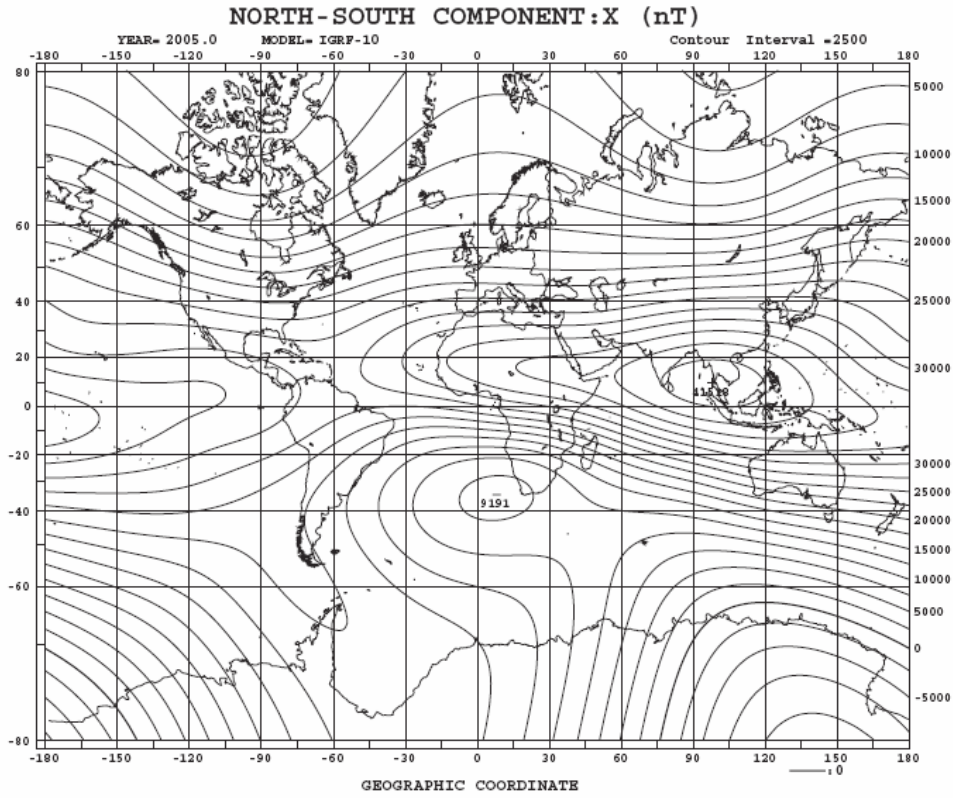
Intensité totale du champ (nT) « Intervalle entre contours = 2500 nT ».



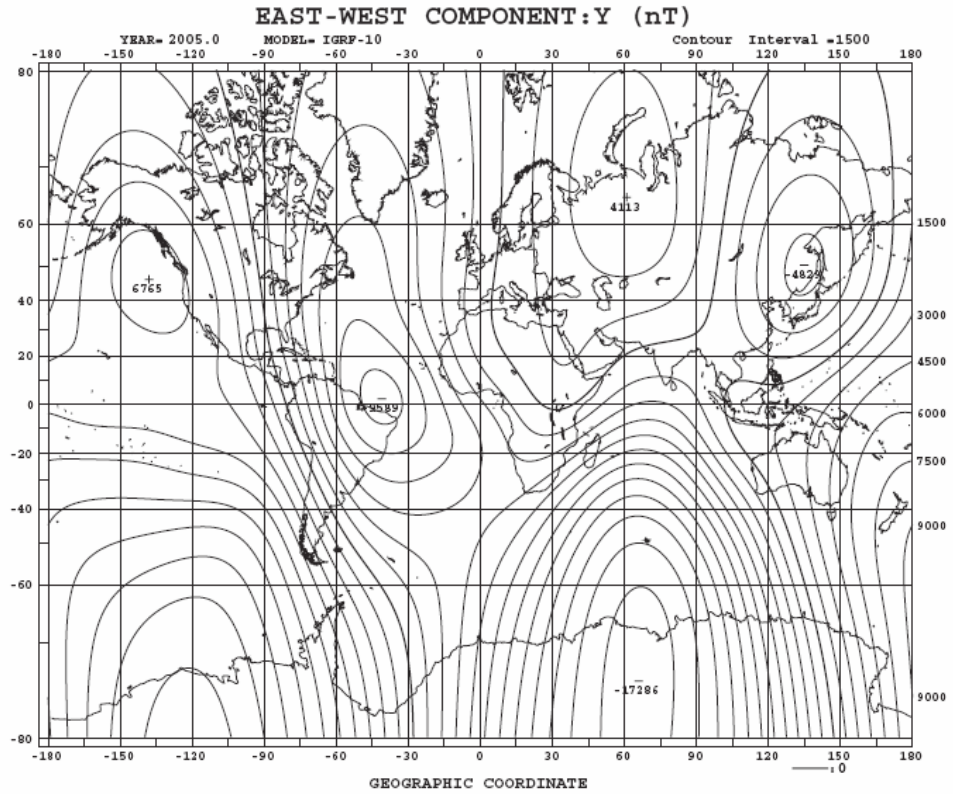
Composante verticale Z (nT), « Intervalle entre contours = 5000 nT ».



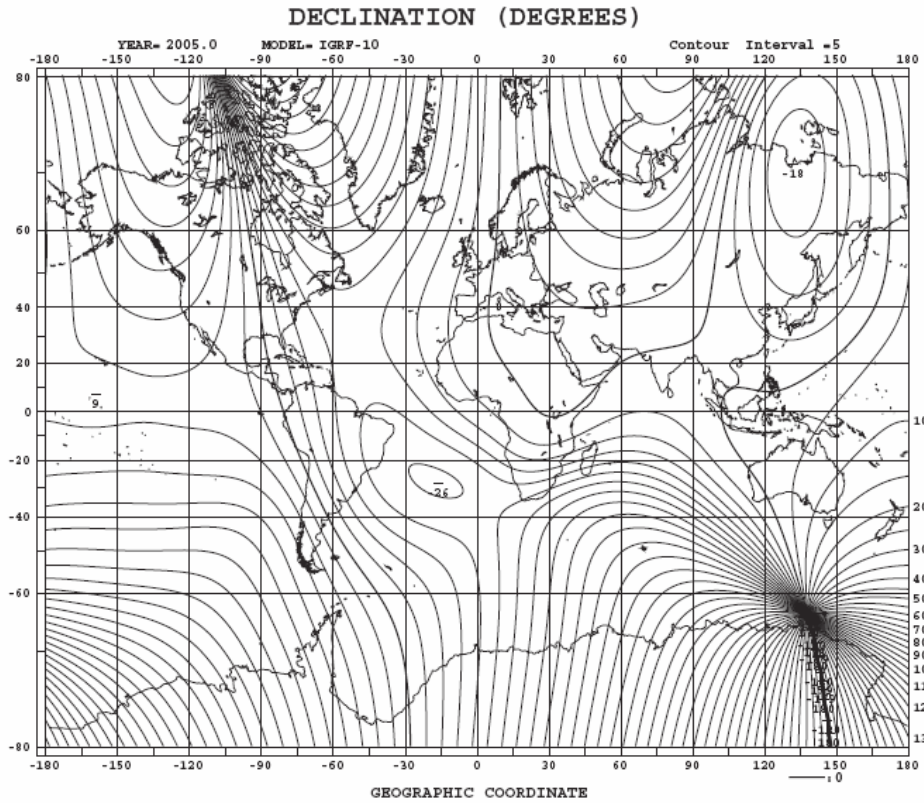
**Composante horizontale X (nT), « Intervalle entre contours = 2500 nT ».**



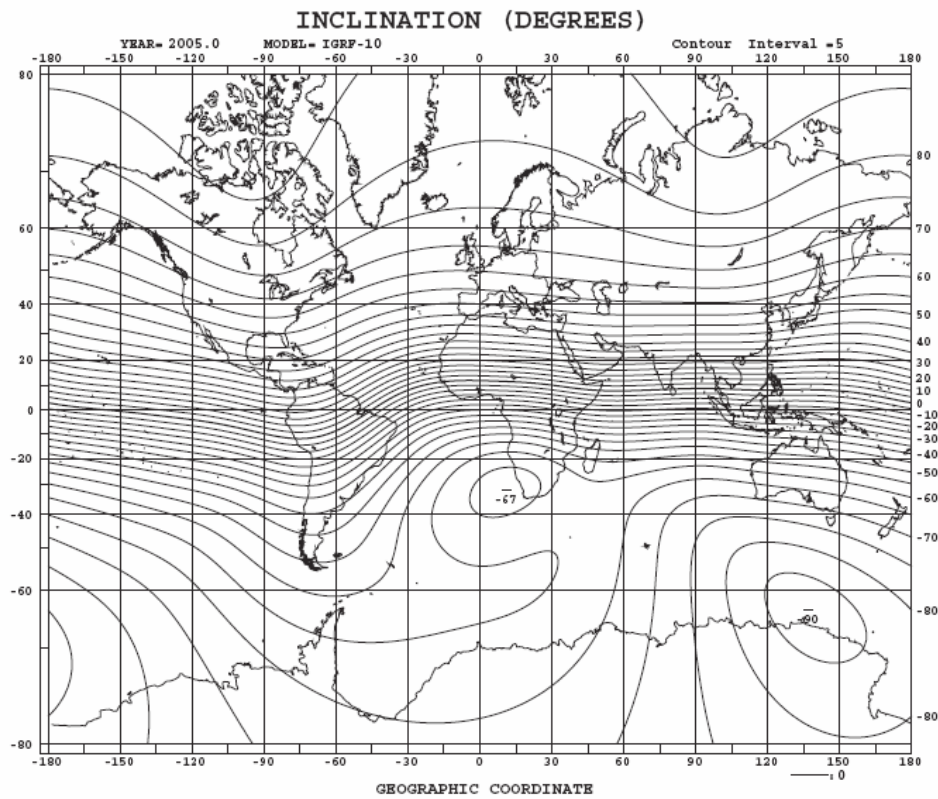
**Composante horizontale Y (nT), « Intervalle entre contours = 1500 nT ».**



**Déclinaison magnétique D (degré), « Intervalle entre contours = 5° ».**



**Inclinaison magnétique I (degré), « Intervalle entre contours = 5° ».**



---

## Annexe (2) : Calcul des coefficients d'absorption linéaire.

Le coefficient d'absorption linéaire varie normalement d'un canal à l'autre et est fonction de la température, de la pression et de l'humidité atmosphérique locale. Afin d'avoir les valeurs des différents coefficients d'absorption linéaire, on utilise la relation suivante :

$$\mu = \mu_m \cdot \rho$$

Où

$\rho$  : la densité de la matière traversée par le rayonnement  $\gamma$ .

$$\rho_{\text{air}} = 1.3 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3.$$

$\mu_m$  : coefficient d'absorption massique.

Ce dernier est une fonction linéaire de l'énergie des rayons  $\gamma$ , pour le calcul des coefficients d'absorption massique on utilise les valeurs suivantes, qui caractérisent la variation de  $\mu_m$  en fonction de  $E \gamma$ . Chaque intervalle présente une évolution linéaire obéissant à l'équation d'une droite de la forme :

$$\mu_m = a \cdot E \gamma + b$$

$E \gamma$ (MEV)	$\mu_m$ (cm <sup>2</sup> /g)
0.8	0.0706
1.5	0.0517
3.0	0.0363

*Valeurs du coefficient d'absorption massique en fonction de l'énergie gamma*

- ◆ Pour le Potassium (K), auquel correspond l'énergie (1.46 MEV), on choisit le premier intervalle [0.8 – 1.5]. D'où :  $\mu_m = - 0.027 \cdot E \gamma + 0.092$ . On en déduit :  $\mu_{mK} = 0.05278 \text{ cm}^2/\text{g}$ .
- ◆ Pour l'Uranium (U) et le Thorium (Th), on utilise le deuxième intervalle [1.5 – 3.0] correspondant à leurs énergies (1.76 et 2.62 MEV) respectivement. D'où :  $\mu_m = - 0.01027 E \gamma + 0.06170$ . On en déduit :  $\mu_{mU} = 0.04902 \text{ cm}^2/\text{g}$  et  $\mu_{mTh} = 0.04019 \text{ cm}^2/\text{g}$ .

Alors, les coefficients d'absorption linéaires des trois canaux seront :

$$\begin{aligned}\mu_K &= 6.8617 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \\ \mu_U &= 6.3726 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \\ \mu_{Th} &= 5.2247 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}\end{aligned}$$

---

## Annexe (3) : Développement mathématique des formules de prolongement.

### 1. Fonctions Harmoniques et Identités de Green :

#### 1.1. Fonctions Harmoniques :

Soit  $\Phi$  une fonction scalaire, définie dans l'espace, continue et dérivable.

Soit  $\vec{F}$  un vecteur dérivant de  $\Phi$ ,  $\vec{F} = -\nabla\Phi$

Où

$\vec{F}$  : champ conservatif.

$\Phi$ : le potentiel.

Par définition  $\Phi$  est Harmonique si et seulement si :

$$\nabla^2\Phi = \Delta\Phi = 0 \text{ (Equation de Laplace).}$$

#### 1.2. Identités de Green (1793-1841) :

##### Première identité de Green :

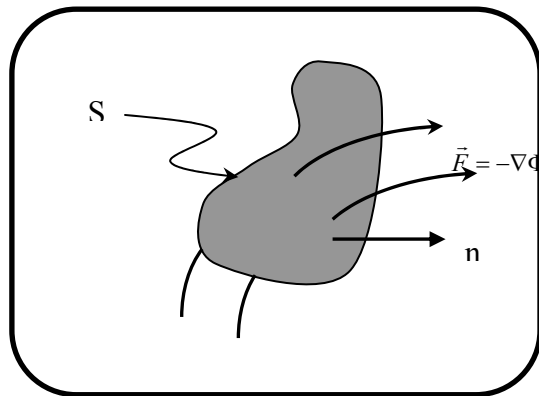
On considère une fonction scalaire  $U$ , définie dans un domaine  $R$  limité par une surface  $S$ .

Si  $U$  est Harmonique

$$\Delta U = 0 \text{ ce la implique}$$

$$\int_S \frac{\partial U}{\partial n} ds = 0$$

C'est la première identité de Green.



*La dérivée par rapport à la normale d'une fonction Harmonique définie sur une surface fermée délimitant un domaine est nulle en moyenne.*

##### Deuxième identité de Green :

Soient  $U$  et  $V$  deux fonctions Harmoniques, alors,  $\Delta U = 0$  et  $\Delta V = 0$

La deuxième identité de Green est donnée par la relation :

$$\int_S \left[ U \frac{\partial V}{\partial n} - V \frac{\partial U}{\partial n} \right] ds = 0$$

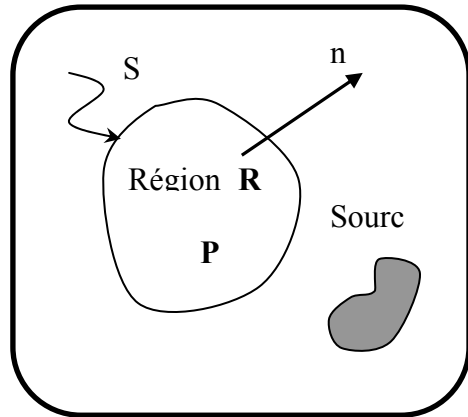
Troisième identité de Green :

Soit  $U$  une fonction Harmonique  
Alors,  $\Delta U = 0$   
La troisième identité de Green  
est donnée par la relation suivante :

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[ \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right] ds$$

Avec :

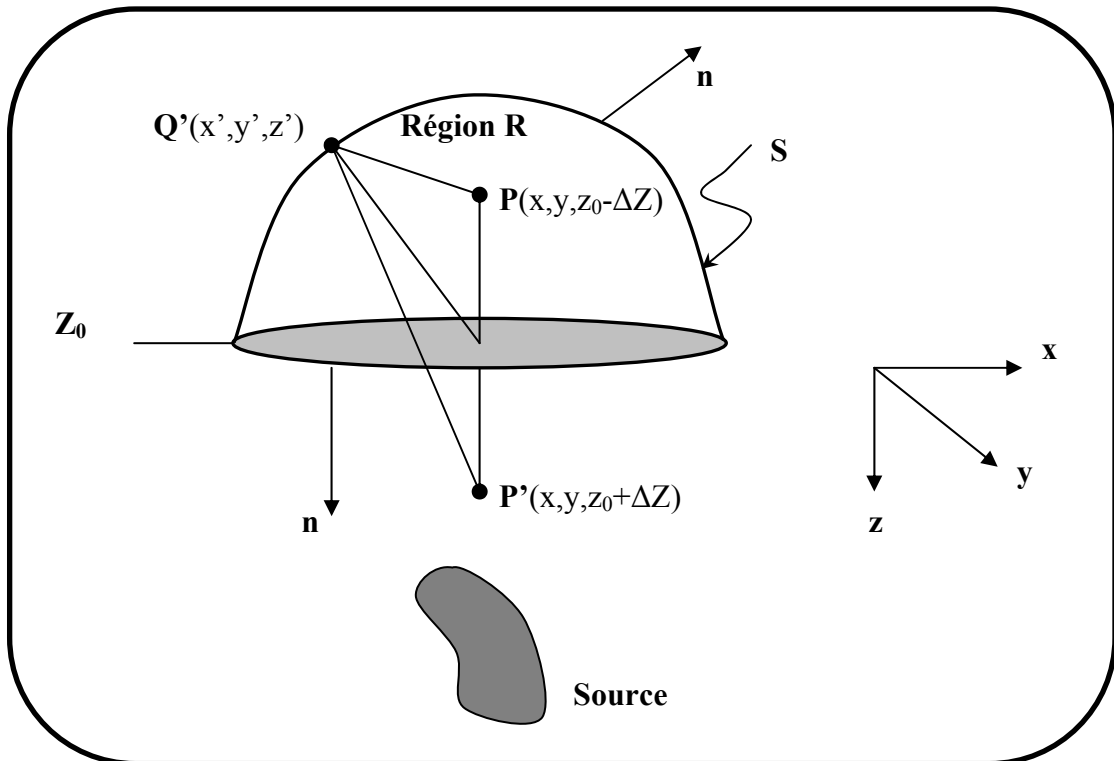
- $S$  : surface fermée délimitant le domaine  $R$ .
- $\hat{n}$  : vecteur unitaire normal à la surface dirigé vers l'extérieur.
- $P$  : point du domaine  $R$ .
- $r$  : distance du point  $P$  au point d'intégration de  $S$ .



*Une fonction harmonique définie sur une surface fermée  $S$  délimitant un domaine  $R$  peut être déterminée en n'importe quel point de ce domaine.*

**2. Le prolongement vers le Haut :**

Soit un contour limité en dessous par un plan (surface plane).





◆ D'après la troisième identité de Green :

$$U(p) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[ \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right] ds$$

Le potentiel  $U$  peut être calculé en tout point  $P$  de la région  $R$  connaissant la distribution de  $U$  sur  $S$ . On suppose que le champ est mesuré sur le plan  $Z = Z_0$  et on désire obtenir le champ à une distance :  $(Z - \Delta Z)$ . On considère le domaine  $R$ , limité par l'hémisphère ( $S_1$ ) et la surface plane ( $S_0$ ), donc la troisième identité de Green s'écrit :

$$U(p) = \frac{1}{4\pi} \int_{S-S_0} \left[ \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right] ds$$

Or  $\int_{S_1} \left[ \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right] ds \rightarrow 0$  qd  $\alpha \rightarrow \infty$

Alors,

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \left( \frac{1}{r} \frac{\partial U(x', y', z_0)}{\partial z'} - U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \frac{1}{r} \right) dx' dy'$$

Où

$$r = \left[ (x - x')^2 + (y - y')^2 + (z_0 - \Delta z - z')^2 \right]^{1/2} \text{ et } \Delta z > 0$$

◆ Pour le calcul de  $\frac{\partial U}{\partial z'}$  on utilise la deuxième identité de Green :

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[ \left( V + \frac{1}{r} \right) \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \left( V + \frac{1}{r} \right) \right] ds$$

La fonction harmonique  $V$  doit être choisie de telle façon que  $V + \frac{1}{r} = 0$  sur toute la surface plane  $S_0$ . On construit  $P'(x, y, z_0 + \Delta z)$  l'image du point  $P$  par rapport au plan  $Z_0$ .

Soit :  $V = -\frac{1}{\rho}$ , Avec :  $\rho = \left[ (x - x')^2 + (y - y')^2 + (z_0 + \Delta z - z')^2 \right]^{1/2}$

$$V + \frac{1}{r} = 0 \quad \text{sur } S_0$$

$$V + \frac{1}{r} \rightarrow 0 \quad \text{qd } \alpha \rightarrow \infty$$

D'où :

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left[ \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) \right] ds$$

Or :

$$\left( \frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) \rightarrow 0 \quad \text{qd } \alpha \rightarrow \infty$$

$$\int_S \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) ds \rightarrow 0 \quad \text{qd } \alpha \rightarrow \infty$$

Alors,

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{-1}{4\pi} \int_{S_0} U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{\rho} \right) dx' dy'$$

D'où la fonction  $U$  vérifie l'expression suivante (Sailhac, 1999) :

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{\left[ (x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2 \right]^{3/2}} dx' dy' \quad \Delta z > 0$$

C'est la formule du prolongement vers le haut **PVH** permettant le calcul du champ en tout point situé au-dessus d'une surface horizontale.

### 3. Le prolongement vers le Haut dans le domaine de Fourier :

La dernière expression peut être écrite sous la forme :

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} U(x', y', z_0) \Psi_U(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad \Delta z > 0$$

Avec :

$$\Psi_U(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}}$$

La fonction ( $U$ ) est un produit de convolution 2D. En appliquant le théorème de la convolution :

$$TF[U_U] = TF[U] \cdot TF[\Psi_U]$$

$$TF[U_U] \quad \text{La TF du champ prolongé}$$

$$TF[\Psi_U] \quad \text{La TF de l'opérateur du PVH}$$



La formule de l'opérateur de prolongement peut être écrite :

$$\Psi_U(x, y, \Delta z) = \frac{-1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r}, \quad r = (x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{1/2}$$

Alors,

$$TF[\Psi_U] = \frac{-1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} TF\left[\frac{1}{r}\right]$$

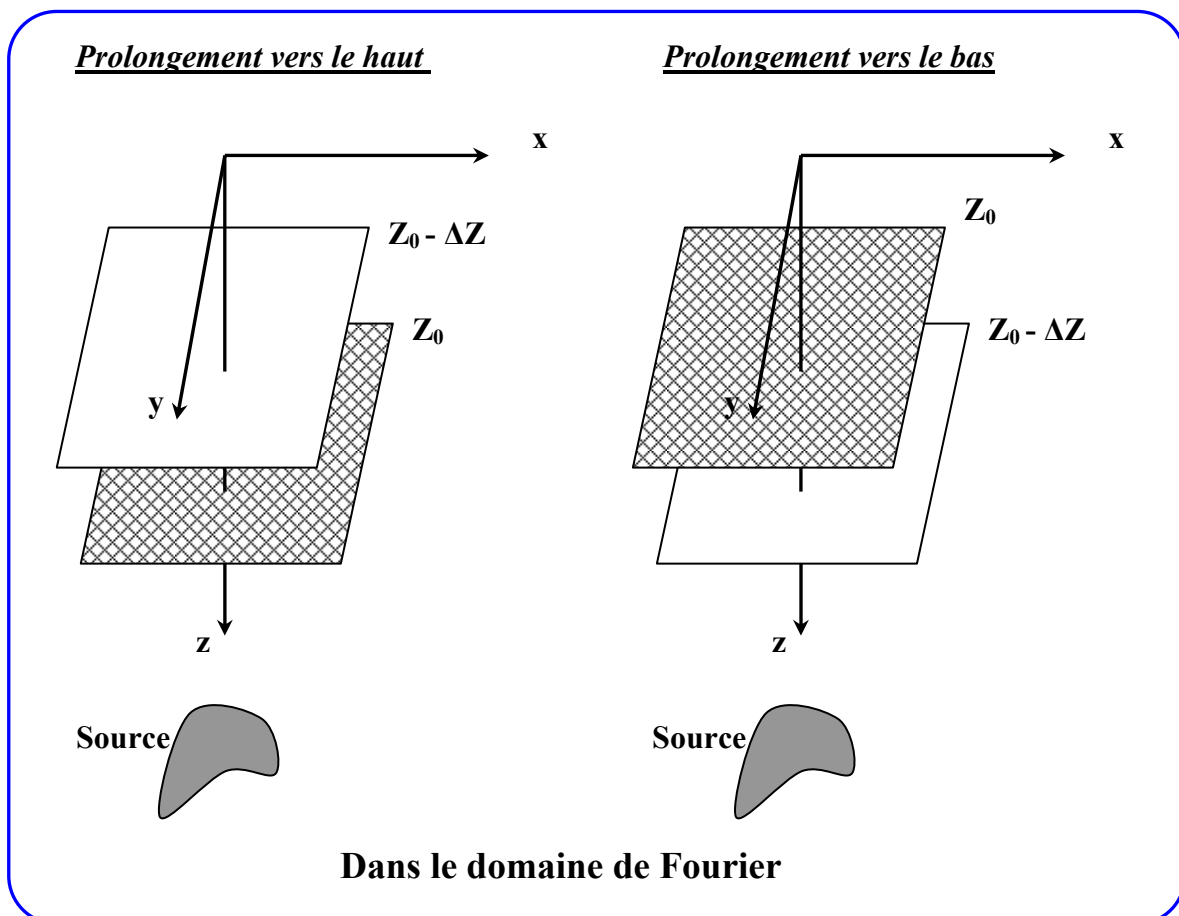
$$TF[\Psi_U] = \frac{-1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|}$$

$$TF[\Psi_U] = e^{-|k|\Delta z}, \quad \Delta z > 0$$

#### 4. Le prolongement vers le bas *PVB* :

Dans le cas du prolongement vers le bas *PVB* le plan de prolongement sera au-dessous du plan des mesures réelles, on procède de la même façon que le prolongement vers le haut, l'opérateur du *PVB* est :

$$TF[\Psi_U] = e^{+|k|\Delta z}, \quad \Delta z > 0$$



---

## Table des figures

### Chapitre 1 :

- Figure (I.01) : Composantes du champ magnétique terrestre.  
Figure (I.02) : Les classes des matériaux ferromagnétiques.  
Figure (I.03) : Potentiel du dipôle magnétique.  
Figure (I.04) : Installation du levé de mesure.  
Figure (I.05) : Représentation vectorielle du champ anomal.  
Figure (II.01) : Irradiation de la matière par un faisceau de rayons.  
Figure (II.02) : Principe de l'effet photoélectrique.  
Figure (II.03) : Principe de l'effet Compton.  
Figure (II.04) : Principe de la production de paire.  
Figure (II.05) : Courbe de décroissance radioactive.  
Figure (II.06) : Les spectres d'énergie des trois éléments naturellement radioactifs (K, U et Th).

### Chapitre 2 :

- Figure (2.01) : Carte des principaux domines structuraux du Hoggar-Subdivision classique (D'après Caby et al., 1981).  
Figure (2.02) : Carte géologique du Hoggar simplifiée (D'après Caby et al., 1981).  
Figure (2.03) : La nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes) (D'après : Liégeois et al., 2003).

### Chapitre 3 :

- Figure (3.01) : Paramètres du levé Aérogéophysique couvrant le territoire national.  
Figure (3.02) : Organigramme du prétraitement des données Aérogéophysiques.  
Figure (3.03) : Situation géographique du fossé pharusien.  
Figure (3.04) : Carte du champ magnétique total (brut) du fossé pharusien  
Figure (3.05) : Localisation des zones anormales.  
Figure (3.06) : Compte total brut des trois zones d'étude.

### Chapitre 4 :

- Figure (4.01) : Carte du champ magnétique régional du fossé pharusien.  
Figure (4.02) : Calcul du champ des anomalies magnétiques du fossé pharusien.  
Figure (4.03) : Graphes des prolongements vers le haut et vers le bas.  
Figure (4.04) : Organigramme du traitement des données Aéromagnétiques.  
Figure (4.05) : Carte du champ des anomalies magnétiques du fossé pharusien.  
Figure (4.06) : Carte du champ des anomalies magnétiques réduites au pôle.  
Figure (4.07) : Carte de la dérivée verticale « Z » du champ anomal réduit au pôle.  
Figure (4.08) : Cartes des dérivées horizontales du champ anomal réduit au pôle.  
Figure (4.09) : Cartes du champ anomal réduit au pôle et prolongées vers le haut (à 1, 5, 10 et 20 Km)  
Figure (4.10) : Carte du champ anomal réduit au pôle et prolongée vers le bas à 150 m.

---

## **Chapitre 5 :**

- Figure (5.01) : Compte total corrigé des trois zones d'étude.  
Figure (5.02) : Rapports U/Th dans les trois zones d'étude.  
Figure (5.03) : Rapports U/K dans les trois zones d'étude.  
Figure (5.04) : Rapports Th/K dans les trois zones d'étude.  
Figure (5.05) : Concentration en Uranium dans les trois zones d'étude.

## **Chapitre 6 :**

- Figure (6.01) : Effet de la tolérance sur les Solutions d'Euler.  
Figure (6.02) : Solutions d'Euler projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle.  
Figure (6.03) : Solutions d'Euler projetées sur la carte de la dérivée « X ».  
Figure (6.04) : Effet du seuil de détection sur le nombre de solutions analytiques.  
Figure (6.05) : Solutions du signal analytique projetées sur la carte de la dérivée « X »  
Du champ anomal réduit au pôle du fossé pharusien.  
Figure (6.06) : Solutions du signal analytique projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien.  
Figure (6.07) : Carte du nombre d'onde local (3D), calculé à partir du champ magnétique anomal du fossé pharusien.  
Figure (6.08) : Solutions du nombre d'onde local projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du fossé pharusien.  
Figure (6.09) : Corrélation entre la carte géologique et celle réduite au pôle.  
Figure (6.10) : Cartes des solutions des trois méthodes (DE, SA et NOL) projetées sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle.  
Figure (6.11) : Distribution des concentrations en Uranium sur les différentes formations lithologiques du fossé pharusien.