

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

UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA-BOUMERDES



Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie

Thèse de Doctorat

Présentée par

GROUNE Daoud

Filière : Sciences de la Terre et de l'Univers

Option : Géophysique Appliquée

Application des Filtres Numériques aux Données Aérogéophysiques pour la Délimitation des Indices Uranifères dans le Hoggar Occidental

Soutenue le 31/10/ 2019, devant le jury :

Mr. HAMOUDI	Mohamed	Prof.	USTHB	Président
Mr. ABTOUT	Abdeslam	D. Rech.	CRAAG	Examineur
Mr. IZERROUKEN	Mahmoud	D. Rech.	CRND	Examineur
Mr. FERAHTIA	Jalal	Prof.	UMBB	Examineur
Mr. LOUMI	Khaled	MC/A	UMBB	Examineur
Mr. BOUGUERN	Abderrahmane	Prof.	UMBB	Rapporteur

Année Universitaire : 2018/2019

Remerciements

« Louange à Allah, Seigneur de l'univers, Le Tout Miséricordieux,
Le Très Miséricordieux, Maître du jour de la rétribution »

Saint Coran, Prologue 2-4.

Dieu merci pour m'avoir donné la force à accomplir ce travail.

Au moment de mettre un point final à ce manuscrit de thèse, il m'est agréable de remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à sa réalisation.

Je tiens tout d'abord à remercier, Mon directeur de thèse, *Pr. BOUGUERN Abderrahmane*, qu'il a eu confiance en mon travail. De plus, son encouragement et son optimisme inaltérables ont été source de motivation tout au long de la période de réalisation de cette thèse. Je le remercie également pour la correction finale du texte et la mise en forme de la thèse.

J'exprime ma sincère gratitude aux responsables du Centre de Recherche Nucléaire de Draria CRND et du Commissariat à l'Energie Atomique COMENA d'avoir m'autorisé à poursuivre une formation doctorale. Je remercie également les membres du conseil scientifique du CRND d'avoir accepté le sujet proposé pour cette thèse.

J'adresse mes vifs remerciements à l'ensemble des enseignants du département de Génie Parasismique et Phénomènes Aléatoires (Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie FHC/Université de Boumerdès), tout particulièrement, *Dr. ALLEK Karim*, du Laboratoire de Physique de la Terre, pour l'aide précieuse qu'il m'a accordé et pour les discussions fructueuses que j'ai eues avec lui.

Je tiens à exprimer mes remerciements au *Pr. HAMOUDI Mohamed*, Chef du Laboratoire de Géophysique à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène (USTHB), pour avoir accepté de présider le Jury. Mes remerciements vont également aux membres de Jury, qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail :

- *Mr. ABTOUT Abdeslam*, Directeur de la Division de Géophysique de Subsurface au Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG).
- *Mr. IZERROUKEN Mahmoud*, Directeur de la Division des Applications Nucléaires au Centre de Recherche Nucléaire de Draria (CRND).
- *Mr. FERAHTIA Jalal*, Chef du Laboratoire de Physique de la Terre, du département de Génie Parasismique et Phénomènes Aléatoires (FHC/UMBB).
- *Mr. LOUMI Khaled*, du département des Gisements Miniers et Pétroliers (FHC/UMBB).

Mes sincères remerciements vont aussi à mes collègues, géologues et géophysiciens, du Centre de Recherche Nucléaire de Draria (CRND-COMENA), qui ont contribué à la réalisation de ce travail, particulièrement : *Mr. et Mme. NACER J.E., Mr. MOKHTAR S.A., Mr. ZIANI N., Mr. CHAHDA NE R., Mme BENHALLA S. et Mr. MERDAOUI D.*

Enfin, j'exprime ma profonde gratitude à ma femme, qui m'a soutenu continuellement durant toute la période de réalisation de cette thèse.

ملخص:

هذه الدراسة هي مساهمة في مجهود البحث و استكشاف اليورانيوم في الجزء الغربي من منطقة الهقار و الذي يعرف بالهقار الغربي أو السلسلة الفاريزية. هذه المنطقة الشاسعة التي تتميز بتعقيد مكوناتها الصخرية و الهيكلية و تعدد أنظمة التصدعات التي تساعد الترسبات المعدنية، تعتبر ذات أهمية منجمية بالنسبة للعديد من المواد على وجه الخصوص اليورانيوم أين توجد ثلاثة حقول و أكثر من عشر مؤشرات معدنية معتبرة.

الهدف الرئيسي من هذه الدراسة هو تطوير أنموذج يمكن من التعيين المسبق للأهداف المحتملة لتراكم تمعدنات اليورانيوم و ذلك بهدف استكشاف حقول جديدة في المنطقة. مثل هذا الأنموذج، الذي يمكن أن يكون بمثابة دليل للأبحاث المستقبلية في منطقة الدراسة، سيقفل من التكاليف المخصصة للاستكشاف. هذه الدراسة تهدف أيضا إلى توجيه أنشطة استكشاف اليورانيوم نحو مقاربة انتقائية بدلاً من الاستكشاف المنهجي التقليدي.

على الرغم من طابعها الإقليمي، فمعالجة المعطيات الجيوفيزيائية الجوية المسجلة فوق الهقار الغربي قد مكن من تسليط الضوء على عدة مناطق من الشذوذات المغناطيسية والإشعاعية التي أدت بدورها إلى اكتشاف بعض مؤشرات اليورانيوم في المنطقة. في هذه الرسالة، نقوم بإعادة استقراء المعطيات الطيفية و المغناطيسية و ذلك اعتمادا على تقنيات الترشيح الرقمية لتحسين جودة البيانات الخام. باستخدام نتائج الدراسات الاستقصائية الأرضية المختلفة التي أجريت منذ الخمسينات قمنا بتعيين معايير البحث التي تسهل اختيار المناطق المحتملة، التي يمكن أن تحتوي على ترسبات معادن اليورانيوم.

بعد الحصول على دلائل البحث عن اليورانيوم من خلال دراسة مختلف الرواسب المعدنية لليورانيوم الموجودة في منطقة الدراسة، قمنا بدمج مختلف مصادر المعلومات المتاحة من أجل إنشاء أنموذج لتمعدن اليورانيوم في الهقار الغربي. أخيرا و من خلال النهج الذي اتبعناه، تمكنا من تحديد العديد من المناطق الواعدة والمحصورة مكانيا داخل منطقة الدراسة و التي يحتمل أن تحتوي على رواسب معدنية لليورانيوم.

الكلمات الدلالية:

الجيوفيزياء الجوية؛ الترشيح الرقمي؛ تمعدنات اليورانيوم؛ الهقار الغربي.

Résumé :

Cette étude est une contribution aux efforts de recherche et d'exploration de l'uranium dans la partie Ouest de la région du Hoggar, appelé également Hoggar occidental ou chaîne Pharusienne. Caractérisé par la complexité de ses formations litho-structurales et la multitude de ses systèmes de fractures qui favorisent l'accumulation des corps minéralisés, ce vaste domaine, présente un intérêt minier pour la recherche de plusieurs substances, notamment l'uranium où, trois gisements et une dizaine d'indices sérieux ont été déjà localisés.

L'objectif principal de cette étude est la mise au point d'un modèle cohérent pour la prédiction de cibles potentiellement favorables pour l'accumulation des minéralisations uranifères et ce, dans le but de mettre en évidence de nouveaux gîtes d'uranium. Un tel modèle, qui peut servir comme un guide pour les futures recherches dans la zone d'étude, permettra de réduire les coûts alloués à l'exploration. Cette étude vise donc, l'orientation des activités d'exploration de l'uranium vers une approche sélective au lieu de l'exploration systématique classique.

Malgré son caractère régional, l'analyse de la couverture aérogéophysique, au-dessus du Hoggar occidental, a permis de mettre en évidence plusieurs zones d'anomalies magnétiques et radiométriques qui ont conduit, à leur tour, à la découverte de quelques indices uranifères dans la région. Dans le cadre de cette thèse, nous effectuons une réinterprétation de l'information magnéto-spectrométrique en se basant sur les techniques de filtrage numérique pour l'amélioration de la qualité des données brutes. En faisant appel aux résultats des différents levés au sol, effectués depuis les années 1950, nous déterminons les critères de recherche ce qui facilite la sélection des zones potentielles, susceptibles de contenir des minéralisations uranifères.

Après avoir dégagé les guides de recherche de l'uranium à partir de l'étude des minéralisations des différents gisements et indices uranifère localisés dans la zone d'étude, nous intégrons les différentes sources d'information disponibles afin d'établir un modèle métallogénique des minéralisations uranifères dans le Hoggar occidental. Enfin, notre approche a permis de délimiter, à l'intérieure de la zone d'étude, plusieurs régions prometteuses et spatialement plus restreintes, susceptibles de renfermer des gîtes d'uranium.

Mots-clés :

Aérogéophysique, Filtrage numérique, Minéralisations uranifères, Hoggar occidental.

Abstract:

This study is a contribution to the efforts of uranium research and exploration in the western part of the Hoggar region, also called western Hoggar or Pharusian chain. Characterized by the complexity of its litho-structural formations and the multitude of fracture systems that favour the accumulation of ore bodies, this vast area is of mining interest for researching of several substances, in particular uranium where, three deposits and a dozen serious indices are already located.

The main objective of this study is to develop a coherent model for predicting potentially favourable targets for the accumulation of uranium mineralization in order to identify new uranium deposits. Such model, which can serve as a guide for future researches in the study area, will reduce the costs allocated to exploration. This study therefore aims to orient uranium exploration activities towards a selective approach instead of conventional systematic exploration.

Despite its regional character, the analysis of the aerogeophysical coverage, acquired above the western Hoggar, has highlighted several magnetic and radiometric anomalies which allowed to discovering some uranium occurrences in the region. In this work, we reinterpret magneto-spectrometric information using digital filtering techniques in order to improve the quality of the raw data. From the results of the various ground surveys conducted since the 1950s, we determine the uranium research criteria which facilitates the selection of powerful areas that can contain uranium mineralization.

After obtaining the research guides by studding uranium mineralization of different deposits and indices located in the study area, we integrated various available information sources in order to establish a metallogenic model of uranium in western Hoggar. Finally, our approach has delineated, within the study area, several promising and spatially smaller regions apt to enclose uranium deposits.

Keywords:

Aerogeophysics; Digital filtering; Uraniferous mineralization; Western Hoggar.

Table des matières

Introduction Générale	1
1 Problématique	2
2 Objectifs	2
3 Organisation de la thèse	3

Chapitre 1 : Fondement des Techniques de Prospection Aérogéophysique

1.1 Introduction	5
1.2 Prospection magnétique	5
1.2.1 Magnétisme de la Terre	5
1.2.1.1 Champ magnétique terrestre	5
1.2.1.2 Les éléments du champ géomagnétique	6
1.2.1.3 Représentation analytique du champ principal	6
1.2.1.4 Champ magnétique de référence IGRF	7
1.2.1.5 Variations du champ géomagnétique	7
1.2.2 Mesure des anomalies magnétiques	8
1.2.3 Acquisition des données aéro-magnétiques	9
1.2.3.1 Mise en œuvre d'un levé aéromagnétique	9
1.2.3.2 Caractéristiques spécifiques d'un levé aéromagnétique	9
a. Espacement entre les lignes de vol	10
b. Direction de vol	10
c. Altitude de vol	10
d. Intervalle de mesure	11
1.2.5.3 Instrumentation	11
1.2.3.4 Configuration du système de mesure	11
1.3 Prospection spectrométrique	12
1.3.1. Rayonnements naturels	12
1.3.1.1 Rayonnement α (Particules Alpha)	13
1.3.1.2 Rayonnement β (Emission Béta)	13
1.3.1.3 Rayonnement γ (Rayons Gamma)	13
1.3.2 Interaction des rayons γ avec la matière	14
1.3.3 Désintégration radioactive	15
1.3.4 Equilibre et déséquilibre radioactif	15
1.3.5 Radioactivité des roches	16
1.3.6 Acquisition des données aérospectrométriques	17
1.3.6.1 Technique de mesure (γ ray)	17
1.3.6.2 Mise en œuvre d'un levé aérospectrométrique	18
1.3.6.3 caractéristiques spécifiques d'un levé aérospectrométrique	18
1.3.6.4 Instrumentation	19
1.3.6.5 Configuration du système	19
1.4 Filtrage numérique	20
1.4.1 Filtres de <i>Butterworth</i>	21
1.4.2 Filtrage directionnel	21
1.4.3 Réduction au pôle	22
1.4.4 Le spectre d'énergie	23

1.4.4.1	Calcul de la profondeur	24
1.4.4.2	Calcul de l'épaisseur	24
1.4.5	Les prolongements analytiques	24
1.4.6	Filtres de dérivation	25
1.4.7	Méthode de la Déconvolution d'Euler	26
1.4.7.1	Indice Structural	27
1.4.7.2	Dimensions de la fenêtre	27
1.4.8	Méthode du signal analytique	28
1.4.8.1	Amplitude du signal analytique	28
1.4.8.2	Calcul de la profondeur	29

Chapitre 2 : Cadre Géologique du Hoggar Occidental

2.1	Introduction	31
2.2	Aperçu géologique sur le Hoggar	31
2.2.1	Contexte structural	31
2.2.2	Géochronologie et évènements tectono - métamorphiques	32
2.2.2.1	L'évènement Eburnéen (2000 ± 200 M.a)	32
2.2.2.2	L'évènement Kibarien (1000 ± 100 M.a)	32
2.2.2.3	L'évènement Panafricain	32
2.2.3	Classification litho stratigraphique	32
2.2.4	Subdivision classique du Hoggar	32
2.2.4.1	Le Hoggar oriental	34
a.	La chaîne Tiririnienne	34
b.	La zone pré-tiririnienne (Tafassasset – Djanet)	34
2.2.4.2	Le Hoggar central polycyclique	34
a.	La zone Tefedest - Atakor	34
b.	La zone Egéré - Arefsa	35
c.	La zone de Gour Oumelalen - Temassint	35
d.	Le môle d'Issalane	35
2.2.4.3	Le Hoggar occidental	35
2.2.5	Nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes)	36
2.2.6	Topographie du Hoggar	37
2.3	Contexte géologique du Hoggar occidental	38
2.3.1	Domaines structuraux du Hoggar occidental	38
2.3.1.1	Le rameau occidental	38
2.3.1.2	Le rameau oriental (fossé Pharusien)	39
a.	Les noyaux d'âge Eburnéen	40
b.	Les formations du Protérozoïque moyen (PR2)	40
c.	Les formations du Protérozoïque supérieur (PR3)	42
d.	Les formations du Protérozoïque terminal (PR4)	42
e.	Les lambeaux de séries intermédiaires (Eocambrien)	42
2.3.1.3	Le môle d'In Ouzzal	42
a.	Métamorphisme	43
b.	Tectonique	43
2.3.2	Les Terranes du Hoggar occidental (Terranes occidentaux)	43
2.3.2.1	Terranes du rameau oriental (fossé Pharusien)	43
2.3.2.2	Terranes du rameau occidental	44
2.3.2.3	Le Terrane In Ouzzal (Ou)	44

2.4 Aperçu sur la géologie de l'Uranium	44
2.4.1 Historique	44
2.4.2 Isotopes de l'Uranium naturel	45
2.4.3 Minéraux d'Uranium	45
2.4.4 Propriétés chimiques de l'Uranium	46
2.4.5 Formation des gisements d'Uranium	47
2.4.5.1.1 Cristallisation des minéraux de l'Uranium	47
2.4.5.1.2 Procédés de formation des gîtes d'Uranium	47
2.4.6 Classification génétique des gîtes d'Uranium	48
2.4.7 Classification gîtologique des gisements d'Uranium	49
2.5 Gîtes et indices Uranifères dans le Hoggar	50
2.5.1 Historique de la recherche de l'Uranium au Hoggar	50
2.5.2 Découvertes antérieures	50
2.5.3 Provinces Uranifères du Hoggar	51
2.5.3.1 Province Uranifère du rameau oriental	52
2.5.3.2 Province Uranifère Algéro-Nigérienne	52

Chapitre 3 : Analyse et Prétraitement des Données Aérogéophysiques

3.1 Introduction	55
3.2 Description du levé aérogéophysique	55
3.2.2 Historique du levé	55
3.2.3 Paramètres du levé	55
3.2.4 Appareillage	57
3.3 Acquisition et présentation des données	57
3.3.1 Préparation	58
3.3.2 Correction de décalage	58
3.3.3 Mise en position	58
3.3.4 Réglage (Nivellement)	58
3.3.5 Suppression du champ magnétique régional	58
3.3.6 Etablissement des cartes	58
3.3.7 Présentation digitale des données	59
3.4 Evaluation de la qualité de données	59
3.4.1 Mise en œuvre	59
3.4.2 Appareillage	60
3.4.3 Base de données	60
3.4.4 Mesures magnétométriques	60
3.4.5 Mesures spectrométriques	61
3.4.6 Pas de mesure	61
3.4.7 Déviation des lignes de vol	61
3.4.8 Altitude de vol	61
3.5 Prétraitement des données aérogéophysiques	62
3.5.1 Transformation des fichiers numériques	62
3.5.2 Récupération de l'information perdue	62
3.5.3 Suppression des valeurs erronées	63
3.5.4 Regroupement des données par zone UTM	63
3.5.5 Sélection des données de la zone d'étude	63
3.6 Etablissement des cartes des données brutes	65
3.6.1 Interpolation des données (<i>Gridding</i>)	65

3.6.1.1	Méthode d'interpolation	65
3.6.1.2	Pas de la grille	65
3.6.2	Carte du champ magnétique brut	66
3.6.3	Carte du fond radiométrique brut	66
3.6.4	Carte des comptages spectrométriques	69
3.6.4.1	Comptage du Potassium	69
3.6.4.2	Comptage de l'Uranium	69
3.6.4.3	Comptage du Thorium	69

Chapitre 4 : Traitement et Interprétation des Données Aérogéophysiques

4.1	Introduction	72
4.2	Traitement et interprétation des données aéromagnétiques	72
4.2.1	Modélisation du champ régional	72
4.2.1.1	Polynômes de faible degré	72
4.2.1.2	Modèles IGRF	73
4.2.2	Calcul du champ d'anomalies magnétiques	75
4.2.2.1	Estimation du champ magnétique observé	75
4.2.2.2	Description de la carte des anomalies magnétiques	75
4.2.3	Atténuation des bruits résiduels	78
4.2.3.1	Nivellement magnétique conventionnel	78
4.2.3.2	Micro-nivellement (<i>microlevelling</i>)	78
4.2.3.3	Approche statistique de micro-nivellement	79
a.	Principe de la méthode	79
b.	Etude comparative	79
4.2.3.4	Algorithme de Paterson, Grant & Watson (<i>PGW</i>)	80
a.	Extraction du bruit de micro-nivellement	81
b.	Interprétation de la carte filtrée	81
4.2.4	Filtrage numérique des données aéromagnétiques	84
4.2.4.1	Réduction au pôle nord magnétique	84
4.2.4.2	Analyse du spectre d'énergie	86
4.2.4.3	Prolongements analytiques (lissage)	87
a.	Prolongement vers le haut	87
b.	Prolongement vers le bas	87
4.2.4.4	Les dérivées du champ	89
a.	Dérivée verticale	89
b.	Dérivées horizontales	89
4.2.5	Localisation des sources magnétiques	92
4.2.5.1	Amplitude du signal analytique	92
4.2.5.2	Méthode d'Euler localisée	94
4.3	Traitement et interprétation des données aérospectrométriques	96
4.3.1	Raccordement des données (<i>Homogénéisation</i>)	96
4.3.2	Corrections spectrométriques	100
4.3.2.1	Correction du temps mort (<i>Dead time</i>).....	101
4.3.2.2	Correction du bruit de fond (<i>Background</i>).....	101
4.3.2.3	Correction de l'effet Compton	104
4.3.2.4	Correction de l'altimétrie radar	106
4.3.2.5	Correction d'altitude (élévation)	106
4.3.3	Calcul des taux spectrométriques corrigés	107

4.3.4 Atténuation des bruits directionnels	109
4.3.5 Calcul des concentrations apparentes	111
4.3.6 Rapports spectrométriques	114
4.3.6.1 Interprétation du rapport U/Th	114
4.3.6.2 Interprétation du rapport U/K	116
4.3.6.3 Interprétation du rapport Th/K	116

Chapitre 5 : Evaluation du Potentiel Uranifère du Hoggar Occidental

5.1 Introduction	119
5.2 Modèle métallogénique	119
5.2.1 Le gisement de <i>Timgaouine</i>	119
5.2.1.1 Environnement géologique	119
5.2.1.2 Minéralisations	121
5.2.2 Le gisement d'Abankor	122
5.2.2.1 Environnement géologique	122
5.2.2.2 Minéralisations	122
5.2.3 Le gisement de Tinef	124
5.2.3.1 Environnement géologique	124
5.2.3.2 Minéralisations	124
5.2.4 Les indices Uranifères sérieux	125
5.2.4.1 L'indice Amal (Feuille de Timgaouine)	125
a. Environnement géologique	125
b. Minéralisations	126
5.2.4.2 Les indices du massif Teg-Orak (feuille de Tin Felki)	126
a. Environnement géologique	126
b. Minéralisations	126
5.2.4.3 Les indices de la région d'Aït Oklan (feuille de Tesnou)	127
a. Environnement géologique	127
b. Minéralisations	128
5.2.5 Critères de recherche de l'Uranium (guides géologiques)	129
5.2.5.1 Contrôle tectonique	129
5.2.5.2 L'encaissant	129
5.3 Etude structurale	130
5.3.1 Schéma structural synthétique	130
5.3.2 Etude magnéto-structurale	132
5.3.3 Carte interprétative	134
5.4 Etude litho-spectrométrique	136
5.4.1 Répartition des radioéléments dans les roches	136
5.4.2 Calage litho-spectrométrique	138
5.4.3 Image ternaire	139
5.4.4 Localisation des pics d'anomalies spectrométriques	141
5.4.4.1 Calcul des indicateurs statistiques	141
a. Moyenne arithmétique	141
b. Ecart-type	141
c. Coefficient de variation	142
5.4.4.2 Calcul des seuils de détection des anomalies	142
5.4.4.3 Répartition des teneurs et des rapports spectrométriques	143
a. Répartition des teneurs en radioéléments	143

b. Répartition des rapports spectrométriques	145
5.5 Délimitation des zones perspectives	147
5.5.1 Localisation des zones anormales	147
5.5.2 Perspectives de recherche	149
Conclusions Générales	154
Références Bibliographiques	158
Annexe	165

Liste des figures :

Chapitre 1 :

Figure 1.1 : Composantes du champ magnétique terrestre	6
Figure 1.2 : Représentation vectorielle du champ anomal	8
Figure 1.3 : Installation du plan de vol	9
Figure 1.4 : Configuration du système de mesure magnétométrique	12
Figure 1.5 : Interaction des rayons gamma avec la matière	14
Figure 1.6 : Chaîne de désintégration de l'Uranium 238(simplifiée)	15
Figure 1.7 : Spectre γ typique avec les pics et les fenêtres d'énergie conventionnelles	17
Figure 1.8 : Etapes de réalisation du filtrage numérique dans le domaine de Fourier	20

Chapitre 2 :

Figure 2.1 : Principaux domaines structuraux du bouclier Touareg	51
Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée du Hoggar (Subdivision classique)	53
Figure 2.3 : Carte des Terranes du bouclier Touareg (Nouvelle subdivision)	56
Figure 2.4 : Carte du modèle numérique de terrain (DEM) de la région du Hoggar	57
Figure 2.5 : Carte géologique du Hoggar occidental	61
Figure 2.6 : Schéma d'origine des corps de minerai d'uranium	68
Figure 2.7 : Gîtes et indices Uranifères du bouclier Targui	71
Figure 2.8 : Province Uranifère Algéro-Nigérienne (Tin Séririne-Tim Mersoï)	73

Chapitre 3 :

Figure 3.1 : Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national	76
Figure 3.2 : Plan de vol au-dessus du Hoggar occidental	84
Figure 3.3 : Carte ombrée du champ magnétique brut particulier du Hoggar occidental	87
Figure 3.4 : Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC)	88
Figure 3.5 : Cartes ombrées des trois canaux spectrométriques	90

Chapitre 4 :

Figure 4.1 : Calcul de la composante régionale du champ magnétique total du Hoggar occidental pour la période : Juin 1972	94
Figure 4.2 : Carte du champ magnétique total du Hoggar occidental. (Valeurs du champ qu'on a dû enregistrer)	96
Figure 4.3 : Carte du champ d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental. (Corrigée du gradient régional par le modèle DGRF 70)	97
Figure 4.4 : Cartes des bruits de micro-nivellement - Hoggar occidental	102
Figure 4.5 : Carte du champ d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental. (Filtrée du bruit de micro-nivellement par l'algorithme PGW)	103
Figure 4.6 : Carte du champ d'anomalies magnétiques, réduites au pôle Nord magnétique. (Après le micro-nivellement par l'algorithme PGW)	105
Figure 4.7 : Spectre d'énergie radialement moyenné du Hoggar occidental	106
Figure 4.8 : Prolongement vers le haut (PVH) de la carte réduite à différentes distances	108
Figure 4.9 : Amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes	110
Figure 4.10 : Cartes des dérivées horizontales	111

Figure 4.11 : Carte de l'amplitude du signal analytique calculé à partir de la carte des anomalies réduites au pôle _____	113
Figure 4.12 : Solutions d'Euler projetées sur la carte du signal analytique _____	115
Figure 4.13 : Facteurs de multiplication dynamiques pour l'homogénéisation des données spectrométriques _____	118
Figure 4.14 : Raccordement des données de Potassium (K) _____	119
Figure 4.15 : Raccordement des données de l'Uranium (U) _____	119
Figure 4.16 : Raccordement des données de Thorium (Th) _____	120
Figure 4.17 : Niveaux de bruit de fond calculés pour les quatre canaux spectrométriques _____	123
Figure 4.18 : Schéma d'interférence d'énergie entre les trois fenêtres K, U et Th _____	124
Figure 4.19 : Taux de comptage corrigés _____	128
Figure 4.20 : Taux de comptage corrigés et filtrés _____	130
Figure 4.21 : Carte des concentrations en radioéléments _____	133
Figure 4.22 : Cartes des rapports de concentrations U/Th et U/K _____	135
Figure 4.23 : Carte du rapport de concentrations Th/K _____	137

Chapitre 5 :

Figure 5.1 : Carte géologique de la feuille de Timgaouine, sur laquelle sont superposés les gisements d'uranium, les indices uranifères et les anomalies radiométriques importantes _____	140
Figure 5.2 : Coupe géologique du gisement de Timgaouine _____	141
Figure 5.3 : Coupe géologique du gisement d'Abankor _____	143
Figure 5.4 : Carte géologique du massif de Teg-Orak, sur laquelle sont superposés les indices uranifères _____	147
Figure 5.5 : Carte géologique de la région d'Aït Oklan, sur laquelle sont superposés les indices uranifères _____	148
Figure 5.6 : Schéma structural synthétique du Hoggar occidental _____	151
Figure 5.7 : Carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Hoggar occidental, sur laquelle sont superposés les principaux linéaments magnétiques _____	153
Figure 5.8 : Carte interprétative du Hoggar occidental _____	155
Figure 5.9 : Image ternaire spectrométrique du Hoggar occidental _____	160
Figure 5.10 : Pics d'anomalies des teneurs spectrométriques _____	162
Figure 5.11 : Pics d'anomalies des rapports spectrométriques _____	166
Figure 5.12 : Localisation des zones anormales _____	168
Figure 5.13 : Délimitation des zones perspectives du Hoggar occidental _____	171
Figure 5.14 : Carte structurale du Hoggar occidental, sur laquelle sont superposées les ressources en uranium et les zones perspectives _____	172

Liste des tableaux :

Chapitre 1 :

Tableau 1.1 : Concentrations des radioéléments dans les principaux types de roches _____ 16

Tableau 1.2 : Fenêtres d'énergie standard pour la spectrométrie γ naturelle _____ 18

Chapitre 2 :

Tableau 2.1 : Principaux minéraux d'Uranium, primaires et secondaires _____ 66

Chapitre 3 :

Tableau 3.1 : Exemple de mesures aérogéophysiques brutes, extrait du fichier HW31)
(Bloc du Hoggar Ouest, zone UTM 31Nord, Segment 1) _____ 79

Tableau 3.2 : Statistiques des fichiers numériques des données aérogéophysiques.
(Fichiers de la région du Hoggar Ouest, zone UTM 31 Nord) _____ 80

Tableau 3.3 : Statistiques des altitudes de vol au-dessus du bloc Hoggar Ouest _____ 82

Chapitre 4 :

Tableau 4.1 : Paramètres statistiques des trois canaux spectrométriques avant et après
l'homogénéisation des données des cinq fichiers numériques _____ 120

Tableau 4.2 : Paramètres statistiques des niveaux de bruit de fond calculés pour les
quatre canaux spectrométriques, par la méthode polynômiale _____ 122

Tableau 4.3 : Paramètres statistiques des teneurs spectrométriques des trois
radioéléments _____ 132

Chapitre 5 :

Tableau 5.1 : Répartition des trois radioéléments dans les roches _____ 156

Tableau 5.2 : Répartition des teneurs spectrométriques moyennes dans les principales
formations lithologiques constituant le Hoggar occidental _____ 157

Tableau 5.3 : Variation des rapports spectrométriques en fonction des principaux
faciès constituant le Hoggar occidental _____ 158

Tableau 5.4 : Statistiques des pics d'anomalies des teneurs et des rapports
spectrométrique _____ 162

Introduction Générale

- 1 Problématique.**
- 2 Objectifs.**
- 3 Organisation de la thèse.**

1 Problématique :

Depuis les premières campagnes de recherche d'Uranium en Algérie, l'une des préoccupations majeures des explorateurs est de dégager les critères géologiques de terrain qui faciliteraient la mise en évidence de gîtes et indices Uranifères. Pour réussir une opération d'exploration tout en limitant les coûts, il est important de choisir la stratégie la plus efficace afin d'éviter d'aller chercher dans des endroits stériles. A cet effet, le choix des régions potentiellement favorables à la prospection, intervient en premier lieu dans le processus d'exploration et doit se faire sur des bases solides.

Le Hoggar Occidental, domaine de la chaîne Pharusienne, est un vaste domaine où l'orogénèse Pharusienne est la plus complète. Situé entre le Craton Ouest Africain, à l'Ouest et l'accident régional 4°50', à l'Est, cette partie du bouclier Targui présente un intérêt minier notamment pour la recherche de l'Uranium où, trois gisements et une dizaine d'indices Uranifères sont déjà localisés. L'étude géologique et métallogénique des minéralisations radioactives dans les différents gîtes peut aider à la compréhension des circonstances de formation des dépôts Uranifères, cela constitue un outil très efficace pour l'orientation de la recherche vers des cibles prometteuses au lieu d'effectuer des travaux d'exploration systématiques sur de vastes régions. Une telle démarche permet de réduire considérablement à la fois le temps et le coût des opérations d'exploration de l'Uranium dans la zone d'étude.

La couverture aérogéophysique acquise au-dessus du Hoggar Occidental fait partie d'un levé aéroporté magnéto-spectrométrique couvrant tout le territoire Algérien, réalisé au début des années 1970 par la société américaine *Aeroservice Corporation*, pour le compte de l'ex *SONAREM* et qui a pour objectifs : l'exploration minière systématique et la cartographie géologique régionale. Malgré son caractère régional, les anciennes études de traitement et d'interprétation effectuées sur ce levé, ont permis de mettre en évidence, plusieurs anomalies magnétométriques et spectrométriques qui ont conduit, à leur tour, à la découverte de quelques indices Uranifères. Tenant compte de l'évolution des méthodes de traitement et d'interprétation des données, il est toujours utile de faire une nouvelle lecture de l'information magnéto-spectrométrique en se basant sur les techniques de filtrage numérique de données pour la prédiction de nouvelles zones favorable de contenir des minéralisations Uranifères. Une telle réinterprétation ne peut être complète que par l'intégration de différentes sources de données prises au sol.

2 Objectifs :

Deux principaux objectifs sont définis dans le cadre de cette thèse :

Le premier objectif est la mise au point d'un modèle cohérent pour la prédiction de zones susceptible de contenir des minéralisations Uranifères. Pour cela, nous avons combiné entre les résultats de l'aérogéophysique et ceux des travaux au sol, effectués dans les différents secteurs de la zone d'étude. Un tel modèle, purement empirique, peut servir comme guide pour les futures recherches de l'Uranium dans la région du Hoggar occidental.

Le second objectif vise l'orientation des activités d'exploration des matières premières nucléaires vers une approche sélective basée sur la prédiction de cibles, potentiellement favorable à l'exploration. Sur le plan économique, une telle démarche peut aider les explorateurs à épargner beaucoup d'efforts et de dépenses.

3 Organisation de la thèse :

Cette thèse est structurée en cinq (05) chapitres :

Le premier chapitre traite l'aspect théorique des deux techniques de prospection aérogeophysique utilisées dans cette étude à savoir ; la magnétométrie et la spectrométrie des rayons gamma naturelles. Nous décrivons dans cette partie les principes de base, la mise en œuvre ainsi que l'appareillage utilisé dans ces deux techniques aéroportées. Un aperçu sur les fondements des principaux filtres numériques, employés dans le traitement des données aérogeophysiques, est donné également dans ce premier chapitre.

Dans le deuxième chapitre, nous décrivons le contexte géologique régional et local du Hoggar occidental. Une étude litho-structurale détaillée des différents compartiments de la zone d'étude est ainsi effectuée. Enfin nous donnons un aperçu sur la formation des gisements d'Uranium ainsi que les gîtes et indices Uranifères déjà découverts dans la zone d'étude.

Le troisième chapitre est consacré à l'aspect technique du levé aérogeophysique et le prétraitement des données. Nous décrivons, dans cette partie, la mise en œuvre du levé, les paramètres d'acquisition et les différentes opérations de compilation de données, effectuées par *Aeroservice*. Nous procédons, également, à l'amélioration de la qualité de données brutes en utilisant des méthodes géostatistiques.

Les différentes étapes de traitement et d'interprétation des données magnéto-spectrométriques sont détaillées dans le quatrième chapitre. Nous appliquons, aux données prétraitées, différents filtres numériques pour définir une meilleure délimitation des anomalies magnéto-métriques et spectrométriques. A la lumière des résultats du traitement, nous effectuons une interprétation qualitative et quantitative dans le but de mettre en évidence les éléments structuraux du Hoggar occidental.

Dans le dernier chapitre, qui constitue l'essentiel de cette thèse, nous procédons à la mise au point d'un modèle métallogénique pour le Hoggar occidental. Un tel modèle offre la possibilité de cibler et délimiter toutes les zones susceptibles de contenir des minéralisations Uranifères, ce qui facilite la stratégie d'exploration de l'Uranium dans la région. Nous procédons également, dans ce chapitre, à l'intégration de différentes sources d'informations (géologie, magnétométrie, spectrométrie, géochimie, ...etc) afin d'augmenter le degré de fiabilité du modèle proposé. Enfin, nous terminerons ce travail par des conclusions générales.

Chapitre 1 :

Fondements des Techniques de Prospection Aérogéophysiques

1.1 Introduction.

1.2 Prospection magnétique.

1.3 Prospection spectrométrique.

1.4 Filtrage numérique.

1.1 Introduction :

Les recherches faites à des fins militaires au cours de la seconde guerre mondiale ont largement contribué à la promotion des méthodes géophysiques aéroportées notamment l'aéromagnétisme. 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. 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).

Caractérisée par sa capacité de couvrir de vastes régions en un temps limité et avec un personnel réduit, l'aérogéophysique intervient dans plusieurs domaines notamment, l'exploration minière où elle joue un rôle primordial dans la recherche et l'évaluation des différents types de gisements. Parmi les techniques qui peuvent être effectuées à partir d'un avion, la magnétométrie et la radiométrie sont les plus employées dans l'exploration.

Dans ce chapitre, nous présentons un aperçu théorique sur le magnétisme et la spectrométrie des rayons gamma ainsi que les principes de base des deux techniques de prospection aéroportées liées à ces deux disciplines à savoir : l'aéromagnétométrie et l'aérospectrométrie. Nous donnons également, dans ce chapitre, un aperçu sur les filtres numériques les plus employés dans le traitement des données aérogéophysiques.

1.2 Prospection magnétique :

Basée sur la mesure des variations du champ magnétique et de la susceptibilité magnétique des roches, la magnétométrie reste la technique la plus simple du point de vue réalisation et la moins coûteuse du point de vue économique. Elle est généralement utilisée pour la cartographie structurale et la recherche de substances ferromagnétiques.

1.2.1 Magnétisme de la Terre :

1.2.1.1 Champ magnétique terrestre :

Le champ magnétique terrestre ou champ géomagnétique est un phénomène complexe, variable en direction et en intensité dans l'espace et dans le temps. A la surface de la Terre, il résulte de deux processus ayant pour siège l'intérieur (champ interne) et l'extérieur (champ externe) du globe terrestre, (Le Mouél, 1976).

Le champ externe est engendré par des courants électriques circulant dans l'ionosphère et la magnétosphère. Celui interne, lui même est la superposition 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 qui représente en moyenne, 99 % du champ observé à la surface du globe est due à des processus magné-hydro-dynamiques complexes.
- ✓ **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.

1.2.1.2 Les éléments du champ géomagnétique :

Le champ magnétique terrestre observé à la surface de la Terre est irrégulier et ces deux pôles magnétiques vrais ne sont pas diamétralement opposés. Schématiquement il est souvent représenté sous forme d'une sphère à aimantation homogène, similaire à celle d'un dipôle placé au centre de la Terre et orienté vers l'hémisphère sud où, l'axe de dipôle est incliné par rapport à l'axe de rotation de la Terre d'un angle d'environ 11.5° (Telford, 1998). Cette représentation schématique approximative est appelée champ de Gauss (Figure 1.1a).

En chaque point de la surface de la Terre, le champ magnétique terrestre est représenté par une grandeur vectorielle F , caractérisée par son intensité et son orientation. Dans un système orthogonal, il se décompose en trois composantes (x , y et z) orientées respectivement vers le Nord géographique, l'Est et la verticale descendante (Figure 1.1b).

- ✓ La projection de F sur le plan (x,y) est appelée la composante horizontale (H).
- ✓ L'angle entre la composante horizontale du champ et le nord géographique est appelée la déclinaison magnétique (Dec).
- ✓ L'angle entre F et l'horizontale est appelée l'inclinaison magnétique (Inc).
- ✓ Le plan vertical passant par F et H est appelé « Méridien magnétique ».

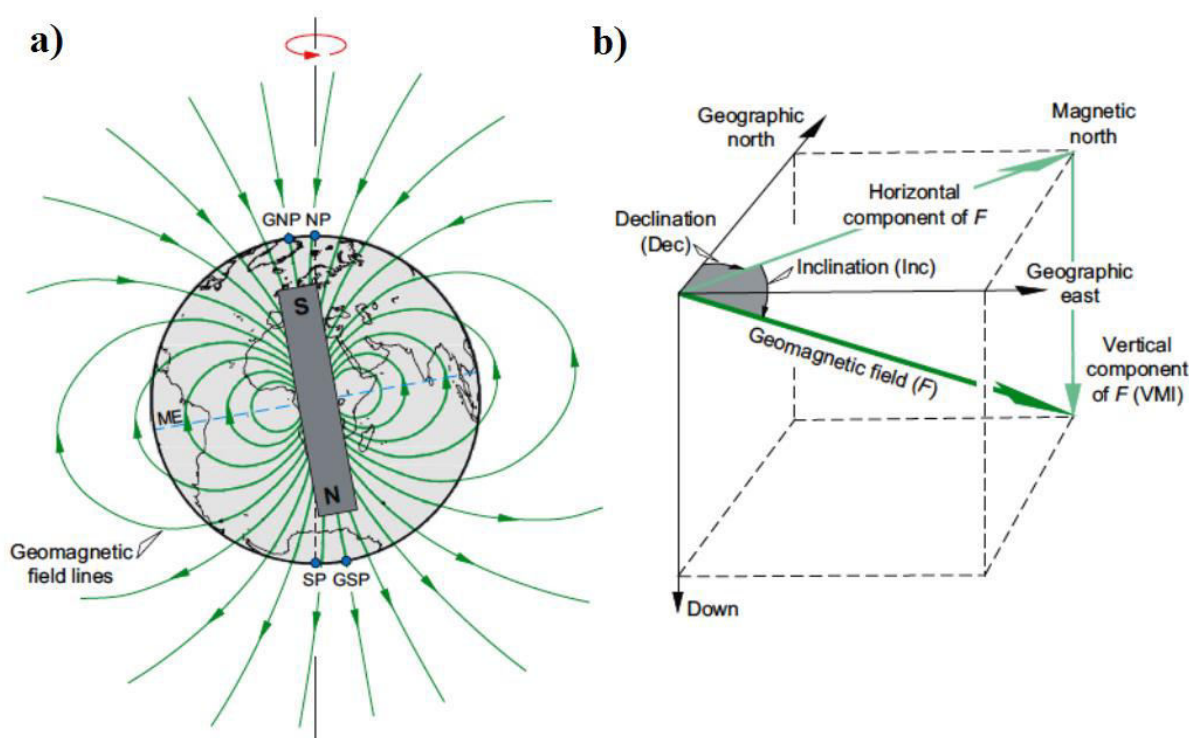


Figure 1.1 : Composantes du champ magnétique terrestre.
 (a) Représentation schématique approximative du champ, (b) Eléments du champ
 (D'après Dentith et Mudge, 2014).

1.2.1.3 Représentation analytique du champ principal :

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. Dans un système de coordonnées sphériques (r, θ, φ), le potentiel s'écrit sous la forme (Cain et al, 1965) :

$$\begin{aligned}
 U(r, \theta, \varphi, t) = & \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{a}\right)^n [q_n^m(t) \cos m\varphi + s_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources externes}} \\
 & + \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources internes}}
 \end{aligned} \tag{1.01}$$

Où :

t : Temps.

a : Rayon moyen de la Terre ($a = 6371.2$ Km).

n, m : Degré et ordre du développement respectivement.

g_n^m, h_n^m : Coefficients de Gauss internes.

q_n^m, s_n^m : Coefficients de Gauss externes.

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

1.2.1.4 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 (1.01) 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).

1.2.1.5 Variations du champ géomagnétique :

De longues séries d'observations démontrent que le champ magnétique terrestre est loin d'être constant. Les données obtenues aux différents observatoires depuis 1540 montrent que l'inclinaison et la déclinaison ainsi que le pôle nord magnétique ont été considérablement changées durant cette période. Le paléomagnétisme indique que durant les différents âges géologiques, le champ géomagnétique a subi un certain nombre d'inversions de pôles (Collinson, 1983). En plus de ces variations qui ont un caractère régional, les mesures magnétométriques sont soumises à des variations régulières de courtes périodes ou ce qu'on appelle la dérive du champ causée par les changements de la partie externe du champ géomagnétique. En prospection magnétique, deux types de variations du champ géomagnétique sont distingués ; séculaires et diurnes :

- ✓ **Variations séculaires :** Ce sont des variations de longues périodes qui trouvent leur origine dans le noyau. Elles 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. L'influence des variations séculaires sur la prospection magnétique est insignifiante. Leur effet peut être visible lors de l'assemblage de données magnétométriques acquises à des périodes éloignées dans le temps (Courtilot et al., 1978, Alexandrescu et al., 1996).

- ✓ **Variations diurnes :** Ce sont des variations régulières de courtes périodes, causées essentiellement par le phénomène d'ionisation dans les couches de la haute atmosphère (40 Km et plus). Le maximum d'ionisation se situe vers 300 Km d'altitude, son amplitude augmente le jour et diminue la nuit. Ces variations diurnes qui sont de l'ordre de 30 nT ont un effet important sur les mesures. Pour compenser ces changements on fait appel, au cours d'un levé magnétométrique, aux mesures d'une station de base.

1.2.2 Mesure des anomalies magnétiques :

En magnétisme comme d'autres méthodes de potentiel le champ mesuré est représenté par un vecteur caractérisé par sa direction et son amplitude or, ce vecteur champ en réalité ce n'est que la résultante de deux vecteurs champ ; principal et crustal. Ce dernier est le champ anomal qu'on cherche en prospection magnétique et qui est la différence entre le champ total observé (mesuré) et celui théorique régulier ou normal (calculé).

Soient \vec{T}_{obs} le vecteur champ magnétique en un point P , \vec{T}_{nor} le vecteur champ normal ou régional et \vec{T}_{anom} le vecteur champ anomal dû à une source perturbatrice. Alors, l'anomalie du champ total est calculée par $\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}|$ (Le Mouël, 1969).

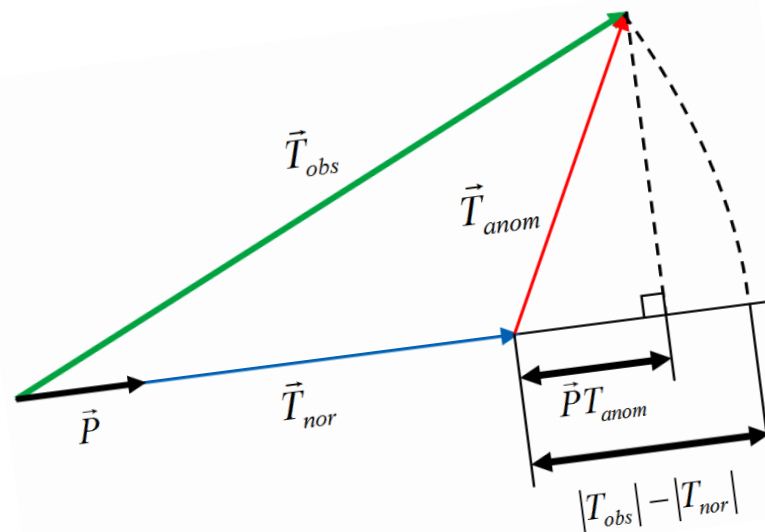


Figure 1.2 : Représentation vectorielle du champ anomal.

Le champ anomal, dû à des sources perturbatrices est donné par $\vec{T}_{anom} = \vec{T}_{obs} - \vec{T}_{nor}$. Puisque le champ normal et celui anomal n'ont pas la même direction, il est clair, selon la figure 1.2 que l'anomalie du champ total n'est pas égale à l'intensité du champ anomal ($\Delta T \neq |T_{anom}|$). Du fait que l'intensité du champ anomal est beaucoup inférieure à celle du champ normal et que ce dernier admet une direction approximativement constante dans le domaine d'étude, l'anomalie du champ magnétique peut être représentée approximativement par la projection du vecteur champ anomal sur la direction du champ normal :

$$\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}| \approx \vec{P}T_{anom} \quad (1.02)$$

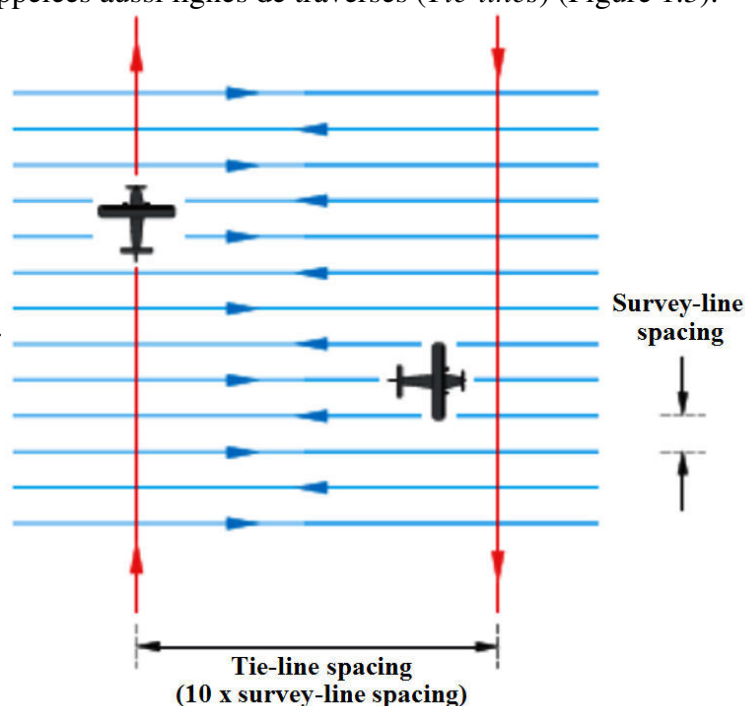
1.2.3 Acquisition des données aéromagnétiques :

De nos jours et à cause des avantages techniques et économiques que présentent les prises de mesures aériennes, la majorité des levés magnétométriques s'effectuent à partir d'un avion ou un hélicoptère à l'aide d'un capteur magnétique à une certaine altitude du sol. Dans cette section nous décrivons la technique de mesure, les instrumentations utilisées ainsi que les paramètres spécifiques des levés aéromagnétiques.

1.2.3.1 Mise en œuvre d'un levé aéromagnétique :

En aéromagnétisme, comme toutes les techniques de prospection aérogéophysique, les prises de mesures aériennes s'effectuent selon un plan de vol préalablement défini, contenant un réseau de lignes principales, généralement parallèles, appelées aussi lignes de vol (*Flight-lines*). En plus des lignes principales, l'avion survole des lignes de contrôle, perpendiculaires par rapport à la direction du levé appelées aussi lignes de traverses (*Tie-lines*) (Figure 1.3).

Figure 1.3 :
Installation du plan de vol.
(D'après Dentith et Mudge, 2014).



Les valeurs du champ mesurées au niveau des points d'intersections entre les lignes et les traverses ont pour but la correction de décalage du levé (nivellement magnétique). Dans la pratique et dans le but de procéder à la correction de la dérive journalière du champ magnétique, en plus du réseau des points de mesure, on installe un autre réseau de stations de base qui est généralement irrégulier.

1.2.3.2 Caractéristiques spécifiques d'un levé aéromagnétique :

Théoriquement, un levé aéromagnétique de haute résolution est un outil très puissant pour une idéale cartographie mais dans la réalité des choses, lors de l'installation d'un plan de vol, les explorateurs sont appelés à prendre en compte plusieurs facteurs, à savoir : les objectifs du levé, le cadre géologique de la zone d'étude, l'aspect économique et scientifique et les contraintes techniques. Tenant compte de tous ces facteurs, les levés sont réalisés avec une large variété de géométries dont les principales caractéristiques sont l'espacement entre les lignes de vol et l'altitude de vol :

a. Espacement entre les lignes de vol :

La résolution d'un levé aéromagnétique dépend essentiellement de l'espacement entre les lignes de vol. Dans le passé des espacements de l'ordre de 3 Km ont été adoptés pour les levés effectués au-dessus des bassins sédimentaires et 1.5 Km au-dessus des domaines cristallins. De nos jours, les levés sont réalisés avec un espacement de 400 et 500 m au-dessus des bassins sédimentaires tandis que les levés visant l'exploration minière sont généralement survolés avec un espacement de 200 m et parfois même 50 m pour les levés de très haute résolution (Hamoudi et al, 2011).

L'espacement entre les lignes de vol est généralement déterminé en fonction de la profondeur moyenne du socle, le degré de détail du levé et les dimensions des cibles recherchées. La couverture financière du levé est également un facteur crucial dans le choix de l'espacement entre les lignes de vol. Nous précisons que les levés actuels sont conçus de façon à éviter le phénomène d'aliasing des courtes longueurs d'ondes et ce, en respectant les recommandations de Reid (1980). Les lignes de contrôle sont généralement survolées avec un espacement de l'ordre de dix (10) fois l'espacement entre les lignes de vol. Dans les régions polaires, des espacements de 5 à 1 fois l'espacement entre les lignes de vol sont souvent adoptés (Bozzo et al, 1994). Cordell et al (1990) ont recommandé ce rapport d'espacements pour le centre du continent nord Américain. Cependant, pour certains levés d'explorations pétrolières, des rapports inférieurs entre 3 et 1 sont adoptés (Horsfall, 1997).

b. Direction de vol :

Lors de la configuration d'un levé aéromagnétique, la direction de vol est choisie en fonction des éléments structuraux. Pour les levés de cartographie de reconnaissance générale, les lignes de vol sont souvent orientées selon les deux directions cardinales, Nord-Sud ou Est-Ouest (Cordell et al, 1990 ; Horsfall 1997).

Dans le cas des levés qui visent des objectifs d'exploration minière, il est préférable d'orienter les lignes de vol perpendiculairement aux structures géologiques dominantes de la région d'étude afin de maximiser la signature des sources magnétiques du sous-sol. Les lignes de contrôle (Traverses) sont généralement survolées selon la direction perpendiculaire par rapport à la direction des lignes de vol principales. Les doubles valeurs des points d'intersection lignes-traverses sont d'une importance capitale dans le traitement de données, elles sont généralement utilisées pour le nivellement magnétique (Hamoudi et al, 2011).

c. Altitude de vol :

Le développement mathématique montre que l'intensité du champ magnétique diminue proportionnellement avec l'éloignement des sources perturbatrices du sous-sol. Par conséquent, pour la détection des petites variations du champ magnétique, les mesures doivent être prises le plus proche possible du sol. La limite minimale d'altitude de vol dépend essentiellement des conditions de sécurité de vol dont la performance de l'aéronef utilisé est le principal facteur pour maintenir l'altitude nominale du levé. Nous précisons qu'au-dessus des reliefs accidentés, il est difficile de maintenir la même altitude de vol même en utilisant les avions les plus performants. Dans le passé, pour les levés d'exploration minière des altitudes de vol de l'ordre de 150 à 200 m ont été adoptées. Actuellement et grâce à l'évolution de l'aéronautique, les levées aéromagnétiques s'effectuent à des altitudes de 60 à 100 m.

d. Intervalle de mesure :

Lors des levés aéroportés, les mesures sont prises à l'aide d'un capteur magnétique, à un intervalle de temps prédéfini dont, chaque mesure correspond à une position au sol appelée station ou point de mesure. La distance entre deux stations est le pas de mesure du levé qui est égale à l'intervalle de temps multiplié par la vitesse de l'avion (supposée constante). A chaque mesure du capteur s'ajoute une lecture de la position géographique souvent prise par le système de positionnement mondial *GPS*. Les systèmes actuels utilisent les lectures directes de haute précision à partir des satellites.

Le choix de l'intervalle d'échantillonnage joue un rôle primordial dans l'acquisition des données aéromagnétiques. En effet, le mauvais pas d'échantillonnage provoque l'apparition de bruits non naturels de courtes longueurs d'ondes (artefacts) sur les cartes. Pour éviter ce phénomène, appelé aussi l'aliasing de la composante haute fréquence, selon les critères de *Niquist*, la fréquence d'échantillonnage doit être supérieure au double de la composante de haute fréquence autrement dit : le pas d'échantillonnage doit être inférieur à la moitié des courtes longueurs d'ondes. Lors d'un levé aéromagnétique, les mesures s'effectuent souvent chaque seconde ce qui correspond à un pas moyen de mesure de quelques 55 m pour une vitesse de vol comprise entre 50 et 60 m/s.

1.2.3.3 Instrumentation :

L'appareillage de magnétométrie a connu une réelle évolution grâce aux nouvelles technologies, les premiers instruments utilisés en magnétométrie étaient des compas marins 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. De nos jours, trois types de magnétomètres sont en usage à savoir :

- ✓ **Magnétomètre à sursaturation (*Fluxgate*) :** 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. C'est un magnétomètre électronique à sursaturation basé sur l'utilisation de deux circuits (primaire et secondaire), sa précision de mesure est de l'ordre de 1 nT.
- ✓ **Magnétomètre à précession nucléaire :** Le principe de fonctionnement de ce magnétomètre est basé sur le phénomène de précession nucléaire dans un capteur contenant un fluide riche en protons. La précision de mesure de ce type de magnétomètres varie entre 0.1 et 1 nT.
- ✓ **Magnétomètre à pompage optique :** 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. La précision de mesure de ce type de magnétomètres est de l'ordre de 0.1.

1.2.3.4 Configuration du système de mesure :

Lors d'un levé aéromagnétique, les prises de mesures s'effectuent à l'aide d'un capteur magnétique lié à un avion ou un hélicoptère. Deux types de configuration du capteur magnétique sont distingués ; installation en remorque oiseau et installation en Queue :

- ✓ **Installation en remorque oiseau (*Bird*)** : Dans ce type de configuration un compartiment « oiseau » équipé d'un capteur magnétique est suspendu par un câble à une certaine distance en dessus de l'avion dans le but de minimiser les bruits causés par l'avion et les instruments d'enregistrement (Figure 1.4a).
- ✓ **Installation en queue (*Tail Stinger*)** : Cette configuration, habituellement appelée « la queue », consiste à fixer le capteur à une extension rigide, généralement en fibres de verre, à l'arrière de l'avion (Figure 1.4b). Pour réduire les interférences magnétiques de l'avion, on utilise dans ce type de configuration un système de compensation des mesures (Hamoudi et al, 2011).



Figure 1.4 : Configuration du système de mesure magnétométrique.
(a) Configuration en remorque oiseau (USGS), (b) Configuration en queue (Novatem)

1.3 Prospection spectrométrique :

Basée sur l'analyse du spectre d'énergie pour l'identification des éléments naturellement radioactifs, la spectrométrie est une méthode de prospection géophysique directe utilisée souvent dans le domaine de recherche et d'exploration des matières premières nucléaires dont, les levés peuvent être pédestres, aéroportés, autoportés ou dans des trous de sondage. Parmi toutes les techniques de cette méthode, la spectrométrie des rayons gamma naturels (γ ray) reste la plus employée. Dans cette section nous décrivons la mise en œuvre, les instruments de mesures ainsi que les caractéristiques spécifiques de cette dernière.

1.3.1. Rayonnements naturels :

La radioactivité naturelle est définie comme étant la transformation spontanée d'un noyau atomique, au cours de laquelle, ce dernier émet un rayonnement. C'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.

On distingue trois sortes de rayonnements naturels désignés par les lettres grecques α , β et γ :

1.3.1.1 Rayonnement α (Particules Alpha) :

La désintégration alpha peut être vue comme une fission nucléaire où, le noyau père se scinde en deux noyaux fils dont l'un est un noyau d'Hélium (${}^4_2\text{He}$) chargé d'électricité positive, sa masse est 7000 fois supérieure à celle de l'électron. Seuls les noyaux dont la masse atomique est supérieure à 200 émettent des particules α . Ces derniers ne parcourent qu'une faible distance (quelques Centimètre dans l'air et quelques Microns dans les tissus).

1.3.1.2 Rayonnement β (Emissions Béta) :

La radioactivité béta existe sous deux formes (béta - et béta +). Un atome radioactif β^- émet un électron et un antineutrino électronique. Un atome radioactif β^+ émet un antiélectron (ou positron) et un neutrino électrique :

- ✓ Dans l'émission (β^-), la transformation s'accompagne de l'émission d'un électron négatif appelé (β^-) et l'élément de numéro atomique (Z) devient l'élément de numéro atomique ($Z+1$). Les particules β^- proviennent de noyaux qui ont un excès de neutrons où un neutron se transforme alors en proton : ($n \rightarrow p^+ + \beta^- + \text{énergie}$). Ces particules sont beaucoup plus légères que les particules α et beaucoup plus pénétrantes (environ 100 fois plus que les rayons α). Dans l'air, leurs parcours, peuvent aller de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres suivant leur énergie.
- ✓ Contrairement à la radioactivité β^- , l'émission β^+ concerne des corps ne possédant pas assez de neutrons ou possédant trop de protons, lors de la réaction un proton se transforme en neutron ($p \rightarrow n + \beta^+ + \text{énergie}$). Les propriétés du rayonnement β^+ sont identiques à celles du rayonnement β^- .

1.3.3.3 Rayonnement γ (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 (γ) suit généralement une désintégration α ou β .

Le pouvoir de pénétration des rayons γ leur permet de traverser des plaques de Plomb de 15 Cm d'épaisseur, ils traversent donc aisément le corps humain. Sa longueur d'ondes (λ) du rayonnement γ dépend de son énergie :

$$E = h.v = h.C/\lambda \tag{1.03}$$

Où

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

C : Vitesse de la lumière.

v : Fréquence des photons.

1.3.2 Interaction des rayons γ avec la matière :

Les photons γ incidents entrent en collision avec la matière, trois types d'interactions peuvent se produire suivant l'énergie du photon incident à savoir : L'effet photoélectrique, l'effet Compton et la production de paire (Figure 1.5) :

- ✓ **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 γ est relativement faible (inférieure à 1 MeV), mais plus grande que l'énergie de liaison de l'électron (quelques centaines de KeV).
- ✓ **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.
- ✓ **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 positron (électron positif) ayant chacun une énergie de 0.51 MeV. Le positron 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.

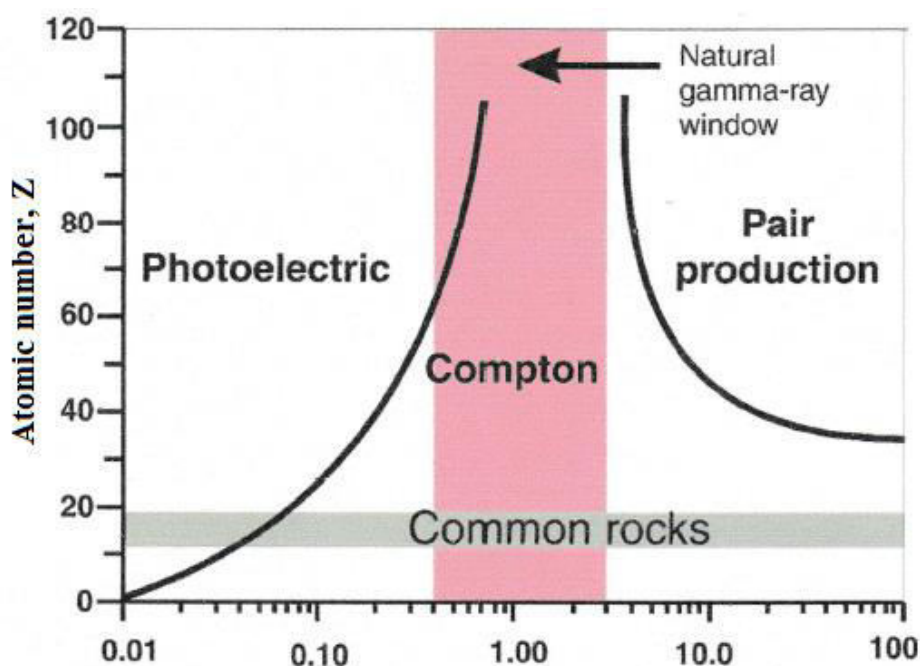


Figure 1.5 : Interaction des rayons gamma avec la matière.
(D'après Dodd et Eschliman, 1972 modifié).

La bande verticale représente la fenêtre d'énergie des mesures spectrométriques (0,4 à 3,0 MeV). Dans cette fenêtre d'énergie, l'interaction des rayons gamma avec les roches (Z entre 10 et 20) est dominé par l'effet Compton.

1.3.3 Désintégration radioactive :

La désintégration radioactive correspond à l'émission de rayons α , β et γ , 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. C'est une pure loi statistique qui suit une exponentielle décroissante (Serra, 1979).

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1.04)$$

Où :

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

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

λ : constante de désintégration (caractéristique du corps).

t : temps.

On appelle la période de *demi-vie*, le temps au terme duquel le nombre initial des atomes à diminué de moitié $N = N_0/2$ alors, $T_{1/2} = \text{Ln}(2) / \lambda = 0.693 / \lambda$.

1.3.4 Equilibre et déséquilibre radioactif :

En exploration de l'Uranium on se focalise sur les rayons γ . Bien que la radioactivité de l'Uranium naturel provient des trois isotopes (^{238}U , ^{235}U et ^{234}U), 99.3% de cette radioactivité est causée par l'Uranium 238 (^{238}U) qui se désintègre par émission α , β et γ pour atteindre son état final qui est le Plomb 106 (^{106}Pb).

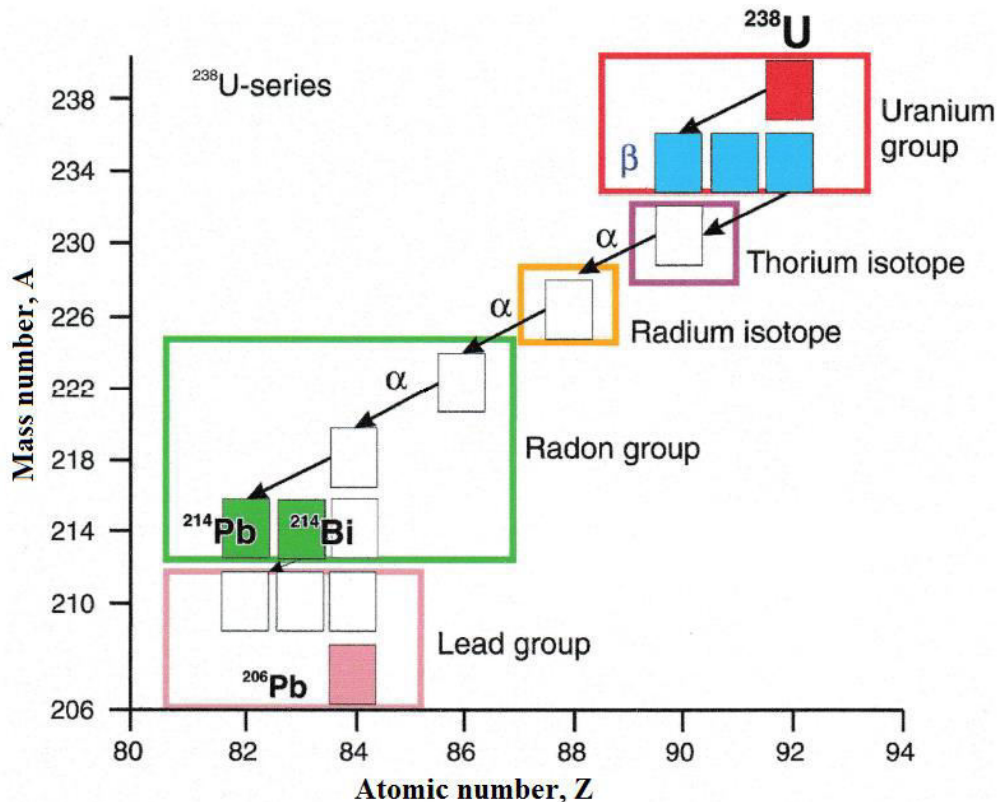


Figure 1.6 : Chaîne de désintégration de l'Uranium 238(simplifiée).
(D'après Killeen, 1983 modifié).

La figure 1.6 représente les cinq groupes majeurs d'équilibre radioactif de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238. Le rayonnement gamma détecté en prospection spectrométrique provient des deux descendants : le Plomb 214 (^{214}Pb) et le Bismuth 214 (^{214}Bi), (AIEA, 2003).

On définit la quantité $A = \lambda.N$: l'activité d'une substance à l'instant t , où N est le nombre d'atomes présents à cet instant et λ : la constante de désintégration. L'activité A est le nombre de désintégration par unité de temps (*dps ou Bq*). Dans une chaîne de désintégration radioactive, 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 ($\lambda_1.N_1 = \lambda_2.N_2 = \dots = \lambda_n.N_n$).

Dans le cas contraire, c'est le déséquilibre radioactive de la chaîne de désintégration de l'Uranium. Bien que la radioactivité des roches provienne des trois radioéléments (Potassium, Uranium et Thorium), Seul l'Uranium qui peut se trouver en état de déséquilibre radioactive. On peut admettre que les roches de plus d'un million d'années ont atteint l'état d'équilibre radioactive (Serra, 1979).

1.3.5 Radioactivité des roches :

La majeure partie de la radioactivité naturelle provienne des trois radioéléments : Potassium, Uranium et Thorium ;

- ✓ Le Potassium ($^{40}_{19}\text{K}$) émet 0α , 1β , et 1γ . Le pourcentage de l'isotope 40 dans le Potassium total est de 0.0118 %.
- ✓ La famille de l'Uranium ($^{238}_{92}\text{U}$) émet 12α , 18β et de nombreux γ .

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

- ✓ La famille du Thorium ($^{232}_{90}\text{Th}$) émet 11α , 19β et de nombreux γ .

Dans la croûte terrestre, l'abondance des trois radioéléments dépend essentiellement de la nature géologique des roches (Tableau 1.1). Leurs abondances moyennes sont de l'ordre de 2% de Potassium, 2.7 ppm d'Uranium et 8.5 ppm de Thorium (Minty, 1997).

Tableau 1.1 : Concentrations des radioéléments dans les principaux types de roches. (D'après Killeen, 1979).

Type de roches	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Felsique (roches intrusives acides)	0.10 – 7.6	0.10 – 30	0.10 – 253
Mafique (roches intrusives basiques)	0.02 – 2.6	0.01 – 5.7	0.03 – 15
Ultramafique et Ultrabasique	0.00 – 0.8	0.00 – 1.6	0.00 – 7.5
Roches sédimentaires détritiques	0.01 – 9.7	0.10 – 80	0.20 – 362
Roches ignées métamorphisées	0.10 – 6.1	0.10 – 148.5	0.10 - 100

1.3.6 Acquisition des données aérospectrométriques :

Les sources de la radioactivité naturelle peuvent être subdivisées en trois principaux groupes selon leurs origines. Sont inclus dans le premier groupe, les trois éléments naturellement radioactifs (Potassium, Uranium et Thorium). Le deuxième groupe comprend les isotopes créés lors de la désintégration des éléments du premier groupe. Dans le troisième groupe on trouve les isotopes causés par l'interaction des rayons cosmiques avec la Terre et l'atmosphère.

1.3.6.1 Technique de mesure (γ ray) :

Le principe de la technique (γ ray) consiste à analyser le spectre de la radioactivité globale, enregistrée à l'aide d'un capteur des rayons γ naturels. Or, on l'a vu, cette radioactivité est due, principalement, aux trois éléments naturellement radioactifs (Potassium ^{40}K , Uranium ^{238}U et Thorium ^{232}Th) ou à leurs descendants, qui émettent des rayons γ d'énergies différentes. L'examen du spectre d'énergie du rayonnement γ de ces éléments fait en effet apparaître que certains rayons γ sont caractéristiques par leurs énergies des éléments qui les engendrent (Figure 1.7).

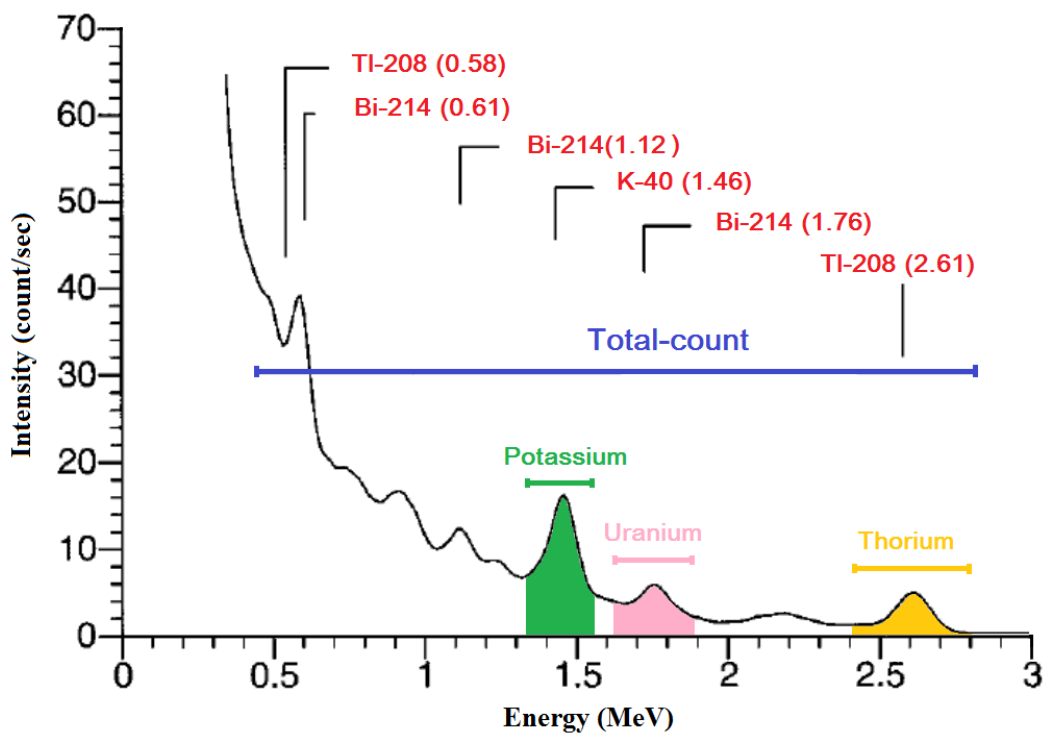


Figure 1.7 : Spectre γ typique enregistré à 100 m d'altitude montrant les pics caractéristiques et les positions des fenêtres d'énergie conventionnelles (D'après AIEA, 2013).

Théoriquement, l'enregistrement des trois éléments dans des « fenêtres » correspondantes au spectre d'énergie γ complet permet donc de déterminer la part du rayonnement γ total revenant à chacun des trois éléments radioactifs principaux, dans la mesure où l'équilibre radioactif est atteint. En prospection spectrométrique, l'enregistrement s'effectue conventionnellement, selon trois fenêtres énergétiques, correspondantes aux trois radioéléments (^{40}K , ^{238}U et ^{232}Th). Une quatrième lecture, du comptage total, est également enregistrée dans le but de contrôler le niveau radiométrique.

Les fenêtres K, U et Th sont centrées sur les pics d'énergie la plus élevée de chacun des trois radioéléments appelés pics caractéristiques (Tableau 1.2). Ce choix est justifié par le pouvoir de pénétration des photons γ d'énergies élevées contrairement à ceux de basses énergies susceptibles d'être absorbés avant d'atteindre le capteur des rayons gamma naturels.

Les spectromètres destinés à l'exploration minière sont conçus de façon à enregistrer les taux de comptage selon les quatre fenêtres standards recommandées par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique AIEA (Minty et al, 1997).

Tableau 1.2 : Fenêtres d'énergie standard pour la spectrométrie γ naturelle (AIEA, 1991).

Fenêtre	Isotope utilisé	Pic caractéristique	Energie de la fenêtre (MeV)
Potassium ^{40}K	^{40}K	1.460 MeV	1.370 – 1.570
Uranium ^{238}U	^{214}Bi	1.765 MeV	1.660 – 1.860
Thorium ^{232}Th	^{208}Tl	2.614 MeV	2.410 – 2.810
Comptage total	–	–	0.400 – 2.810

1.3.6.2 Mise en œuvre d'un levé aérospectrométrique :

Contrairement au champ géomagnétique, influencé par la dérive journalière, la radioactivité gamma naturelle des roches peut être considérée relativement invariable, sur des périodes de plusieurs années. Par conséquent, les mesures spectrométriques ne nécessitent pas l'utilisation de stations de base. Parfois, on effectue des vols de contrôle au début et à la fin d'une opération, au dessus d'un même endroit et avec les mêmes paramètres dans le but de vérifier la performance de l'appareillage (Grasty et Minty, 1995).

1.3.6.3 caractéristiques spécifiques d'un levé aérospectrométrique :

Comme pour l'aéromagnétisme, pour un choix adéquat des paramètres d'un levé aérospectrométrique, les explorateurs sont appelés à trouver une compromise entre le degré de détail du levé (résolution) et le coût de réalisation.

Actuellement, pour la réalisation d'un levé aérospectrométrique approprié, l'AIEA recommande les paramètres suivants :

- ✓ Espacement entre les lignes de vol : de 50 m à 400 m pour les levés de détail et 1 Km et plus pour les levés régionaux.
- ✓ Direction de vol : perpendiculairement aux structures majeures de la région.
- ✓ Espacement entre les lignes de traverse : cinq (05) fois l'espacement entre les lignes de mesure principales.
- ✓ Altitude de vol : de 40 à 100 m.
- ✓ Vitesse de vol : de 50 à 60 m/s (aéronefs) et de 25 à 30 m/s (hélicoptères).
- ✓ Intervalle d'échantillonnage : une (01) seconde, correspond à un pas de mesure entre 25 et 60 m sur le terrain (selon la vitesse de vol).

1.3.6.4 Instrumentation :

Plusieurs instruments ont été utilisés pour mesurer la radioactivité naturelle des roches, à savoir : la chambre ionisante pour les rayons α , le compteur Geiger Muler, le scintillomètre et le spectromètre à quatre canaux. Ce dernier qui a remplacé le scintillomètre, est actuellement le plus utilisé en aérospectrométrie. Les rayons γ peuvent être détectés, à l'aide d'un capteur embarqué sur un avion, grâce à leur capacité d'ionisation et leur pouvoir de pénétration. Le principe de fonctionnement de ce système est basé sur l'utilisation de certains cristaux, généralement l'iodure de sodium activé au thallium **NaI(Tl)** qui scintille lorsque des rayons γ 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 γ 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 γ du K, U et Th ou taux de comptage, est enregistré sur trois canaux, un quatrième canal est utilisé pour le compte total.

Les systèmes modernes utilisent deux capteurs de 16.4 Litres, chacun est constitué de quatre (04) cristaux NaI(Tl) de dimension 10.2 cm x 10.2 cm x 40.6 cm montés dans un compartiment isolé thermiquement. Le spectromètre multicanaux enregistre, en continue, au moins 256 canaux dans une plage d'énergie de 0 à 3 MeV. Un canal pour les énergies supérieures à 3 MeV pour surveiller les rayonnements cosmiques. Pour augmenter le rapport signal/Bruit, il est possible d'augmenter le volume du capteur en ajoutant au système un autre détecteur (AIEA, 2013).

1.3.6.5 Configuration du système :

La configuration du système de mesure aérospectrométrique est semblable à celle de l'aéromagnétisme sauf que le capteur des rayons gamma, relativement lourd, doit être embarqué sur l'aéronef ou fixé au-dessous de l'hélicoptère. En aérogéophysique, les deux techniques conventionnelles (magnétométrie et spectrométrie) s'effectuent souvent simultanément avec les mêmes paramètres de vol. Lors d'un levé aérogéophysique, et dans le but de procéder aux corrections des mesures, les accessoires suivants sont utilisés :

- ✓ Système de positionnement GPS différentiel pour la navigation.
- ✓ Altimètre radar pour les mesures d'altitudes par rapport au sol.
- ✓ Thermomètre pour les mesures de température.
- ✓ Baromètre pour les mesures de pression.
- ✓ Caméra pour les photos aériennes.

1.4 Filtrage numérique :

Le filtrage numérique est un outil mathématique puissant qui vise la transformation des cartes des données brutes, en cartes appropriées dans le but de faciliter l'interprétation. Il 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 (*DFT*). Dans le domaine fréquentiel le filtrage s'effectue par le biais des transformées de Fourier discrètes basées sur l'algorithme de la transformée rapide de Fourier (*FFT*). Les deux approches fournissent des résultats identiques, sauf que les efforts consentis dans la réalisation de l'*FFT* sont considérablement réduites, rendant ainsi plus rapide les opérations de filtrage. A cet effet, quand il s'agit de traiter un grand nombre de données, leur filtrage dans le domaine de Fourier est donc préférable (Gasquet et Witomsky, 1995).

Dans le cadre de cette thèse, le filtrage numérique des données dans le domaine de Fourier a été effectué par le biais du logiciel *Oasis montaj* de *GEOSOFT* dont, divers algorithmes sont disponibles. Tous ces algorithmes passent par quatre étapes principales schématisées ci-dessous (Figure 1.8) :

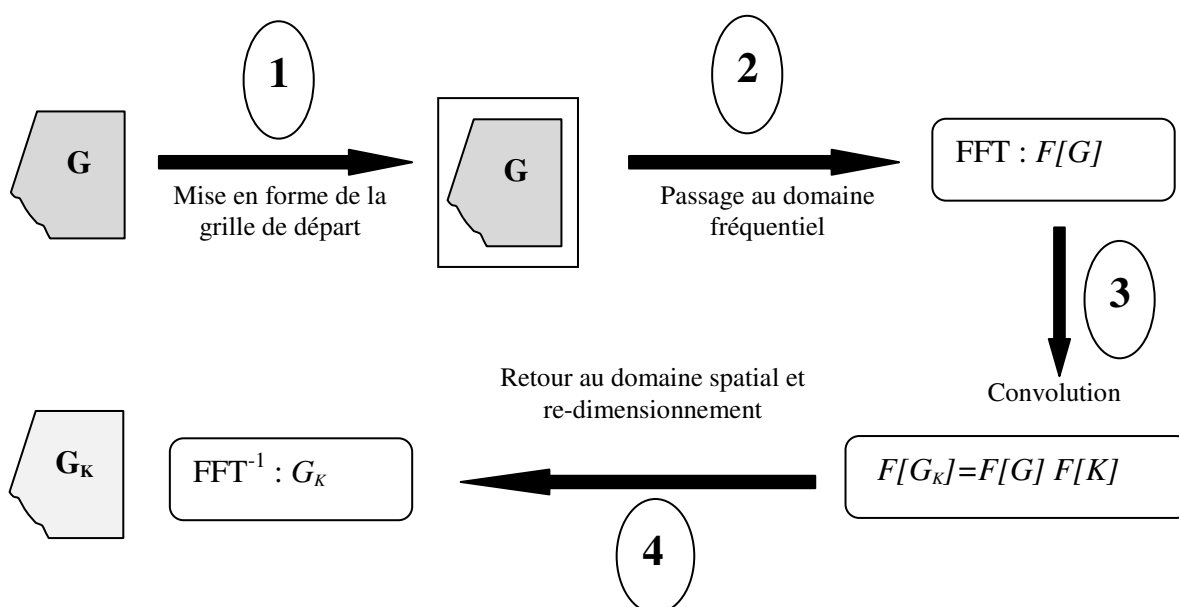


Figure 1.8 : Etapes de réalisation du filtrage numérique dans le domaine de Fourier.

Étape 1 : Préparation de la grille de départ G , par la suppression d'une tendance régionale, puis par l'expansion de la grille en une grille carrée ou rectangulaire et enfin par l'interpolation et le remplissage des vides créés par l'expansion en utilisant généralement la méthode du maximum d'entropie, de manière à obtenir une fonction périodique.

Étape 2 : Calcul de l'image dans le domaine fréquentiel $F[G]$ de la grille préparée dans l'étape 1, par le biais de l'algorithme *FFT*.

Étape 3 : Multiplication de l'image de la grille de données par un ou une combinaison de filtre numériques voulue $F[K]$. On obtient alors l'image filtrée $F[G_K]$.

Étape 4 : Retour vers le domaine spatial par le biais de l'algorithme inverse FFT^{-1} et redimensionnement de la grille filtrée G_K aux mêmes dimensions que la grille de départ.

1.4.1 Filtres de *Butterworth* :

Le filtre de *Butterworth* peut être utilisé de différentes manières ; passe-bas, passe-haut et passe-bande. Il est donc particulièrement utile pour l'atténuation des bruits de courtes longueurs d'ondes ainsi que pour la séparation des courtes longueurs d'ondes (anomalies résiduelles) et grandes longueurs d'ondes (anomalies régionales). La réponse du filtre passe-bas de *Butterworth* approche le mieux de la réponse d'un filtre idéal, son allure décroît avec l'augmentation de la fréquence dont, cette décroissance est contrôlée par un facteur appelé le degré du filtre. Grâce à la possibilité de jouer sur ce dernier, le filtre passe-bas de *Butterworth* permet de minimiser le phénomène de Gibbs. Sa réponse s'exprime par la formule suivante (Gasquet et Witomski, 1995) :

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n\right]} \quad (1.05)$$

Où, k_c est le nombre d'ondes central (nombre d'ondes de coupure) et n est le degré du filtre. L'expression (1.05) montre que les longueurs d'ondes pour lesquelles, le nombre d'onde est supérieur au nombre d'onde de coupure ($k > k_c$) sont atténuées par le filtre passe-bas de *Butterworth*. Le filtre passe-haut de *Butterworth* peut être obtenu par la soustraction du filtre passe-bas de la totalité du gain (gain égal à 1). Celui passe-bande peut être construit en combinant par intersection le filtre passe-bas et le filtre passe-haut.

1.4.2 Filtrage directionnel :

Le filtrage directionnel permet la mise en évidence de certains événements caractérisés par une direction préférentielle au détriment des autres directions. Combiné avec le filtre de *Butterworth*, le filtre cosinus directionnel est particulièrement utilisé pour l'élimination des erreurs de nivellement qui affectent les levés aéroportés. Ce type de filtrage est communément appelé filtrage de dé-ondulation. Dans le domaine de Fourier, les caractéristiques linéaires de la carte du spectre 2D sont toujours de direction perpendiculaire à l'allure linéaire de leur image initiale dans le domaine spatial. Cela veut dire que si, dans le domaine spatial, les linéaments d'anomalies sont orientés selon une direction donnée, leur spectre correspond à une orientation perpendiculaire par rapport à cette direction. Dans le cas d'absence de linéaments dans une certaine direction, l'application du filtre cosinus directionnel, pour mettre en évidence certaines anomalies linéaires cette direction, peut générer des anomalies fictives sur la carte filtrée. Pour remédier à ce problème, il est important que la tendance linéaire à mettre en évidence doive être plus au moins perceptible sur le document initial (carte non filtrée) et refléter les structures géologiques. Cette linéarité doit être un élément signifiant sur l'image du spectre. Le filtre cosinus directionnel est conçu pour passer ou rejeter les événements selon une direction donnée, sa réponse s'exprime comme suit :

$$L(\theta) = \left| \cos^n \left(\alpha - \theta + \frac{\pi}{2} \right) \right| \quad \text{Pour rejeter la direction } \alpha \quad (1.06)$$

Où, α est la direction du filtre (en degré) par rapport au nord géographique et n est le degré de la fonction cosinus. Pour passer la direction α , on soustrait la réponse du filtre de rejet, donné par l'expression (1.06) de la totalité du gain.

1.4.3 Réduction au pôle :

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. Le filtre de la réduction au pôle consiste à transformer, en un lieu donné, toutes les anomalies observées en celles qui seraient observées si le champ est vertical dans la zone d'étude et ce dans le but de simplifier la modélisation (Blakely, 1995).

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. Bhattacharyya (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* (Gunn, 1975). Actuellement, la technique adoptée dans le traitement des données magnétique est celle développée par MacLeod (1993). C'est une méthode particulièrement plus simple et assez efficace, elle consiste à introduire un facteur d'inclinaison pour la correction de l'amplitude qui sera choisi en fonction de la latitude des données. Après simplification, la réponse de l'opérateur de réduction au pôle s'écrit :

$$F[\Psi_{pole}] = \frac{1}{[\sin(I_a) - i \cos(I) \cdot \cos(D + \lambda)]^2} \quad (1.07)$$

Où :

$$\lambda = \arctan(k_x/k_y)$$

k_x et k_y : Les nombres d'onde dans les direction x et y respectivement.

I : L'inclinaison géomagnétique

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

D : La déclinaison géomagnétique.

Les termes « $\sin(I_a)$ » et « $\cos(I) \cdot \cos(D + \lambda)$ » représentent, respectivement, l'amplitude et la phase de l'opérateur de la réduction au pôle. Lors de l'application du filtre de la réduction au pôle, deux difficultés majeures peuvent survenir :

- ✓ Dans le cas des basses latitudes, les anomalies méridiennes peuvent être amplifiées par le facteur de l'inclinaison de correction d'amplitude. Pour remédier à ce problème, I_a doit prendre une valeur supérieure à celle de l'inclinaison magnétique.
- ✓ Dans le cas de vastes régions, la non-uniformité de la direction du vecteur champ inducteur peut altérer sensiblement la carte réduite au pôle. Dans ce cas, le choix d'une valeur moyenne de l'inclinaison et de la déclinaison, calculées souvent au centre de la carte, ne peut pas, dans une certaine limite d'erreur, satisfaire la qualité de la réduction au pôle. Pour résoudre le problème de la variabilité de la direction du champ magnétique interne, il est suggéré de diviser la région en plusieurs surfaces (fenêtres) relativement petites ; après avoir réalisé la réduction au pôle standard de chaque région, on construit la carte réduite au pôle par assemblage de toutes les surfaces.

1.4.4 Le spectre d'énergie :

L'analyse du spectre d'énergie est un outil puissant, utilisé souvent pour la localisation des sources magnétiques en se basant sur les fréquences en provenance des différents niveaux géologiques. Bhattacharyya (1966) a introduit l'expression du spectre d'énergie du champ magnétique (le carré du spectre d'amplitude de Fourier) pour un prisme rectangulaire en fonction des nombres d'onde spatiaux μ , ν (radians/Km) dans les directions X et Y .

Spector et Grant (1970) ont généralisé cette expression en considérant que les anomalies magnétiques sont dues à un certain nombre d'ensembles indépendants de prismes rectangulaires et verticaux, dont chaque ensemble se distingue par sa propre distribution moyenne des profondeurs h , largeur a , longueur b , épaisseur t et direction cosinus d'aimantation. L'espérance mathématique de la fonction de la densité d'énergie est égale à la moyenne de l'ensemble E , et qui peut être traduit par la nouvelle formule suivante :

$$\langle E \rangle = \int \dots \int E \cdot \Phi(a, b, t, h, I, D, K) dV \quad (1.08)$$

Où I et D sont respectivement, l'inclinaison et la déclinaison du vecteur K et le symbole $\langle \dots \rangle$ désigne la moyenne de l'ensemble des sources. Après simplification, la nouvelle forme du spectre d'énergie comme a été définie par Spector & Grant (1970) est donc donnée par l'équation suivante:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 K^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle S^2(r) \rangle \quad (1.09)$$

Où,

$$\langle S^2(r) \rangle = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \langle S^2(r, \theta) \rangle d\theta$$

$$r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$$

$$\theta = \arctg(\mu/\nu)$$

La formule (1.09) montre clairement que le spectre d'énergie radialement moyenné est une fonction qui varie suivant trois principaux facteurs qui sont: la profondeur h , l'épaisseur t et les dimensions horizontales du bloc. Notons que l'ensemble des paramètres h , t et $S(r)$ dans l'expression (1.09) sont élevés en facteur, en forme logarithmique leurs influences seront simplement plus accentuées. C'est d'ailleurs, l'une des raisons qui fait que la forme logarithmique du spectre est plus adoptée dans l'analyse spectrale. Sa forme s'écrit comme suit:

$$\ln E(r) = c + \ln \langle e^{-2hr} \rangle + \ln \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle + \ln \langle S^2(r) \rangle \quad (1.10)$$

Cette fonction du spectre offre la possibilité de calculer trois facteurs :

- ✓ La profondeur h lié au terme $\langle e^{-2hr} \rangle$ est le plus prédominant,
- ✓ L'épaisseur t lié au terme $\langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle$,
- ✓ Les dimensions horizontales du bloc (souvent négligées dans les calculs).

1.4.4.1 Calcul de la profondeur :

Pour estimer la profondeur moyenne \bar{h} d'un ensemble, il est nécessaire de calculer l'intégral moyen du terme $\langle e^{-2hr} \rangle$ dans l'intervalle $[h-\Delta h, h+\Delta h]$.

$$\langle E^{-2hr} \rangle = \frac{1}{\Delta h} \int_{h-\Delta h}^{h+\Delta h} e^{-2hr} dh = e^{-2\bar{h}r} \cdot \frac{sh(2\Delta hr)}{4\Delta hr} \quad (1.11)$$

En prenant Δh inférieur à $0.5\bar{h}$ et $r < 1/h$, le facteur droit de l'expression (1.11) avoisinera l'unité et le spectre sera alors hautement prédominé par le terme $\langle e^{-2\bar{h}r} \rangle$. La courbe du logarithme de ce terme en fonction de r (nombre d'onde) sera une ligne droite dont la pente est égale à $(-2\bar{h})$. En remplaçant r par $2\pi f$ dans le terme $(e^{-2\bar{h}r})$, la pente du spectre sera égale à $(-4\pi\bar{h})$. Ainsi la profondeur moyenne \bar{h} de l'ensemble étudié sera donc :

$$\bar{h} = \frac{\Delta \ln E}{4\pi\Delta f} \quad (1.12)$$

Où, la fréquence f est exprimée en (Cycles / Km).

1.4.4.2 Calcul de l'épaisseur :

L'épaisseur t est exprimée dans l'équation (1.09) par le terme $\langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle$ peut être obtenu en intégrant ce terme dans l'intervalle $[0, 2t]$.

$$\frac{1}{\Delta t} \int_0^{2t} (1 - e^{-tr})^2 dt = 1 - \frac{(3 - e^{-2\bar{t}r})(1 - e^{-2\bar{t}r})}{4\bar{t}r} \quad (1.13)$$

Lorsqu'un maximum significatif se produit sur la courbe du spectre, indiquant que la base de l'ensemble des sources est détectable, la fréquence f_{max} du pic spectral, la profondeur moyenne h du toit des sources et la profondeur moyenne d'enracinement sont liées par la formule suivante (Boler, 1978) :

$$f_{max} = \frac{1}{2\pi(d-h)} \ln\left(\frac{d}{h}\right), \quad d = h + t \quad (1.14)$$

1.4.5 Les prolongements analytiques :

Le prolongement analytique consiste à transformer les anomalies observées sur une surface d'altitude h_0 en anomalies qui seraient observées sur une autre surface d'altitude h ce qui permet d'étudier la structure d'un champ de potentiel à n'importe quel point de l'espace non occupé par des sources perturbatrices. 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, Sailhac, 1999). On distingue deux types de prolongements : vers le haut et vers le bas.

La réponse du filtre de prolongement vers le haut s'exprime par :

$$F[\Psi_u] = e^{-k|\Delta z} \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (1.15)$$

Où, k est le nombre d'onde et $\Delta z = h - h_0$ est la différence d'altitude entre le plan de prolongement et celui initial. La réponse du filtre de prolongement vers le haut est une courbe exponentielle décroissante qui permet l'atténuation des courtes longueurs d'ondes. Cette atténuation est d'autant plus importante que les longueurs d'ondes sont plus courtes. On note que le filtre de prolongement vers le haut est un filtre réel (pas de changement de phase).

Le prolongement vers le bas consiste à déduire $U(x,y,z_0)$ en connaissant $U(x,y,z_0-\Delta z)$ dans l'équation du prolongement vers le haut (1.15) tout en restant toujours loin des sources. Dans ce cas, le plan de prolongement sera au-dessous du plan des mesures réelles, on procède de la même façon que le prolongement vers le haut, la réponse du filtre de prolongement vers le bas s'exprime par :

$$F[\Psi_u] = e^{+k|\Delta z} \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (1.16)$$

Contrairement au prolongement vers le haut, la réponse du filtre de prolongement vers le bas est une courbe exponentielle croissante. On constate que les courtes longueurs d'ondes sont fortement amplifiées. Cette amplification est d'autant plus importante que les longueurs d'ondes sont plus courtes, il en est de même pour d'éventuels bruits présents dans les données pouvant engendrer des réponses irréalistes. Pour éviter ce problème, le prolongement vers le bas doit être précédé d'un filtrage de bruits de hautes fréquences.

1.4.6 Filtres de dérivation :

Plusieurs méthodes d'interprétation des données géophysiques, basées sur les dérivées horizontales et verticales, ont été développées à l'image du gradient horizontal (Blakely et Simpson, 1986), la déconvolution d'Euler (Thomson, 1982, Reid et al., 1990) et le signal analytique (Roest et al., 1992).

Selon leurs utilités, deux types de dérivées sont distingués ; horizontales et verticales :

- ✓ Les dérivées verticales sont souvent utilisées pour amplifier les anomalies caractérisées par des courtes longueurs d'ondes (hautes fréquences) associées aux sources superficielles, ce qui permet de focaliser l'effet de ces dernières au dépend de l'effet des sources profondes caractérisées par de grandes longueurs d'ondes (basses fréquences).
- ✓ Les dérivées horizontales permettent la mise en évidence des linéaments de haute fréquence orientés dans les directions perpendiculaires au sens de la dérivation. Elles peuvent être également employées pour le calcul des cartes ombrées qui fournissent plus de texture à l'aspect global de la carte en mettant en relief les différents linéaments de courtes longueurs d'onde.

Dans un système de coordonnées rectangulaires cartésiennes (x, y, z) avec x orienté vers le nord, y vers l'est et z vers le bas. La dérivée n ème horizontale d'un champ de potentiel U , selon la direction x , s'exprime dans le domaine de Fourier par :

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial x^n}\right] = (ik_x)^n F[U] \quad (1.17)$$

Et selon la direction y :

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial y^n}\right] = (ik_y)^n F[U] \quad (1.18)$$

Où :

n : Ordre de dérivation.

k_x et k_y : Nombres d'onde dans les directions x et y

Les termes $L(k_x) = (ik_x)^n$ et $L(k_y) = (ik_y)^n$: représentent, respectivement, les réponses des filtres des dérivées horizontales suivant les direction x et y.

La dérivée verticale n^{ième} du potentiel U s'écrit sous la forme :

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial z^n}\right] = |k|^n F[U] \quad (1.19)$$

Les filtres des dérivées *énième* contenus dans les expressions (1.17), (1.18) et (1.19) montrent clairement qu'ils amplifient les courtes longueurs d'onde aux dépends des grandes longueurs d'onde.

1.4.7 Méthode de la Déconvolution d'Euler :

Basée sur un procédé mathématique représenté par l'équation d'homogénéité d'Euler, cette technique d'interprétation est souvent appliquée aux données magnétiques et gravimétriques pour la localisation et la détermination des paramètres des sources magnétiques et gravimétriques (Thomson, 1982, Blackely, 1995).

Dans le cas des données magnétiques, 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 :

$$T = f(x - x_0, y - y_0, z - z_0).$$

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

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -N(T - B) \quad (1.20)$$

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 cette dernière équation qui comporte quatre inconnues : x, y, z et B ce qui nécessite, 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. Considérons une fenêtre carrée ($w \times w = n$) sur les grilles des gradients et du champ, cette fenêtre donne un système de « n » équations linéaires alors, l'équation (1.20) peut être écrite sous la forme matricielle suivante :

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial T}{\partial x_1} & \frac{\partial T}{\partial y_1} & \frac{\partial T}{\partial z_1} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial T}{\partial x_n} & \frac{\partial T}{\partial y_n} & \frac{\partial T}{\partial z_n} \end{bmatrix} N \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial T}{\partial x_1} + y_1 \frac{\partial T}{\partial y_1} + z_1 \frac{\partial T}{\partial z_1} + NT \\ \vdots \\ x_n \frac{\partial T}{\partial x_n} + y_n \frac{\partial T}{\partial y_n} + z_n \frac{\partial T}{\partial z_n} + NT \end{bmatrix} \quad (1.21)$$

La dernière formule matricielle peut être écrite sous la forme « $AS = G$ ». Menke (1989) a trouvé une solution (S) du système, dans le sens des moindres carrés, sous la forme :

$$AS = G \Rightarrow S = (A^T A)^{-1} A^T G \quad (1.22)$$

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) :

$$TZ = \frac{z_0}{N\sigma_z} 100 \quad (1.23)$$

Où TZ est la tolérance, et σ représente l'erreur quadratique moyenne de z_0 .

1.4.7.1 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) a 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.

1.4.7.2 Dimensions de la fenêtre :

Le choix de la dimension de la fenêtre joue un rôle primordial, dans la détermination des solutions adéquates. Marson et Klingele (1993) ont remarqué que le choix approprié de la taille de la fenêtre dépend de la longueur d'onde de l'anomalie examinée et du pas de la grille.

1.4.8 Méthode du signal analytique :

Elle 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.

On appelle signal analytique associé à une fonction f définie dans un espace réel, le signal déterminé par la fonction $g = f + iTHf$ où, « TH » est l'opérateur de la transformée d'Hilbert (Gasquet et Witomski, 1995). Dans le cas 3D, le signal analytique d'une anomalie magnétique M est donné par l'expression suivante (Nabighian, 1984; Roest et al, 1992) :

$$A(x, y, z) = \frac{\partial M}{\partial x} \bar{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \bar{y} + i \frac{\partial M}{\partial z} \bar{z} \quad (1.24)$$

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 :

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

Dans le domaine de Fourier, cette équation s'écrit (Roest et al., 1992) :

$$\vec{t}.TF[A(x, y, z)] = \vec{h}.\nabla TF(M) + i\vec{z}.\nabla TF(M) \quad (1.25)$$

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.

1.4.8.1 Amplitude du signal analytique :

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

$$\vec{h}.\nabla TF(M) = i \frac{(\vec{h}.k)}{|k|} \bar{z}.\nabla TF(M) \quad (1.26)$$

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

La dérivée de degré n du signal analytique, $A^{(n)}(x, y, z)$ est définie comme étant le signal analytique de la dérivée verticale de degré n de l'anomalie (Nabighian, 1972). A partir de l'expression (1.25), il s'en suit que la transformée de Fourier de $A^{(n)}(x, y, z)$ est donnée par l'expression suivante:

$$\vec{i}.TF[A^{(n)}(x, y, z)] = \vec{h}.\nabla T F(M_z^{(n)}) + i\vec{z}.\nabla T F(M_z^{(n)}) \quad (1.27)$$

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

$$\vec{i}.TF[A^{(n)}(x, y, z)] = \left[-i \frac{k}{|k|} \right]^n \left[\vec{h}.\nabla T F(M_h^{(n)}) + i\vec{z}.\nabla T F(M_h^{(n)}) \right] \quad (1.28)$$

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 en termes de dérivées verticales ou horizontales.

1.4.8.2 Calcul de la profondeur :

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) :

$$\left[A^{(n)}(x, y, z) \right]^2 = \frac{(n!)^2 \cdot \alpha^2}{(h^2 + d^2)^{n+1}} \quad (1.29)$$

Où, d est la distance le long de l'axe horizontal, α est un facteur dépend des paramètres du champ magnétique et de la source et n est le 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. 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 :

$$h = \frac{|A^{(0)}(x, y, z)|_{\max}}{|A^{(1)}(x, y, z)|_{\max}} \quad \text{Ou} \quad h = \sqrt{2} \cdot \sqrt{\frac{|A^{(0)}(x, y, z)|_{\max}}{|A^{(2)}(x, y, z)|_{\max}}} \quad (1.30)$$

Chapitre 2 :

Cadre Géologique du Hoggar Occidental

- 2.1 Introduction.**
- 2.2 Aperçu géologique sur le Hoggar.**
- 2.3 Contexte géologique du Hoggar occidental.**
- 2.4 Aperçu sur la géologie de l'Uranium.**
- 2.5 Gîtes et indices Uranifères dans le Hoggar.**

2.1 Introduction :

Le socle cristallin du Sahara Algérien affleure sur plus de 500.000 Km² dans l'extrême sud du pays, il constitue ainsi l'Ahaggar des géologues (ou Hoggar) qui s'étend sur près de 1000 Km d'Est en Ouest et de 700 Km du Nord au Sud. Prolongé au Sud-ouest, au Mali, par le massif des Iforas et au Sud-est, au Niger, par celui de l'Air, le massif du Hoggar constitue la majeure partie du bouclier Touareg (ou Targui) et fait partie de la chaîne Panafricaine transsaharienne. Il est caractérisé par sa subdivision classique en trois compartiments longitudinaux séparés entre eux par deux accidents tectoniques régionaux d'orientation subméridienne ; l'accident 4°50' et celui 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°30' c'est le Hoggar occidental, objet de notre étude.

2.2 Aperçu géologique sur le Hoggar :

2.2.1 Contexte structural :

Du point de vue géologique, l'Afrique est présentée comme étant un ensemble de cratons, séparés par des zones dites mobiles généralement affectées par des orogénèses de la fin du précambrien et du paléozoïque (Figure 2.1). Le bouclier Targui fait partie des zones mobiles séparant les deux cratons : Le craton Ouest Africain (COA) et celui Est Saharien (Bertrand et Caby, 1978).

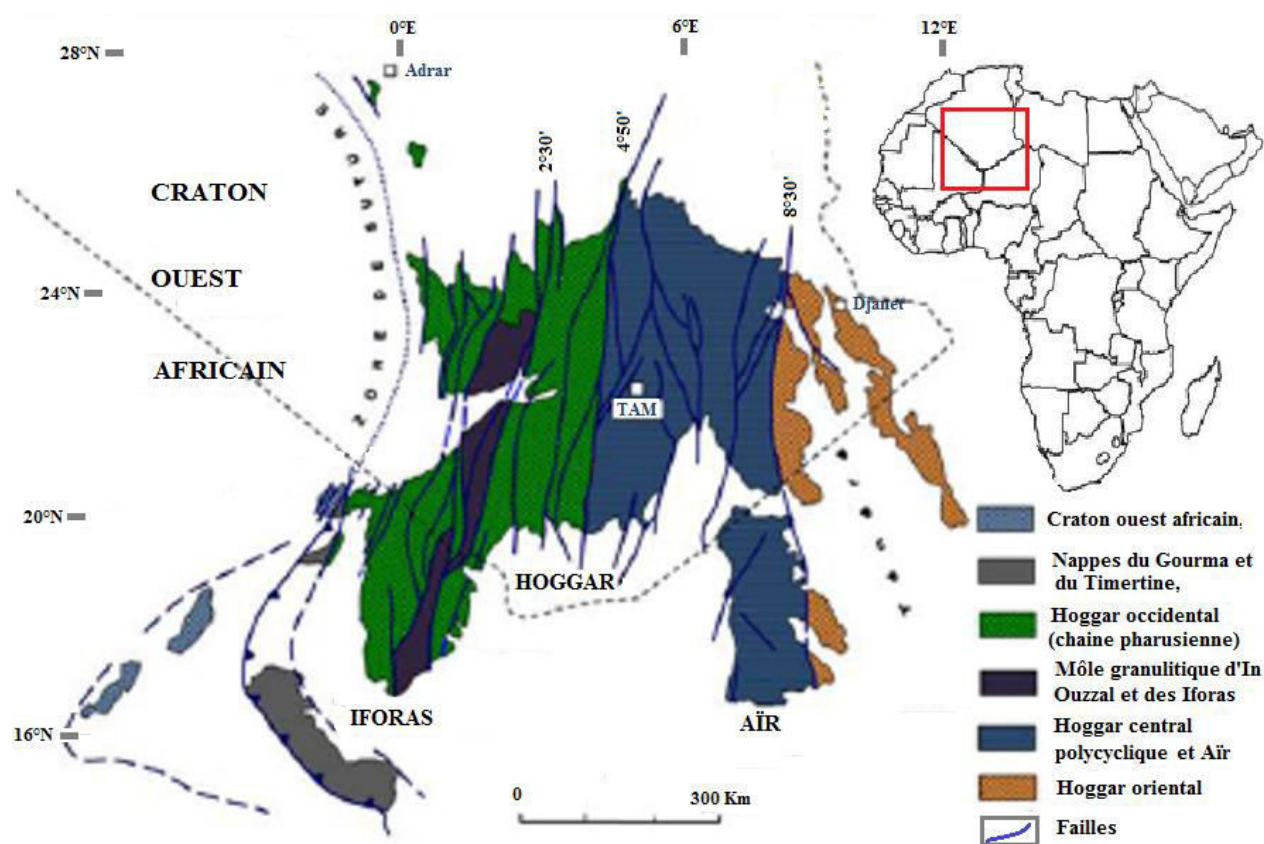


Figure 2.1 : Principaux domaines structuraux du bouclier Touareg.
(D'après Caby et al., 1981 modifiée par Boullier 1991).

2.2.2 Géochronologie et évènements tectono-métamorphiques :

L'analyse détaillée des âges obtenus sur des roches totales et sur des minéraux séparés ont permis de définir trois principaux évènements tectono-métamorphiques :

2.2.2.1 L'évènement Eburnéen (2000 ± 200 M.a) :

Il a été défini à partir de datation sur des Ortho gneiss (granites archéens et éburnéen transformés). Il a été mis en évidence dans le Tassendjanet et le môle In Ouzzal, dans la région de Tamanrasset, de l'Aleksod et des Gour Oumellalen (Bertrand et al., 1984).

2.2.2.2 L'évènement Kibarien (1000 ± 100 M.a) :

Il a été proposé par Bertrand (1974) pour le Hoggar central (région de l'Aleksod). Les âges voisins de 1000 M.a obtenus sur des métasédiments ont été jugés douteux. Des âges récents fournis par la méthode U/Pb dans la région de Tamanrasset remettent largement en cause l'existence de cet évènement (Bertrand et al., 1986).

2.2.2.3 L'évènement Panafricain :

Il entraîne une tectonique et un magmatisme très variable en intensité d'un domaine à l'autre du Hoggar. Il est marqué par une collision vers 600 M.a, entre le Craton Ouest Africain et une zone Cratonique à l'Est, actuellement réactivée dans la zone mobile (Caby, 1970 ; Black et al., 1979 ; Caby et al., 1981).. Cette collision a eu pour conséquence l'édification de la chaîne Panafricaine et le re-jeu de vastes régions. On distingue deux phases : Panafricain précoce (Chaîne Pharusienne 650-600 M.a) et Panafricain tardif (Chaîne Tiririnienne 550-500 M.a)

2.2.3 Classification litho stratigraphique :

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

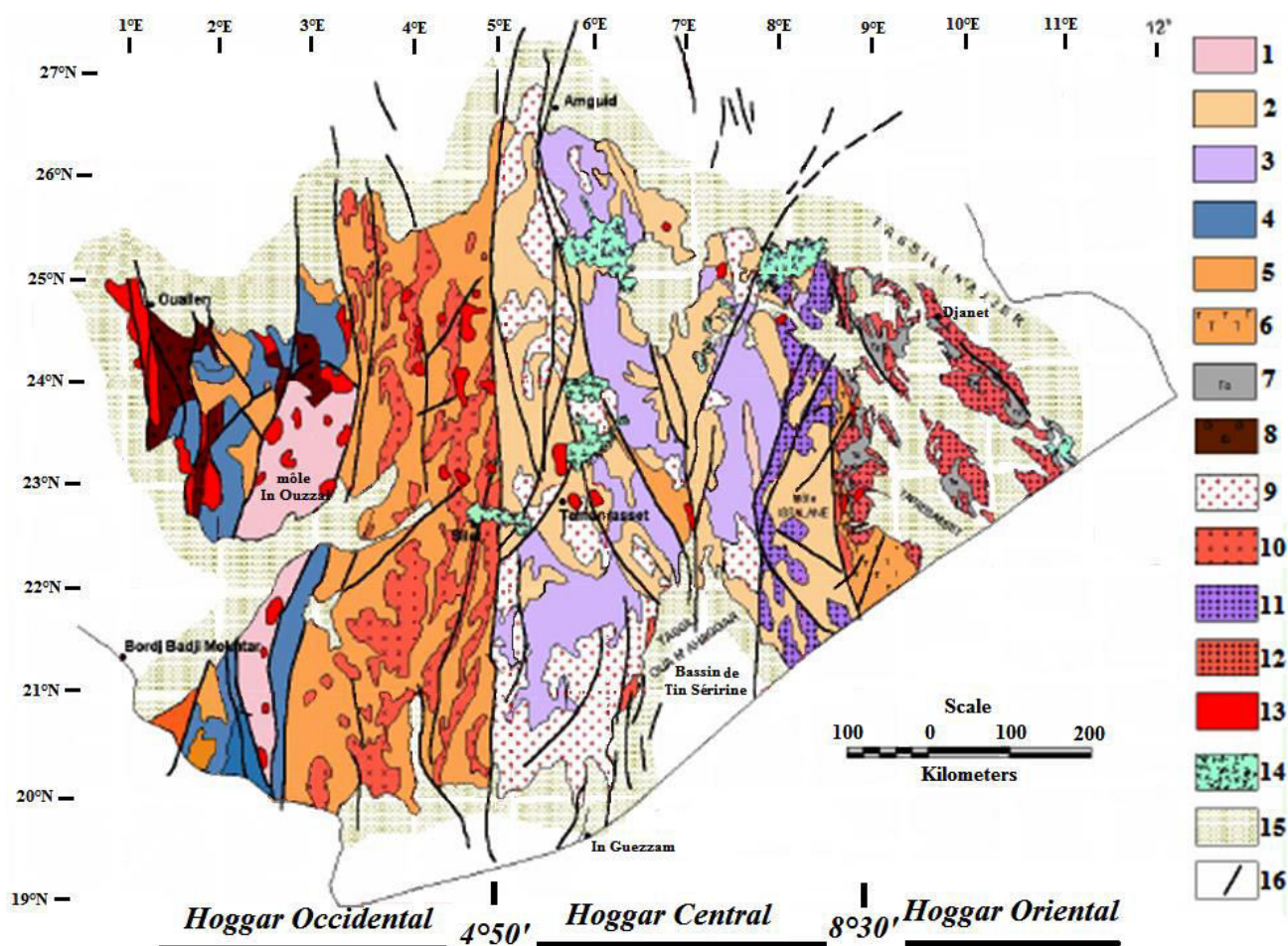
- Archéen, Ouzzalien (Ar) : >2700 M.a
- Protérozoïque inférieur, série de l'Arechchoum (PR 1) : 2700 – 2000 M.a
- Protérozoïque moyen, série de l'Aleksod (PR 2) : 2000 – 1000 M.a
- Protérozoïque supérieur, série à Stromatolites (PR 3) : 1000 – 800 M.a
- Protérozoïque terminal (PR 4) : 800 – 650 M.a
- Eocambrien, série pourprée du NW du Hoggar occidental (Eoc-C) : < 570

2.2.4 Subdivision classique du Hoggar :

A partir de la classification litho-stratigraphique et des évènements tectono-métamorphiques, le Hoggar a été subdivisé en trois grands domaines structuraux ; Occidental, Central et Oriental, séparés entre eux par les deux accidents majeurs subméridiens d'échelle continentale : 4° 50' et 8° 30' (Figure 2.2).

La distinction de ces trois compartiments est basée sur les critères suivants (Bertrand et Caby, 1978) :

- Présence ou absence d'événements Kibariens ;
- Proportion des formations d'âge Protérozoïque supérieur PR3 ;
- Type et intensité des déformations et du métamorphisme Panafricain ;
- Age des Granites syn-tectoniques Panafricains ;
- Présence ou absence des sédiments d'âge Eocambrien à Cambrien.



1- Granulites archéennes ; 2- Gneiss et métasédiments, série de l'arechchoum (Pr1) ; 3- Gneiss à faciès Amphibole, série de l'Aleksod (Pr2) ; 4- Gneiss indif (Pr3) ; 5- Greywakes Pharusiens ; 6- Arkoses et Conglomérats, série de Tiririne (Pr4) ; 7- Volcano-sédiments du Tafassasset (Pr4) ; 8- Molasse (série pourprée) du Cambrien ; 9- Granites syn-orogéniques Panafricains ; 10- Granites Panafricains ; 11- Granites post-orogéniques Panafricains ; 12- Granites du Hoggar Oriental ; 13- Granites Panafricains tardifs ; 14- Basaltes et volcanisme récent ; 15- Couverture paléozoïque ; 16- Faille.

Figure 2.2 : Carte géologique simplifiée du Hoggar (Subdivision classique).
(D'après Caby et al., 1981 modifiée par Boullier 1991).

2.2.4.1 Le Hoggar oriental :

Situé entre l'accident 8°30' et la limite Est du Hoggar, ce domaine est caractérisé par la chaîne Tiririnienne d'âge Panafricain tardif ; chaîne à caractère linéamentaire, encadrée à l'Ouest et à l'Est par deux socles plus anciens et structuralement différents l'un de l'autre. Dans ce compartiment, stable à 730 Ma (Bertrand et al, 1978), deux unités structuralement différentes sont distinguées :

a. La chaîne Tiririnienne :

Edifiée au Panafricain tardif (600 Ma), cette chaîne s'étale entre l'accident 8°30' et le domaine de Tafassasset – Djanet, elle est séparée du socle par une discontinuité majeure traduisant un dépôt sur une surface d'érosion qui montre des roches métamorphiques et magmatiques très diverses, cette zone est constituée d'Arkoses, de Conglomérats et de Calcaires à Stromatholites.

b. La zone pré-tiririnienne (Tafassasset – Djanet) :

Située à l'Est de la chaîne Tiririnienne, ce domaine est constitué 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.

2.2.4.2 Le Hoggar central polycyclique :

C'est la partie médiane du massif du Hoggar, limité par les deux accidents majeurs (4°50' et 8°30'), ce domaine est beaucoup plus complexe et hétérogène du point de vue lithologique et structural. Les formations du Protérozoïque terminal sont peu représentées, elles constituent moins de 10% de la surface totale des affleurements, par contre les granites Panafricains connaissent eux, une large extension. Dans ce domaine, les variations sont très sensibles à l'intérieur même des compartiments longitudinaux délimités par des accidents régionaux. Les études faites dans différentes régions du Hoggar central ont permis de définir une histoire polycyclique marquée par une évolution majeure ancienne, Archéenne et Eburnéenne (vers 2000 Ma).

Le Hoggar central a été, jusqu'à récemment, subdivisé en quatre sous domaines séparés par des accidents subméridiens régionaux, un cinquième sous domaine s'ajoute au Hoggar central ; celui représenté par une partie de la région Sud-ouest d'Iskel :

a. La zone Tefedest - Atakor :

Caractérisée par de Granitoïdes d'âge présumé Panafricain et de Mylonites, elle comprend deux ensembles litho-stratigraphiques ;

- Les Gneiss Quartzo-Feldspathiques d'In Ecker-Iheri et les métasédiments d'Amsinassene (Marbres, Pyrixénites, Gneiss, Amphiboles et Quartzites) représentant le complexe Gneissique de l'Arechchoum (Barbey et al., 1989).
- Le groupe volcano-sédimentaire de Dehine d'âge Protérozoïque moyen.

b. La zone Egéré - Arefsa :

Elle constitue le sous domaine de l'Aleksod, caractérisé par deux série très connues dans le Hoggar central (Bertrand et Lassere, 1976) ;

- **La série de l'Arechoum ;**

Composée d'Orthogneiss Tonalitiques ou Granitiques, les roches dominantes sont des Gneiss gris à grains fins, constituées de Quartz, d'Oligoclases et de Biotites.

- **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.

c. La zone de Gour Oumelalen - Temassint :

Dans cette zone on distingue trois séries ;

- **La série rouge ;**

Composée de Gneiss rubanés homogènes, de Quartzites et de Marbres dans le faciès Granulite (Latouche, 1978).

- **La série de Gour Oumelalen ;**

Discordante sur la série rouge et caractérisée par un assemblage plus varié composé de Gneiss rubanés, de Leptynites, de Charnockites, de Pegmatites, d'Amphibolites, de Marbres et de Quartzites.

- **La série de Toukmatine ;**

Composée de Grès micacés, de Quartzites et de Conglomérats surmontés par des Schistes et des Micaschistes.

d. Le môle d'Issalane :

Il se présente sous forme d'un bloc homogène, allongé N-S sur plus de 60 Km entre l'accident 7°30' et celui de la 8°30', souvent présenté comme Eburnéen probable, le môle d'Issalane est constitué essentiellement de Granites et de Gneiss ainsi que de formations métasédimentaires (Quartzites, Marbres, Pélites et roches Calco-Silicatées).

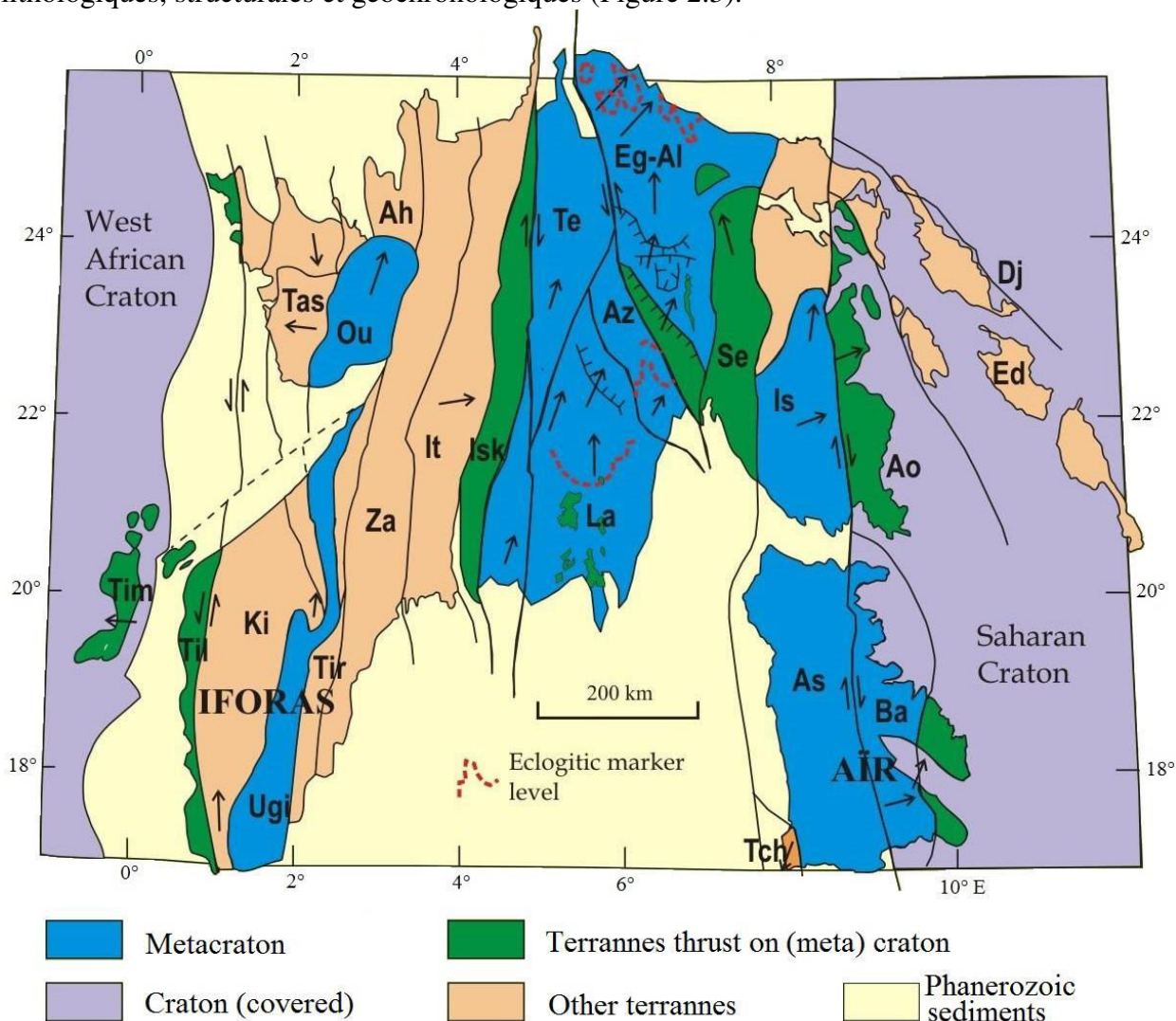
2.2.4.3 Le Hoggar occidental :

Limité par le craton Ouest Africain, à l'Ouest, et l'accident 4°50', à l'Est, le Hoggar occidental ou 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, oriental et occidental, séparés par le môle Granulitique d'In Ouzal. Dans ce qui suit, nous décrivons la géologie locale de ces trois compartiments.

2.2.5 Nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes) :

Les travaux effectués sur le massif de l'Aïr et d'autres régions du Hoggar ont donné naissance à un nouveau découpage structuro-tectonique du bouclier Touareg (Black R et al, 1994 ; Liégeois et al., 1994). Plusieurs facteurs sont à l'origine de cette nouvelle subdivision, à savoir la difficulté d'établir des corrélations entre les différentes régions du bouclier Targui ainsi qu'aux caractères incompatibles observés au niveau de ces dernières qui ne trouvent leur explication qu'en envisageant des mouvements de grande ampleur, d'où la terminologie «Terranes» ou « terres mobiles » (Liégeois et al., 2003).

Selon cette nouvelle conception, le bouclier Targui 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 (Figure 2.3).



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

Figure 2.3 : Carte des Terranes du bouclier Touareg (Nouvelle subdivision).
(D'après : Black et al., 1994, Liégeois et al., 2003.)

2.2.6 Topographie du Hoggar :

La figure 2.4 représente le modèle numérique de terrain (DEM) de la région du Hoggar, élaboré à partir des données SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), établie par les deux organismes : *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* et *National Geospatial Intelligence Agency (NGA)*. Les données sont obtenues à partir de mesures faites par le radar interférométrique avec une résolution de 3 arc secondes et les altitudes sont données en mètres en se référant à l'ellipsoïde WGS 84.

La région du Hoggar présente un relief accidenté et montagneux, avec des altitudes de l'ordre de quelques 2900 m, au-dessus de la surface de la mer (le pic Tahat culmine à 2902m). La topographie du Hoggar montre deux chaînes montagneuses, les monts de l'Ahaggar dans la région de Tamanrasset (Centre) et les Tassili-n-Ajer, dans la région de Djanet (Est). Selon les études géologiques, la formation des monts de l'Ahaggar résulterait d'un bombement du Hoggar à l'ultime étape de l'événement Panafricain (Caby et al., 1981).

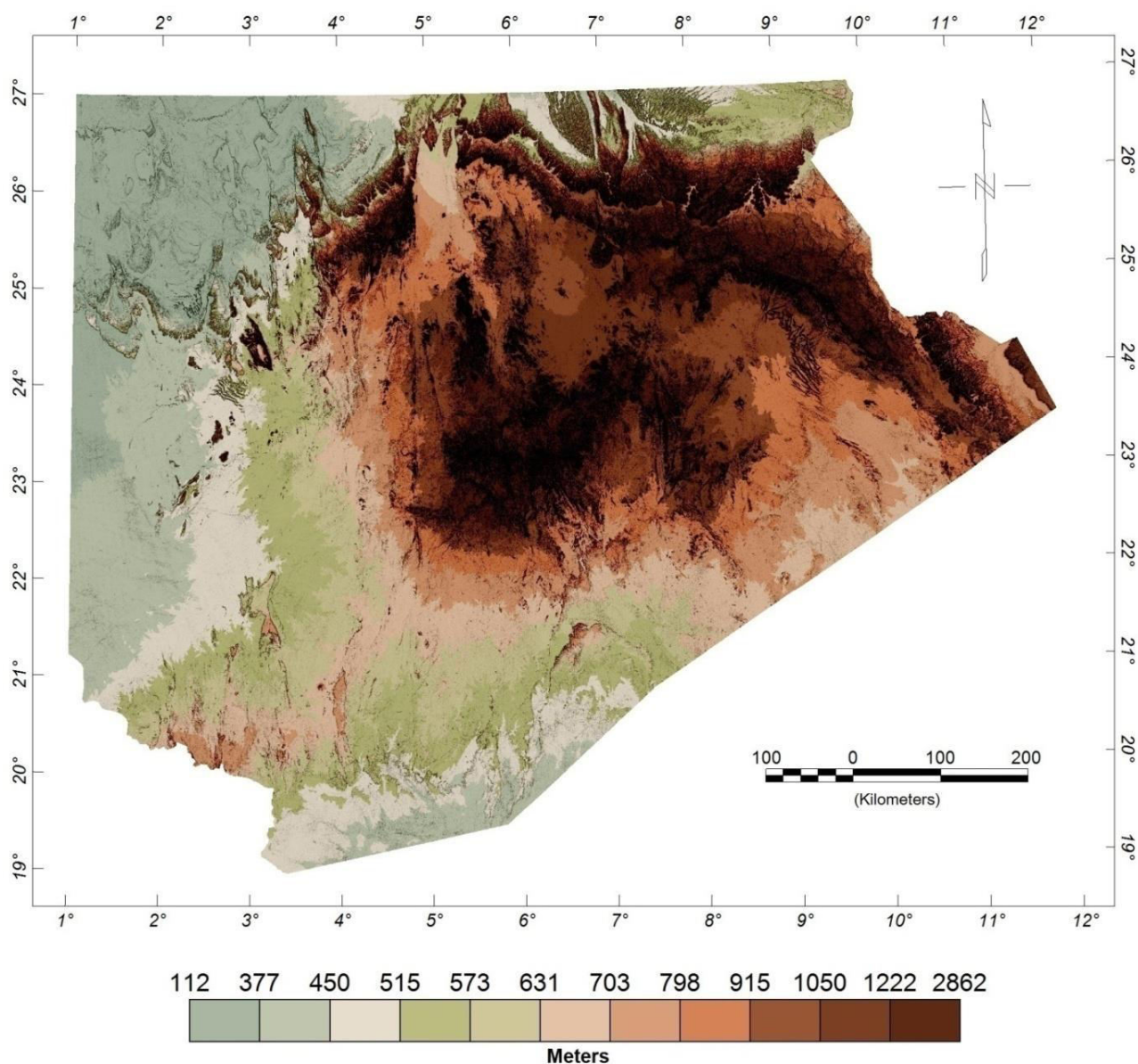


Figure 2.4 : Carte du modèle numérique de terrain (DEM) de la région du Hoggar. (D'après la base de données publique SRTM, USGS 2002).

2.3 Contexte géologique du Hoggar occidental :

Occupé par la chaîne Pharusienne qui est principalement constituée de matériaux peu métamorphiques (méta-sédiments et complexes Plutono-volcaniques du PR3), le Hoggar occidental est un vaste domaine où l'orogénèse Pharusienne est la plus complète depuis les stades de dépôt, de magmatisme pré-orogénique, de déformation, métamorphisme et Plutonisme syn-tectonique et post-tectonique jusqu'au dépôt de formations molassiques (Figure 2.5).

2.3.1 Domaines structuraux du Hoggar occidental :

Il est limité à l'Ouest par le Craton Ouest Africain à noyau d'âge Archéen. A l'Est, il est séparé du Hoggar central par l'accident subméri dien 4°50'. Selon la subdivision classique, basée sur des critères litho-stratigraphiques et des événements tectono-métamorphiques, le Hoggar occidental englobe trois grand compartiments ; deux rameaux y sont distingués, occidental et oriental, séparés par le môle Granulitique de In Ouzzal, lequel est constitué de formations Archéennes, structurées et métamorphisées à l'Eburnéen (Caby, 1970 ; Black, 1978 ; Caby, 1996).

2.3.1.1 Le rameau occidental :

Limité à l'Ouest par le craton Ouest Africain (COA) et à l'Est, par l'accident 2°30' (Faille d'Adrar), le rameau occidental est constitué par un édifice tectonique complexe, polyphasé où des unités litho-stratigraphiques du PR2 au PR4 sont mêlées, le plus souvent à la faveur de contacts anormaux précoces (Caby, 1970). Il se compose d'un socle d'âge PR1 (Marbres et Quartzites) et PR2 (Quartz Alumineux, Métapélites Alumineux et localement Marbre et Dolomie) recouvert par les formations volcano -sédimentaires du PR3 et Pr4.

La complexité de la structure de ce compartiment est due à l'existence de plusieurs phases de plissement et à des mouvements de surrection différentiels liés à la tectonique tardive en horst et graben. Il est caractérisé par :

- L'importance extrême des mouvements verticaux tardi-orogéniques qui ont porté côte à côte les parties profondes, catazonales de la chaîne, des synclinoria épizonaux et des grabens de molasses (les molasses de la série pourprée constituent près de 40 % des affleurements, à l'Ouest du môle d'In Ouzzal) ;
- Le grand développement des séries Quartzitiques d'âge PR2 à PR3 ;
- L'abondance des intrusions acides Gneissifiées, de chimisme alcalin ;
- L'existence de champs de dykes subméridiens, prolongement de ceux de l'Adrar des Iforas, qui soulignent notamment la bordure tectonisée du craton Ouest Africain ;
- La monotonie du faciès Graywacke volcanique dans les divers synclinoria ;
- Le caractère métamorphique et non déformé de certains complexes ignés basiques et Andésitiques.

Le rameau occidental comprend les formations suivantes :

- Des fragments du socle PR1 injectés par des granites syn-tectoniques Eburnéen datés à 2090 M.a (Allègre et Caby, 1972) ;
- La série à Stromatolites, métamorphisée dans le faciès Amphibolique, et constituée par des Marbres, des Amphibolites, des Quartzites et des Métabasites. Elle est discordante sur le socle précédent et est occupée à sa base par des complexes basiques et ultrabasiques intrusifs, mis en place à environ 800 M.a;
- Une unité, essentiellement Quartzique, d'âge PR2 (Quartzites Alumineux, des Pélites et des Marbres associés à des Orthogneiss) recoupée par des intrusions alcalines pré-tectoniques datées à 1750 M.A (Caby et Andreopoulos, 1987) ;
- La série verte plus jeune que 780 M.a, comprend des métasédiments et des volcanites métamorphisées dans le faciès Schistes verts ;
- La série molassique Eocambrien/Cambrienne, discordante sur l'ensemble des séries précédentes. Elle contient plusieurs niveaux de matériel volcanique essentiellement Rhyolitique daté à 520 M.a (Caby, 1970).

2.3.1.2 Le rameau oriental (Fossé Pharusien) :

Limité à l'Ouest et à l'Est par deux grandes fractures majeures à rejeux multiple, qui le sépare du môle In Ouzzal dans son flanc occidental, et du Hoggar central dans son flanc oriental. Le rameau oriental (appelé parfois central) ou fossé Pharusien comprend principalement des formations métasédimentaires et métavolcaniques épizonales et un grand volume de Granites (>50%). Lelubre (1952) considérait que cette zone appartient à un cycle homogène qui est le cycle Pharusien (600-800 M.a) et correspond au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse, avec discordance de base conservée à ses bordures et au voisinage de quelques horsts.

Les travaux axés essentiellement sur la région de Silet ont permis de distinguer deux cycles tectono-métamorphiques (le Pharusien I et le Pharusien II) séparés par une discordance majeure (Bertrand et al, 1966 ; Gravelle, 1969 ; Boissonnas, 1973 ; Caby et al, 1981) :

- **Le Pharusien I :**

Représenté par des formations sédimentaires de type plateforme (Conglomérat à galets de Quartz, Quartzites, Pélites Alumineux, Marbres et Marbres à Conophyton) surmontées par des formations volcaniques sous forme de sills et couches (méta-basaltes, méta-andésites) et par des Schistes Chloriteux (série de Timesselarine).

- **Le Pharusien II :**

Cet ensemble repose sur les formations volcano-sédimentaires du Pharusien I, par une discordance stratigraphique marquée par un niveau de Conglomérats et de poudingues de base. Il comprend à la base une série détritique localement à caractère flyschöide (poudingues à ciment Carbonaté et Arkoses) et au sommet une série volcanique composée d'accumulation de coulées de Rhyolites, Ignimbrites et leurs dérivés pyroclastiques avec des niveaux intercalés d'Andésites et Basaltes à base. Ces formations sont analogues à celles de la série verte du rameau occidental (Gravelle, 1969 ; Caby et al, 1981).

Les différentes caractéristiques qui le diffèrent du rameau occidental sont :

- Le socle des séries Pharusiennes est représenté à l’affleurement par quelques rares noyaux Eburnéens. Les socles et les séries de type plateforme y sont représentés ;
- La série du Pharusien (I) (métasédiments et volcanites : série de Timerselarsine), contemporaine d’un volcanisme Tholéitique est aussi recoupée par des complexes basiques et ultra mafiques, cependant, elle à été plissées et métamorphisée avant 870 M.a, le Plutonisme post-tectonique y étant daté à 868 et 839 M.a (Caby et al, 1981) ;
- Les cortèges volcaniques et volcano-détriques y sont plus développés. Le Pharusien (II) discordant, volcano-sédimentaire, (série d’Amded) passe latéralement à une série terrigène Gréso-Pélitique : Pharusien I (Timerselarsine) et Pharusien II (Amded) étant séparés par une discordance. L’âge de la phase majeure Panafricain n’est pas encore établi, mais les granitoïdes post-tectoniques se sont mis en place aux environs de 560 M.a (Gravelle, 1969).

Au point de vue tectono-métamorphique, cinq (05) grandes unités peuvent être définies dans le fossé Pharusien (Bertrand, 1966 ; Gravelle, 1969 ; Boissonnas, 1973) :

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 Stromatolithe qui comprend des Granites, des Gneiss et des Amphibolites, affectés par un métamorphisme, probablement Eburnéen.

b. Les formations du Protérozoïque moyen (PR2) :

Elles se manifestent sous forme d’une bande subméridienne située à l’Est du môle d’In Ouzzal. Séparée du môle d’In Ouzzal par une zone de Mylonites, cette bande s’étend du Sud de l’Oued Tekouyat à la frontière Malienne.

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 subméridiens de formations analogues formés de Quartzites, de Marbres et d’Amphibolites dans la partie Nord.

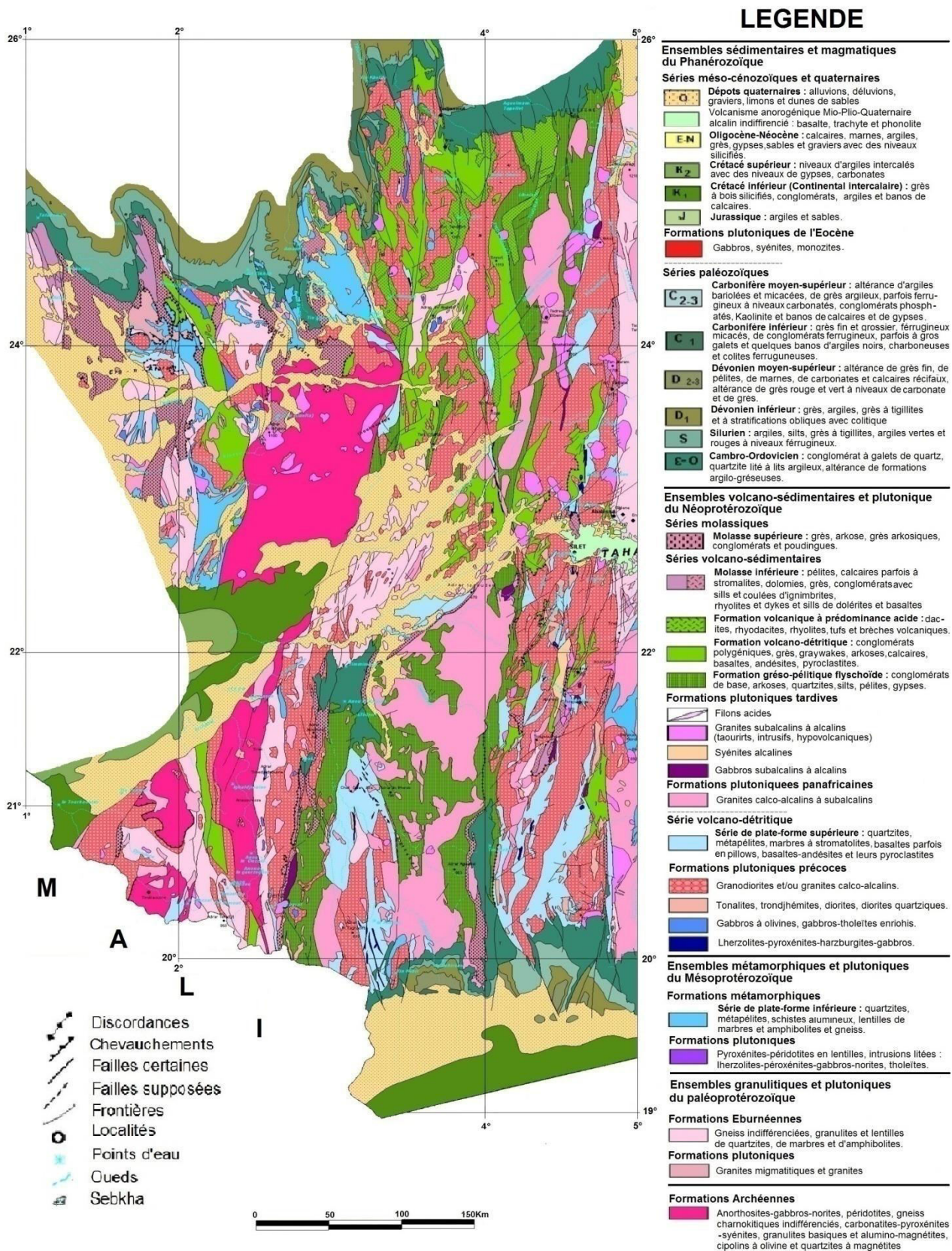


Figure 2.5 : Carte géologique du Hoggar occidental (Extrainte de la carte géologique du Hoggar au 1 : 1000 000, d'après ORGM, 2005).

c. Les formations du Protérozoïque supérieur (PR3) :

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-alkalin, vastes intrusions recoupant les formations du PR3 et recouverts en discordance par le PR4 ;
- Diorites Quartziques à Amphibole qui passent graduellement à des Grano-Diorites et des grabens.

Ces formations ne sont pas partout distinguées au PR2 dans la zone Sud-ouest ni du PR4 dans la zone Centre-nord.

d. Les formations du Protérozoïque terminal (PR4) :

Les formations rapportées au PR4 représentent l'ensemble du contenu du rameau oriental et correspondent au Pharusien II (Bertrand et al, 1966 et Gravelle, 1969). 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 discordance les quartzites du PR2 et/ou du PR3.

e. Les lambeaux de séries intermédiaires (Eocambrien) :

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 (Gravelle, 1969) :

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

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

2.3.1.3 Le môle d'In Ouzal :

Constitué de matériaux essentiellement à faciès Granulitique d'âge Archéen et PR1, le môle In Ouzal constitue une exception dans le Hoggar du fait qu'il ne fut ni déformé, ni métamorphisé au Panafricain, il est demeuré rigide et à un niveau structural peu profond depuis 2000 M.a. Pris entre les formations des deux rameaux Pharusiens précédents, il est limité à l'Est et à l'Ouest par des zones de cisaillement dont les derniers rejeux ont été acquis vers la fin de l'événement Panafricain.

Le môle d'In Ouzzal est un bloc allongé N-S sur 450 Km, large, dans sa partie septentrionale, d'environ 80 Km (massif d'In Hihaou) et s'amincit vers le sud pour s'effiloche en rejoignant l'Adrar des Iforas (Haddoum, 1992).

a. Métamorphisme :

Le Terrane d'In Ouzzal a été affecté par un métamorphisme Granulitique de haut grade estimé à 1000°C. Il a été daté approximativement à 2050 M.a, ce compartiment est constitué essentiellement par deux formations ; des Charnockites et des métasédiments :

- Les Charnockites sont des Orthogneiss, de couleur jaune orangé à Quartz gris violacé caractérisés par une fine foliation marquée par des minéraux ferromagnésiens.
- Les métasédiments sont composés de Marbres, de Quartzites à Magnétite et de Granulites Alumino-Magnésiennes (Ouzegane, 1987).

b. Tectonique :

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

- Le caractère général des plis d'orientation NE et ENE d'échelle plurikilométrique.
- La présence des structures en dômes qui caractérisent les Granito-Gneiss et les Charnockites, alors que les Paragneiss forment des pincées très étroites et complexes à plans axiaux verticaux et plongements axiaux très variables, suggérant que ces structures ne représentent pas une seule et unique phase de formation.
- De nombreux minéraux montrent des traces de torsion et des fractures indiquant l'existence de déformations paracrystallines (Haddoum, 1992).

2.3.2 Les Terranes du Hoggar occidental (Terranes occidentaux) :

Le Hoggar occidental englobe huit (08) Terranes répartis sur ses trois compartiments comme suit (Caby, 2003) :

2.3.2.1 Terranes du rameau oriental (fossé Pharusien) :

- **Iskel (Isk) :** Il contient des formations volcaniques Calco-alcalines (Andésites et Dacites) qui sont associées à des formations métasédimentaires volcano-clastiques intrudées par des Plutons de Diorites et tonalites datés à 868 M.a formant l'arc magmatique d'Iskel. Un métamorphisme dans le faciès Schiste vert, voire le faciès Amphibolite, affecte ces formations. De nombreux Batholites Granitoïdiques affleurent dans ce Terrane.
- **In Tedeini (It) :** Il comprend des sédiments détritiques à caractère flyschoidal et des molasses.

- **Tin Zaouatine (Za)** : Il se caractérise par des Gneiss, des Granites, des Granitoïdes et des molasses.
- **Tirek (Tir)** : Constitué de Gneiss, des Quartzites, des intrusions de Granites et des Gabbros Panafricains.

2.3.2.2 Terranes du rameau Occidental :

- **Kidal (Ki)** ; la majeure partie de ce Terrane est occupée par des Gneiss Migmatitiques dont, la distinction entre le socle et la couverture est difficile. L'étude détaillée des régions non Migmatiques a permis de tracer la discordance entre la couverture métamorphique et le socle Gneissique polymétamorphique non Granulitique.
- **Tassendjanet (Tas)** ; il comprend des Gneiss Eburnéens recouverts en discordance par la série à Stromatolites.
- **Ahnet (Ah)** : Ce Terrane est caractérisé par des Quartzites et des Rhyolites.

2.3.2.3 Le Terrane d'In Ouzzal (Ou) ;

C'est un bloc ovale paléoprotérozoïque allongé dans la ceinture néoprotérozoïque et Panafricaine de l'Ouest du Hoggar. Ce Terrane qui faisait partie d'une grande masse continentale comprenant ses contre-parties au Nord du Mali est interprété comme un Terrane exotique qui a pu être mis en bassin pendant la collision latérale et la convergence du Panafricain. Il forme un exemple de croûte archéenne remobilisée pendant un métamorphisme de très haute température lié à l'orogénèse paléoprotérozoïque ou Eburnéenne (2000 M.a).

L'In Ouzzal est composé de deux unités Archéennes ; l'unité de la croûte inférieure constituée essentiellement d'Enderbites et Charnockites et l'unité de la croûte supérieure de Quartzites, de BIF (Banded Iron Formation) et de Marbres. Les Granulites sont généralement associées aux termes mafiques (Métanorites et Pyrixénites) et ultramafiques (Proxénites, Lherzolites et Harzburgites). La croûte continentale, représentée par ces Granulites s'est formée pendant les divers événements orogéniques qui ont eu lieu entre 3200 et 2000 M.a.

2.4 Aperçu sur la géologie de l'Uranium :

L'Uranium est un métal lourd radioactif de période très longue (4,4688 milliards d'années pour l'Uranium 238 et 703,8 millions pour l'Uranium 235). De symbole U, il est le dernier élément naturel du tableau périodique, chaque atome d'Uranium possède 92 protons et entre 125 et 150 neutrons. Il est l'atome le plus lourd (qui contient le plus de nucléons) présent naturellement sur la Terre (Emsly, 2001).

2.4.1 Historique :

L'Uranium fut mis en évidence en 1789 par le chimiste prussien Martin Heinrich Klaproth à partir de l'analyse d'un morceau de roche qu'on lui avait apporté de la mine de Saint Joachimsthal. Cette roche était de la pechblende, un minerai d'Uranium qui contient principalement de l' U_3O_8 . Klaproth parvint en la chauffant à en extraire un corps gris métallique.

Dans sa communication du 24 septembre 1789 à l'Académie royale prussienne des sciences, il proposa le nom d'« Urane » ou « uranite » au composé qu'il venait d'identifier (un oxyde d'Uranium et non le corps pur), en référence à la découverte de la planète Uranus faite par William Herschel en 1781. Cet oxyde, rebaptisé Uranium en 1790, avait comme propriété de donner une fine fluorescence aux verres et une couleur jaune verdâtre aux émaux.

Ce n'est qu'en 1841 que le chimiste français Eugène-Melchior Péligot put l'isoler à l'état de pureté en réduisant le tétrachlorure d'Uranium (UCl_4) par le Potassium. Il établit que l'urane était composé de deux atomes d'oxygène et d'un métal qu'il isola. L'Uranium entra dans la nomenclature de la chimie. Il estima alors la masse volumique de l'Uranium à 19 g/cm^3 .

Le Français Henri Becquerel ne découvrit la radioactivité de l'Uranium que beaucoup plus tard, le 28 février 1896, lorsqu'il constata que des plaques photographiques placées à côté de sels d'Uranium (extraits d'un lot de Pechblende de Joachimsthal) avaient été impressionnées sans avoir été exposées à la lumière. Les plaques avaient été noircies par les rayonnements émis par les sels : c'était la manifestation d'un phénomène jusqu'alors inconnu, la radioactivité naturelle. Pierre et Marie Curie isolèrent deux éléments nouveaux naturellement radioactifs, le Polonium et le Radium.

2.4.2 Isotopes de l'Uranium naturel :

L'Uranium possède 26 isotopes connus, tous radioactifs, dont 3 seulement sont présents à l'état naturel : ^{238}U ; ^{235}U et ^{234}U . Quelles que soient les teneurs en Uranium des milieux, les proportions entre ces trois isotopes formant l'Uranium naturel sont pratiquement les mêmes : 99,28 % (^{238}U) ; 0,72% (^{235}U) et 0,0056 % (^{234}U). On trouve dans une tonne d'Uranium naturel pur 7,2 kg d'Uranium 235 et 56 g d'Uranium 234, le reste étant de (^{238}U) (Loveland et al, 2006 ; Valsardieu, 2000).

Les deux isotopes ^{238}U et ^{235}U ont beaucoup d'applications, militaires notamment, mais aussi civiles, comme la datation radiométrique par l'Uranium-plomb ou par l'Uranium-Thorium. Le troisième isotope 234 appartient à la chaîne de désintégration de ^{238}U . Il est toujours présent sur terre, à l'état de traces, bien qu'il ait une demi-vie de seulement 245 500 ans (Valsardieu, 2000).

L'isotope ^{235}U est le seul isotope fissile naturel. Sa fission libère une énergie voisine de 202.8 MeV par atome fissionné dont 9.6 MeV d'énergie non récupérable, communiquée aux neutrinos produits lors de la fission. L'énergie récupérable est plus d'un million de fois supérieure à celle des combustibles fossiles pour une masse équivalente. De ce fait, l'Uranium est devenu la principale matière première utilisée par l'industrie nucléaire (Valsardieu, 2000).

2.4.3 Minéraux d'Uranium :

Les teneurs en Uranium des minéralisations exploitées par l'homme sur Terre pouvant varier de 0,1 % à 20 %. Il existe plus de cent minéraux d'Uranium connus dont, la Pechblende est le principal minéral, ce dernier est caractérisé par sa couleur noire ou marron, ses traits noirs à noirs verdâtres et son éclat submétallique (Klein et al, 1985). Le tableau 2.1 illustre les principaux minéraux d'Uranium.

Tableau 2.01 : Principaux minéraux d'Uranium, primaires et secondaires.

Minéraux primaires		
Famille	Minéral	Composition chimique
Oxydes	Uraninite Pechblende	U ₃ O ₈ UO ₂
Oxydes complexes	Brannerite Pyrochlore Microlite Columbite Tantalite	U, Ti, Ca, etc. U, Na, Ca, Nb U, Na, Ca, Ta U, Fe, Mn, Nb U, Fe, Mn, Ta
Titanates ; Columbo-Tantalates ; Tantalates.	Betafite Euxenite Polycrase Fergusonite Samarskite Davidite Absite	U+Ca U+Yt, Ce, Th U+Yt, Ce, Th U+Yt, Eb U+groupe Yttrium Titanate de Fer-Uranium Titanate hydraté de Th, U
Minéraux secondaires		
Famille	Minéral	Composition chimique
Oxydes	Gummite Uranium ocre Curite	Oxyde hydraté Oxyde hydraté de Pb et U
Phosphates	Torbernite / Meta torbernite Autinite / Meta autinite Saleeite / Meta saleeite Phosphuranylite	Phosphate hydraté de Cu, U Phosphate hydraté de Ca, U Phosphate hydraté de Mg, U Phosphate hydraté d'U
Vanadates	Carnotite Tyayamunité	Vanadate hydraté de K, U Vanadate hydraté de Ca, U
Silicates	Uranophane Soddyite Coffinite	Silicate hydraté de Ca Silicate hydraté d'U Silicate hydraté d'U
Carbonates	Rutherfordine	

2.4.4 Propriétés chimiques de l'Uranium :

L'Uranium fait partie de la famille des Actinides. Il possède les caractéristiques chimiques suivantes (Valsardieu, 2000) :

- À l'état pur, l'Uranium solide est un métal radioactif gris à blanc (voire argenté), qui rappelle la couleur du nickel. Il est dur et très dense.
- En raison de son affinité pour l'Oxygène, l'Uranium s'enflamme spontanément dans l'air à température élevée, voire à température ambiante lorsqu'il se trouve sous forme de microparticules. Il est pyrophorique.

- L'Uranium a quatre valences possibles (+III à +VI), les valences IV et VI étant les plus répandues dans les minerais. Les conditions de passage de la valence IV à la valence VI dépendent du potentiel d'oxydoréduction du milieu.
- Dans la nature, l'élément Uranium se retrouve toujours combiné à d'autres éléments, tels l'Oxygène, l'Azote, le Soufre, le Carbone sous forme d'oxydes, de nitrates, de Sulfates ou de Carbonates. On le trouve, par exemple, combiné à l'Oxygène dans l'Uranite et la Pechblende, deux des principaux minerais d'Uranium, constitués d'Oxyde Uraneux (UO_2).
- Les ions Uranyle UO_2^{2+} se dissolvent très bien dans la plupart des acides, comme dans l'acide nitrique HNO_3 ou l'acide Fluorhydrique HF en donnant des sels d'Uranyle tels que le Nitrate d'Uranyle $UO_2(NO_3)_2$.

2.4.5 Formation des gisements d'Uranium :

2.4.5.1.1 Cristallisation des minéraux de l'Uranium :

Dans les conditions réductrices du magma, l'Uranium et le Thorium sont tous deux chimiquement stables comme ions tétravalents (U^{4+}). Ils ont également de grands rayons ioniques similaires. En raison de leurs rayons ioniques et de leurs haute valence, ces deux éléments ne peuvent pas former des séries de composés chimiques iso-formes avec les autres minéraux de roches. Par conséquent, ils tendent à se séparer en des phases minérales mineures et à se cristalliser dans les dernières différenciations magmatiques, alors que le Thorium tend à rester incorporé dans les minéraux primaires, l'Uranium peut s'oxyder à sa forme hexavalente (U^{6+}) soluble et se transformer en solution dans les derniers fluides magmatiques. Finalement, il se cristallise en Pegmatite ou forme des dépôts hydrothermaux ou des gîtes de substitution dans les roches appropriées – sédiments, brèches, etc.

2.4.5.1.2 Procédés de formation des gîtes d'Uranium :

La plupart de l'Uranium présent dans la croûte extérieure a été initialement placé là par les coulées magmatiques et extrusions qui ont formé la principale croûte Archéenne antérieure. A la suite du refroidissement et de la cristallisation de ces magmas, l'Uranium et le Thorium se sont concentrés dans les portions les plus acides de la croûte Archéenne (Granites primaires etc.) (Kitkham et Rescue, 1993).

Il y a de cela 2 200 millions d'années environ, l'Uranium est resté tétravalent et insoluble. Puis par l'érosion et la désintégration mécanique de ces Granites, l'Uranium renfermé a été mécaniquement libéré et transporté. Là où les conditions géomorphologiques étaient favorables, les concentrations se firent sous forme de gisements alluvionnaires.

En suite, l'Oxygène se libéra dans l'atmosphère de la Terre ce qui créa des conditions d'oxydation dans les nappes superficielles. Cela a poussé l'Uranium à former des ions hexavalents solubles et à passer rapidement en solution dans les nappes superficielles. Toutefois, la majorité des gisements d'Uranium ont été grandement occasionnés par l'action des eaux météoriques. Les autres facteurs importants étaient la température et la composition chimique de ces eaux. La solubilité de l'Uranium est très augmentée dans les eaux riches en soufre et en Carbonate et est diminuée dans les eaux riches en Chlore, Vanadium et Phosphate.

2.4.6 Classification génétique des gîtes d'Uranium :

La redéposition ultérieure et la concentration des minéraux d'Uranium ont été fonction des conditions structurales, pétrologiques et géochimiques pour chaque type de corps de minerai. Certains des anciens gisements d'Uranium de type filonien ont été redéposés à partir des eaux cannées.

Selon l'origine des corps de minerai les plus connus, les gîtes d'Uranium peuvent être regroupés en trois grandes classes. La figure 2.6 illustre les procédés par lesquels les gîtes d'Uranium se sont formés (Cuny M, 2009).

- **Classe 1 (Primaire syn-génétique) :**

Cette classe englobe les gisements filoniens, Granitiques, Carbonatitiques et per-alcalines intrusifs.

- **Classe2 (Secondaire dia-génétique) :**

Dans cette classe de gisements, la minéralisation est associée aux Grès, aux Conglomérats Quartzeux, aux argiles noires, aux Calcaires, aux Lignites et aux Phosphates

- **Classe3 (Secondaire épi-génétique) :**

Dans cette classe la minéralisation est associée aux Pegmatites et aux Migmatites.

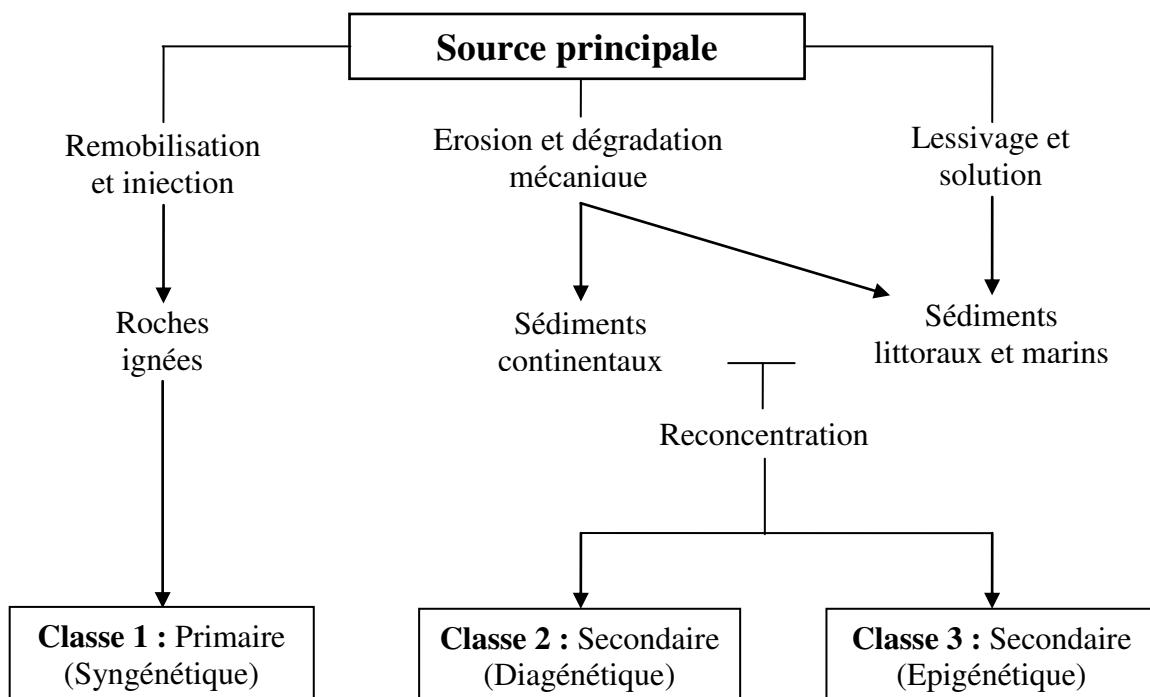


Figure 2.6 : Schéma d'origine des corps de minerai d'Uranium (M. Cuny 2009).

2.4.7 Classification gîtologique des gisements d'Uranium :

La classification adoptée par l'industrie nucléaire est celle de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA). Une classification basée sur la nature lithologique des gîtes et le mode de formation de la minéralisation. Selon le dernier classement de l'AIEA (2013), 1486 gisements d'Uranium connus sont regroupés en 15 principaux types contenant 39 sous-types (AIEA, 2013) :

- **Type 1 (Intrusifs) 35/1486** : Sont inclus dans ce type de gisements ceux liés aux roches intrusives (Anatectique, Pegmatite-Alaskite et Plutonique associé au Quartz monozonite).
- **Type 2 (Filoniens) 186/1486** : (Endogranitiques et Périgranitiques).
- **Type 3 (Brèches polymétalliques) 12/1486** : Il regroupe les gisements dont la minéralisation est associée aux brèches d'un complexe des oxydes de Fer.
- **Type 4 (Volcaniques) 119/1486** : Il regroupe les gisements associés au volcanisme.
- **Type 5 (Méta-somatiques) 75/1486** : (Métasomatites Sodiques, Métasomatites Potassiques et Skarns).
- **Type 6 (Métamorphiques) 106/1486** : Sont inclus dans ce type les gisements associés à des ensembles métamorphiques.
- **Type 7 (Discordance Protérozoïque) 84/1486** : Dans ce type de gisements, la minéralisation est liée à la discordance Protérozoïque.
- **Type 8 (Brèches de collapses) 16/1486** : Sont inclus dans ce type de gisement ceux liés aux effondrements.
- **Type 9 (Associés à des grès) 615/1486** : (Canaux basaltiques, Corps tabulaires, Rollfronts, Tectonique-lithologique, Dykes mafiques ou sills dans les Grès Protérozoïques).
- **Type 10 (Conglomérats de galets de Paléo-quartz) 62/1486** : (Polymétalliques)
- **Type 11 (Gisements surface) 63/1486** : Il regroupe les gisements de subsurface d'âge Tertiaire ou récent.
- **Type 12 (Lignites et associés aux charbons) 32/1486** : (Corps stratiformes et corps contrôlés par fracture).
- **Type 13 (Associés aux carbonates) 09/1486** : (Bandes stratiformes, Cataclastique et Paléo-Karst)
- **Type 14 (Associés à des phosphates) 41/1486** : Sont inclus dans ce type, les gisements dont la minéralisation est associée à des Phosphorites.
- **Type 15 (Shales noirs) 43/1486** : (Corps de minerai stratiformes et Stockwerks).

2.5 Gîtes et indices Uranifères dans le Hoggar :

Le massif du Hoggar présente un intérêt minier pour plusieurs substances notamment l'Uranium où, la presque totalité des découvertes de l'Algérie sont localisés dans cette région. Dans cette section, nous donnons un aperçu sur les potentialités d'Uranium ainsi que les zones potentiellement Uranifères dans le Hoggar.

2.5.1 Historique de la recherche de l'Uranium au Hoggar :

- 1954, le CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) français avec la collaboration du BRMA (Bureau de Recherche Minière en Algérie) a lancé le premier programme d'exploration de l'Uranium au Hoggar ; ce qui a permis de mettre en évidence de timides indices sans intérêt économique (El Bema, Furon, Timgaouine ...).
- 1969, l'ex SONAREM (Société Nationale de Recherche et d'Exploitation Minière) a entamé pour la première fois des travaux de reconnaissance générale sur l'Uranium qui ont ciblé la vérification des indices déjà connus mais aussi les formations du socle précambrien ainsi que les terrains sédimentaires paléozoïques qui le ceignent.
- 1971, sur la base des anciennes études, un vaste programme d'exploration a été élaboré et exécuté. Il comprend notamment un levé aérospectrométrique couvrant l'ensemble du territoire national, un levé radiométrique autoporté effectué sur les structures géologiques les plus potentielles et un levé géochimique des indices les plus intéressants.
- 1973, suite à la remontée spectaculaire des cours de l'Uranium et jusqu'à 1980, tous les indices répertoriés ont été explorés et évalués.
- 1983-2005, les différents projets d'exploration réalisés par le COMENA (Commissariat à l'Energie Atomique), dans le socle cristallin du Hoggar et dans sa couverture sédimentaire, ont permis de mettre en évidence quelques nouveaux indices Uranifères et plusieurs anomalies radiométriques.

2.5.2 Découvertes antérieures :

Les travaux d'exploration et de prospection effectués, dans la région du Hoggar, par les différentes équipes de recherche ont permis de mettre en évidence plusieurs gîtes et indices d'Uranium (Semiani et al, 2006 ; COMENA, 2003). Les résultats majeurs obtenus par ces travaux sont :

- La délimitation des principales provinces géologiques favorables à la mise en place de minéralisation d'Uranium ;
- La circonscription d'une dizaine d'indices sérieux ;
- Le recensement de centaines de points de minéralisation, d'anomalies (ponctuelles et superficielles) géochimiques et d'anomalies aérospectrométriques ;
- La découverte de quatre gisements d'Uranium parmi lesquels, trois sont situés dans le Hoggar occidental (Figure 2.7).

2.5.3 Provinces Uranifères du Hoggar :

Les gîtes et indices d'Uranium découverts dans la région du Hoggar peuvent être répartis sur deux provinces potentiellement Uranifères (Figure 2.7) ;

- La province du rameau oriental de la chaîne Pharusienne ou Hoggar occidental, objet de cette étude, contenant des minéralisations Uranifères associées à des granites intrusifs. Cette province occupe la partie ouest du Hoggar.
- Province Algéro-Nigérienne (Sud-est du Hoggar), contenant des minéralisations d'Uranium associées à des terrains sédimentaires anciens (paléozoïques). Cette province occupe le bassin sédimentaire de Tin Séririne (Algérie) et celui de Tim Mersoï (Niger).

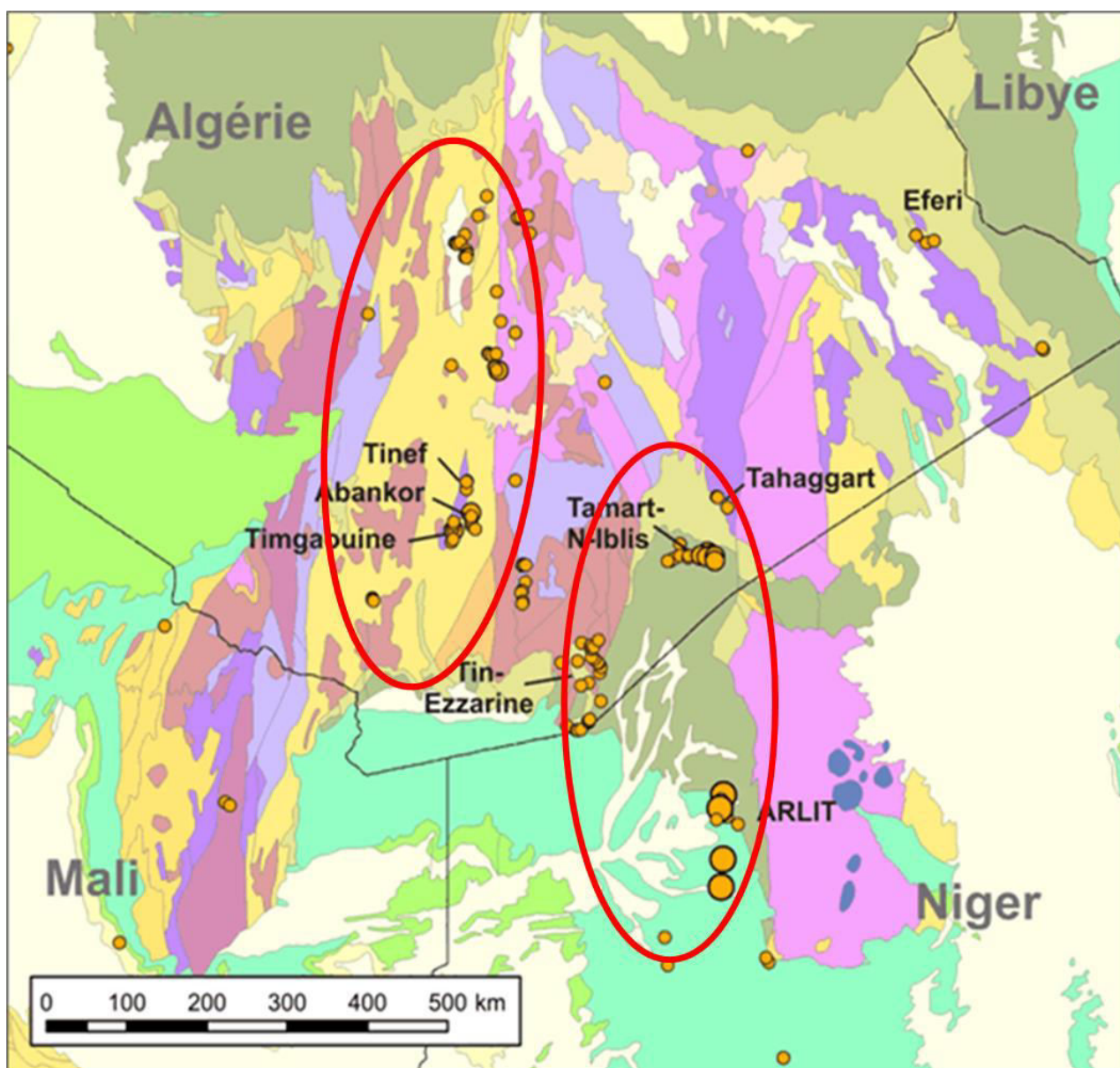


Figure 2.7 : Gîtes et indices Uranifères du bouclier Targui (ANPM, 2010).
Les cercles rouges délimitent les deux provinces Uranifères du Hoggar.

2.5.3.1 Province Uranifère du rameau oriental :

Cette province renferme les trois gisements (Timgaouine, Abankor et Tinef) et plusieurs indices sérieux. Elle se caractérise par une intense tectonique cassante, favorisant la circulation des fluides hydrothermaux et le dépôt des minéralisations d'Uranium. Ces dernières sont intimement liées aux Granites intrusifs et se présentent par des minéraux primaires à U^{+4} (Coffinite, Uraninite, Pechblende) et des minéraux secondaires à U^{+6} (Gummite, Autunite, Uranophane, Fourmarierite, Schoepite, Andersonite, Iriginite).

La minéralisation Uranifère se manifeste généralement dans des structures de type filonien et Stockwerk. Elle est contrôlée par les failles et les fractures, le mode de mise en place est épigénique de nature hydrothermale. La source d'Uranium dérive probablement des Granites eux même, dont la différenciation alcaline devrait produire un enrichissement en Uranium (SONAREM, 1977 ; COMENA, 2006). Une étude détaillée des minéralisations de l'Uranium dans cette province sera établie dans le dernier chapitre.

2.5.3.2 Province Uranifère Algéro-Nigérienne :

Cette province renferme le gisement de Tahaggart et les indices minéralisés localisés au niveau du bassin sédimentaire de Tin Séririne (Figure 2.8). Les minéralisations Uranifères se localisent essentiellement dans trois horizons bien distincts (Mokaddem., 1980) :

- L'interface socle précambrien – couverture paléozoïque.
- La base du Dévonien inférieur ;
- La base du Carbonifère inférieur.

Les minéralisations Uranifères de l'interface socle - couverture sont les mieux exprimées en surface dans tout le bassin de Tin-Séririne. Elles sont systématiquement contrôlées par la discontinuité majeure socle-couverture (discordance infratassilienne) mais surtout par le halo d'altération du socle et le conglomérat de base ordovicien. Dans l'ensemble, ces minéralisations ont été décrites sur le flanc oriental du bassin sédimentaire de Tin Séririne où les concentrations les plus importantes sont localisées dans la zone de Tahaggart (Chahdane, 2009).

Les niveaux détritiques de la base du Dévonien inférieur encaissent une minéralisation Uranifère qui apparaît de façon sporadiques et qui se manifeste, semble-t-il, de part et d'autre d'un sill de dolérite. Dans ce domaine, deux indices minéralisés ont été mis en évidence ; Tamart-N-Iblis et Timouzeline. A Tamart-N-Iblis, la minéralisation Uranifère (autunite et torbernite), visible à l'affleurement, est liée à des grès arkosiques. A Timouzeline, la minéralisation est composée de minéraux jaunes et verts encaissés dans des grès arkosiques (Amieur, 2012).

Vers le sud, le bassin de Tin Séririne se poursuit par le bassin sédimentaire de Tim-Mersoï au Niger où plusieurs gisements et indices de même type sont connus dans les formations carbonifères (gisements de la zone d'Akota-Arlit et Madaouéla).

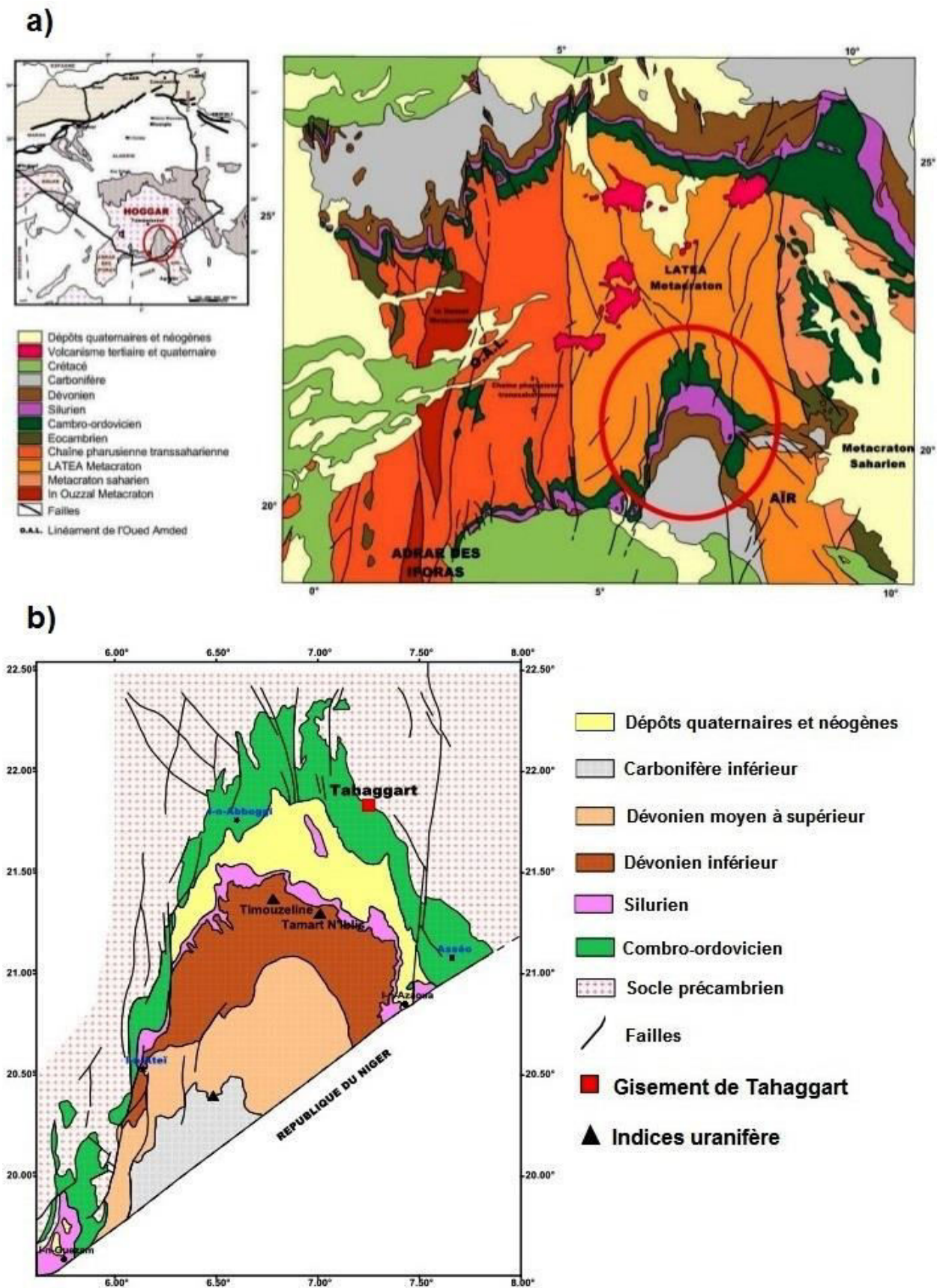


Figure 2.8 : Province Uranifère Algéro-Nigérienne (Tin Séririne-Tim Mersöi).

a) Plan de situation de la province Uranifère.

b) Carte géologique du bassin sédimentaire de Tin Séririne (D'après COMENA, 2003).

Chapitre 3 :

Analyse et Prétraitement des Données Aérogéophysiques

3.1 Introduction.

3.2 Description du levé aérogéophysique.

3.3 Acquisition des données.

3.4 Evaluation de la qualité des données.

3.6 Etablissement des cartes des données brutes.

3.1 Introduction :

Les données brutes dont on dispose, font partie du levé aérogéophysique, couvrant tout le territoire national, effectué par la compagnie Américaine *Aeroservice Corporation* pour le compte des deux sociétés nationales, *SONATRACH* et l'ex *SONAREM*, dans le but de l'exploration pétrolière et minière. Cette couverture a pris fin au début de l'année 1974, la compilation et une première interprétation étaient effectuées par la même société américaine qui a présenté son rapport final en Avril 1975.

Dans ce chapitre, nous décrivons sommairement les dispositions, le type de matériel et les procédures adoptées, par la compagnie Américaine, pour l'exécution du levé. Il est suivi d'une brève critique de la qualité et de la précision des données mesurées au-dessus du Hoggar occidental. Pour l'amélioration de la qualité des enregistrements magnéto-spectrométriques bruts, un traitement préliminaire sera effectué également, dans ce chapitre.

3.2 Description du levé aérogéophysique :

3.2.1 Historique du levé :

Le levé aérogéophysique couvrant le territoire Algérien a été réalisé en deux étapes :

- En 1969, un levé aéromagnétique pour le compte de SONATRACH, a été effectué au-dessus des bassins sédimentaires du Sahara central, et avait pour but la cartographie aéromagnétique du socle et ce, dans le cadre de la recherche pétrolière. Dans cette étape qui a couvert environ 20 % du territoire national, seul le champ magnétique a été enregistré.
- Entre 1971 et 1974, un levé Magnéto-Spectrométrie pour le compte de l'ex SONAREM, couvrait le reste du territoire national et avait pour objectif la recherche minière et la cartographie géologique régionale. Au cours de cette deuxième phase, une superficie totale d'environ 2.173.000 Km² a été couverte avec 904.500 Km de vol dont, on a associé à la magnétométrie les mesures spectrométriques.

3.2.2 Paramètres du levé :

Les paramètres du levé ont varié d'un bloc à l'autre selon l'intérêt que présente chaque zone, la distance entre les lignes de vol est de 2 Km pour certains blocs et 5 Km pour d'autres avec des intervalles entre les lignes de traverse de 10, 25 et 40 Km. Certaines zones jugées d'intérêt minier important avaient fait l'objet d'études complémentaires et survolées suivant des lignes espacées de 0.5 à 1 Km et de 5 à 10 Km entre les lignes de traverse (Figure 3.1).

Le levé aérogéophysique, au-dessus de la région du Hoggar occidental a été réalisé avec les paramètres suivants (*Aeroservice, 1975*) :

- Altitude de vol : L'altitude de l'avion a été maintenue à une distance moyenne du sol d'environ 150 m.
- Direction des lignes de vol : les lignes de vol prennent, généralement, une direction perpendiculaire aux structures géologiques majeures dans la zone survolée. Pour la région du Hoggar occidental, les profils ont une direction Est – Ouest.

- Intervalle entre les lignes de vol : La zone du Hoggar occidental a été survolée selon une maille de (2 x 40 Km).
- Distance entre les points de mesure : Pour le système de navigation utilisé, le pas d'échantillonnage est de 152 pieds (46.2 m).

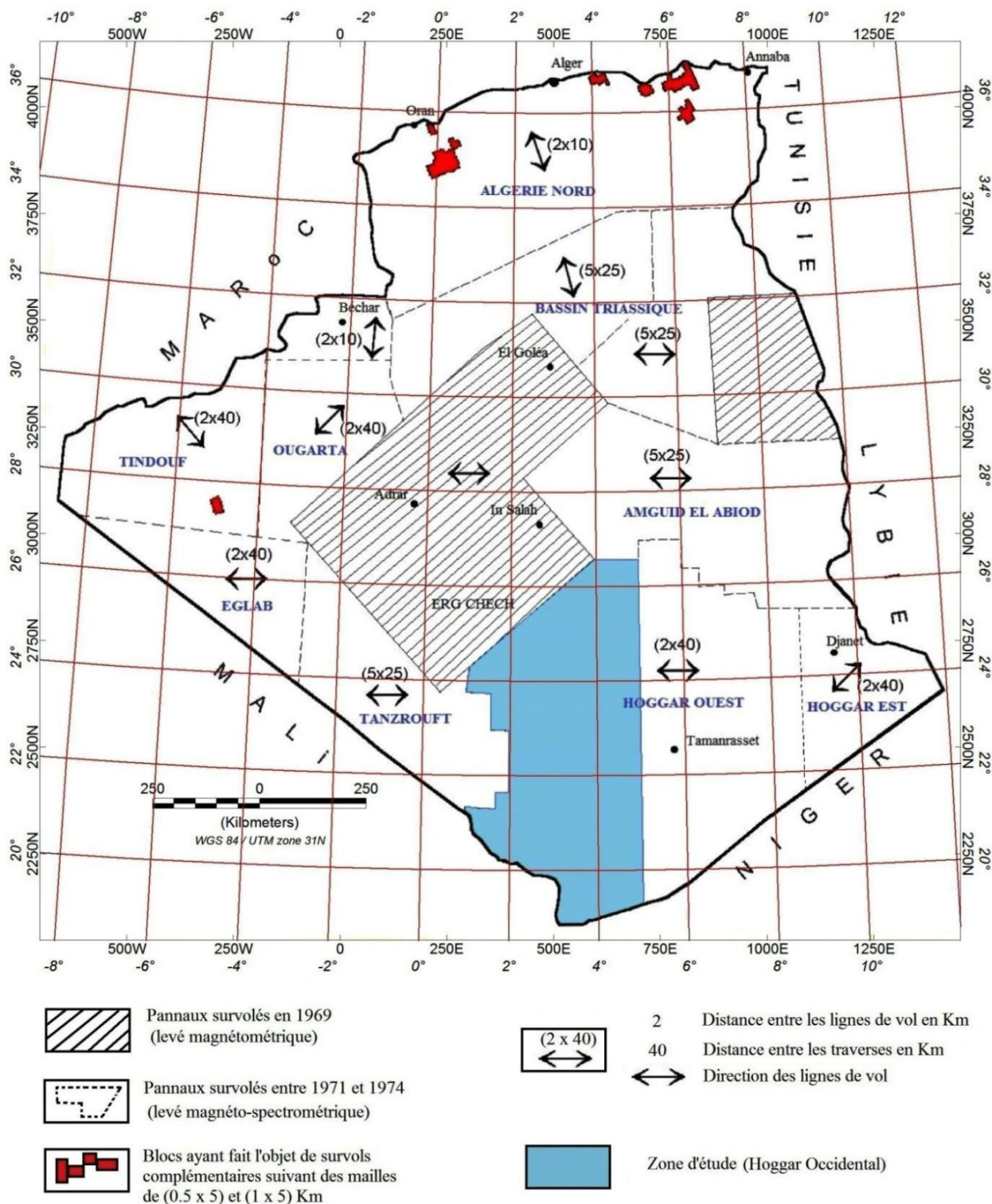


Figure 3.1 : Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national.
(D'après Aeroservice Corporation, 1975)

3.2.3 Appareillage :

Pour la réalisation du levé Magnéto-Spectrométrie, *Aeroservice* a employé l'appareillage suivant :

- Deux types d'avions : *DOUGLAS DC-3* et *AERO COMMANDER* ;

Pour le *DOUGLAS DC-3*, le capteur magnétique a été configuré en oiseau (*Rotary wing*). En bas de l'avion, une trappe a été conçue afin de permettre la descente et la remontée de l'oiseau contenant le capteur magnétique. Au cours du levé l'oiseau était suspendu par un câble à une distance de 70 pieds en dessous de l'avion.

Pour l'*AERO COMMANDER*, le capteur magnétique a été configuré en *Stinger (Fixed wing)* et était fixé à l'extérieur de l'avion par le biais d'un support rigide et pour réduire l'influence des instruments et de l'avion sur le magnétomètre, un système de compensation magnétique a été prévu.

- Un système de navigation *DOPPLER Bendix* de type *ADRA-12*. L'échantillonnage des coordonnées terrestres était fixé à *152 pieds (46.2m)*.
- Un spectromètre de marque « *Horshow Hammer* » pour les mesures du rayonnement gamma des quatre canaux (Comptage total, Uranium, Thorium et Potassium) au moyen d'un capteur à base d'Iodure de Sodium activé au Thallium NaI(Tl) , d'un volume de 600 pouces³ pour le *DOUGLAS DC-3* et de 800 pouces³ pour l'*AEROCOMMANDER*.
- Deux types de magnétomètres : magnétomètre à pompage optique au Césium (modèle *VARIAN*) d'une résolution de 0.02 nT (nano tesla) et magnétomètre *FLUX-GATE* d'une résolution de 0.05 nT.
- Altimètre radar d'une précision de 30 pieds du type *HONYWELL MINEAPOLIS*. L'altitude radar a été prise par rapport au à la surface du sol.
- Caméra à film continu de 35 mm, possédant un système de numérotage.
- Boussole magnétique de type *SPERRY CL 2*, d'une résolution de 1°, raccordé au système de navigation.
- Système d'acquisition des données type *LANCER*. L'enregistrement des données numériques a été effectué sur des bandes magnétiques de 1/2".
- Deux types d'enregistreurs graphiques : à 2 et à 6 canaux pour l'affichage graphique des profils magnétiques et spectrométriques.

3.3 Acquisition des données :

Au cours de la mise en œuvre du levé aérogéophysique, l'enregistrement des données a été effectué sur des bandes magnétiques. A l'arrivée de ces bandes au centre de compilation, les données passaient par les étapes de traitement préliminaire suivantes :

3.3.1 Préparation :

Durant cette phase, on procédait à la lecture des bandes magnétiques et la séparation des lignes de vol. Les pics magnétiques sont supprimés et l'unité de mesure a été convertie au nano Tesla (nT). Dans certains cas, en présence des mesures douteuses, des filtres non linéaires ont été appliqués pour le filtrage des données.

3.3.2 Correction de décalage :

L'examen des données acquises au-dessus du Hoggar occidental, montre qu'on n'a pas véritablement tenu compte de cette correction ou bien qu'elle a été appliquée d'une façon non appropriée. En effet, aucun passage, dans le rapport final, fait référence de la correction de décalage des lignes de vol (Allek, 2005).

3.3.3 Mise en position :

Cette opération consiste à déterminer l'emplacement relatif de tous les points d'intersection entre les lignes et les traverses en utilisant les images filmées. Par la suite, un programme d'interpolation calcule les coordonnées X et Y de tous les points de mesure et permet la configuration exacte du plan de vol.

3.3.4 Réglage (Nivellement):

Chaque point du réseau d'intersections lignes – traverses se caractérise par deux mesures, l'une appartient à la ligne et l'autre à la traverse. L'opération de réglage est appelée le nivellement, elle consiste à minimiser les écarts aux intersections. La grande partie des différences de mesure affecte le champ magnétique, elles sont dues généralement aux variations diurnes, les autres sources de ces écarts sont les erreurs de navigation, les variations dans l'altitude de vol, l'interférence de l'avion, la dérive de l'appareil et les bruits aléatoires.

3.3.5 Suppression du champ magnétique régional :

Selon le rapport final d'Aeroservice, le gradient magnétique régional a été éliminé par l'utilisation du modèle du champ de référence IGRF 65. Ce modèle, décrit en termes d'harmonies sphériques, était le premier modèle IGRF développé pour l'époque 1955-1975. En effet, les valeurs du champ retrouvées sur les bandes magnétiques traitées sont bien les valeurs du champ d'anomalie dont on avait soustraie l'IGRF 65 et ramenées à un niveau de référence de l'ordre de 34000 nT qui correspond au niveau de l'IGRF retrouvé au nord du mali dans le cadre d'un autre contrat d'Aeroservice avec le gouvernement Malien (Allek, 2005., Asfirane, 1994).

3.3.6 Etablissement des cartes :

Après avoir effectué les différentes corrections citées ci-dessus, des cartes de contours du champ magnétique à l'échelle 1/100 000 et 1/200 000 ont été élaborées dont l'intervalle des contours varie entre 2 et 25 nT selon le magnétomètre utilisé et la zone survolée. Des cartes d'isorades compilées à un intervalle des courbes de niveau de 100 cps ont été également élaborées. Aeroservice avait présenté aussi les cartes des plan de vol à l'échelle 1/200 000. Les coordonnées sont représentées dans le système de projection UTM suivant l'ellipsoïde de référence Clarke 1880.

3.3.7. Présentation digitale des données :

Nous disposons de données brutes sous forme de fichiers numériques sous format ASCII (extension.dat) extraits des bandes magnétiques. Le nom du fichier de données est composé de deux caractères qui désignent le nom de la région, suivis de deux chiffres qui indiquent le numéro de la zone UTM, suivis d'un chiffre pour le numéro du segment.

Chaque ligne de vol commence par une ligne de 77 tirets, suivie par les informations relatives à la ligne de vol : son numéro, son azimuth et le nombre de points de données qu'elle contient, puis une deuxième ligne de 77 tirets. Viennent ensuite les enregistrements de données proprement dites (Tableau 3.1).

Tableau 3.1 : Exemple de mesures aérogéophysiques brutes, extrait du fichier HW31).
(Bloc Hoggar Ouest, zone UTM 31Nord, Segment 1).

Ligne	11780	Azimut			90	Nb_points			2546

721.633	2459.59	34042.4	762	21	38	128	162	147825	
721.68	2459.59	34041.9	759	21	26	151	162	147826	
721.727	2459.59	34041.5	756	20	35	130	162	147827	
.....	
.....	
.....	

Chaque enregistrement comprend neuf champs :

- ✓ Coordonnée X (Projection UTM) en kilomètres.
- ✓ Coordonnée Y (Projection UTM) en kilomètres.
- ✓ Champ magnétique total en nano Tesla (nT).
- ✓ Compte radiométrique total en coups par seconde (cps).
- ✓ Compte du canal du Thorium en cps
- ✓ Compte du canal de l'Uranium en cps
- ✓ Compte du canal du Potassium en cps
- ✓ Altitude radar en mètres.
- ✓ Fiduciel (codification du point de mesure).

3.4 Evaluation de la qualité de données :

3.4.1 Mise en œuvre :

Pour une couverture aérogéophysique adéquate, les paramètres du levé sont généralement déterminés selon les structures géologiques dominantes de la région d'étude ainsi que les objectifs envisagés par ce levé. Du fait du caractère régional du levé et vue la distance entre les lignes de vol qui est de l'ordre de 2 Km, plusieurs anomalies de faibles étendues, mais liées à des indices important n'ont pas été détectées. Seuls les zones anormales et les anomalies étendues ont pu être mises en évidence (anomalies liées à des terrains sédimentaires). Pour une étude régionale, on peut dire que les paramètres de vol préétablis, montre dans l'ensemble une bonne conformité, à l'exception de l'altitude de vol au niveau des variations brusques du relief.

Le choix d'une distance de 40 km entre les lignes de traverse peut être considéré, dans certaine mesure d'erreur, acceptable mais reste insuffisante pour une meilleure correction des variations transitoires du champ magnétique terrestre qui en découle de ce levé. Les fluctuations du champ dont la période est du double du temps nécessaire à parcourir la distance entre deux traverses ne seront pas éliminer par les procédures de nivellement magnétiques (Luyendyk, 1997).

3.4.2 Appareillage :

Le volume du détecteur spectrométrique NaI(Tl) utilisé au cours de ce levé est relativement petit (800) pouces cubiques (soit 13 litres) entraînant une faible sensibilité du système spectrométrique. Les recommandations actuelles de l'AIEA sur les volumes des détecteurs sont de l'ordre de 16 à 33 L pour les levés hélicoptérés et de 33 à 66 L pour les levés aéroportés (AIEA, 1991).

3.4.3 Base de données :

Nous exploiterons cinq fichiers de données brutes représentant la partie Ouest du Hoggar dont, les coordonnées sont projetées dans le système *Universal Transverse Mercator* (UTM) selon le fuseau 31 Nord (zone comprise entre les méridiens 0 et 6° Est, Hémisphère Nord), suivant l'ellipsoïde de référence *Clarke 1880*.

L'examen de ces fichiers montre un certain volume d'information perdue traduites, par des zéros, ces dernières présentent un taux total de 0.67% pour les mesures magnétométriques, 1.12% pour le compte radiométrique total et un certain nombre insignifiant pour les trois canaux spectrométriques (Tableau 3.2).

Tableau 3.2 : Statistiques des fichiers numériques des données aérogéophysiques.
(Fichiers de la région du Hoggar Ouest, zone UTM 31 Nord).

Fichier	Nombre de points de mesures	Nombre de Lignes de vol	Cases vides	
			Magnétisme	Radiométrie
HW311	1.025.309	507	13.214	18.006
HW312	1.051.133	490	4.392	5.580
HW313	726.895	281	4.325	14.109
HW314	1.068.090	585	7.870	7.827
HW315	786.561	278	1.688	5.126
Total	4.657.988	2.141	31.489 (0.67%)	50648 (1.12%)

3.4.4 Mesures magnétométriques :

Selon le rapport final d'Aeroservice, l'enregistrement du champ magnétique à la station de base au sol est dicté uniquement par la nécessité de s'assurer que le levé était exécuté durant les périodes calmes. Pour les corrections diurnes, il paraît qu'Aeroservice a utilisé des équations polynomiales du 2^{ème} ou 3^{ème} ordre qui sont calculées sur la base des écarts aux points d'intersection entre lignes et traverses, cette technique, adoptée par d'autres compagnies, a montré sa fiabilité quand les points de mesure sont éloignés de la station de base de plus de 50 Km (Alleik, 2005).

Il est à noter qu'à l'époque de compilation des données (1974), Aeroservice a procédé à l'élimination du champ régional en utilisant l'unique modèle IGRF existant à l'époque (i.e., IGRF65), calculé au 8^{ème} ordre (Aeroservice, 1975), qui n'est pas du plus précis. Le point de référence théorique par rapport auquel on avait calculé ce gradient régional aurait une valeur de l'ordre de 34 000 nT (Asfirane, 1994), une valeur qui ne représente nullement le champ magnétique au-dessus du Hoggar occidental. Pour cela, on peut considérer les valeurs retranscrites sur les fichiers numériques comme étant les mesures d'un champ magnétique total particulier, il est composé des valeurs du champ d'anomalies auxquelles se superpose un champ normal constant de l'ordre de 34 000 nT.

3.4.5 Mesures spectrométriques :

Les données spectrométriques semblent être entachées d'erreurs et nécessitent, donc un retraitement approfondi. Nous précisons qu'elles n'ont fait l'objet d'aucune correction et aucun étalonnage n'a été accompli durant l'acquisition ce qui explique l'important niveau de bruits affectant les mesures et plus particulièrement le canal de l'Uranium à cause de sa plus grande susceptibilité aux différents bruits parasites (Allek, 2013). Ces bruits se révèlent sur les cartes sous forme d'erreurs de nivellement épousant la direction des lignes de vol. Parfois ils occupent de larges bandes caractérisées par de grandes longueurs d'ondes et d'importantes amplitudes dus forcément aux effets du bruit de fond (particulièrement l'effet du radon dans l'air) et les fluctuations de l'altitude de vol.

3.4.6 Pas de mesure :

La prise de mesure aérienne se fait généralement chaque seconde, par conséquent, la distance entre les mesures est fonction de la vitesse de l'avion. Autant l'avion vole moins vite, plus il y aurait de mesures le long de la ligne de vol. La vitesse moyenne des avions utilisés pour la couverture aérogéophysique était d'environ 167 km/h. l'intervalle de mesure est de l'ordre de 46.2 m en moyenne (152 pieds). Un examen des données a permis de constater que ce pas d'échantillonnage a été globalement respecté.

3.4.7 Déviation des lignes de vol :

Au dessus de la zone d'étude, la distance nominale entre les lignes de vol est de l'ordre de 2 Km. L'analyse des coordonnées des points de mesures montre que les écarts des trajectoires de la presque totalité des lignes de vol ont été maintenus dans la limite des spécifications préétablies (i.e., déviation maximale de 400 m sur 15Km). Les segments de lignes de vol qui ne satisfait pas les spécifications préétablies, présentent un pourcentage insignifiant de la totalité des lignes de vol.

3.4.8 Altitude de vol :

L'analyse des mesures de l'altitude radar montre que l'altitude de vol nominale qui est 150 m, n'a pas été vraiment respectée sur toute la région d'étude. Au niveau des bordures des structures montagneuses on a enregistré des altitudes qui dépassent largement la limite admise (250 m au-dessus du sol). Les soudaines déviations d'altitude nominale de vol sont expliquées par le relief montagneux de la région d'étude qui complique les conditions de vol. En effet, en plus des mesures sécuritaires de vol, il est difficile que l'avion s'adapte avec des tels changements brusques du relief. L'analyse statistique des fichiers numériques montre que quelques (3%) des mesures ont été prises à des altitudes dépassant les 250 m (Tableau 3.3).

Tableau 3.3 : Statistiques des altitudes de vol au-dessus du bloc Hoggar Ouest.

Fichier	Nombre de points de mesures	Altitude moyenne de vol	Ecart type	Altitudes dépassant 250 m	
				Nbre de points	%
HW311	1.025.309	157,74 m	29.48	14.511	1,41
HW312	1.051.133	155,67 m	20.04	08.070	0,77
HW313	726.895	184,55 m	133.32	76.658	10,54
HW314	1.068.090	163,16 m	42.42	42.154	3,94
HW315	786.561	155,48 m	14.11	1.232	0,16
Total	4.657.988	163,32 m	46,87	142.625	(3,06%)

3.5 Prétraitement des données aérogéophysiques :

L'examen des fichiers des données numériques montre certaines insuffisances ; on constate des cases vides pour certains points de mesures, des valeurs erronées pour d'autres points et des entêtes de caractères alphanumériques pour chaque ligne de vol, ce qui impose des améliorations afin de récupérer l'information perdue et adapter ces fichiers au traitement numérique par la suite. Pour y remédier, un traitement préliminaire a été appliqué aux données brutes. Les principales opérations introduites aux fichiers originaux sont les suivantes :

3.5.1 Transformation des fichiers numériques :

Dans les fichiers numériques, chaque ligne de vol est précédée d'une entête de caractères alphanumériques contenant les informations relatives à cette ligne à savoir ; le numéro de la ligne, la direction de vol et le nombre de points de mesure. En vu d'une commodité lors du traitement des données, les données en bloc (Fichiers DAT) sont transformées en lignes de vol (Fichiers XYZ) où, chaque ligne de vol est identifiée uniquement par son numéro.

3.5.2 Récupération de l'information perdue :

Les zones endommagées dans les bandes magnétiques (zones d'ombre) sont traduites par des valeurs nulles dans les fichiers de données numériques. Pour un traitement minutieux, les valeurs nulles, sont éliminées et remplacées par des cases vides. L'examen du fichier de données brutes montre une distribution irrégulière de ces cases vides sur les différentes colonnes dont, la plus part touche la colonne du champ magnétique total et celle du compte radiométrique total (TC). L'examen des données aéromagnétiques montre que, sur des distances relativement courtes (quelques centaines de mètres), la variation du champ magnétique est presque régulière, ce qui nous conduit à une approche linéaire pour l'estimation des mesures perdues.

Contrairement au champ magnétique mono-variable, chaque point de mesure spectrométrique contient quatre champs ; compte total (TC), Thorium (Th), Uranium (U) et Potassium (K). L'analyse des mesures spectrométriques montre une variation irrégulière, ce qui impose beaucoup de prudence durant l'estimation des valeurs manquantes. Pour la récupération de l'information perdue, et pour des raisons pratiques, nous avons opté pour le remplissage des vides durant la construction des grilles de données (*Gridding*) en utilisant des techniques géostatistiques d'interpolation.

3.5.3 Suppression des valeurs erronées :

En plus de l'information perdue, traduites par des valeurs nulles, l'examen des fichiers de données montre aussi l'existence d'un certain nombre de points anormaux, généralement des valeurs aberrantes et des mesures négatives distribués aléatoirement sur les différents canaux. Ces valeurs, dues essentiellement aux erreurs d'enregistrement (appareillage), affectent énormément le traitement de données en produisant des anomalies fictives. Pour remédier à ce problème, après les avoir identifiées, ces valeurs erronées ont été éliminées et remplacées par des cases vides.

3.5.4 Regroupement des données par zone UTM :

Toutes les coordonnées des points de mesure sont projetées selon le fuseau *UTM zone 31 N*. Pour cela, les cinq (05) fichiers sont, tout simplement, fusionnés dans un seul fichier numérique. Dans le cas où des données communes existent sur deux ou plusieurs fuseaux, lors de la fusion des fichiers, on aura des valeurs doubles pour les mêmes points de mesure. Pour éviter ce problème, il est indispensable d'établir un système de projection unifié et de ramener toutes les données au même fuseau.

Pour les besoins de calcul, nous avons également calculé les coordonnées géographiques (Longitude, Latitude) en tout point de mesure suivant l'ellipsoïde Clarke 1880. Certaines lignes de vol sont subdivisées sur deux ou plusieurs fichiers numériques différents, pour des raisons pratiques, les segments ayant le même numéro de ligne sont également fusionnés dans la même ligne de vol.

3.5.5 Sélection des données de la zone d'étude :

A partir du fichier global regroupant les données projetées selon le fuseau UTM 31 Nord, nous avons extrait les données ayant des coordonnées géographiques situées à l'ouest du méridien « 5°E ». Cette sélection est jugée largement suffisante vu que le Hoggar occidental est, du point de vue structural, limité par l'accident régional 4°50'E. Le fichier obtenu contenant **3.114.985** points de mesure distribués comme suit :

- **1204** lignes de vol contenant **2.926.486** points de mesure ;
- **54** lignes de traverse contenant **188.499** points de mesure.

Le Hoggar occidental occupe une superficie de près de **237.000** Km². Il a été survolé suivant des lignes orientées Est-Ouest et équidistantes de 2 Km. Les lignes de traverse, orientées Nord-Sud, sont espacées d'une distance nominative de 40 Km.

La figure 3.2 représente le plan de vol au-dessus de la zone d'étude. La distance survolée est estimée à quelques **144.000** Km linéaire avec une altitude moyenne de vol de 150 m par rapport à la surface du sol. La carte du plan de vol, montre dans l'ensemble une assez bonne conformité des paramètres des trajectoires préétablies à l'exception d'une absence flagrante d'enregistrements au niveau de deux bandes orientées Est-Ouest situées au centre de la zone d'étude. Dans cette même région, on constate une nette déviation des lignes de traverse vers la direction SSE-NNW. Au-dessus de la partie Ouest (Rameau occidental), les lignes de traverses sont espacées d'une distance d'environ 20 Km tandis que, dans le reste du Hoggar occidental, la distance préétablie entre les lignes de traverses ainsi que leurs directions ont été globalement respectés.

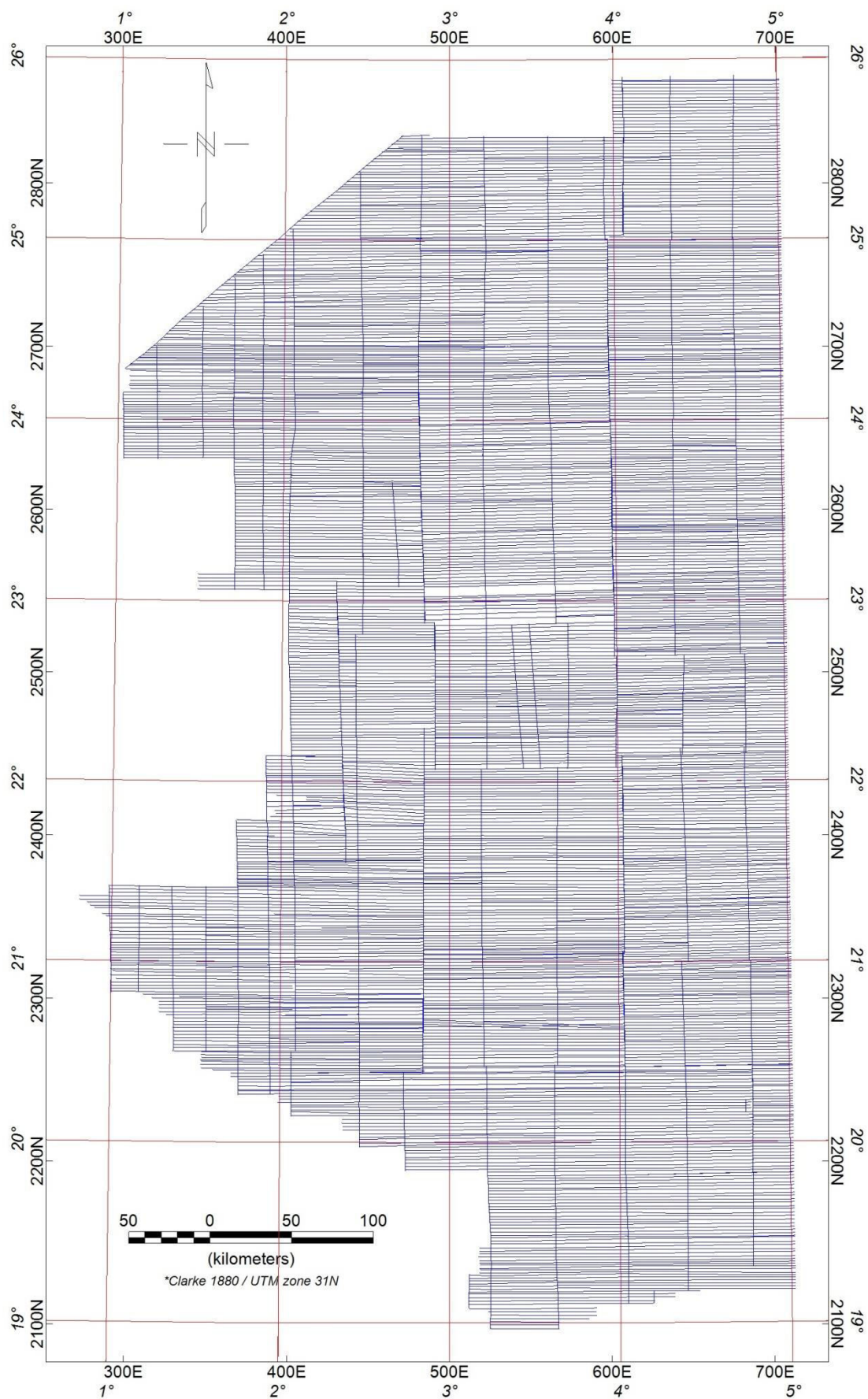


Figure 3.2 : Plan de vol au-dessus du Hoggar occidental.
(Extrait du plan de vol au-dessus du bloc Hoggar Ouest).

3.6 Etablissement des cartes des données brutes :

3.6.1 Interpolation des données (*Gridding*) :

En aérogéophysique, où les levés sont exécutés selon des trajectoires rectilignes, il est préférable de regrouper les points de mesure en lignes de vol, chacune contenant un ensemble de points de mesure. L'avantage de cette conception du levé par rapport à celle dont les données sont regroupées en un seul bloc, est la possibilité de traiter différemment les lignes et les points de mesure ce qui améliore davantage la qualité des cartes interprétatives.

Après avoir corrigé la base de données de toutes les interférences, la première opération, normalement effectuée, est de construire la grille de données. Cette opération consiste à déterminer, par interpolation, les valeurs du champ mesuré au niveau des nœuds d'une grille bidimensionnelle régulière et ce, à partir des données mesurées où la distribution des points et des lignes est moins régulière. Cette représentation des données en grille est indispensable pour certaines opérations de traitement telles que la cartographie et le filtrage bidimensionnel. Plusieurs techniques sont utilisées pour construire la grilles de données, elles se diffèrent l'une de l'autre par leurs caractéristiques et produisent des résultats différents. Pour que les valeurs aux nœuds soient rapprochées au mieux des données réelles, la méthode d'interpolation et le pas de la grille (*grid cell size*) doivent être correctement choisis.

3.6.1.1 Méthode d'interpolation :

Il existe plusieurs méthodes d'interpolation, parmi elles, quatre sont les plus utilisées à savoir : l'inverse distance, la minimum courbure, la triangulation et la régionalisation (*Kriging*). Dans le cas où la densité de points de mesures le long des lignes de vol est beaucoup plus grande que celle dans la direction transversale, les recherches faites sur ce type de levées ont conduit à une approche d'interpolation bidirectionnelle (Bhattacharyya, 1969).

Dans notre cas et vu la conception du levé aérogéophysique, nous avons opté pour la technique de minimum courbure (*minimum curvature*). Cette dernière, qui offre la possibilité de renforcer la tendance régionale le long des lignes de vol, est devenue l'algorithme d'interpolation le plus populaire pour les données aérogéophysiques (Smith and Wessel, 1990). Une extension de cet algorithme, conçu pour l'élimination des bruits résiduel qui peuvent se produire lors de l'interpolation des données a été développée par O'Connel et al, (2005).

3.6.1.2 Pas de la grille :

Le choix adéquat du pas de la grille (intervalle d'échantillonnage) dépend essentiellement de la distance moyenne entre les points de mesures et de la manière de répartition des données. Un pas trop grand peut masquer l'information utile tandis que, un pas trop petit peut créer, sur la carte, des formes indésirables (*artefacts*). Pour cette raison, dans le cas de levées aérogéophysiques, le pas de la grille est pris généralement entre $\frac{1}{2}$ et $\frac{1}{4}$ de la distance entre les lignes de vol.

Tenant compte de l'espacement entre les lignes de vol qui est de l'ordre de 2 Km et vu le caractère régional du levé effectué au-dessus du Hoggar occidental, nous utiliserons, pour l'interpolation des données, un intervalle d'échantillonnage égal à **500 m** ($\frac{1}{4}$ de l'espacement entre les lignes de vol).

3.6.2 Carte du champ magnétique brut :

La figure 3.3 représente la carte d'un champ magnétique particulier composé de deux termes comme il a été expliqué précédemment (Section 3.4.4). Du point de vue quantitatif, les valeurs du champ (33000 à 34000 nT) sont loin d'être représentatives du champ magnétique total au-dessus du Hoggar occidental, où la composante régionale moyenne est de l'ordre de 36800 nT, ce décalage est dû essentiellement aux mauvaises corrections introduites par *Aeroservice*.

Qualitativement, la carte du champ magnétique (dit brut) montre une distribution des anomalies magnétiques très variable, ceci peut être expliqué par la complexité géologique de la zone d'étude. Malgré leur aspect dipolaire, les linéaments magnétiques ont bien mis en évidence les structures majeures de la zone d'étude. Les plus importants linéaments se situent le long des accidents tectoniques et des contacts lithologiques qui constituent des pièges naturels pour les dépôts minéralogiques.

Enfin, on constate un faible niveau de bruit résiduel, qui se manifeste sur la carte sous forme d'anomalies indésirables (artefacts) de hautes fréquences épousant la direction des lignes de vol. Ces erreurs résiduelles, appelées aussi erreurs de nivellement, affectent, très souvent les levées aéroportés et pour les atténuer, on applique généralement un filtrage de dé-ondulation appelé également le micro-nivellement (microlevelling).

3.6.3 Carte du fond radiométrique brut :

L'enregistrement des données spectrométriques a été effectué simultanément avec les données magnétiques, par conséquent les paramètres de vol ainsi que les caractéristiques du levé restent les mêmes pour les deux techniques (Section 3.2.2).

La figure 3.4 représente la carte du comptage total brut (TC) exprimé en coups par seconde (cps), acquis au-dessus de du Hoggar occidental à une altitude moyenne de vol de 150 m. Nous remarquons la présence d'un niveau de bruit important qui se révèle sous forme d'erreurs de nivellement (hautes fréquences) épousant la direction des lignes de vol. Les valeurs importantes du fond radiométrique brut sont enregistrées au-dessus des massifs granitiques (granites Taourirt), des formations archéennes (mole d'In Ouzzal) et le long des accidents tectoniques. Les éléments structuraux majeurs de la zone d'étude sont clairement visibles sur la carte malgré les interférences et les erreurs qui entachent l'enregistrement.

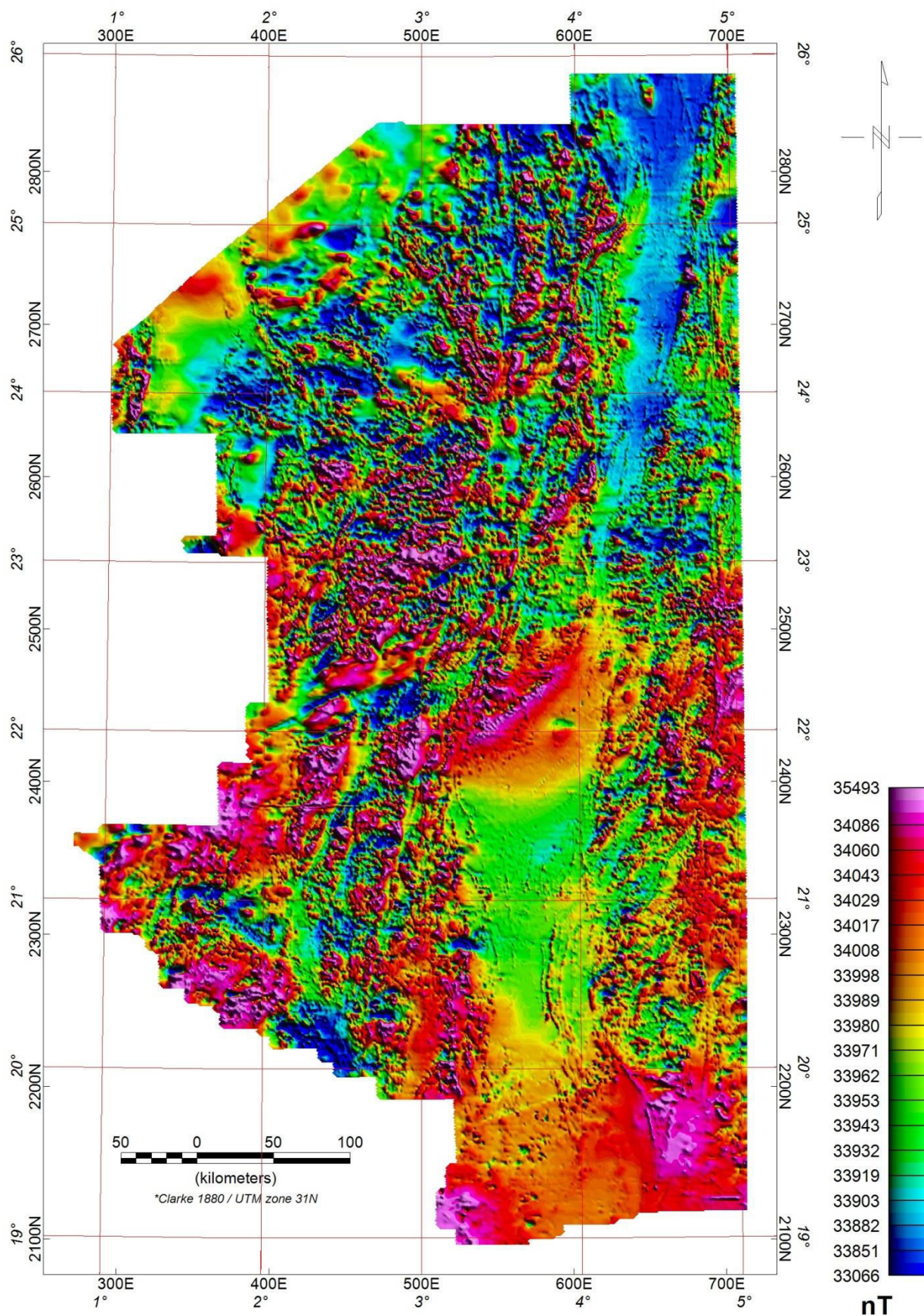


Figure 3.3 : Carte ombrée du champ magnétique brut particulier du Hoggar occidental. (Champ anomal sur lequel superposé un champ constant de 34000 nT).

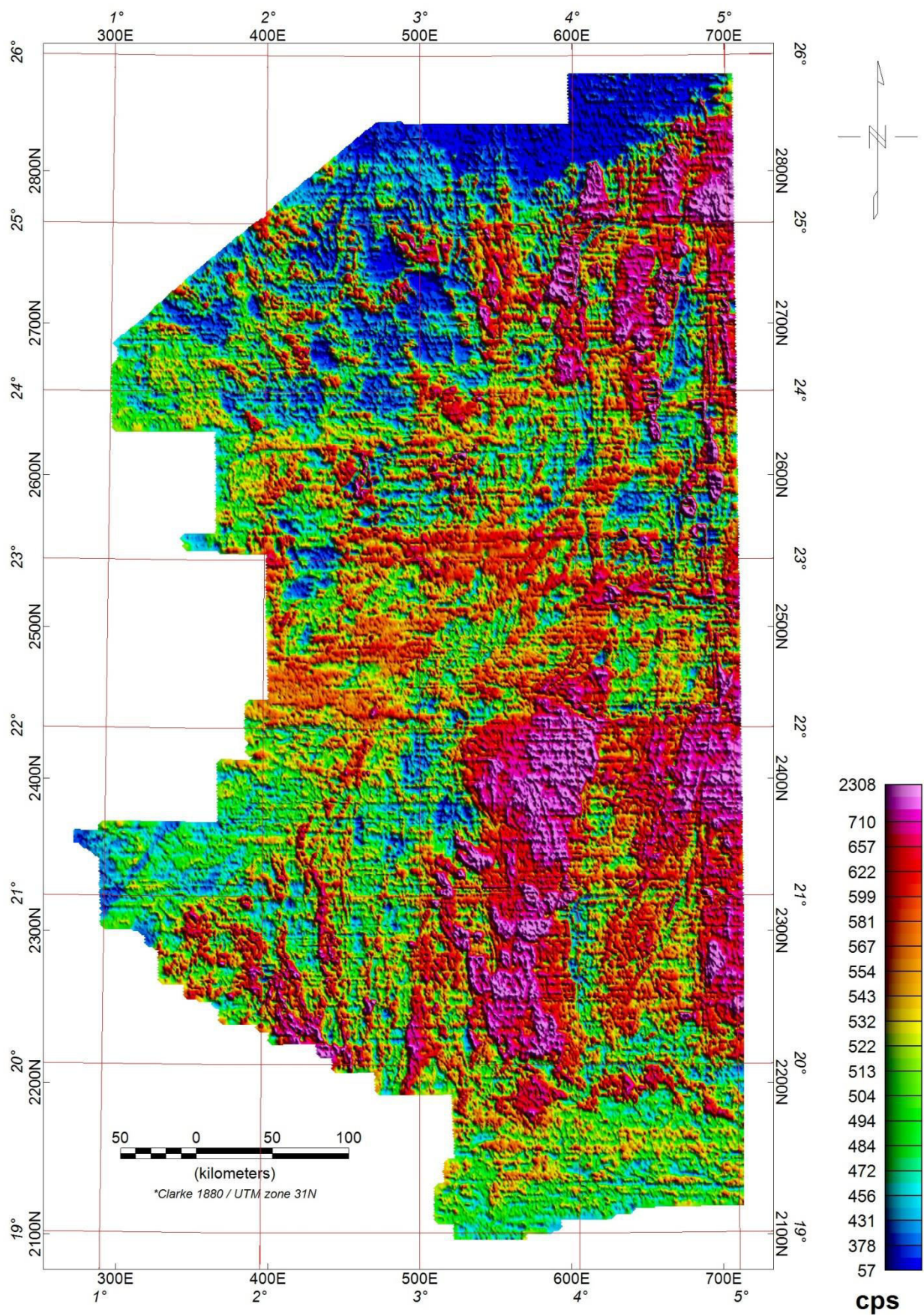


Figure 3.4 : Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC).

3.6.4 Cartes des comptages spectrométriques :

La figure 3.5 représente les cartes des comptages spectrométriques des trois radioéléments : Potassium, Uranium et Thorium respectivement, exprimés en cps. L'enregistrement brut montre un niveau très important de bruit de nivellement épousant la direction des lignes de vol. La présence de tel niveau de bruit, qui occupe parfois de larges bandes, est forcément due aux effets du bruit de fond (particulièrement l'effet du radon dans l'air) et les fluctuations de l'altitude de vol. Ce bruit affecte les trois canaux spectrométriques ce qui impose un traitement minutieux afin de minimiser ce bruit et rendre les cartes exploitables.

Les cartes de comptage des trois radioéléments montrent une certaine discontinuité au niveau des limites des différents blocs de données. Cette discontinuité peut être expliquée par la variation du niveau de bruit d'un bloc à l'autre ou encore par un mauvais étalonnage des équipements.

3.6.4.1 Comptage du Potassium :

On remarque une certaine ressemblance entre la carte du Potassium (Figure 3.5) et celle du comptage total. Cette ressemblance est due au taux élevé du Potassium dans les différentes formations lithologiques. La variation du taux de Potassium d'une formation à l'autre peut servir à la cartographie lithologique de la région mais cela ne peut être effectué qu'après l'introduction des corrections nécessaires aux données brutes. Une zone rectangulaire, située à l'Ouest de la partie centrale, présente des valeurs presque nulles, dues probablement à un dysfonctionnement du système d'enregistrement.

3.6.4.2 Comptage de l'Uranium :

La carte de l'Uranium (Figure 3.5b) est la plus affectée par le bruit de nivellement à cause de la grande sensibilité du canal de l'Uranium aux bruits parasites. De même que pour le Potassium, au-dessus de la zone rectangulaire, identifiée précédemment, les valeurs de l'Uranium sont également presque nulles ce qui confirme l'hypothèse de dysfonctionnement de l'appareillage au-dessus de cette zone, par conséquent, il est important de négliger ces valeurs lors du traitement.

3.6.4.3 Comptage du Thorium :

La carte du Thorium (Figure 3.5c) présente aussi un niveau important du bruit de nivellement, mais il est relativement inférieur à celui du canal de l'Uranium. On constate une bande située au sud de la zone d'étude caractérisée par des valeurs presque nulles. Ceci peut être expliqué également par un dysfonctionnement de l'enregistrement du canal de Thorium.

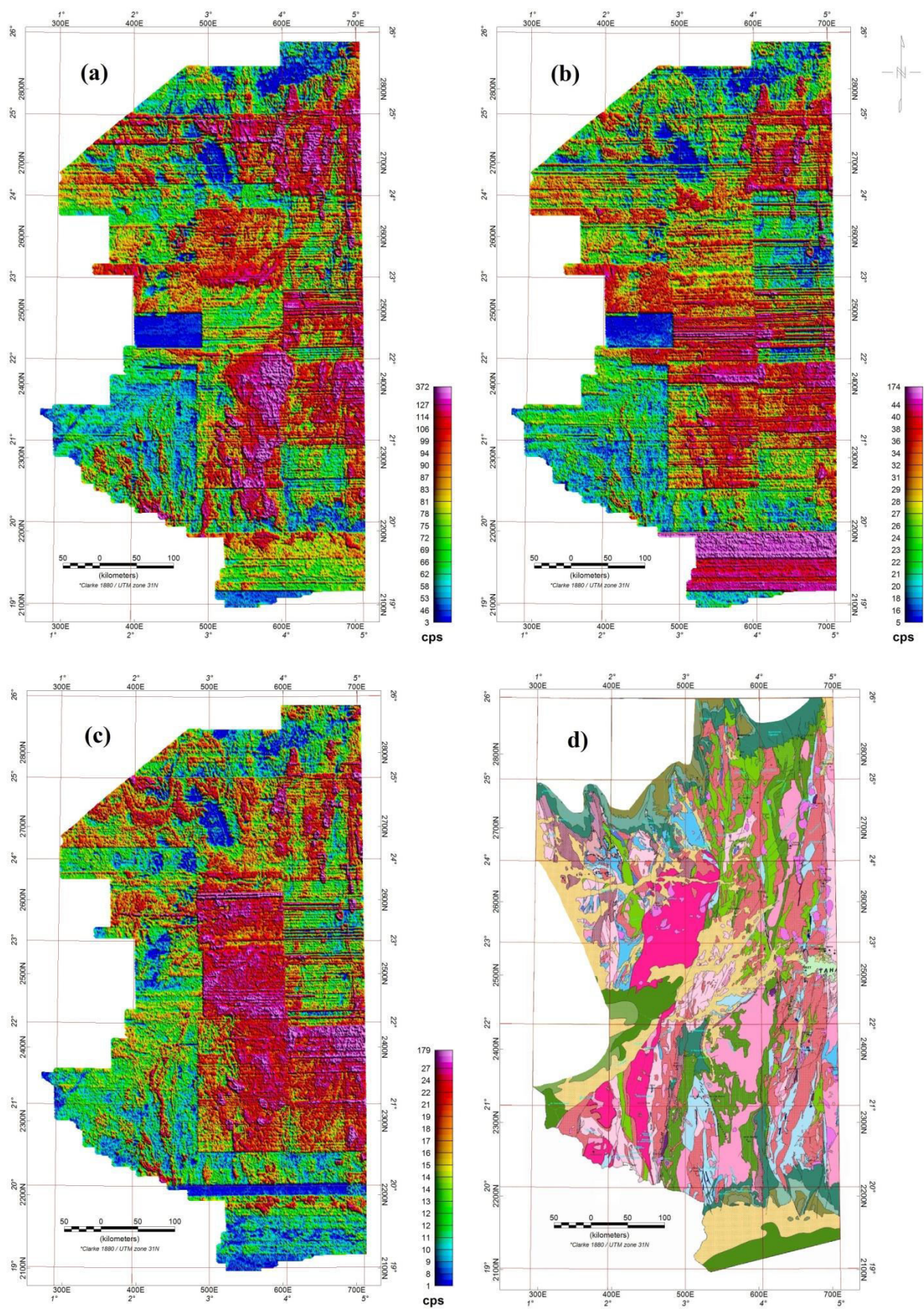


Figure 3.5 : Cartes ombrées des trois canaux spectrométriques.
 (a) Potassium K, (b) Uranium U, (c) Thorium Th, (d) Géologie.

Chapitre 4 :

Traitement et Interprétation des Données Aérogéophysiques

4.1 Introduction.

4.2 Traitement et interprétation des données aéromagnétiques.

4.3 Traitement et interprétation des données aérospectrométriques.

4.1 Introduction :

En aérogéophysique, les données brutes sont souvent entachées d'erreurs de différents types qui apparaissent sur les cartes sous forme d'artefacts indésirables épousant le signal utile. Pour qu'un levé soit exploitable et ait un intérêt géologique, il est impératif de corriger les données brutes de toutes les altérations ou parasites qui peuvent affecter les mesures. Une fois les données sont corrigées, on passe à toute une chaîne de traitement ce qui permet d'établir des cartes interprétatives contenant plusieurs détails qui n'apparaissent qu'en appliquant ces traitements.

Dans ce chapitre, nous appliquons aux mesures aérogéophysiques brutes, les corrections nécessaires afin d'améliorer leur qualité. Nous procédons également au traitement et interprétation des données corrigées des deux techniques en appliquant une variété de filtres numériques dans le but de mieux positionner les anomalies magnétiques et spectrométriques, de séparer leurs sources ainsi que d'atténuer les bruits qui affectent les mesures.

4.2 Traitement et interprétation des données aéromagnétiques :

4.2.1 Modélisation du champ régional :

Le champ magnétique total, mesuré à la surface de la terre, correspond à la somme de deux champs, un champ régulier (régional) et un champ d'anomalie d'origine crustale (local) dû aux changements de structure ou de la nature géologique du sous-sol. Il est important donc d'estimer la composante régulière pour pouvoir séparer les deux parties du champ total. On a vu, dans le premier chapitre, que l'anomalie du champ magnétique peut être représentée approximativement par la différence entre la valeur du champ total (mesuré) et celle du champ régional (calculé). Principalement, deux approches sont adoptées pour la détermination de la composante régionale du champ magnétique ;

4.2.1.1 Polynômes de faible degré :

Cette approche, purement mathématique, est basée sur l'utilisation de polynômes de faible degré pour une meilleure approximation du champ normal. D'après Le Mouél (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

a_{ij} : Coefficients du polynôme algébrique à déterminer et
 X et Y : Coordonnées des points de mesure dans le plan.

Selon le théorème de Gauss, les anomalies du champ magnétique, produites par une structure crustale de dimensions finies ont une espérance mathématique nulle :

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

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

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

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 :

$$T_{norm} = a + b X + c Y. \quad (4.04)$$

4.2.1.2 Modèles IGRF :

Cette approche, souvent utilisée dans le cas des zones relativement vastes, consiste à utiliser un modèle du champ de référence *IGRF* correspond à l'époque de prises de mesure. C'est une représentation basée, non seulement sur l'analyse mathématique, mais aussi sur les observations périodiques du champ magnétique dans différents observatoires autour du monde dont, les modèles sont établis tous les cinq ans.

Tenant compte de l'étendue de la zone d'étude et du caractère régional du levé aéromagnétique, il est préférable d'utiliser le champ de référence *IGRF* pour l'élimination de la composante régionale du champ. Comme l'approche adoptée par *Aeroservice*, n'est pas du plus précis comme il a été expliqué dans le troisième chapitre, il est donc plus cohérent de remonter aux mesures originales du champ total, et à partir desquelles nous procéderons à la soustraction d'un modèle de référence adéquat.

Les deux modèles *IGRF 65* et *DGRF 70* calculés pour le Hoggar occidental, sont illustrés par la figure 4.1a et la figure 4.1b respectivement. On constate que l'*IGRF 65* se caractérise par un gradient de l'ordre de 3.9 nT/Km, légèrement plus fort que le *DGRF 70* (3.74 nT/Km). Orientée (*SSW-NNE*), la direction de croissance du gradient du *DGRF 70* est un peu plus proche de l'azimut zéro que celle de l'*IGRF 65*.

La figure 4.1c illustre l'écart entre les deux modèles *IGRF 65* et *DGRF70*. Il représente, en réalité, la correction à introduire sur le modèle *IGRF 65* afin d'obtenir une distribution plus correcte des anomalies magnétiques.

Le champ normal local obtenu par une approximation polynômiale du premier degré selon l'expression (4.04) est illustré par la figure 4.1d. Bien que le gradient moyen qui est de l'ordre de 0.18 nT/Km soit suffisamment plus petit que le gradient horizontal moyen dans la région du Hoggar (≈ 4 nT/Km), il subsiste cependant un problème dans sa direction de croissance qui semble être complètement inversée. Par conséquent, l'utilisation de modèles polynômiaux de faible degré pour l'estimation de l'intensité du champ normal dans la zone d'étude n'est pas un choix adéquat. Cela justifie l'approche que nous avons adoptée pour la détermination du champ des anomalies magnétiques du Hoggar occidental.

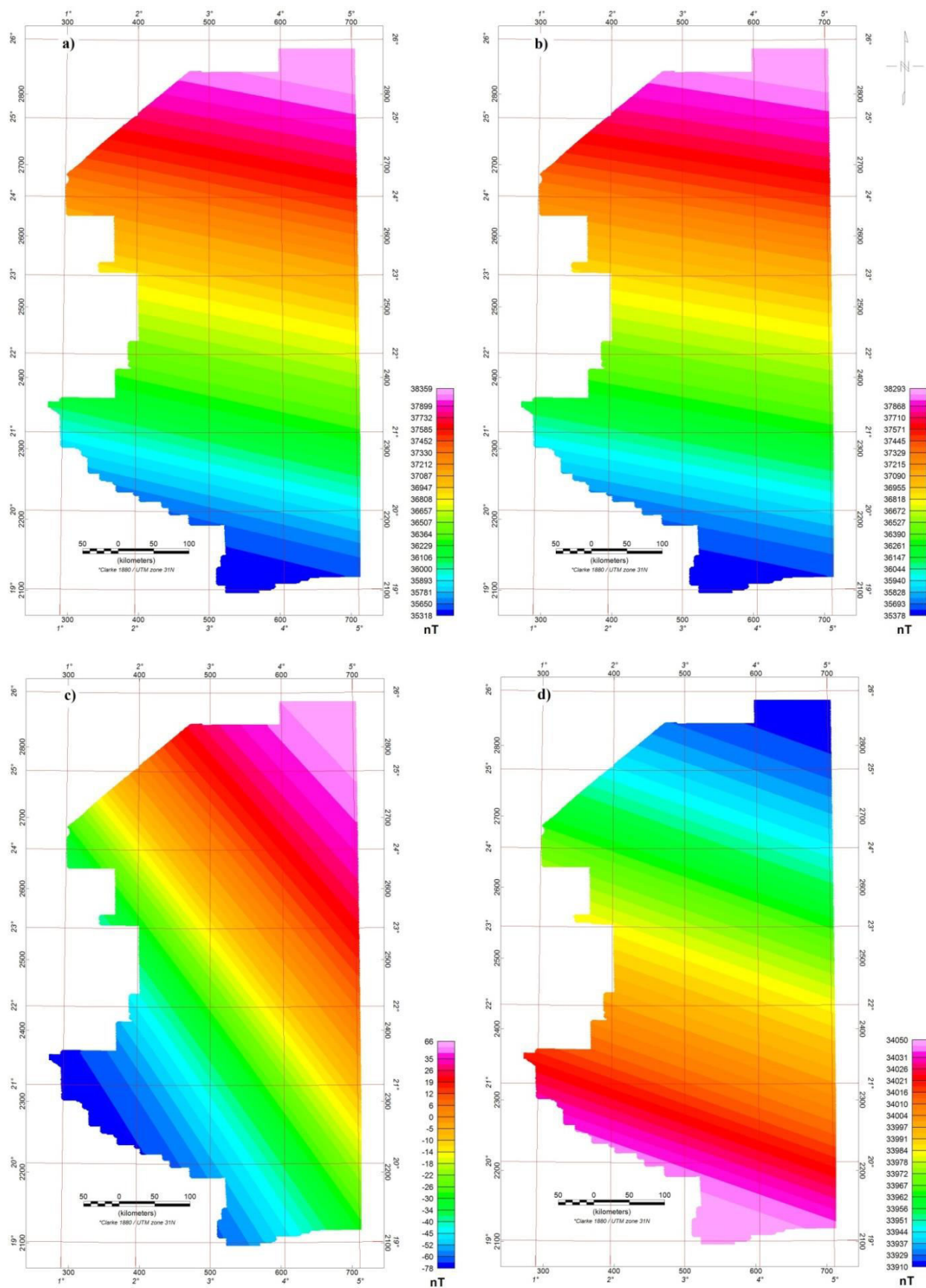


Figure 4.1 : Calcul de la composante régionale du champ magnétique total du Hoggar occidental pour la période : Juin 1972. (a)Modèle IGRF 1965, (b) Modèle DGRF 1970, (c) Ecart entre IGRF 65 et DGRF 70, (d) Champ normal local / polynôme du 1^{er} degré.

4.2.2 Calcul du champ d'anomalies magnétiques :

4.2.2.1 Estimation du champ magnétique observé :

Pour annuler les corrections introduites par Aeroservice sur le champ mesuré, Nous avons reconstitué le modèle *IGRF 65* que nous avons rajouté aux données après avoir pris la peine de soustraire une valeur constante de 34000 nT qui représente le niveau de référence théorique par rapport auquel on avait calculé ce gradient. Les valeurs du champ ainsi obtenu correspondraient certainement aux données brutes qu'on a dû enregistrer au-dessus du Hoggar Occidental.

La figure 4.2 illustre la carte du champ magnétique total qu'on a dû observer dans la zone d'étude, on constate une nette croissance des valeurs du champ dans la même direction du champ régional. Cela peut être expliqué par l'amplitude de la composante régionale, relativement très élevée, par rapport à celle de la composante locale, causée par les sources magnétiques de la croûte terrestre.

La carte du champ total (normalement observé) montre une nette superposition des deux composantes du champ total. Cette superposition, clairement visible, due forcément à l'étendue Sud-Nord considérable de la zone d'étude. En effet, sur une distance de plus de 700 Km dans la direction Sud-Nord, un gradient moyen de 4 nT/Km provoque une variation du champ, dans cette direction, de l'ordre de quelques 2200 nT, par conséquent, il est très important d'enlever la composante régionale convenablement afin de mieux estimer les anomalies du champ magnétiques liées aux structures géologiques.

Malgré l'aspect brut du champ magnétique, la représentation ombrée des variations du champ, a permis la distinction des éléments structuraux majeurs ainsi que les grands compartiments litho-structuraux constituant le Hoggar occidental.

4.2.2.2 Description de la carte des anomalies magnétiques :

Puisque le levé aérogéophysique, au-dessus du Hoggar occidental a été effectué entre 1972-1973, pour le calcul du champ des anomalies magnétiques, nous avons soustrait à partir de ces données, les valeurs du modèle du champ géomagnétique définitif de référence *DGRF 70* (calculé pour l'époque 1970-1975).

La figure 4.3 illustre la carte ombrée des anomalies magnétiques du Hoggar occidental, obtenues par soustraction de la composante régionale (*DGRF 70*) à partir des données observées. A première vue, la carte du champ anomal montre une image compliquée des anomalies magnétiques, cette complication dans l'allure des anomalies magnétiques est due à un double effet ; contamination par la composante de hautes fréquences (anomalies de courtes longueurs d'ondes) liées aux sources magnétiques peu profondes et l'asymétrie des anomalies causée par l'inclinaison du champ magnétique observé dans la zone d'étude qui en moyenne de l'ordre de 29°.

Enfin, on note que le faible niveau de bruit résiduel épousant la direction des lignes de vol, est toujours visible sur la carte, même après la correction de la composante régionale du champ ce qui nécessite un filtrage fin pour l'élimination de ce bruit.

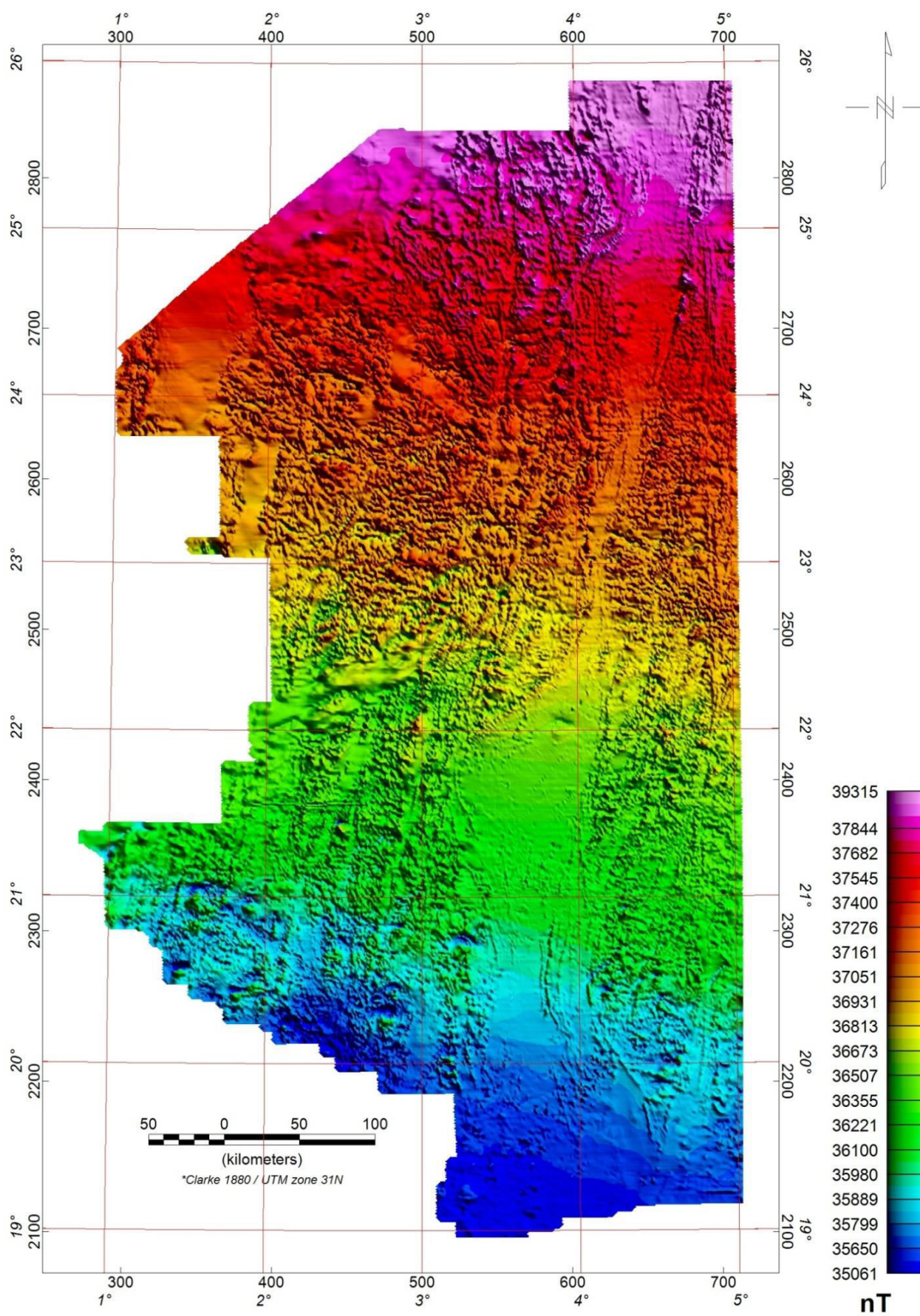


Figure 4.2 : Carte du champ magnétique total du Hoggar occidental. (Valeurs du champ qu'on a dû enregistrer).

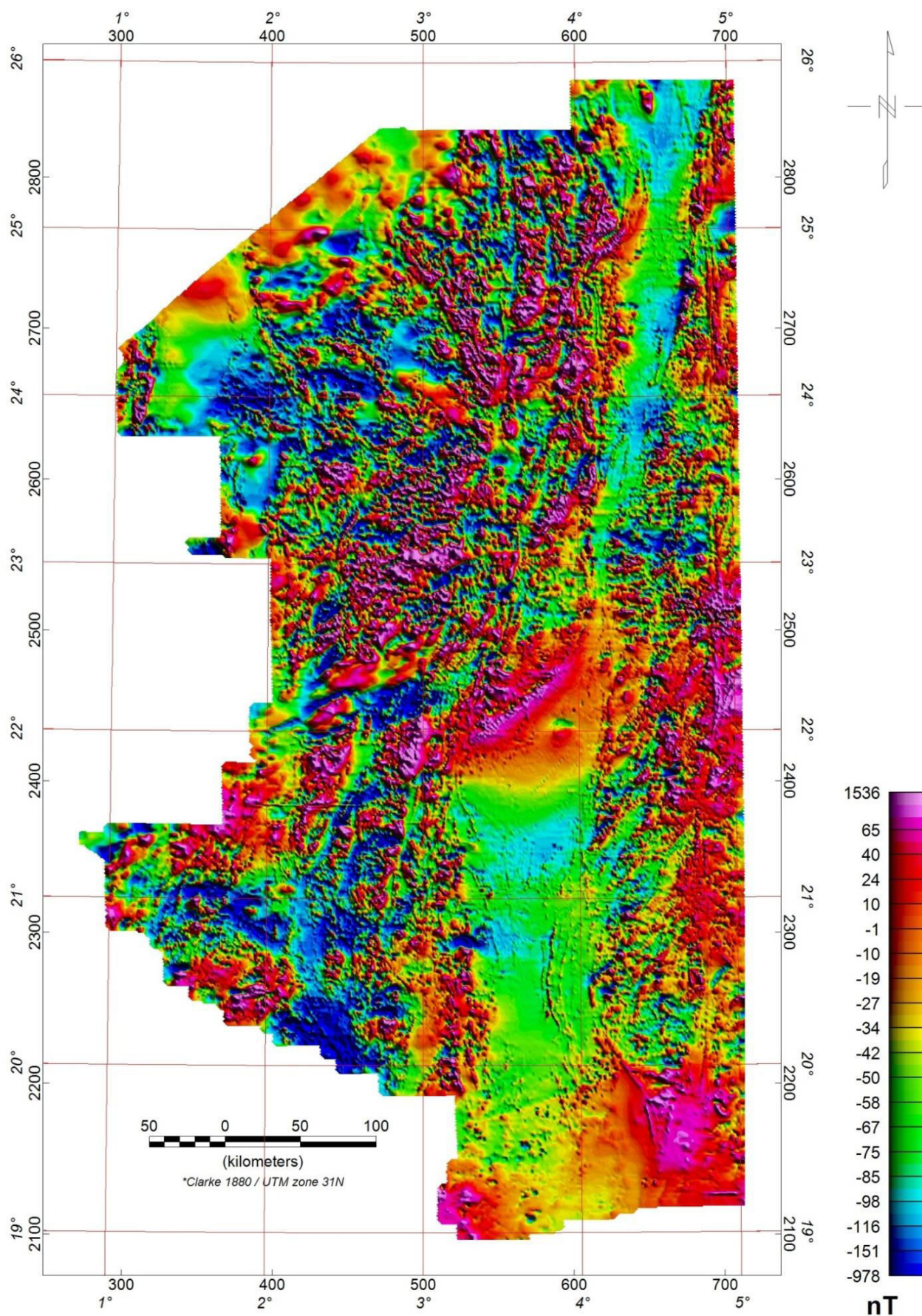


Figure 4.3 : Carte du champ d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental.
 (Corrigée du gradient régional par le modèle DGRF 70).

4.2.3 Atténuation des bruits résiduels :

4.2.3.1 Nivellement magnétique conventionnel :

Lors d'un levé aéromagnétique, les mesures sont souvent affectées par le bruit de nivellement. C'est un bruit résiduel qui persiste même après avoir corrigé les données des erreurs systématiques (variations diurnes, correction de décalage, effet de cap et soustraction de la composante régionale du champ). Il se manifeste sous forme d'anomalies étirées le long des lignes de vol et caractérisées par des courtes longueurs d'ondes, généralement le double de l'espacement entre les lignes de vol (Minty, 1991). Ce bruit résiduel de hautes fréquences est généralement dû à la différence d'élévation entre les mesures à des corrections inadéquates des variations diurnes, dérive de certains types de magnétomètres (*Fluxgate*), effet de l'avion, erreurs de navigation et d'autres effets.

Parmi toutes les méthodes destinées au nivellement du bruit résiduel, l'utilisation des lectures des lignes de contrôle (*Tie lines*) constitue un outil puissant pour l'atténuation de ce bruit. En effet, la configuration du plan de vol en lignes principales et lignes de contrôle fournit tout un réseau de points d'intersection, chacun se caractérise par deux lectures ; l'une appartient à la ligne de vol principale et l'autre appartient à la ligne de contrôle. L'objectif est d'éliminer toutes sortes de fluctuations magnétiques par minimisation des écarts aux points d'intersection. Plusieurs stratégies ont été développées pour réaliser l'ajustement aux intersections dont, l'approche la plus adoptée consiste à calculer une correction constante ou un polynôme de faible degré (1 à 3) pour toutes les lignes de vol par la méthode des moindres carrées (Nabighian et al, 2005). Nous précisons que toutes les stratégies adoptées pour l'ajustement des données aux intersections sont empiriques et le choix d'une technique adéquate dépend des circonstances d'acquisition.

4.2.3.2 Micro-nivellement (*microlevelling*) :

Lors de la phase de compilation effectuée par *Aeroservice*, les données aéromagnétiques avaient fait l'objet d'un nivellement magnétique basé sur une équation de correction polynômiale du troisième ordre et la minimisation était réalisée par la méthode des moindres carrées. Bien que le nivellement conventionnel soit un procédé qui s'efforce à éliminer toutes sortes de fluctuation magnétiques de courtes périodes, l'atténuation de ces fluctuations au-dessus de la zone d'étude reste imparfaite. En effet, la carte du champ magnétique total montre un faible niveau de bruit résiduel épousant la direction des lignes de vol. Ce bruit, qui persiste même après l'application des corrections systématiques et le nivellement standard, peut être expliqué par de mauvaises corrections des variations diurnes, par l'effet de relief dans le cas d'un terrain accidenté ou encore par l'instabilité des émetteurs de très basses fréquences *VLF* (Mauring et Kihle, 2005).

Pour l'atténuation de ces erreurs résiduelles, il est indispensable d'effectuer un filtrage fin, dit de micro-nivellement ou nivellement empirique, connu également sous le nom de filtrage de dé-ondulation (*decorrugation*). L'approche classique, appelée souvent filtrage directionnel, consiste à isoler préalablement le bruit, par l'emploi, en domaine de Fourier, d'une combinaison de deux filtres, un filtre passe-haut et un filtre directionnel, par la suite, on soustrait ce bruit des données originales. Ce mode de filtrage a été décrit par plusieurs auteurs (Urquhart, 1988; Minty, 1991, Nelson, 1994; Luyendyk, 1997; Ferraccioli et al., 1998; Huang and Fraster, 1999; Siemon, 2009).

Il est à noter que tous les processus de micro-nivellement, axés sur un filtrage directionnel, affectent la composante de haute fréquence le long des lignes de vol et par conséquent, une partie du signal géologique en pâti. D'autres approches ont été également proposées pour l'élimination du bruit résiduel, dont les résultats diffèrent d'une méthode à l'autre.

Parmi les stratégies de micro-nivellement, actuellement employées, on trouve : le filtrage directionnel par le biais de la transformée en ondelettes discrète (Fedi et Quarta, 1998; Fedi et Florio, 2003; Paoletti et al., 2007), les méthodes d'ajustement telles que les moindres carrés, les polynômes ou les B-splines (Beiki et al., 2010; Yarger et al., 1978), les méthodes statistiques tels que le filtre différentiel mobile (Liukkonen, 1996), le filtre médian différentiel (Mauring et al., 2002; Mauring et Kihle, 2005) et l'analyse en composantes principales (ACP) (Davydenko et Grayver, 2014) et en fin l'algorithme de *Paterson, Grant & Watson Limited*, utilisé par le logiciel *Oasis montaj* (Geosoft, 1998).

4.2.3.3 Approche statistique de micro-nivellement :

Dans le cadre d'un article publié dans la revue « *Journal of Applied Geophysics* », nous avons proposé une nouvelle formule de micro-nivellement, purement statistique, susceptible d'éliminer les bruits résiduels sans trop affecter la composante de haute fréquence. Notre approche, basée sur l'analyse des indicateurs statistiques et sur la technique des fenêtres mobiles, a été testée avec succès sur un modèle synthétique et sur une partie des données radiométriques réelles acquises au-dessus de la zone d'étude (Voir annexe).

a. Principe de la méthode :

Les erreurs résiduelles, qui ne sont pas supprimées au cours du traitement standard des données, se manifestent sur les cartes, sous forme d'artefacts de courte longueur d'onde épousant la direction des lignes de vol. Notre approche consiste à balayer la grille de données à l'aide d'une fenêtre carrée contenant un nombre impair d'échantillons dans les deux directions. Pour chaque position de la fenêtre mobile, on calcule les différents indicateurs statistiques (Moyennes arithmétiques, Ecarts-types et coefficients de variations) et ce dans les quatre directions principales (E-W, N-S, NE-SW et NW-SE). Selon la direction de vol, on détermine une valeur de sortie qui remplace l'échantillon central de la fenêtre. Cette valeur dépend essentiellement des deux moyennes arithmétiques selon les directions parallèle et perpendiculaire par rapport à la direction de vol.

Le balayage de la grille d'entrée par la fenêtre mobile permet d'obtenir une grille de sortie, à partir de laquelle, on sélectionne les zones d'artefacts en utilisant les coefficients de variation selon les deux directions précédentes. Le filtre s'applique sélectivement aux endroits jugés bruités. Pour atténuer les surestimations des valeurs de bruits au niveau des anomalies alignées dans la direction de vol, nous avons introduit un facteur de limitation d'amplitude.

b. Etude comparative :

Afin de tester la capacité de notre approche par rapport à d'autres méthodes, trois techniques standards de micro-nivellement ont été appliquées aux données radiométriques d'une partie de la zone d'étude (Feuille de Tinfelki) à savoir : le filtrage directionnel, le filtre médian différentiel et l'algorithme de *Paterson, Grant & Watson (PGW)* (Voir annexe).

A l'issue de cette étude, nous avons constaté que le filtrage de micro-nivellement statistique est simple et donne des résultats très satisfaisants. En effet, comparée au filtrage directionnel et au filtre médian différentiel, le filtrage statistique a permis de mieux atténuer les bruits de micro-nivellement sans vraiment affecter les anomalies en forme et en amplitude. Le filtre médian différentiel a causé un lissage remarquable des anomalies avec une importante atténuation de leurs amplitudes. Le filtrage directionnel, quand à lui a affecté la composante de haute fréquence le long de la direction des lignes de vol. Les résultats obtenus par filtrage statistique sont similaires à ceux obtenus par l'algorithme *PGW*, toutefois, notre approche a l'avantage d'être simple et ne nécessite pas beaucoup de paramètres d'ajustement.

A la lumière des résultats obtenus, on peut admettre que l'algorithme *PGW*, reste la meilleure technique de micro-nivellement pour l'élimination du bruit résiduel, sans véritablement altérer la composante de haute fréquence du signal géologique le long de la direction des lignes de vol. A cet effet, nous avons opté pour cet algorithme pour le filtrage des données aéromagnétiques du Hoggar occidental.

4.2.3.4 Algorithme de Paterson, Grant & Watson (PGW) :

Cet algorithme, que nous avons appliqué pour le micro-nivellement des données aéromagnétiques du Hoggar occidental, présente un avantage évident par rapport aux autres procédés standards. Son atout réside dans le fait qu'il s'applique directement sur les données des lignes de vol et non sur les grilles comme c'est souvent le cas, et en plus il discerne mieux le bruit du signal géologique. L'algorithme *PGW* s'effectue sur deux étapes ;

- D'abord, dans le domaine fréquentiel, un filtrage directionnel classique s'applique sur la grille de données pour isoler le bruit de dé-ondulation à l'aide du filtre passe-haut de *Butterworth* et le filtre directionnel (généralement cosinus directionnel).
- Après avoir extrait la grille de bruit sous forme d'une nouvelle colonne dans le fichier de données (domaine espace), un opérateur de limitation d'amplitude et un filtre passe-bas (filtre de *Naudy*) s'appliquent à ce canal. Grâce à ce processus de filtrage sélectif, les données du bruit sont pratiquement dépouillées de tout signal géologique résiduel (*Naudy et Dreyer, 1968*). Enfin, une carte filtrée est obtenue par la soustraction de ce bruit des données originales.

Du fait que les amplitudes du signal géologique sont, généralement, plus élevées que celles du bruit, on peut estimer l'amplitude-limite du bruit. Le choix de cette dernière ainsi que la fréquence de coupure du filtre de *Naudy*, est plutôt basé sur l'inspection de la carte du bruit créée dans la première étape de l'algorithme *PGW*. Dans la majorité des situations, on a tendance à choisir l'amplitude-limite égale à l'écart type des données de bruit, et la longueur du filtre à cinq fois la distance entre les lignes de vol (*Geosoft Inc, 1998*).

Lors de l'application de l'opérateur de limitation d'amplitude, deux modes d'opération sont possibles, le premier mode a tendance à affecter la valeur limite à toute valeur se situant au-delà de la limite définie, tandis que le second mode leur affecte la valeur zéro. En règle générale, on a trouvé que le mode zéro est le plus approprié dans la plupart des cas, il est mieux adapté aux données dont la carte de bruit renferme considérablement de signal géologique de haute amplitude (régions cristallines). Le premier mode est adapté aux données dont la carte de bruit est principalement composée de bruit de nivellement à l'image des régions à faible gradient magnétique, tels que les bassins sédimentaires (*Alleik, 2005*).

a. Extraction du bruit de micro-nivellement :

La figure 4.4 illustre la différence entre le bruit résiduel enlevé par la méthode de micro-nivellement classique et celui enlevé par l'algorithme *PGW*. La carte du bruit de micro-nivellement, créée à l'aide de l'algorithme *PGW* (Figure 4.4b), montre une alternance de rides orientées dans la direction des lignes de vol, tandis que le signal géologique résiduel se manifeste sous forme de bulles et autres linéaments transversaux (Figure 4.4a)

Tenant compte des formations cristallines qui occupent la majeure partie du Hoggar occidental, pour le micro-nivellement des données aéromagnétiques, nous avons opté, lors de limitation d'amplitude par l'algorithme *PGW* pour le mode zéro avec une amplitude maximale de l'ordre de 25 nT, qui représente l'écart type du bruit de dé-ondulation dans la zone d'étude. La longueur du filtre de Naudy a été fixée à 10 Km (Cinq fois l'espacement entre les lignes de vol).

Contrairement au micro-nivellement classique où le signal géologique de haute fréquence est sensiblement altéré (Figure 4.4a), l'algorithme *PGW* a préservé presque entièrement le signal utile, à l'exception de petites régions, situées à l'Ouest, où de légères altérations sont observées (Figure 4.4b). Ces dernières peuvent être expliquées par le mode de limitation d'amplitude adopté (mode zéro), qui n'est pas adapté aux formations sédimentaires couvrant le socle cristallin dans cette partie de la zone d'étude.

La carte du bruit de micro-nivellement présente des discontinuités visibles aux limites des fichiers de données brutes, dues forcément au fait que l'algorithme *PGW* s'effectue, ligne par ligne, dans le domaine espace et non sur les données de grille, comme c'est le cas pour la majorité des filtres.

b. Interprétation de la carte filtrée :

La figure 4.5 illustre la carte du champ d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental après avoir effectué la correction de l'IGRF et le filtrage de micro-nivellement par l'algorithme *PGW*. Ce dernier a permis une atténuation, presque totale, des bruits résiduels épousant la direction des lignes de vol sans véritablement affecter la composante de haute fréquence du signal géologique.

La carte des anomalies magnétiques filtrées montre un net regroupement des linéaments le long des éléments structuraux majeurs de la zone d'étude malgré leur aspect dipolaire, causé par l'inclinaison magnétique qui est de l'ordre de 28°. Pour une meilleure lecture de la carte d'anomalies magnétiques, nous effectuerons, dans ce qui suit, un filtrage de réduction au pôle nord magnétique afin de convertir les anomalies dipolaires en anomalies unipolaires ce qui facilite la qualité de l'interprétation.

Quantitativement, les amplitudes des anomalies magnétiques présentent une atténuation insignifiante (de l'ordre de 1 nT). Cette conservation en grandeur, des anomalies magnétiques, peut être expliquée par les basses amplitudes des erreurs résiduelles comparées à celles du signal utile dans la direction des lignes de vol, ceci prouve la fiabilité de la technique *PGW* employée pour l'élimination du bruit de micro-nivellement. En effet, la procédure de limitation d'amplitude du bruit, adoptée par l'algorithme *PGW*, offre la possibilité de conserver le signal géologique de haute fréquence dans la direction de vol, caractérisé par des amplitudes généralement supérieures à celles du bruit résiduel.

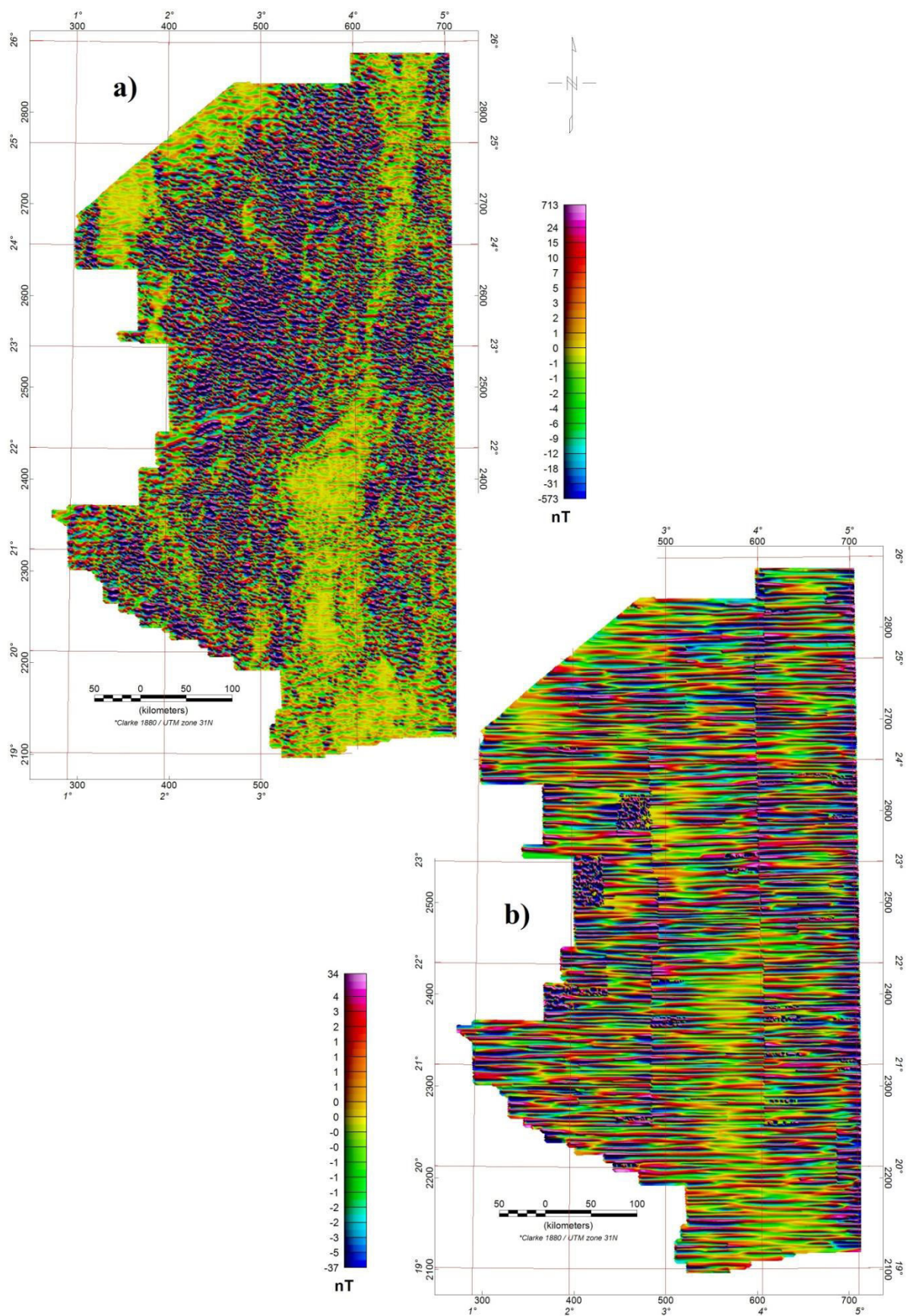


Figure 4.4 : Cartes des bruits de micro-nivellement - Hoggar occidental.
 a) Dé-ondulation classique (Butterworth + Cosinus directionnel).
 b) Algorithme PGW (Limitation d'amplitude PGW + Filtre de Naudy).

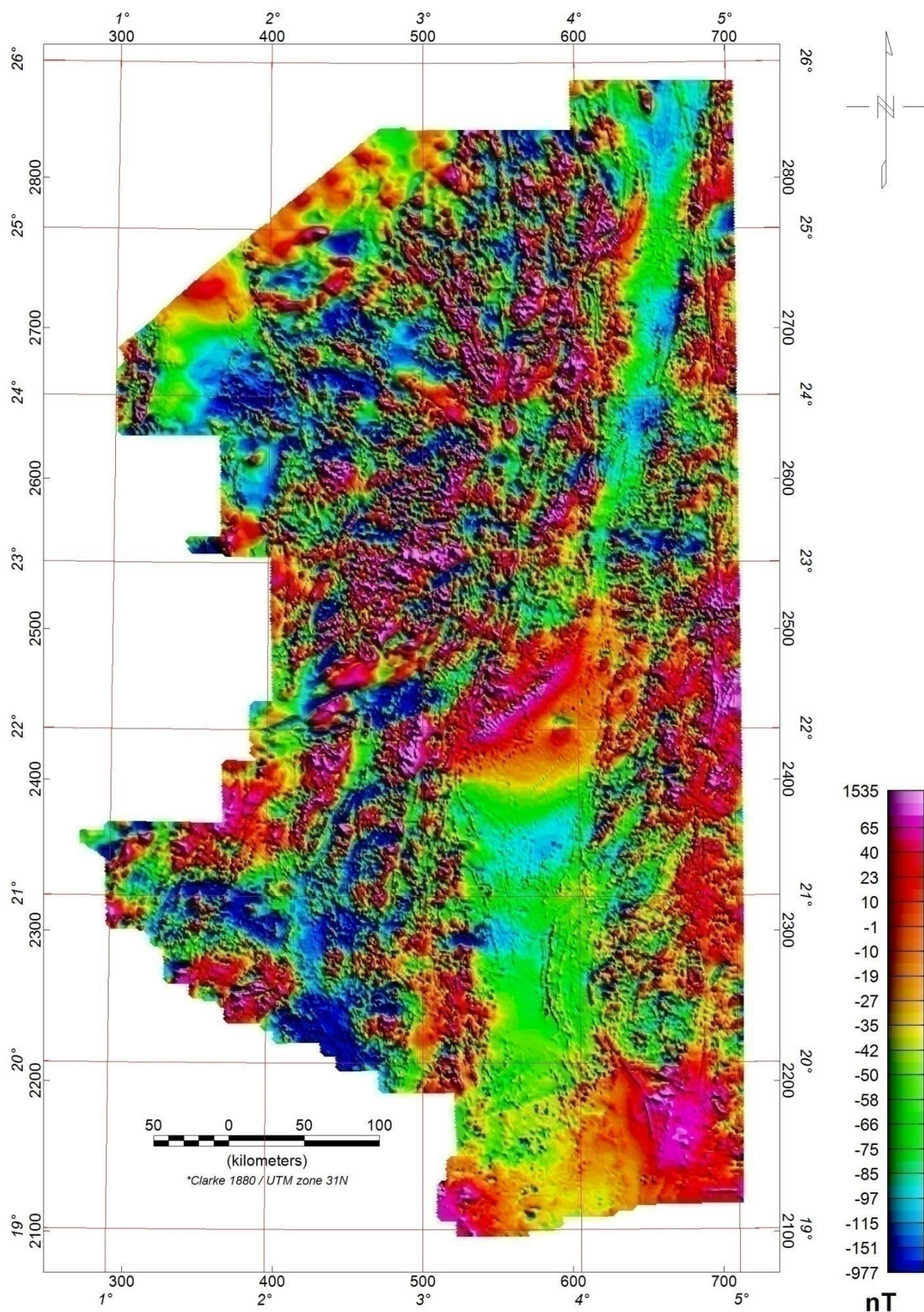


Figure 4.5 : Carte du champ d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental.
(Filtrée du bruit de micro-nivellement par l'algorithme PGW).

4.2.4 Filtrage numérique des données aéromagnétiques :

Lors du traitement des données aérogéophysiques, le choix du filtre ou de la combinaison de filtres à appliquer aux données brutes dépend essentiellement des objectifs visés par ce traitement. Dans le but de mettre en évidence les éléments litho-structuraux du Hoggar occidental, nous appliquons, au champ d'anomalies magnétiques, filtrées du bruit de micro-nivellement, trois type de filtrage à savoir : la réduction au pôle, les prolongements analytiques et les dérivées du champ magnétique.

4.2.4.1 Réduction au pôle nord magnétique :

Comme il a été mentionné dans le premier chapitre, la réduction au pôle consiste à calculer des pseudo-anomalies qui seraient observées au pôle nord magnétique en ramenant à la verticale, la direction du champ. La réponse de ce filtre, illustrée par l'expression (1.07), est la formule simplifiée de la réduction au pôle développée par (MacLeod et al, 1993) qui ont introduit un facteur (I_a) pour la correction de l'effet d'amplification d'inclinaison. Dans le but de déterminer une valeur de (I_a) valable pour les données aéromagnétiques de la région du Hoggar, des tests effectués sur un échantillon de données avec différentes valeurs de (I_a) ont montrés que cet effet disparaît complètement à partir de $I_a \geq 50^\circ$. Cette valeur, que nous avons utilisée lors du traitement, représente donc la plus petite valeur pour laquelle la réduction des anomalies est acceptable (Bournas, 2001).

La figure 4.6 représente la carte d'anomalies magnétiques du Hoggar occidental réduites au pôle nord magnétique. Pour le calcul de l'opérateur de la réduction au pôle, nous avons opté pour une inclinaison et une déclinaison moyennes ($I_m = 28^\circ$ et $D_m = -4^\circ$) respectivement. Ces valeurs correspondent au centre de la zone d'étude pour l'époque Juin 1972, à une altitude moyenne de 800 m et en supposant qu'elles ne varient pas d'une position à l'autre. En réalité, l'inclinaison du vecteur champ magnétique varie du Sud au Nord de quelques 14° (de 20° à 34°), une variation qui n'altère pas sérieusement les résultats obtenus.

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 géologiques. La carte réduite au pôle permet la mise en évidence des différentes structures notamment les failles et les contacts lithologiques.

Les structures magnétiques majeures ont généralement une orientation subméridienne. Il s'agit principalement de la structure magnétique linéaire le long de l'accident majeur $4^\circ 50'$, qui sépare le Hoggar occidental du Hoggar central polycyclique. L'existence de fortes anomalies linéaires tout le long de ce cisaillement indique la présence d'intrusions basiques ou ultrabasiques, ayant une forme linéaire étirée dans la direction Nord-Sud, mises en place le long de cette faille majeure. De même pour les systèmes de failles secondaires et les contacts lithologiques où de fortes anomalies positives sont également observées.

Dans la bande méridionale située entre les méridiens 2° et $2^\circ 30'$, correspondant sur la carte géologique, à la partie sud du môle d'In Ouzzal on observe de fortes valeurs négatives qui seraient probablement causées par la présence d'un champ rémanent dont l'orientation est différente de celle du champ magnétique actuel.

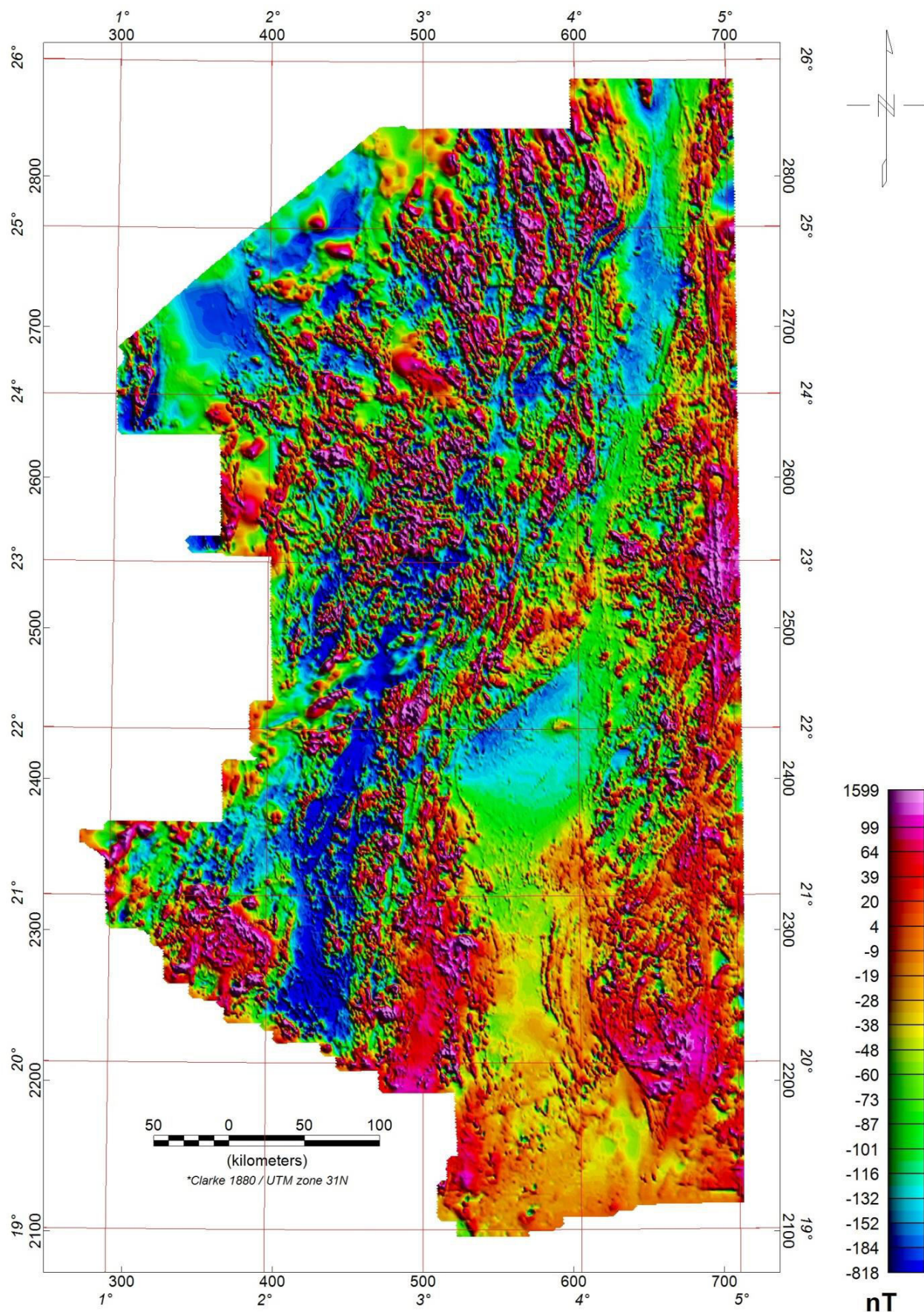


Figure 4.6 : Carte du champ d'anomalies magnétiques, réduites au pôle Nord magnétique. (Après le micro-nivellement par l'algorithme PGW).

4.2.4.2 Analyse du spectre d'énergie :

Le spectre d'énergie radialement moyenné calculé pour la région du Hoggar occidental est illustré par la figure 4.7. La courbe du spectre représente les variations de la densité du spectre d'énergie normalisé « $\ln(E)$ » en fonction des fréquences spatiales exprimées en *cycles/km*. Les profondeurs moyennes, illustré par l'expression (1.12), peuvent être calculées à partir de la demi-pente d'une droite passant par la portion linéaire du spectre

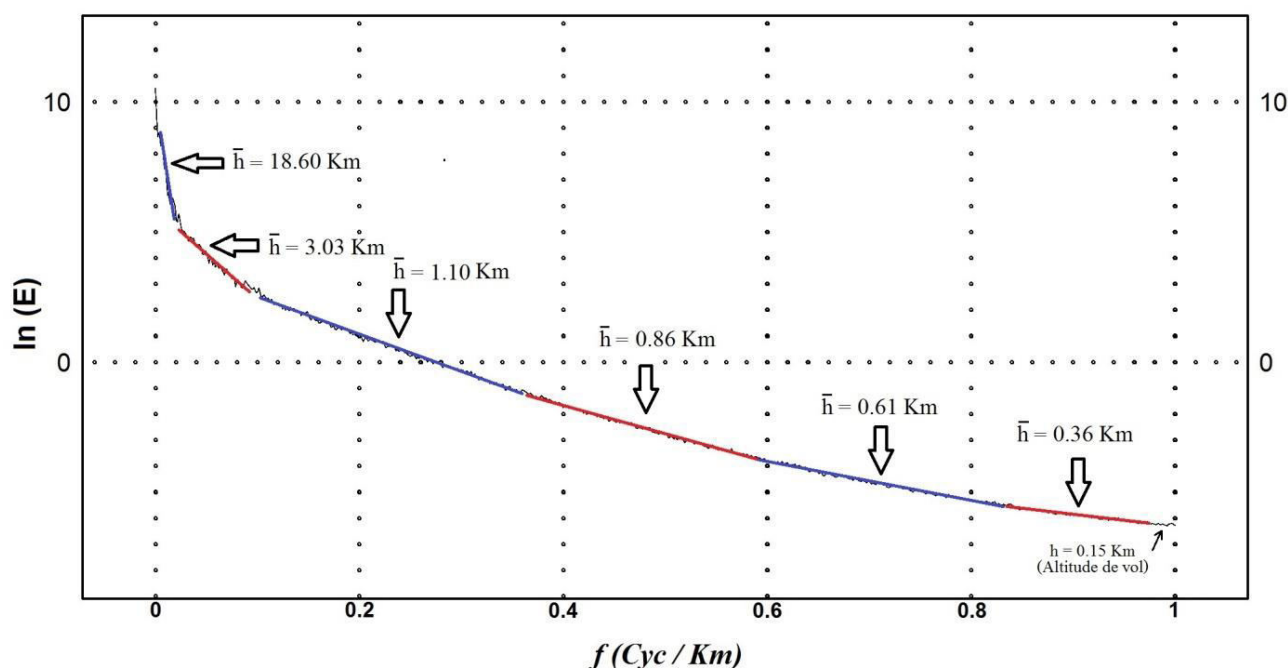


Figure 4.7 : Spectre d'énergie radialement moyenné du Hoggar occidental.

L'analyse de la pente du spectre d'énergie fait apparaître, six ensembles magnétiques de profondeurs moyennes distincts, calculées à partir du niveau de vol qui est de l'ordre de 0.15 Km. Les profondeurs estimées sont : 18.60 km, 3.03 km, 1.10 km, 0.86 km, 0.61 Km et 0.36 km.

Le premier ensemble de profondeur moyenne égale à 18.6 Km, correspondant aux plus basses fréquences (entre 0.002 et 0.017 cycles/km). Cet ensemble traduit vraisemblablement un net contraste de susceptibilité magnétique qui se manifeste aux limites de la base de la couche granitique avec la limite supérieure de la couche basaltique.

Les sources situées à des profondeurs inférieures à trois kilomètres et liées à la portion du spectre correspondant à $f > 0.05$ cyc/km sont attribuées aux différentes formations intrusives et volcaniques d'origine basique ou ultrabasique qui rentrent dans la composition des formations du Hoggar (Bournas, 2001).

La courbe du spectre d'énergie, radialement moyennée, montre un pic spectral qui se produit à la fréquence 0.002 cycles/km, ceci exprime la limitation de l'extension en profondeur du premier ensemble.

4.2.4.3 Prolongements analytiques (Lissage) :

Le champ d'anomalies magnétique est la superposition de deux termes ; une composante régionale, d'anomalies de basses fréquences, dues aux sources profondes et une composante locale, d'anomalies de hautes fréquences, dues aux sources superficielles. La séparation des deux composantes, régionale et locale, est donc nécessaire pour effectuer une analyse interprétative adéquate. Parmi les méthodes utilisées pour isoler les anomalies de longueur d'onde données les filtres de *Butterworth*, constituent un moyen simple et efficace. Ces filtres sont bien adaptés au lissage des données des champs de potentiel car ils minimisent le phénomène de Gibbs.

Hormis, les filtres passe-bas de *Butterworth* qui favorisent la composante régionale, d'autres moyens efficaces ont été mis en œuvre. Dans son modèle en «sandwich», Jacobsen (1987) a développé une technique de séparation des anomalies, basée sur les filtres optimaux de Wiener. Au fait ces filtres désignés pour isoler l'effet régional du champ sont basés sur le prolongement vers le haut. Cette opération constitue un filtrage propre et stable et s'adapte parfaitement bien au lissage et à la séparation en anomalies régionale et locale.

Pour séparer les anomalies de basses fréquences de celles de hautes fréquences, nous avons opté, dans le cadre de cette thèse, pour le prolongement analytique. Ce dernier est défini comme étant la transformation des anomalies observées sur une surface d'altitude h_0 en anomalies qui seraient observées sur une autre surface d'altitude h . Cette approche permet d'étudier la structure d'un champ de potentiel à n'importe quel point de l'espace non occupé par des sources perturbatrices.

a. Prolongement vers le haut :

Pour lisser les données et mettre en relief les effets des sources profondes, nous avons effectué un prolongement des anomalies réduites au pôle, à des altitudes allant de 1 à 20 Km. La figure 4.8a représente la carte réduite au pôle et prolongée à 1km vers le haut (deux fois le pas de la grille).

La comparaison de cette carte avec celle d'avant le filtrage (Figure 4.6) montre l'effet de lissage qui a atténué ou supprimé les anomalies de courtes longueurs d'ondes à la faveur des anomalies de longueurs d'onde plus grandes.

La carte prolongée vers le haut à 5 km exprime un lissage des données plus accentué (Figure 4.8b). Dans cette carte, la plupart des anomalies associées à des sources superficielles (structures affleurantes et accidents superficiels) ont été atténuées laissant la place aux anomalies générées par des structures plus profondes.

A partir de 10 km (Figure 4.8c) jusqu'au 20 km (Figure 4.8d), on remarque que les effets des sources profondes sont bien mis en relief par les cartes prolongées.

b. Prolongement vers bas :

Contrairement au prolongement vers le haut, décrit précédemment, qui favorise l'effet des sources profondes au détriment de celles superficielles, le prolongement vers le bas permet d'amplifier les anomalies de hautes fréquences associées aux sources superficielles.

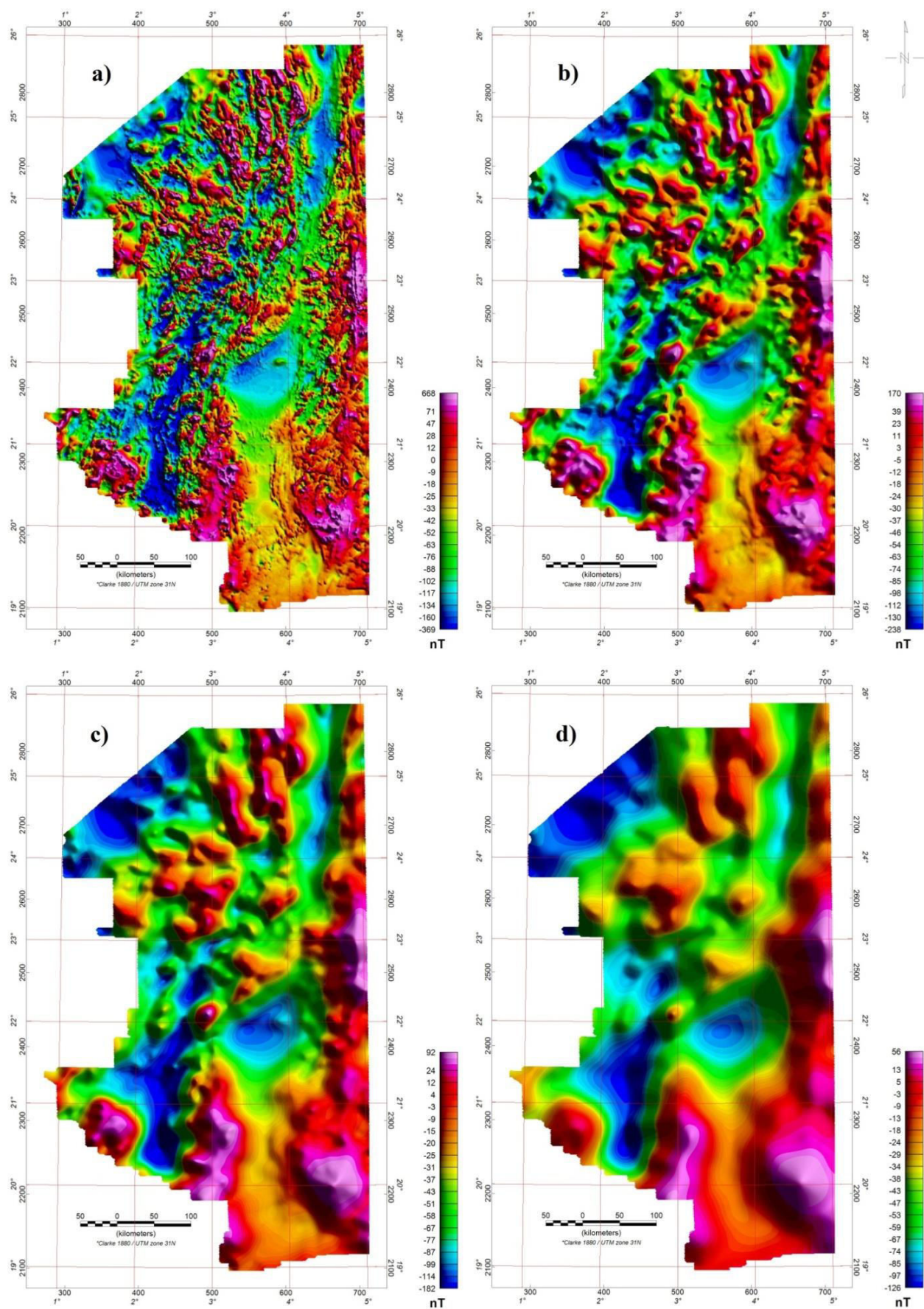


Figure 4.8 : Prolongement vers le haut (PVH) de la carte réduite à différentes distances. (a)PVH à 1 Km, (b) PVH à 5 Km, (c) PVH à 10 Km, (d) PVH à 20 Km

La figure 4.9a représente la carte du champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle et prolongées vers le bas à 0.15 Km (Altitude de vol). On remarque une ressemblance presque totale entre cette carte et celle des anomalies magnétiques réduites au pôle, cela peut être expliqué par le faible gradient magnétique vertical pour une distance de 0.15 Km.

Théoriquement on peut effectuer le prolongement vers le bas à la distance voulue, mais dans la pratique, on s'arrête juste au niveau du sol pour que le résultat soit significatif. Quantitativement on constate une nette amplification des anomalies magnétiques caractérisées par de courtes longueurs d'ondes de quelques 20 %.

4.2.4.4 Dérivées du champ:

Les filtres de dérivation amplifient l'effet des sources superficielles (courtes longueurs d'ondes) au dépend de celles profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques du corps. Selon leur utilité, deux types de dérivées sont distingués ; horizontales et verticales :

a. Dérivée verticale :

La figure 4.9b représente la carte de la dérivée verticale « Z » du champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Hoggar occidental. On remarque une nette amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes qui s'arrangent dans des cortèges alignés N-S à l'Est et NE-SW, ces linéaments sont généralement liés aux systèmes de failles et aux contacts lithologiques.

La comparaison entre la carte de la dérivée verticale et celle prolongée vers le bas du Hoggar occidental est illustrée par la figure 4.9. Les deux procédures permettent l'amplification de la composante de hautes fréquences. Bien que, cette amplification est plus importante pour de la dérivée verticale que pour le prolongement vers le bas, on constate toujours une certaine similitude entre l'allure des deux cartes.

b. Dérivées horizontales :

La figure 4.10a illustre la carte ombrée (en relief) de la dérivée horizontale selon X. On constate que les 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), on constate 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 du môle d'In Ouzzal avec les deux rameaux. Les formations lithologiques sont toujours conservées en forme et en direction.

Contrairement à la dérivée X, le gradient horizontal selon Y (Figure 4.10b), utilisé souvent pour la mise en évidence des contacts et des failles orientées E-W, 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. On constate une amplification relative des anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes liées aux sources superficielles.

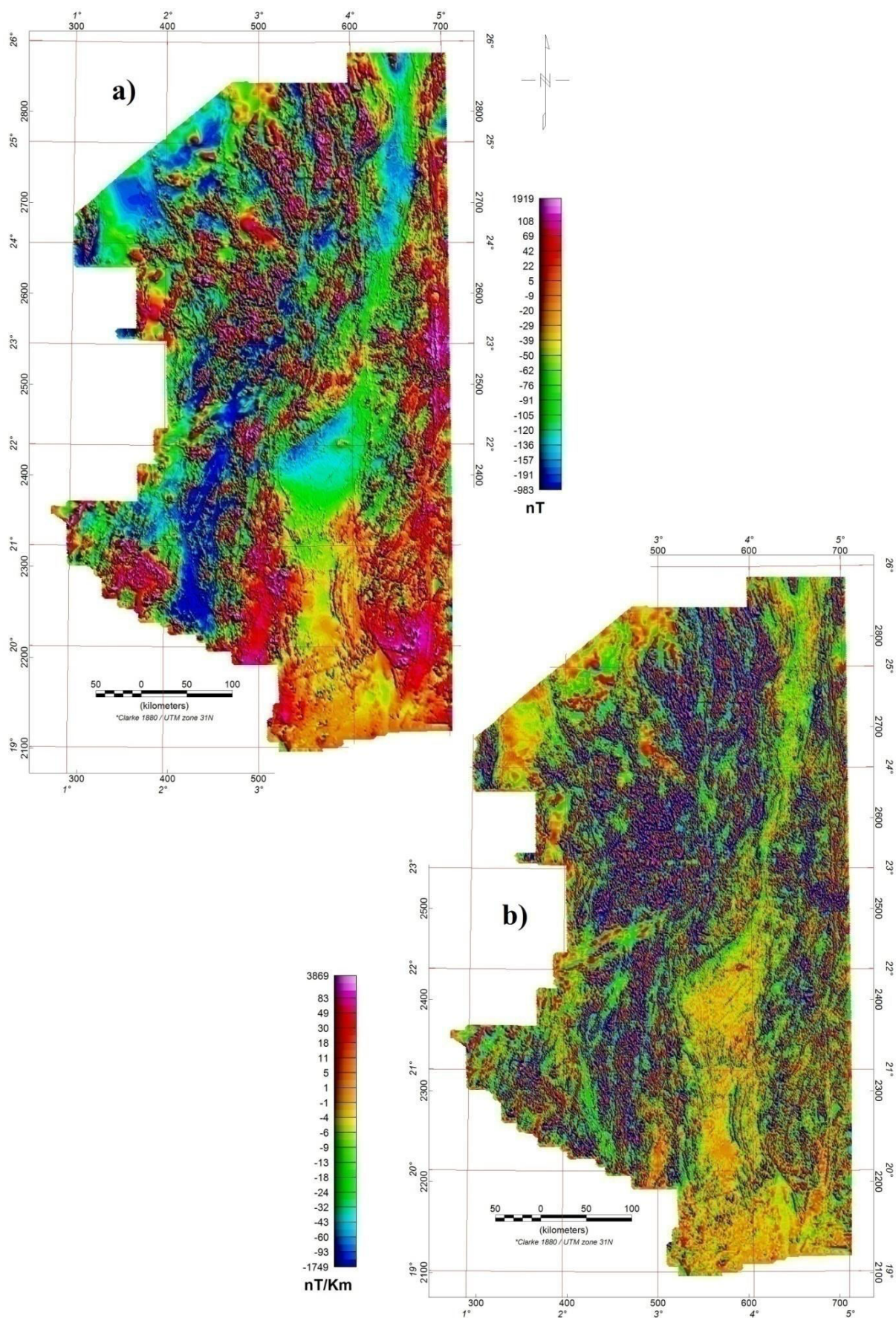


Figure 4.9 : Amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes.
 (a) Prolongement vers le bas à 0.15 Km, (b) Première dérivée verticale (Z)

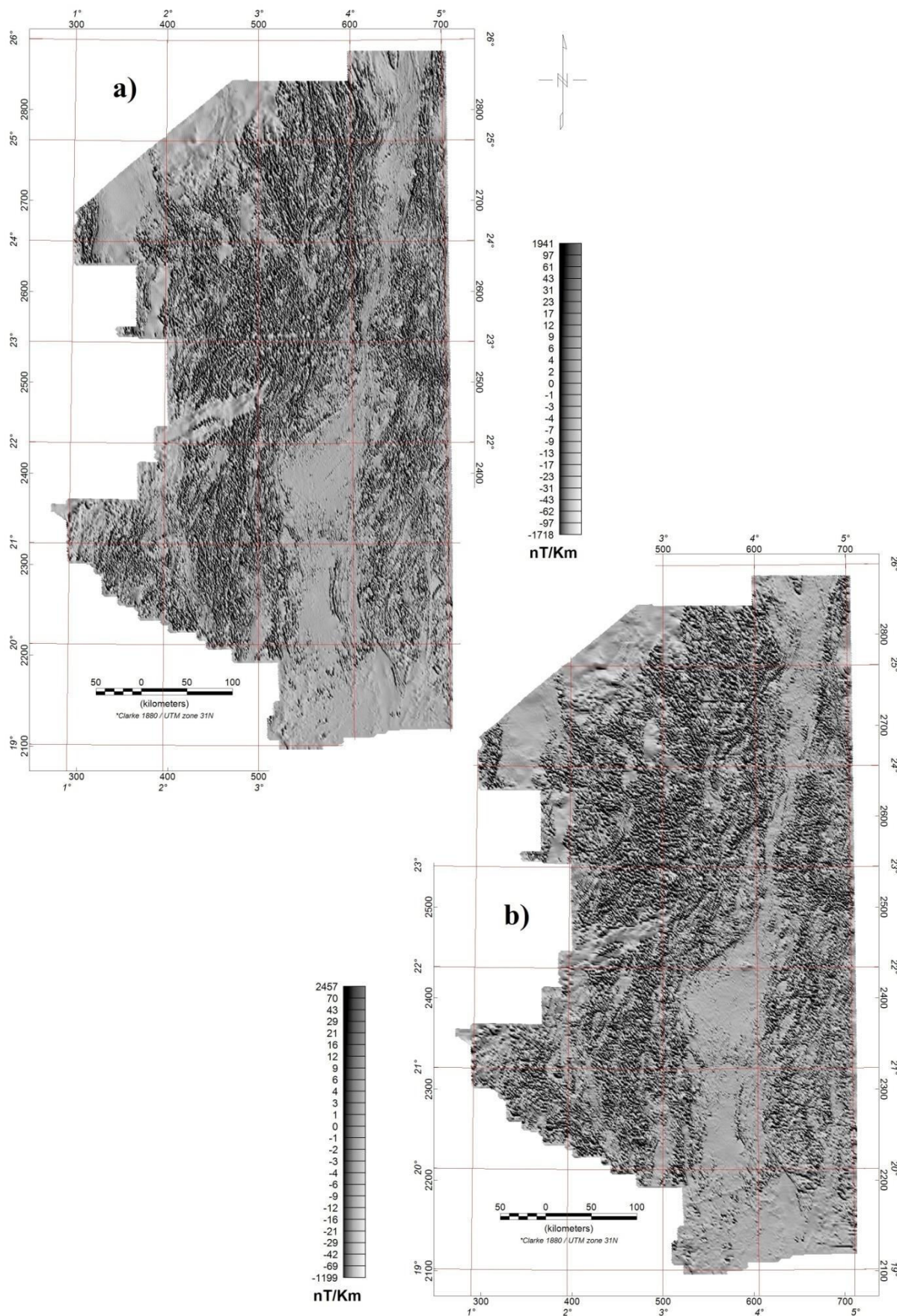


Figure 4.10 : Cartes des dérivées horizontales.
 (a) Première dérivée horizontales (X), (b) Première dérivée horizontale (Y).

4.2.5 Localisation des sources magnétiques :

La détermination de la géométrie des sources causant les anomalies magnétiques a, depuis longtemps, été le centre d'intérêt dans la résolution du problème inverse. Plusieurs techniques, qui reposent sur divers principes et qui diffèrent dans la stabilité et la fiabilité des solutions, ont été développées dans le but d'estimer les paramètres de ces sources perturbatrices. Pour la localisation des sources causant les anomalies magnétiques mesurées au-dessus du Hoggar occidental, nous appliquons, dans cette section, au champ réduit au pôle, la méthode localisée d'Euler (*located Euler deconvolution*).

Cette technique, qui combine le signal analytique et la déconvolution d'Euler, a été, à l'origine, mise au point par *Geosoft inc*, 2002 pour l'analyse des données magnétiques et électromagnétiques pour la localisation des déchets métalliques et autres objets enfouis dans le sous-sol, par la suite, elle a été étendue pour la résolution des problèmes structuraux. Le principe de cette technique consiste à calculer préalablement la carte du signal analytique, ensuite lui appliquer le test de Blakely et Simpson (1986) pour localiser les maxima qui feront l'objet d'une analyse par la déconvolution d'Euler classique.

4.2.5.1 Amplitude du signal analytique :

Comme il a été mentionné dans la premier chapitre, l'amplitude du signal analytique est définie comme étant « la racine carrée de la somme des carrés des deux dérivées : horizontale et verticale » (Roest et al., 1992). Cette amplitude a été utilisée dans ce travail pour localiser, dans le plan horizontal, les contacts lithologiques présentant un contraste d'aimantation et les accidents tectoniques caractérisés généralement par une signature magnétique positive due aux minéraux ferromagnétiques piégés par ces accidents.

La figure 4.11a illustre la carte de l'amplitude du signal analytique établie à partir de la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle. On constate que les amplitudes relativement élevées (plus de 40 nT/Km), coïncident parfaitement avec les linéaments magnétiques dans la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle ce qui offre la possibilité de localiser les éléments structuraux de la zone d'étude. Par ailleurs, il est intéressant de mentionner que le filtre employé pour le calcul de l'amplitude du signal analytique est d'une manière générale n'est pas influencé par l'orientation du vecteur aimantation et du vecteur champ inducteur.

La localisation de ces éléments structuraux est déduite à partir des maxima locaux observés dans la carte de l'amplitude du signal analytique. Le procédé de la recherche automatique des maxima (pics) est basé sur l'algorithme de Blakely et Simpson (1986). Pour la recherche et l'identification des maxima ou pics du signal analytique il est important de fixer, préalablement, un seuil de détection minimal pour ne considérer que les maxima pouvant avoir une signification réaliste. Pour la détermination d'un seuil adéquat, nous avons effectué plusieurs tests avec différents seuils de détection, la superposition des solutions calculées sur la carte réduite au pôle a montré que les meilleurs résultats sont obtenus avec des seuils entre 30 et 50 nT/Km.

La figure 4.11b illustre les maxima calculés par la méthode du signal analytique, estimés à 7885 maxima (solutions). Les points bleus indiquent les positions des pics. Le seuil de détection à partir duquel les maxima sont pris en considération, a été fixé à la valeur de 40nT/Km.

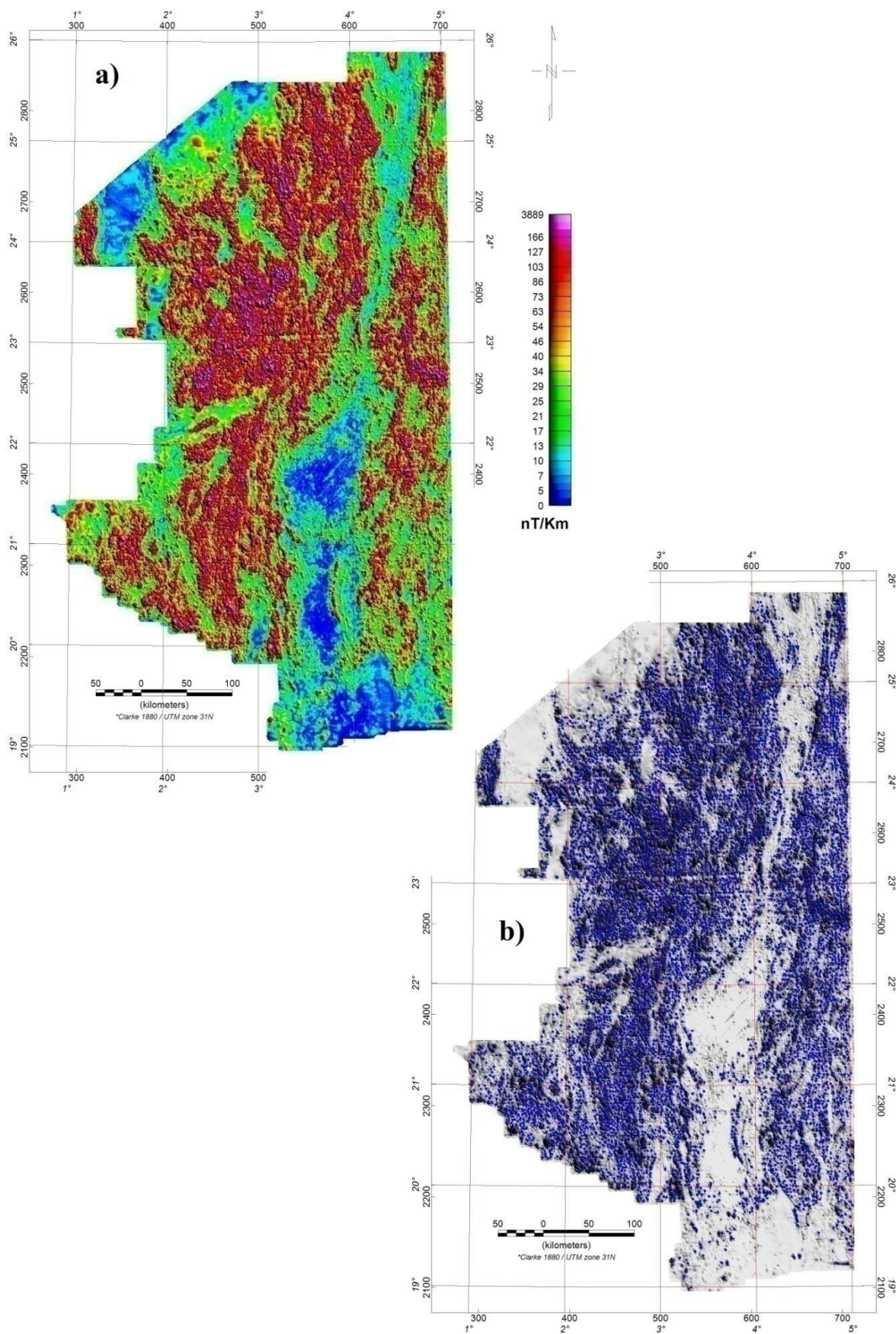


Figure 4.11 : Carte de l'amplitude du signal analytique calculé à partir de la carte des anomalies réduites au pôle, (a) Amplitude du SA, (b) pics du SA.

4.2.5.2 Méthode d'Euler localisée :

Basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler, la déconvolution d'Euler, qui a été introduite dans la littérature au XVIIIème siècle, est utilisée souvent dans l'interprétation des données magnétiques et gravimétriques pour la localisation des sources perturbatrices. Cette technique génère pratiquement autant de solutions qu'il y a de nœuds dans la grille. Pour chaque position de la fenêtre, on peut calculer une solution, laquelle effectivement peut être rejetée si l'erreur avec laquelle a été déterminée dépasse la tolérance préétablie.

La méthode localisée d'Euler modifie ce procédé en repérant d'abord les fenêtres qui englobent les maxima du signal analytique à l'aide de l'algorithme (Blakely et Simpson, 1986). Ce dernier permet de localiser les pics d'amplitude et par la même occasion estime les tailles des fenêtres en utilisant la position des points d'inflexion adjacents. Pour chaque position identifiée on procède à l'inversion par l'algorithme d'Euler classique en adoptant la taille de la fenêtre déterminée.

L'avantage de la méthode localisée d'Euler est qu'on n'est pas forcément lié par une taille constante de la fenêtre. Comparativement à la technique classique d'Euler, le choix préalable de la taille de la fenêtre est obligatoire, et souvent cette opération est délicate lorsqu'on est en présence d'un champ d'anomalies de longueur d'onde extrêmement diversifiée. En effet, l'algorithme de Blakely et Simpson (1986) appliqué préalablement à l'amplitude du signal analytique de la carte à traiter, permet pour chaque position de la fenêtre sur la grille d'identifier les dimensions de l'anomalie et en conséquence lui adapter la taille de la fenêtre adéquate.

La figure 4.12 illustre les solutions liées aux sources magnétiques projetées sur la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Hoggar occidental. Pour la localisation de ces sources, nous avons appliqué la technique localisée d'Euler sur le champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle. Dans le but de mettre en évidence les éléments structuraux de la zone d'étude, nous avons opté, pour un modèle de réponse de type contact qui correspond, théoriquement, à un indice structural nul ($IS = 0$). Ce dernier paraît irréaliste puisque, dans la nature il n'existe pas de contacts idéals, par conséquent, il est indispensable d'effectuer des tests pour le choix d'un indice structural adéquat. Des essais effectués selon différentes valeurs de l'indice structural de 0 à 0.5 ont montrées que le meilleur regroupement des solutions correspond à l'indice $SI=0.25$ avec une tolérance sur l'erreur d'estimation des profondeurs des sources magnétiques a été fixée à 15 %.

L'algorithme de calcul synthétise 3831 solutions, représentées sous forme de point dont la coloration est fonction de la profondeur. D'une manière générale, l'arrangement des solutions dans le Hoggar occidental montre une orientation subméridienne, témoigne de la direction des structures majeures de cette zone. La plupart de ces solutions se caractérisent par de petites profondeurs (< 1.5 Km), représentées par le bleu et le jaune. Cela peut être expliqué par le volume important du socle cristallin qui affleure sur la quasi-totalité de la zone d'étude. Les profondeurs moyennes (de 1.5 à 2.5 Km) sont représentées par le vert et le rouge. Elles correspondent aux différents systèmes de failles et contacts entre les différents domaines structuraux de la zone d'étude. La partie ouest de la carte qui correspond au môle d'In Ouzzal et le rameau oriental englobe les sources très profondes (>3.5 Km). Dans cette partie, certaines solutions dépassent facilement les 7 Km. En fin on note une absence, presque totale, de solutions au niveau d'une bande orientée N-S qui s'étend le long de la partie centrale du fossé Pharusien, due probablement à l'absence d'importants événements tectoniques.

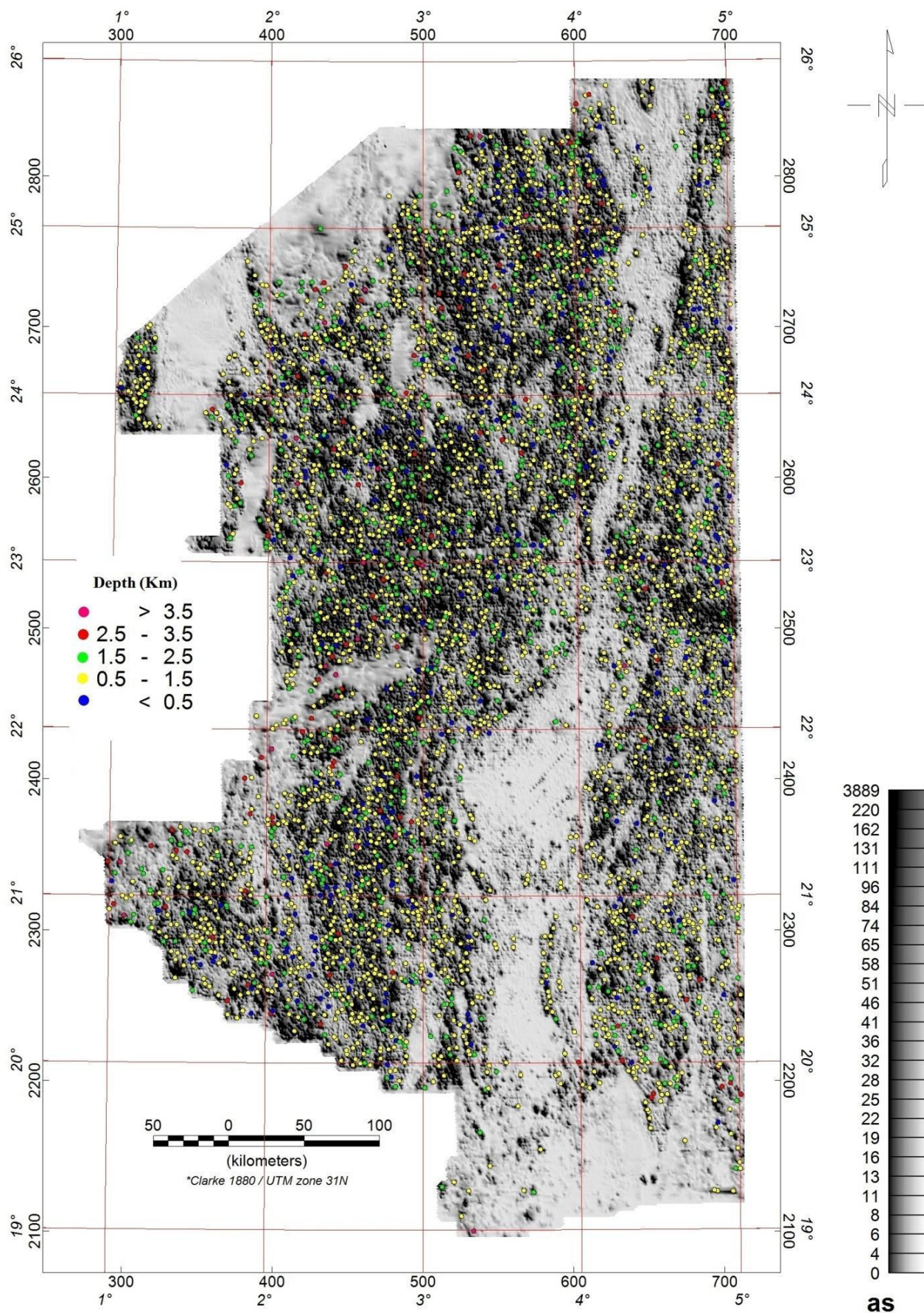


Figure 4.12 : Solutions d'Euler projetées sur la carte du signal analytique.

4.3 Traitement et interprétation des données aérospectrométriques :

Contrairement aux données aéromagnétiques qui ont subi une série de traitements par *Aeroservice*, les données aérospectrométriques n'ont fait l'objet d'aucune correction ce qui explique l'important niveau de bruits parasites affectant les cartes des données spectrométriques brutes comme il a été expliqué en troisième chapitre.

Pour qu'un levé spectrométrique soit exploitable et ait un intérêt géologique, il est impératif d'effectuer aux données brutes, les corrections nécessaires pour éliminer les altérations et les parasites qui entachent les 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 utilisées dans l'interprétation.

4.3.1 Raccordement des données (*Homogénéisation*) :

Les données spectrométriques brutes acquises au-dessus de la zone d'étude sont extraites à partir de cinq (05) différents fichiers numériques. L'assemblage de ces données dans un même fichier numérique a provoqué certaines hétérogénéités traduites, sur les cartes des comptages spectrométriques, par de nettes discontinuités des linéaments le long des limites entre les différents blocs de données comme il a été expliqué dans le troisième chapitre. L'application des procédures de traitement standard aux données spectrométriques, sous cette actuelle forme, va forcément produire des anomalies fictives (artefacts) ce qui complique la tâche d'interprétation. Pour remédier à ce problème, nous avons décidé d'effectuer une homogénéisation de ces données avant d'entamer la phase du traitement.

L'homogénéisation des données de deux blocs adjacents qui présentent une discontinuité, consiste à amplifier les données d'un bloc et atténuer celles de l'autre de façon à faire disparaître totalement cette discontinuité. De la même manière, dans le cas de plusieurs blocs de données, l'homogénéisation peut être effectuée au moyen d'un facteur de multiplication dynamique (qui varie d'un endroit à l'autre). Pour une meilleure homogénéisation, il est important d'éliminer toutes les discontinuités tout en conservant les anomalies spectrométriques en forme et en amplitude. Pour cela, la fonction du facteur de multiplication doit vérifier trois principales conditions :

- La disparition totale des discontinuités entre les différents blocs de données.
- La moyenne arithmétique de la série des facteurs de multiplication doit être la plus proche possible de l'unité (01) avec une dispersion minimale (écart type petit) dans le but de conserver les amplitudes des anomalies.
- L'allure des anomalies après l'homogénéisation doit suivre les structures géologiques de la région d'étude afin de conserver les formes des anomalies.

Dans le cadre de ce travail, pour l'estimation d'un facteur de multiplication dynamique, permettant l'homogénéisation des données, sans trop modifier les anomalies spectrométriques en forme et en grandeur, nous avons opté pour l'utilisation des taux spectrométriques régionaux des trois radioéléments calculés à l'aide de la technique polynômiale. Ce choix est justifié par les variations brusques des taux enregistrés, d'un endroit à l'autre, causées par la variation du niveau de bruit atmosphérique et par le mauvais étalonnage des équipements.

Dans un premier lieu, après avoir calculé les taux régionaux (*Trend*) des trois radioéléments (*K*, *U* et *Th*) ainsi que celui du comptage total (*TC*) au moyen d'un polynôme du premier degré, nous l'avons normalisé en divisant chacun par sa moyenne arithmétique pour les ramener autour de l'unité (*I*). Etant donné que le taux de comptage d'un radioélément donné varie proportionnellement avec le taux régional, le facteur de multiplication doit être fonction de l'inverse de ce dernier.

Puisque le canal *TC*, du fait qu'il englobe les trois fenêtres d'énergie, est le moins affecté par le phénomène d'hétérogénéité de données et comme l'allure du comptage total suit généralement les structures géologiques, pour l'homogénéisation de données d'un radioélément et après plusieurs essais, nous avons opté pour un facteur de multiplication empirique égale au rapport du taux régional normalisé du *TC* sur celui du radioélément en question. Les facteurs de multiplication utilisés pour l'homogénéisation des données des trois radioéléments sont donnés par les expressions suivantes :

$$\begin{aligned} F_K &= \frac{R_{TC}}{R_K} \frac{M_K}{M_{TC}} \\ F_U &= \frac{R_{TC}}{R_U} \frac{M_U}{M_{TC}} \\ F_{Th} &= \frac{R_{TC}}{R_{Th}} \frac{M_{Th}}{M_{TC}} \end{aligned} \quad (4.05)$$

Où

F_K , F_U , et F_{Th} : Facteurs de multiplication pour *K*, *U* et *Th*.

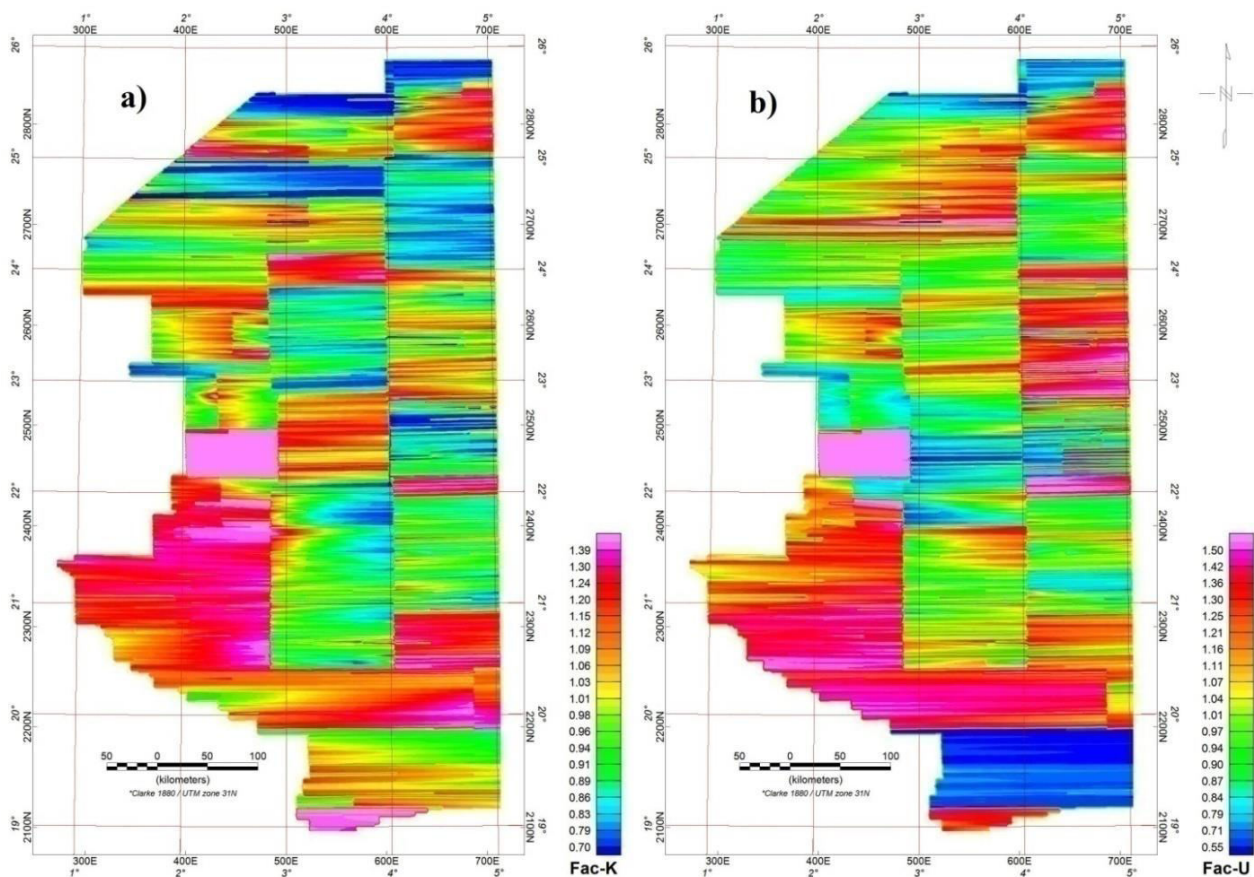
R_K , R_U , et R_{Th} : Taux de comptage régionaux de *K*, *U* et *Th*.

M_K , M_U , et M_{Th} : Moyenne arithmétiques de *K*, *U* et *Th*.

La figure 4.13 représente les cartes des facteurs de multiplication utilisés pour l'homogénéisation des taux de comptage spectrométriques des trois radioéléments : Potassium, Uranium et Thorium respectivement.

Les figures (4.14, 4.15 et 4.16) représentent les taux de comptage, avant et après l'homogénéisation, des trois radioéléments obtenus à partir de la multiplication des comptages bruts des trois canaux (*K*, *U* et *Th*) par leurs facteurs de multiplication illustrés par l'expression (4.05). La comparaison des taux spectrométriques homogénéisés avec ceux bruts des trois radioéléments, montre que :

- Les discontinuités entre les différents blocs de données sont totalement disparues.
- L'allure des linéaments des anomalies spectrométriques est globalement similaire à celle des structures géologiques majeures de la zone d'étude ce qui prouve, du point de vu qualitative, la fiabilité de notre approche.
- Les larges bandes qui présentent des niveaux de bruit relativement élevés ainsi que celle caractérisées par de très basses valeurs dues probablement aux imprécisions d'échantillonnage sont compensées.
- L'homogénéisation a produit une atténuation considérable du bruit de fond épousant la direction des lignes de vol.



(a) Facteur de multiplication pour le Potassium (K)

(b) Facteur de multiplication pour l'Uranium (U)

(c) Facteur de multiplication pour le Thorium (Th)

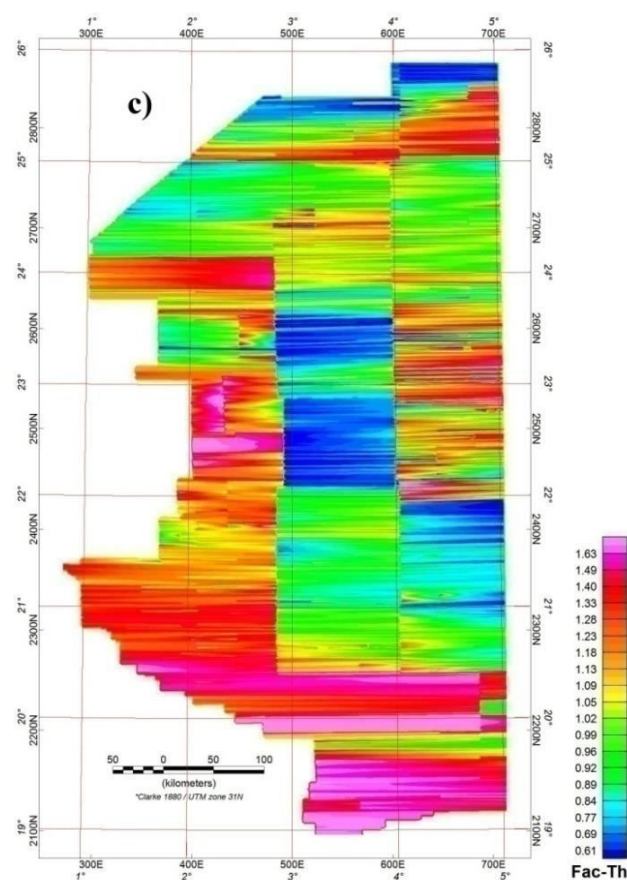


Figure 4.13 : Facteurs de multiplication dynamiques pour l'homogénéisation des données spectrométriques.

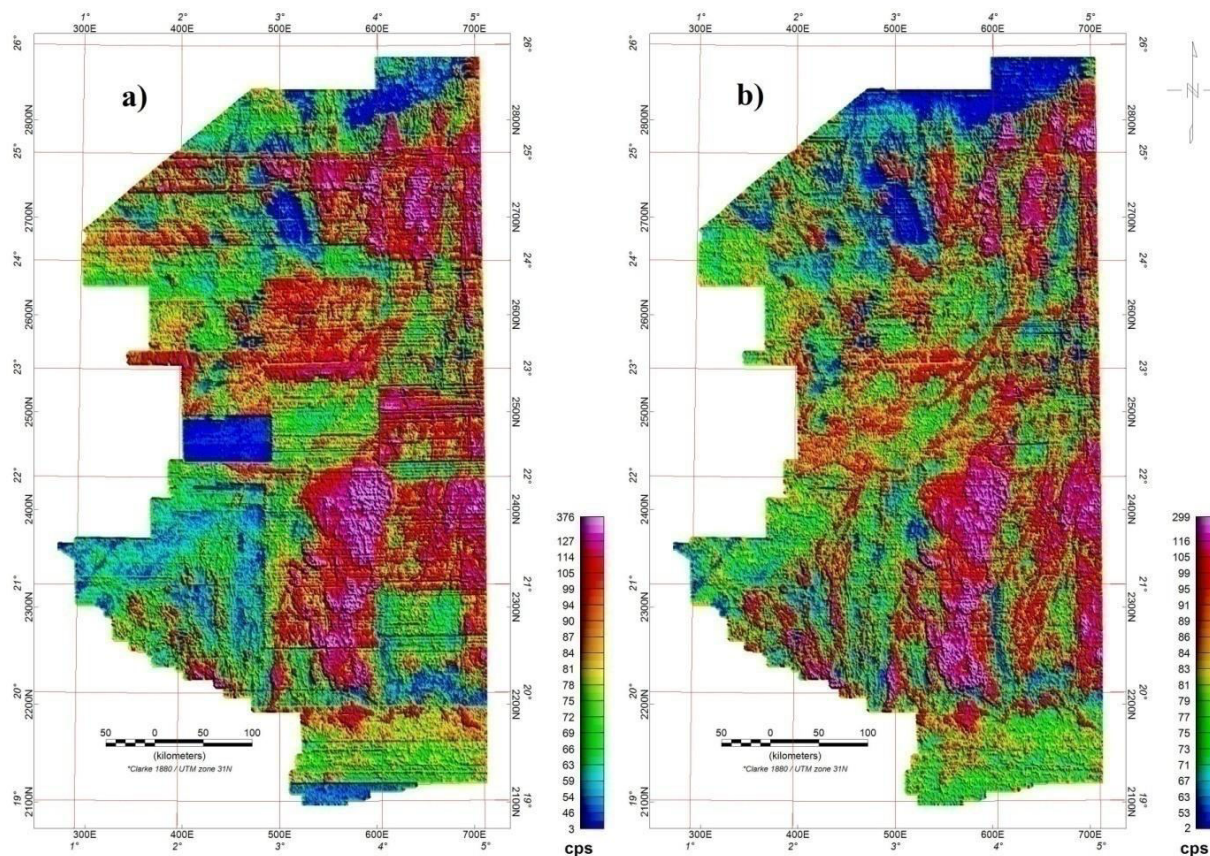


Figure 4.14 : Raccordement des données de Potassium (K).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

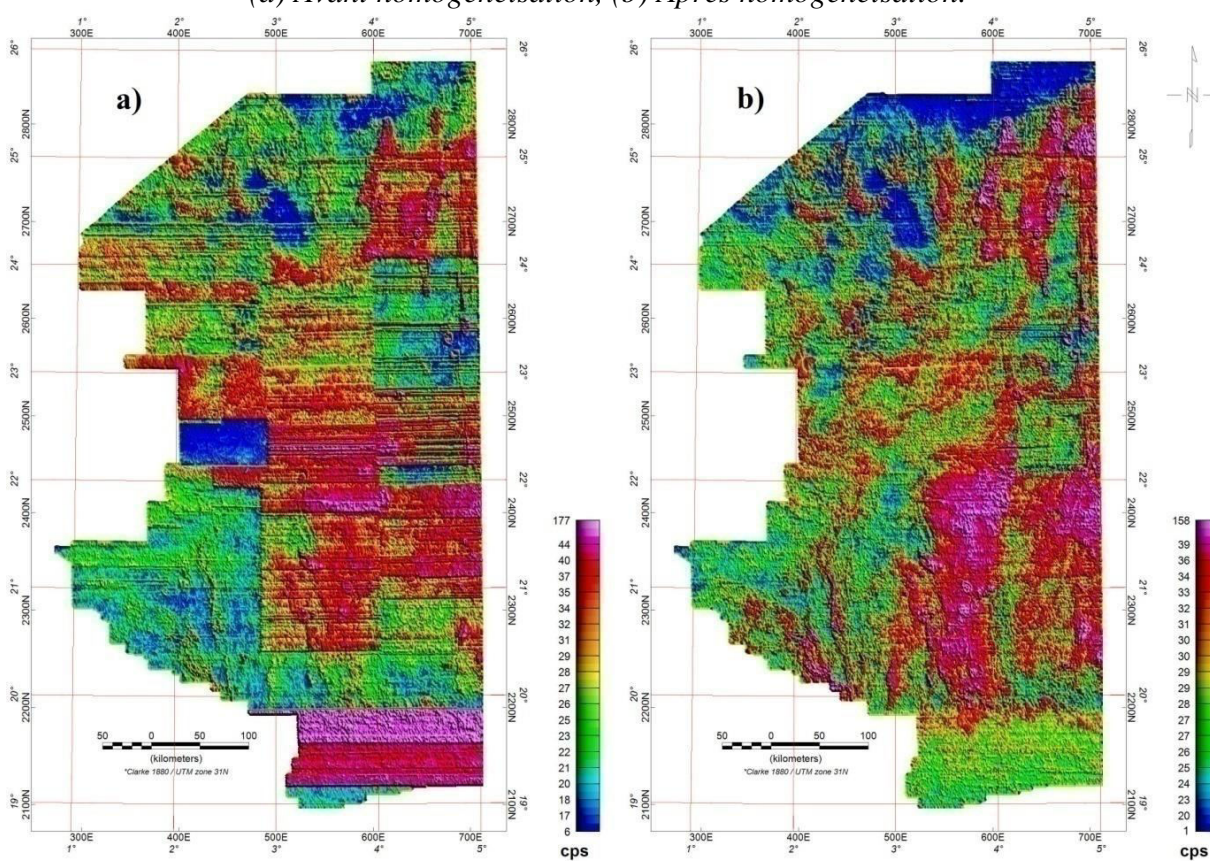


Figure 4.15 : Raccordement des données de l'Uranium (U).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

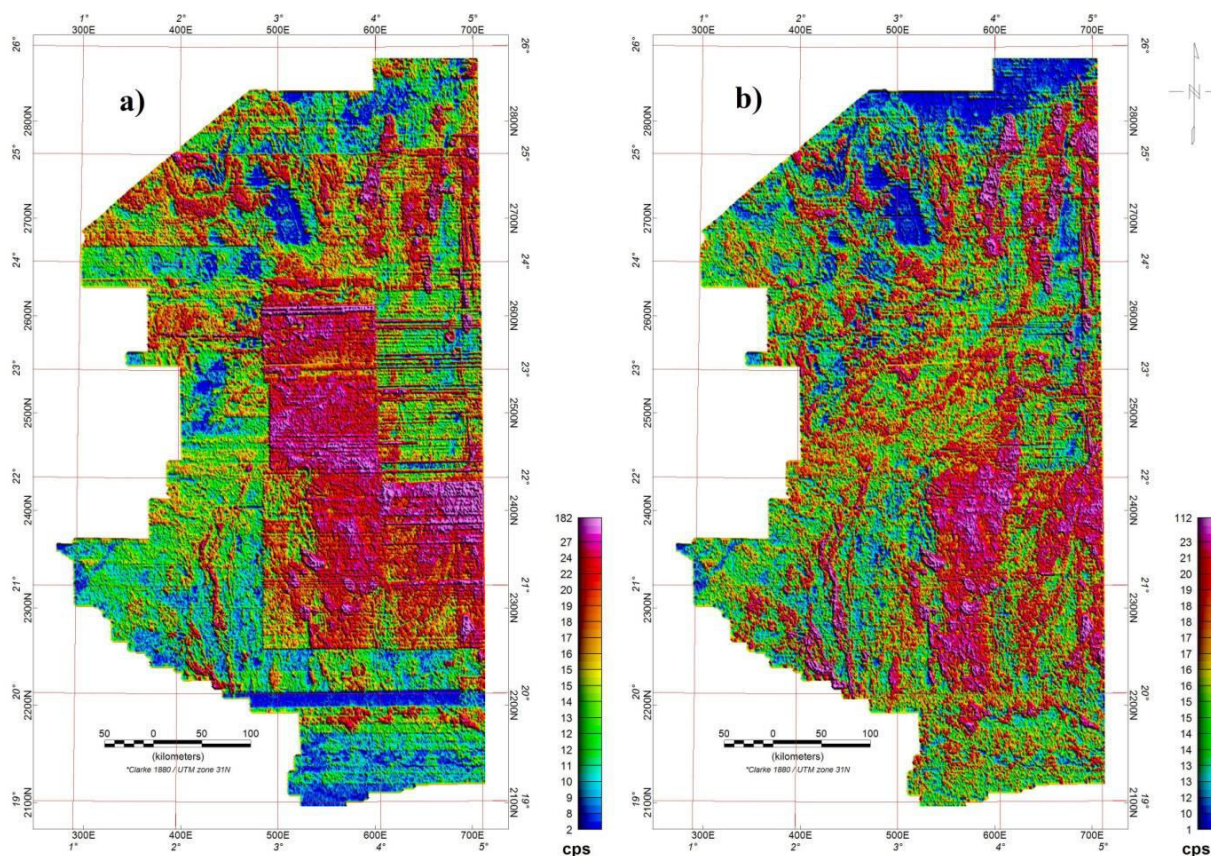


Figure 4.16 : Raccordement des données de Thorium (Th).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

Dans le but de prouver, quantitativement, la fiabilité de notre approche d'homogénéisation, nous avons effectué une analyse statistique de données avant et après l'homogénéisation des taux spectrométriques des trois canaux *K*, *U* et *Th* (Tableau 4.1). La comparaison des paramètres statistiques de ces données montre une bonne conservation des anomalies en amplitude, traduite par les bas niveaux d'écart de ces paramètres.

Tableau 4.1 : Paramètres statistiques des trois canaux spectrométriques avant et après l'homogénéisation des données des cinq fichiers numériques.

Canal	Minimum		Maximum		Moyenne (Avant = Après)	Ecart type	
	Avant	Après	Avant	Après		Avant	Après
<i>K</i>	3	2	456	438	84.64	30.89	26.33
<i>U</i>	1	0.6	205	255	29.80	12.77	10.51
<i>Th</i>	1	0.5	226	254	16.63	07.18	07.71

4.3.2 Corrections spectrométriques :

Principalement, trois types de corrections s'imposent lors du traitement des données spectrométriques ; la correction du bruit de fond, la correction de l'effet Compton et celle d'altitude. A ces dernières s'ajoutent d'autres corrections dont l'influence sur les mesures est mineure tels que le temps mort, la pression et la température.

4.3.2.1 Correction du temps mort (*Dead time*):

En spectrométrie, l'enregistrement s'effectue sur un intervalle de temps donné (généralement chaque seconde). Le système électronique de l'instrument nécessite un certain temps pour traiter chaque impulsion provenant du détecteur, durant ce laps de temps, les autres impulsions qui arrivent sont automatiquement rejetées. Ce temps est appelé « temps mort », il est propre à l'équipement utilisé et a pour effet la sous-estimation des comptages dans chacun des canaux spectrométriques (Minty et al, 1997).

En d'autres termes, le temps mort peut être défini comme étant, la différence entre le temps d'échantillonnage des mesures et celui nécessaire pour que l'instrument traite ces données. Ce dernier, appelé aussi « temps d'activité du système » est toujours inférieur au temps d'échantillonnage et évolue en fonction du taux de comptage total. La correction de l'effet du temps mort s'exprime par :

$$N = \frac{n}{1 - C.t} \quad (4.06)$$

Où

N : Taux de comptage corrigé (*cps*).

n : Taux de comptage observé (*cps*).

C : Comptage total (*cps*).

t : Temps mort de l'instrument par pulsation ($\mu\text{s}/\text{impulsion}$).

Il est à noter que la plupart des équipements se caractérisent par un temps mort situé dans l'intervalle (5 - 15 $\mu\text{s}/\text{impulsion}$). Dans le cadre de ce travail et tenant compte de l'équipement utilisé, relativement ancien (spectromètre de type *Horshow Hammer*), nous avons opté pour un temps mort de l'ordre de 15 $\mu\text{s}/\text{impulsion}$.

4.3.2.2 Correction du bruit de fond (*Background*):

Lors d'un levé aérospectrométrique, la radioactivité enregistrée résulte de la somme de deux parties ; un fond rocheux causé par les éléments radioactifs contenus dans la croûte terrestre et un fond résiduel d'origine externe, ce dernier, qu'on doit l'éliminer, est composé essentiellement de trois termes ; le fond radiométrique cosmique (*cosmos*), le gaz du radon contenu dans l'air et l'appareillage.

La mesure du bruit de fond atmosphérique se fait, généralement, en volant 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. En présence de vastes étendues d'eau, il est 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. Actuellement, le procédé souvent employé durant les levés aérogéophysiques consiste à utiliser, en plus du capteur gamma ray standard, un capteur supplémentaire orienté vers le haut (*upward looking*), réservé à l'enregistrement de la radioactivité cosmique et celle du radon contenu dans l'air.

Pour la base de données spectrométriques dont nous disposons, aucune des procédures citées ci-dessus n'a été mis en œuvre par *Aeroservice*. Cela diminue manifestement la qualité des données et complique d'avantage l'opération de correction des mesures.

Etant donné le volume relativement petit du cristal et la variation relativement grande du bruit de fond, il est important de prendre un soin particulier quant à l'élimination de ce bruit pour ne pas introduire des valeurs reliées à des imprécisions d'échantillonnage. Dans une tentative de détermination, empiriquement, le niveau de bruit de fond, l'examen des données spectrométriques a montré que le bruit de fond varie considérablement, non seulement d'une ligne à l'autre mais aussi, dans quelques cas, le long de la même ligne de vol, par conséquent, l'adoption d'un niveau moyen de bruit de fond pour chaque canal peut causer certains problèmes dans l'interprétation (Paterson, Grant et Watson, 1977).

Le procédé que nous avons adopté est d'attribuer, pour chacun des canaux spectrométriques, un niveau de bruit de fond variable. Pour l'estimation de ce dernier, nous avons calculé, à partir des données brutes, les niveaux de comptage régionaux des quatre canaux en utilisant un polynôme du premier degré. Tenant compte du niveau du bruit de fond relativement élevé, nous avons opté pour l'enlèvement de 20% de la valeur régionale de chaque canal.

Nous préciserons qu'il est possible d'appliquer la correction du bruit de fond aux données homogénéisées et ce, en adoptant un niveau de bruit de fond moyen pour chaque canal spectrométrique. Le tableau 4.2 représente quelques paramètres statistiques caractéristiques des bruits de fond calculés à partir des données brutes au moyen d'un polynôme du premier degré.

Tableau 4.2 : Paramètres statistiques des niveaux de bruit de fond calculés pour les quatre canaux spectrométriques, par la méthode polynômiale.

Canal	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
<i>TC</i>	0	245	136	23
<i>K</i>	2	49	21	5.4
<i>U</i>	2	17	7	2.4
<i>Th</i>	1	13	4	1.4

La figure 4.17 illustre les niveaux de bruits de fond adoptés pour les quatre canaux spectrométriques. On constate que les bandes, caractérisées par de bas niveaux de comptage, dû probablement aux imprécisions d'échantillonnage, présentent les basses corrections du bruit de fond. Ceci prouve la fiabilité de l'approche que nous avons adoptée pour l'enlèvement du bruit de fond atmosphérique. Les taux de comptage corrigés sont donnés par les formules suivantes :

$$\begin{aligned}
 TC_{corr} &= TC_{obs} - BF_{TC} \\
 K_{corr} &= K_{obs} - BF_K \\
 U_{corr} &= U_{obs} - BF_U \\
 Th_{corr} &= Th_{obs} - BF_{Th}
 \end{aligned}
 \tag{4.07}$$

Où

TC_{corr} , K_{corr} , U_{corr} et Th_{corr} : Taux corrigés des quatre canaux.

TC_{obs} , K_{obs} , U_{obs} et Th_{obs} : Taux brutes des quatre canaux.

BF_{TC} , BF_K , BF_U et BF_{Th} : Niveaux de bruit de fond des quatre canaux.

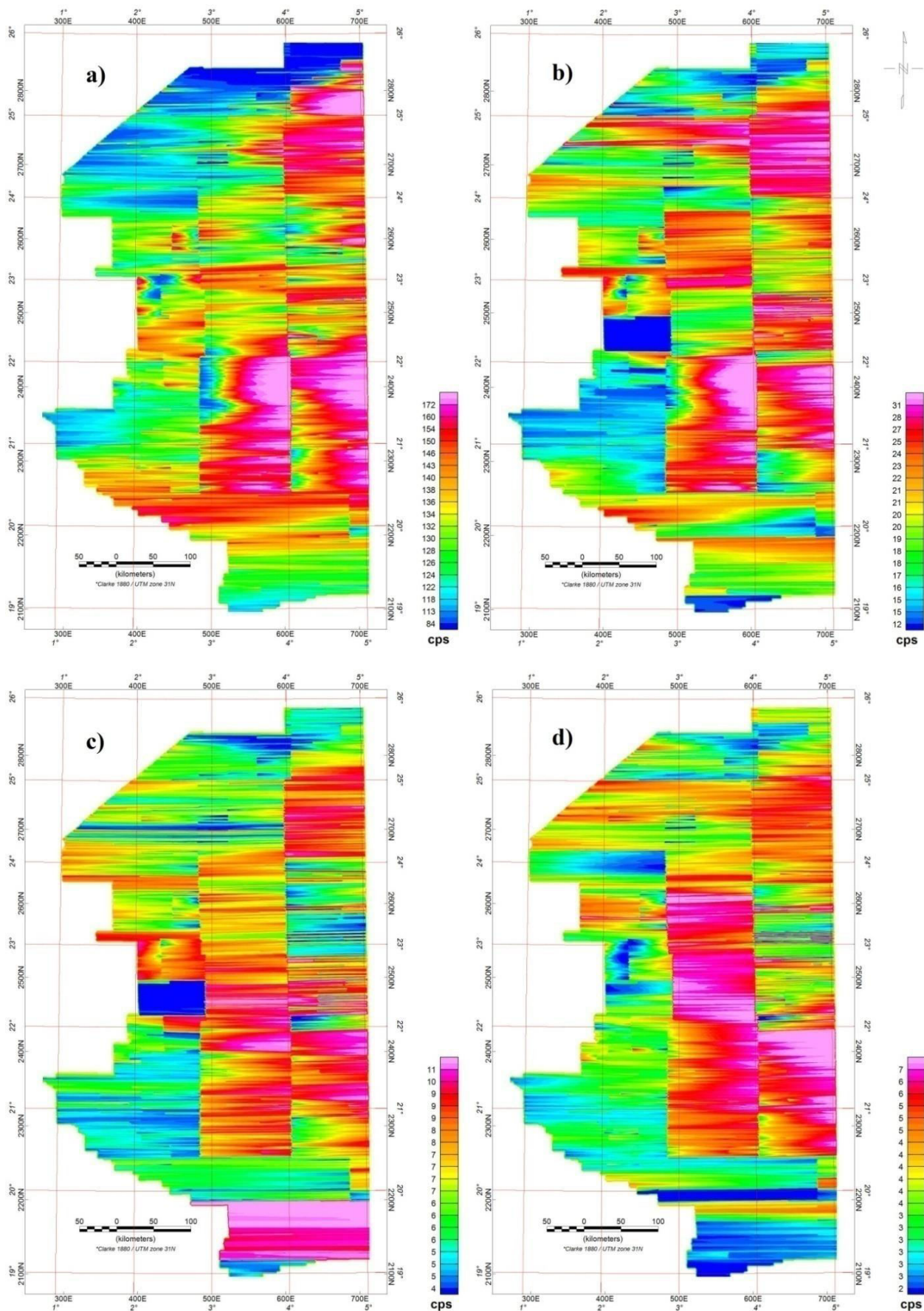


Figure 4.17 : Niveaux de bruit de fond calculés pour les quatre canaux spectrométriques. (a) Comptage total TC, (b) Potassium K, (c) Uranium U, (d) Thorium Th.

4.3.2.3 Correction de l'effet Compton :

Les radiations γ 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 γ 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 γ avec la matière ambiante. Le canal Th , étant la radiation d'énergie la plus élevée est peu affecté par la diffusion Compton, cependant les radiations γ de la fenêtre Th apparaissent sur les deux fenêtres U et K ; de même que les rayons γ de la fenêtre U apparaissent sur la fenêtre K . Pour le canal TC , du fait qu'il enregistre toutes les contributions primaires et secondaires, ne peut être corrigé de façon satisfaisante.

La correction de l'effet Compton consiste à soustraire les excès d'énergie que présentent les canaux spectrométriques à l'aide de facteurs d'interférence, spécifique pour chaque système d'acquisition, appelés coefficients de stripage (stripping ratios). On distingue deux types de coefficients de stripage ; directs dénotés (α , β et γ) pour les interférences énergétiques décroissantes et inverses dénotés (a , b et g) pour les interférences énergétiques croissantes (Figure 4.18). Pour la détermination de ces coefficients, on utilise habituellement des sources pures de Th , U et K . Lorsque le détecteur enregistre le rayonnement γ d'une source pure de Th par exemple, en plus de l'enregistrement typique de la fenêtre Th , on aura des quantités supplémentaires du rayonnement γ dans les fenêtres U et K ce qui permet de déterminer la contribution du Th dans les deux fenêtres U et K . De la même façon, on peut déterminer la contribution des autres éléments dans les différentes fenêtres d'énergie. Ainsi, les coefficients de stripage sont définis comme suit :

$$\alpha = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

$$\beta = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

$$\gamma = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

$$a = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

$$b = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

$$g = U / Th \text{ (source pure de Th)}$$

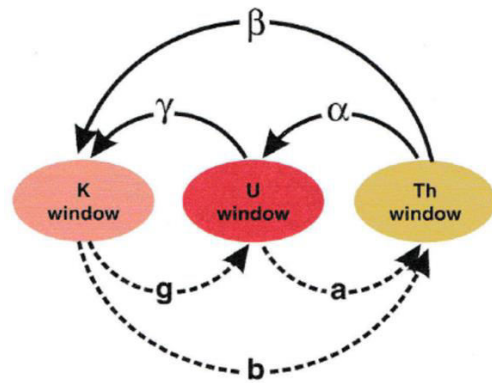


Figure 4.18 : Schéma d'interférence d'énergie entre les trois fenêtres K , U et Th .

Les coefficients b et g , trop petit ou nuls, sont souvent négligés dans les calculs. Les équations de correction de l'effet Compton des trois canaux s'expriment comme suit (Grasty, 1977 ; Killeen, 1983) :

$$\begin{aligned} Th_{corr} &= \frac{U_{obs} - aTh_{obs}}{1 - a\alpha} \\ U_{corr} &= \frac{U_{obs} - \alpha Th_{obs}}{1 - a\alpha} \\ K_{corr} &= \frac{(\alpha\gamma - \beta)Th_{obs} + (\alpha\beta - \gamma)U_{obs} + (1 - a\alpha)K_{obs}}{1 - a\alpha} \end{aligned} \quad (4.08)$$

Où

Th_{corr} , U_{corr} et K_{corr} : Taux corrigées de Th , U et K .

Th_{obs} , U_{obs} et K_{obs} : Taux observées de Th , U et K .

α , β , γ et a : Coefficients de stripage.

Puisque le canal Th est peu affecté par l'effet Compton, le coefficient a peut être également négligé. Par conséquent, les canaux U et K sont pratiquement, les seuls à être corrigés de cet effet et les formules de correction précédentes peuvent être encore simplifiées comme suit :

$$\begin{aligned} U_{corr} &= U_{obs} - \alpha Th_{obs} \\ K_{corr} &= K_{obs} - \beta Th_{obs} - \gamma U_{obs} \end{aligned} \quad (4.09)$$

Selon les normes de l'AIEA, pour un cristal aéroporté $NaI(Tl)$ standard, les constantes de stripage au niveau du sol sont :

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.24 \\ \beta &= 0.37 \\ \gamma &= 0.70 \\ a &= 0.05 \\ b &= g = 0 \end{aligned}$$

A cause de l'influence de la masse d'air entre la source et le capteur qui favorise l'effet Compton et réduit l'énergie du rayonnement de la source, les constantes de stripage augmente avec l'altitude de vol. Les taux de croissance par mètre des différentes constantes de stripage sont les suivant (AIEA, 1991) :

$$\begin{aligned} C_\alpha &= 0.00049 \\ C_\beta &= 0.00065 \\ C_\gamma &= 0.00069 \\ &La\ croissance\ de\ a,\ b\ et\ g\ et\ négligeable \end{aligned}$$

Les constantes de stripage α , β et γ utilisées pour la correction de l'effet Compton sont normalement déterminées avant et après le levé au moyen de dalles d'étalonnage. Lorsque cette opération n'est pas possible, on effectue des étalonnages manuels tous les jours, avant et après le vol, à l'aide de sources radioactives standards.

Dans le cadre de cette thèse et vu l'absence d'informations sur un probable étalonnage effectué par *Aeroservice*, nous avons opté pour des constantes déduites à partir des résultats d'étalonnages effectués sur des configurations similaires à celles des cristaux utilisés par *Aeroservice*. Ces constantes sont déterminées à l'aide de dalles d'étalonnage, construite au niveau d'un aéroport à Ottawa, Canada (Paterson, Grant et Watson, 1977).

Les constantes de stripage utilisées pour le cas de notre levé sont les suivantes :

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

4.3.2.4 Correction de l'altimétrie radar :

Etant donné que la température et la pression ambiante affectent la densité de l'air et donc ses propriétés d'atténuation, il est nécessaire de corriger les mesures d'altimètre radar en tenant compte de ces deux facteurs. La hauteur équivalente, calculée à la température absolue 273.15 °K et à la pression standard 101.325 KPa s'exprime par (AIEA, 1991) :

$$h_{TPS} = h_{obs} \frac{(273.15)P}{(T + 273.15)(101.325)} \quad (4.10)$$

Où h_{obs} est l'altitude radar (par rapport au niveau du sol) et h_{TPS} est la hauteur équivalente à température T et pression P standards (T en °C et P en KPa).

Vu l'absence de mesures de température ambiante et de pression atmosphérique, nous avons opté pour l'utilisation de valeurs optimales de ces deux facteurs.

- La pression atmosphérique standard s'exprime par la relation suivante :

$$P = 101.325 e^{-\frac{H}{8581}} \quad (4.11)$$

Où H est l'altitude barométrique (en mètres) qui est la somme de l'altitude radar et celle topographique. Cette dernière a été extraite à partir du modèle numérique de terrain DEM, décrit dans le deuxième chapitre.

- Pour la température, nous avons opté pour une valeur constante de l'ordre de 30°C.

4.3.2.5 Correction d'altitude (élévation) :

Lors d'un levé aérospectrométrique, l'altitude de vol qui est supposée être constante, fluctue constamment à cause des conditions de vol, particulièrement au-dessus des reliefs accidentés (zones montagneuses). La correction d'élévation a pour but d'éliminer l'effet atténuateur de l'air sur l'intensité des rayons γ et ramener les mesures à la même altitude de référence (altitude nominale de vol). Etant donné que les taux de comptage varient exponentiellement avec l'altitude de vol, leurs corrections d'altitude s'expriment par :

$$\begin{aligned} TC_{corr} &= TC_{obs} \exp[\mu_{TC}(h_e - h_0)] \\ K_{corr} &= K_{obs} \exp[\mu_K(h_e - h_0)] \\ U_{corr} &= U_{obs} \exp[\mu_U(h_e - h_0)] \\ Th_{corr} &= Th_{obs} \exp[\mu_{Th}(h_e - h_0)] \end{aligned} \quad (4.12)$$

Où :

TC_{corr} , K_{corr} , U_{corr} et Th_{corr} : Valeurs corrigées des quatre canaux.

TC_{obs} , K_{obs} , U_{obs} et Th_{obs} : Valeurs brutes des quatre canaux.

h_e : Altitude radar de l'avion (corrigée de l'effet de la pression et la température).

h_0 : Altitude nominale de vol (dans notre cas 150 m).

μ_{TC} , μ_K , μ_U et μ_{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. La valeur de (μ) peut être calculée en utilisant la relation suivante :

$$\mu = \mu_m \cdot \rho \quad (4.13)$$

Où ρ est la densité de la matière traversée par le rayonnement γ ($\rho_{air} = 1.3 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$) et μ_m est le coefficient d'absorption massique. Ce dernier est une fonction linéaire de l'énergie des rayons γ . Tenant compte des intervalles d'énergie des trois canaux, les coefficients d'absorption ont pour valeurs (Paterson, Grant et Watson, 1977) :

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

A cause des imprécisions du bruit de fond atmosphérique et d'étalonnage, nous avons opté pour un coefficient d'absorption moyen approximatif pour tous les canaux :

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

4.3.3 Calcul des taux spectrométriques corrigés :

Les corrections citées ci-dessus sont appliquées aux données spectrométriques brutes dans le but de calculer les taux corrigés des quatre canaux (TC , K , U et Th). Considérons $\lambda = e^{\mu(h_e - h_0)}$, la correction d'élévation, les formules générales de correction peuvent être exprimées par :

$$\begin{aligned} TC_{corr} &= \lambda(TC_{obs} - BF_{TC}) \\ K_{corr} &= \lambda[(K_{obs} - BF_K) - \beta(Th_{obs} - BF_{Th}) - \gamma(U_{obs} - BF_U)] \\ U_{corr} &= \lambda[(U_{obs} - BF_U) - \alpha(Th_{obs} - BF_{Th})] \\ Th_{corr} &= \lambda(Th_{obs} - BF_{Th}) \end{aligned} \quad (4.14)$$

Où

h_e : Altitude radar corrigée de l'effet de la pression et de la température.

h_0 : Altitude nominale de vol ($h_0 = 150 \text{ m}$).

μ : Coefficient d'absorption moyen ($\mu = 6.56 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$).

α , β et γ : Constantes de l'effet Compton (coefficients de stripage).

TC_{corr} , K_{corr} , U_{corr} et Th_{corr} : Taux corrigés des quatre canaux.

TC_{obs} , K_{obs} , U_{obs} et Th_{obs} : Taux bruts des quatre canaux.

BF_{TC} , BF_K , BF_U et BF_{Th} : Bruits de fond des quatre canaux.

Les cartes des taux corrigés montrent qu'un certain niveau de bruit de dé-ondulation persiste encore, même après l'application des différentes corrections standards (Figure 4.19). Ce bruit résiduel, qui se manifeste sous forme d'anomalies de courtes longueurs d'onde, épousant la direction des lignes de vol, est dû probablement à des imprécisions d'enlèvement du bruit de fond. Par conséquent, l'application d'un filtrage fin (micro-nivellement) est indispensable afin d'éliminer ces erreurs.

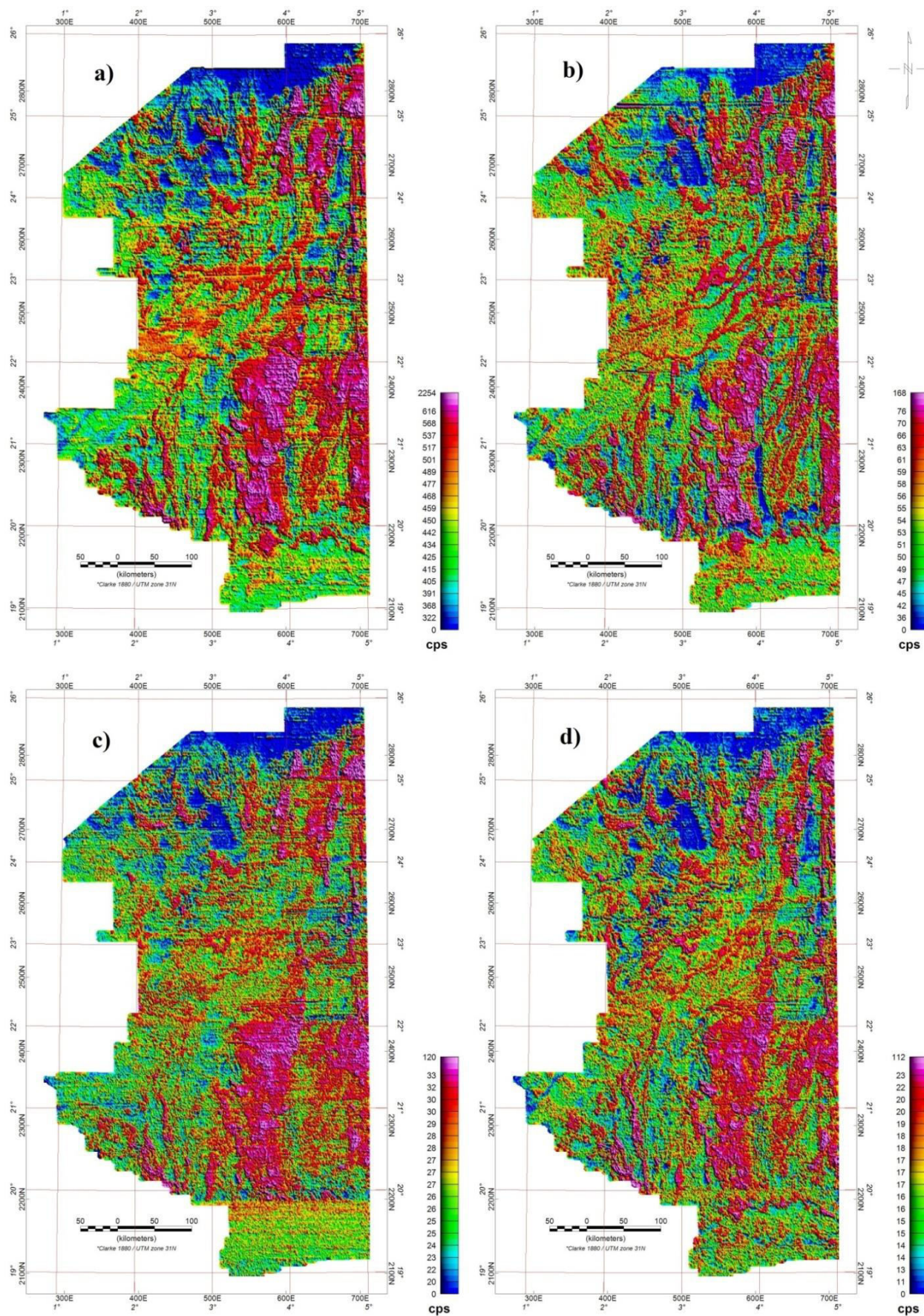


Figure 4.19 : Taux de comptage corrigés.
 (a) TC corrigé, (b) K corrigé. (c) U corrigé, (d) Th corrigé.

4.3.4 Atténuation des bruits directionnels :

Contrairement aux données magnétométriques où l'effet du bruit de micro-nivellement est minimal, les données spectrométriques présentent un niveau élevé du bruit résiduel. Ce dernier peut être expliqué par les variations du bruit de fond atmosphérique, particulièrement le gaz Radon, et aussi par le relief montagneux qui caractérise la zone d'étude. Bien que l'opération d'homogénéisation des données réduise considérablement ce bruit, son niveau est jugé encore élevé. Par conséquent, pour améliorer la qualité de données, il est impératif d'effectuer un micro-nivellement de données.

Dans une tentative d'éliminer les erreurs résiduelles à l'aide de l'algorithme *PGW*, les résultats obtenus ont montrés les limites de cette technique dans le cas où le rapport signal/bruit est minimal (proche de l'unité). Pour cette raison nous avons opté pour le micro-nivellement classique appelé filtrage de dé-ondulation (*Decorrugation*). C'est un filtrage directionnel basé sur l'emploi, dans le domaine de Fourier, d'une combinaison de deux filtres :

- Un filtre passe-haut, généralement *Butterworth* du sixième degré.
- Un filtre azimutal qui est un cosinus directionnel, selon l'azimut 90 (Direction E-W).

A partir des données corrigées, nous avons isolé, pour chaque canal spectrométrique, une grille de bruit résiduel. Ces dernières ont été soustraites des données corrigées correspondante pour obtenir les taux filtrés.

La figure 4.20 illustre les taux spectrométriques corrigés et filtrés du bruit de micro-nivellement. Les cartes filtrées des quatre canaux (*TC*, *K*, *U* et *Th*), montrent une bonne atténuation du bruit de micro-nivellement traduite par la disparition de la majorité des formes indésirables (artefacts) épousant la direction des lignes de vol et qui affectent les quatre canaux spectrométriques, particulièrement ceux de *U* et *Th* (Figure 4.20c et Figure 4.20d).

Les linéaments des anomalies spectrométriques, suivent, généralement, les éléments structuraux majeurs de la zone d'étude particulièrement les taux de comptage de *TC* et *K* (Figure 4.20a et Figure 4.20b). Les taux relativement élevés sont enregistrés le long des accidents tectoniques, des contacts lithologiques et au niveau des ensembles granitiques de type (Taourirts), caractérisant le fossé Pharusien dans la partie Est de la zone d'étude.

On constate un bas niveau de bruit résiduel qui persiste encore après le micro-nivellement dont l'intensité varie d'un canal à l'autre. Les deux cartes de *TC* et *U* sont les plus affectés par ces erreurs particulièrement, deux bandes orientées E-W ; l'une située au centre et l'autre à l'extrême sud de la zone d'étude (Figure 4.20a et Figure 4.20c). Ces erreurs résiduelles, même si elles sont visibles sur les cartes corrigées, du fait que leurs amplitudes sont beaucoup inférieures à celles du signal géologique, elles ne diminuent guère de la qualité de l'interprétation.

Quantitativement, la comparaison des cartes filtrées et celles corrigées, montrent une réduction des amplitudes des anomalies de quelques 10%. Cette atténuation, jugée relativement élevée, peut être expliquée par le haut niveau de bruit qui affectent les données brutes comme il a été mentionné précédemment.

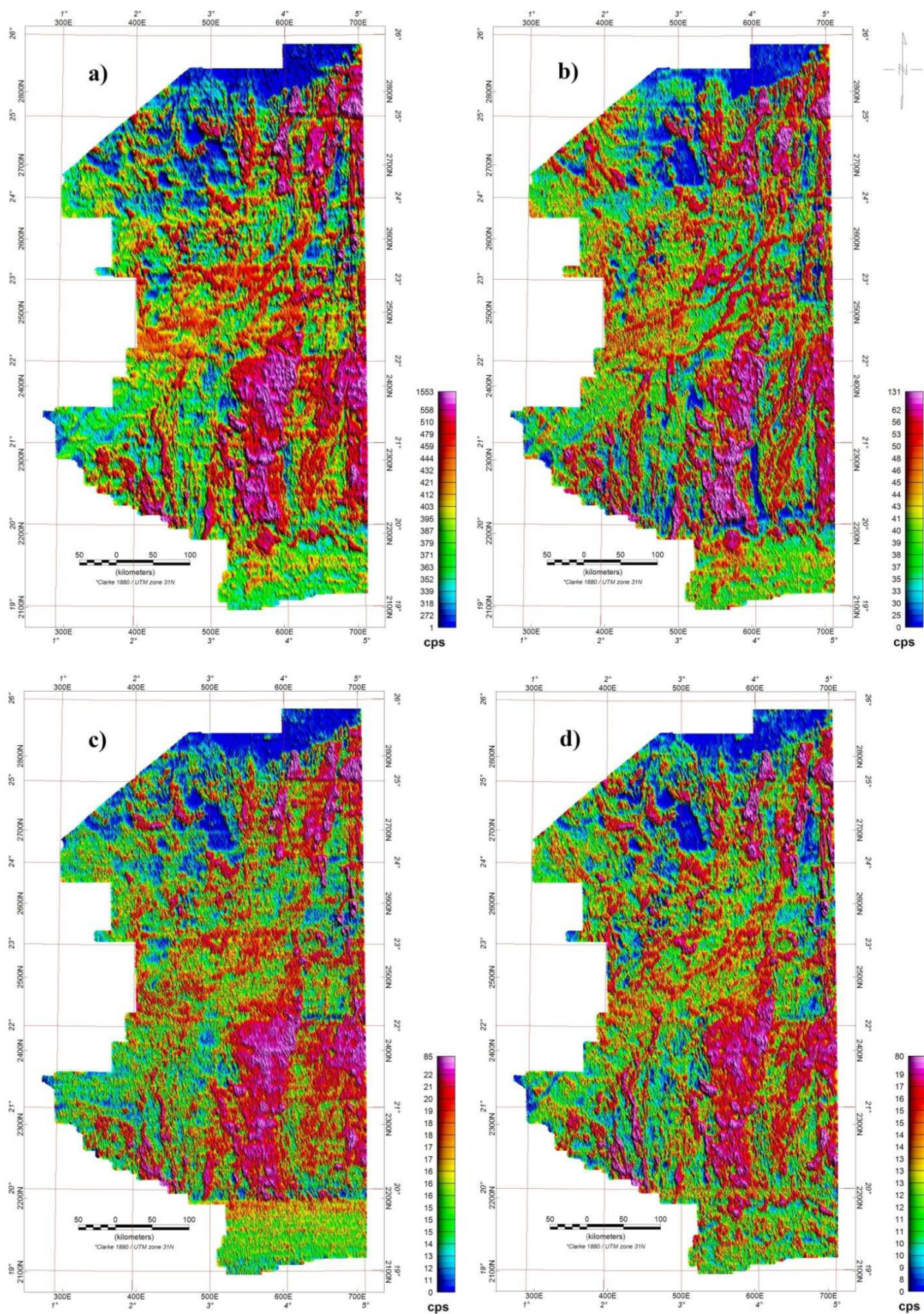


Figure 4.20 : Taux de comptage corrigés et filtrés.
 (a) TC filtré, (b) K filtré. (c) U filtré, (d) Th filtré.

4.3.5 Calcul des concentrations apparentes :

Dans le but de donner aux mesures aérospectrométriques une signification géologique directe, indépendante de l'instrumentation et des paramètres de vol, les taux de comptage doivent être convertis en concentrations apparentes en radioéléments en divisant les taux corrigés des trois canaux (K , U et Th) par des facteurs de sensibilité correspondants.

En spectrométrie aéroportée, les facteurs de sensibilité sont habituellement déterminés, pour chacune des fenêtres, en effectuant une série de mesures à différentes hauteurs de vol au-dessus d'une zone d'étalonnage au moyen du même dispositif d'acquisition utilisé pour la mise en œuvre du levé. Les données ainsi obtenues sont comparées aux concentrations équivalentes au sol (obtenues à l'aide d'un spectromètre portatif correctement étalonné) et la sensibilité est calculée pour la hauteur à laquelle sera effectué le levé. Les coefficients sont estimés en divisant les taux de comptage corrigés des trois fenêtres par les concentrations équivalentes au sol (Minty et al, 1997).

Dans notre cas, l'absence de tout étalonnage sur terrain pour l'estimation des facteurs de sensibilité, nous a contraint à opter pour une approche empirique, basée sur les formules de détermination des concentrations approximatives en radioéléments données par Darnely, (1972). Pour une source infinie, les concentrations en radioéléments des trois canaux peuvent être exprimées comme suit (Paterson et Watson, 1977) :

$$\begin{aligned}
 eTh(ppm) &= \frac{Th_{corr}}{\mu_{Th} \cdot V} = \frac{Th_{corr}}{F_{Th}} \\
 eU(ppm) &= \frac{U_{corr}}{\mu_U \cdot V} = \frac{U_{corr}}{F_U} \\
 K(\%) &= \frac{K_{corr}}{\mu_K \cdot V} = \frac{K_{corr}}{F_K}
 \end{aligned}
 \tag{4.15}$$

Où

eTh : Concentration en Thorium en ppm (partie par million).

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

K : Concentration en Potassium en %.

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

V : Volume du cristal du détecteur ($V = 800 \text{ pouces}^3$).

μ_{Th} , μ_U et μ_K : Coefficients d'absorption linéaires des trois éléments.

F_1 , F_2 et F_3 : Facteurs de sensibilité des trois canaux.

Selon la formule (4.15), les facteurs de sensibilité peuvent être déterminés en multipliant le coefficient d'absorption de chaque canal par le volume du cristal $NaI(Tl)$ du capteur utilisé. Tenant compte du volume du cristal utilisé au-dessus de la zone d'étude et des coefficients d'absorption linéaire des trois radioéléments, les facteurs de sensibilité, utilisés pour le calcul des concentrations apparentes sont les suivants :

$$F_{Th} = \mu_{Th} \cdot V = 4.18$$

$$F_U = \mu_U \cdot V = 5.10$$

$$F_K = \mu_K \cdot V = 5.49$$

Les cartes des teneurs spectrométriques des trois radioéléments, calculés à l'aide de l'expression (4.15) sont illustrées par la figure 4.21. Du fait que les teneurs spectrométriques sont les résultats de la division des taux de comptage corrigés par les facteurs de sensibilité correspondants des trois canaux (K , U et Th), les allures de ces teneurs coïncident parfaitement avec celles des taux corrigés. On constate une répartition variable des teneurs spectrométriques des trois radioéléments selon les faciès géologiques et les éléments structuraux. Cette variation n'est pas identique pour les trois canaux à cause de leurs propriétés chimiques différentes, notamment la solubilité.

Les teneurs en Uranium, les plus élevés, sont localisés le long des systèmes de failles majeures d'orientation subméridienne, particulièrement, la 4°50', la 4°30' et la faille In Ouzzal Est. Les ensembles granitiques (Taourirts) sont également caractérisés par teneurs relativement élevés. De même pour les contacts lithologiques séparant le môle d'In Ouzzal des deux rameaux, oriental et occidental, où des teneurs relativement élevés ont été localisés notamment dans la partie sud du môle (Figure 4.21b).

Les teneurs en U , relativement élevés, peuvent être considérés comme indicateur d'une éventuelle minéralisation d'Uranium. Ce dernier, contrairement au Thorium et au Potassium est beaucoup plus soluble, ce qui suscite l'étendu de la zone d'intérêt (auréole géochimique à teneur plus faible autour de minéralisation à teneur élevée). Cela explique l'étendue des linéaments d'anomalies observés sur la carte de concentration en Uranium par rapport à ceux observés, au niveau des mêmes endroits, sur les cartes de Potassium et de Thorium (Figure 4.21a et Figure 4.21c).

Nous précisons que la teneur en U du sol altéré représente souvent une faible proportion de la teneur des roches sous-jacentes, la concentration de l'élément dérivé (Bi^{214}) ne reflète pas nécessairement la teneur de l'élément père à cause de la perte d'une partie d'élément de radon qui s'échappe dans le sol

La figure 4.21a et la figure 4.21c représentent les cartes des teneurs en K et en Th . Du fait que ces deux éléments ne sont pas facilement solubles, peuvent être utilisées pour la cartographie lithologique. En effet, l'analyse de ces deux teneurs montre que les éléments structuraux majeurs sont bien mis en évidence. Dans la pratique on utilise souvent le rapport Th/K qui indique mieux, la variation de la lithologie.

Dans le but d'évaluer, quantitativement, les trois teneurs spectrométriques, nous avons effectué une analyse statistique de ces derniers. Cette analyse a été basée sur quatre indicateurs statistiques principaux ; le minimum, le maximum, la moyenne arithmétique et l'écart type qui caractérise la dispersion des échantillons autour de la moyenne (Tableau 4.3).

Tableau 4.3 : Paramètres statistiques des teneurs spectrométriques des trois radioéléments.

Radioélément	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
K (%)	0.071	23.87	7.94	2.24
U (ppm)	0.027	16.71	3.27	0.83
Th (ppm)	0.062	19.22	3.18	1.00

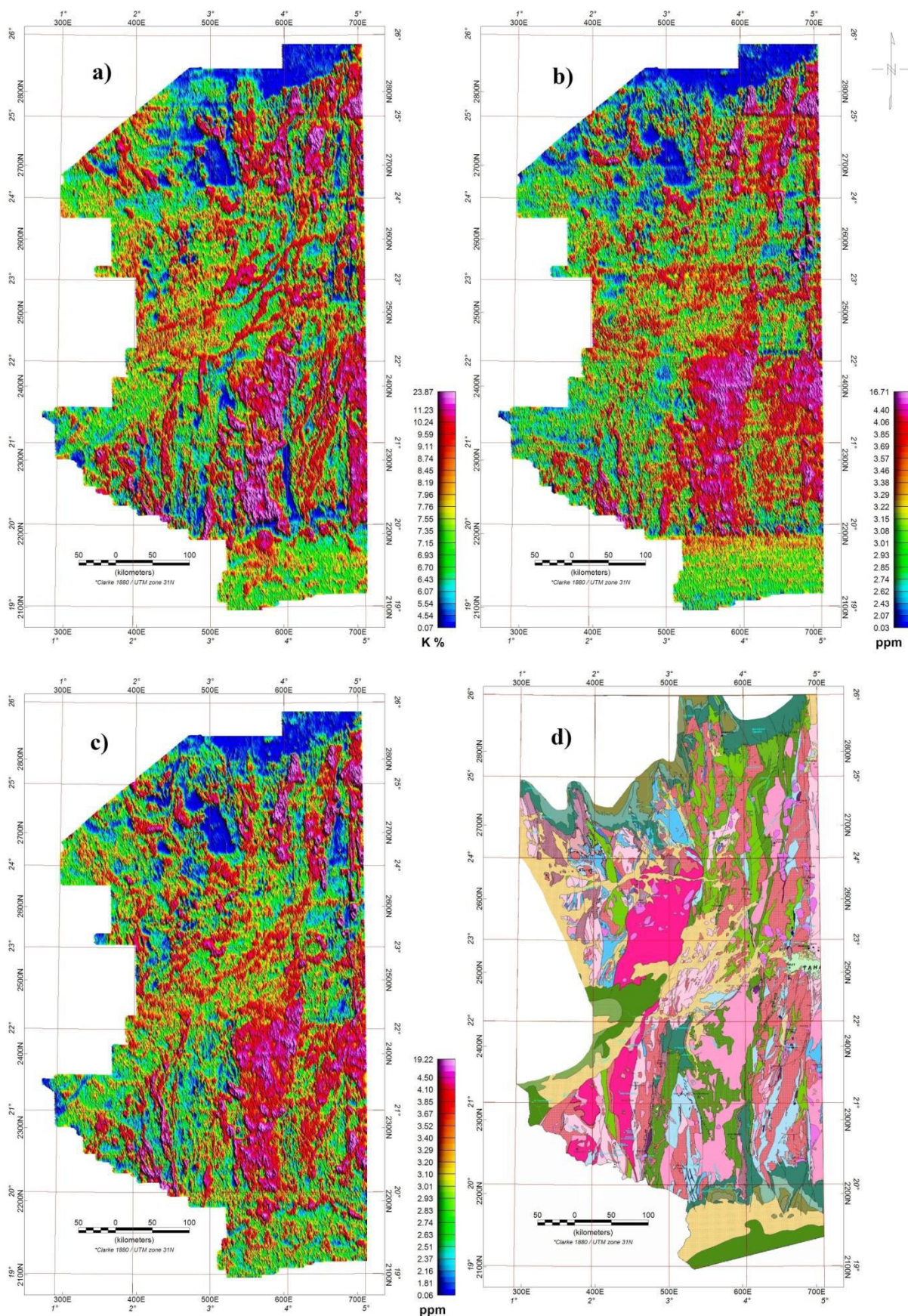


Figure 4.21 : Carte des concentrations en radioéléments.
 (a) Concentration en Potassium (%), (b) Concentration en Uranium (ppm),
 (c) Concentration en Thorium (ppm), (d) Carte géologique du Hoggar occidental.

4.3.6 Rapports spectrométriques :

Lors de l'interprétation des données spectrométrique, on utilise souvent les rapports de concentrations au lieu des concentrations en radioéléments elles même. En effet, ces rapports, qui reflètent les concentrations relatives, constituent un outil très utile pour l'analyse de données du fait qu'ils permettent de mettre en relief des caractéristiques géologiques très subtiles. Trois rapports spectrométriques sont habituellement employés :

- Les deux rapports U/Th et U/K donnent des renseignements sur la tendance des anomalies spectrométriques étudiées autrement dit, la nature des indices radiométriques.
- Le rapport Th/K , du fait qu'il varie généralement en fonction des structures géologiques, il peut servir à l'étude de faciès et peut être utilisé pour la cartographie litho-structurale de la région d'étude.

Lors du calcul des rapports spectrométriques, les valeurs extrêmement petites ou nulles au dénominateur peuvent causer des résultats surestimés (valeurs erronées) ce qui complique l'interprétation. Pour éviter cette situation, nous avons fixé un seuil minimal pour chacune des trois fenêtres, au-dessus duquel, toute valeur est ramené à ce seuil. Ce seuil est défini comme étant la moyenne moins deux fois l'écart type (qui est le seuil des valeurs aberrantes en analyse statistique :

$$Seuil_{min} = Moy - 2 \delta \quad (4.16)$$

En utilisant les paramètres statistiques illustrés dans le tableau 4.3, les seuils minimaux obtenus pour les trois teneurs sont :

$$S_K = 2.46$$

$$S_U = 1.61$$

$$S_{Th} = 1.18$$

4.3.6.1 Interprétation du rapport U/Th :

La variation des concentrations relatives U/Th résulte généralement d'un processus spécifique (processus de minéralisation) ayant causé l'accumulation de l'un sans l'accumulation de l'autre. Comme le Thorium est un élément immobile, un rapport U/Th élevé se justifie par un apport d'Uranium dans la zone anormale et donc l'existence d'une minéralisation uranifère. Dans la pratique, une augmentation de ce rapport de 0.1 à 0.2 peut indiquer une situation anormale.

La figure 4.22a illustre la carte du rapport U/Th . On constate que la majorité des anomalies radiométriques sont caractérisées par un rapport U/Th supérieur à 1, ce qui signifie une tendance uranifère. Ce rapport atteint un niveau très élevé (supérieur à 1.3), le long des accidents tectoniques séparant le fossé Pharusien du Hoggar central et du môle d'In Ouzzal à l'Est et à l'Ouest respectivement. D'autres valeurs, relativement élevées, caractérisent les granites post-tectoniques Taourirt.

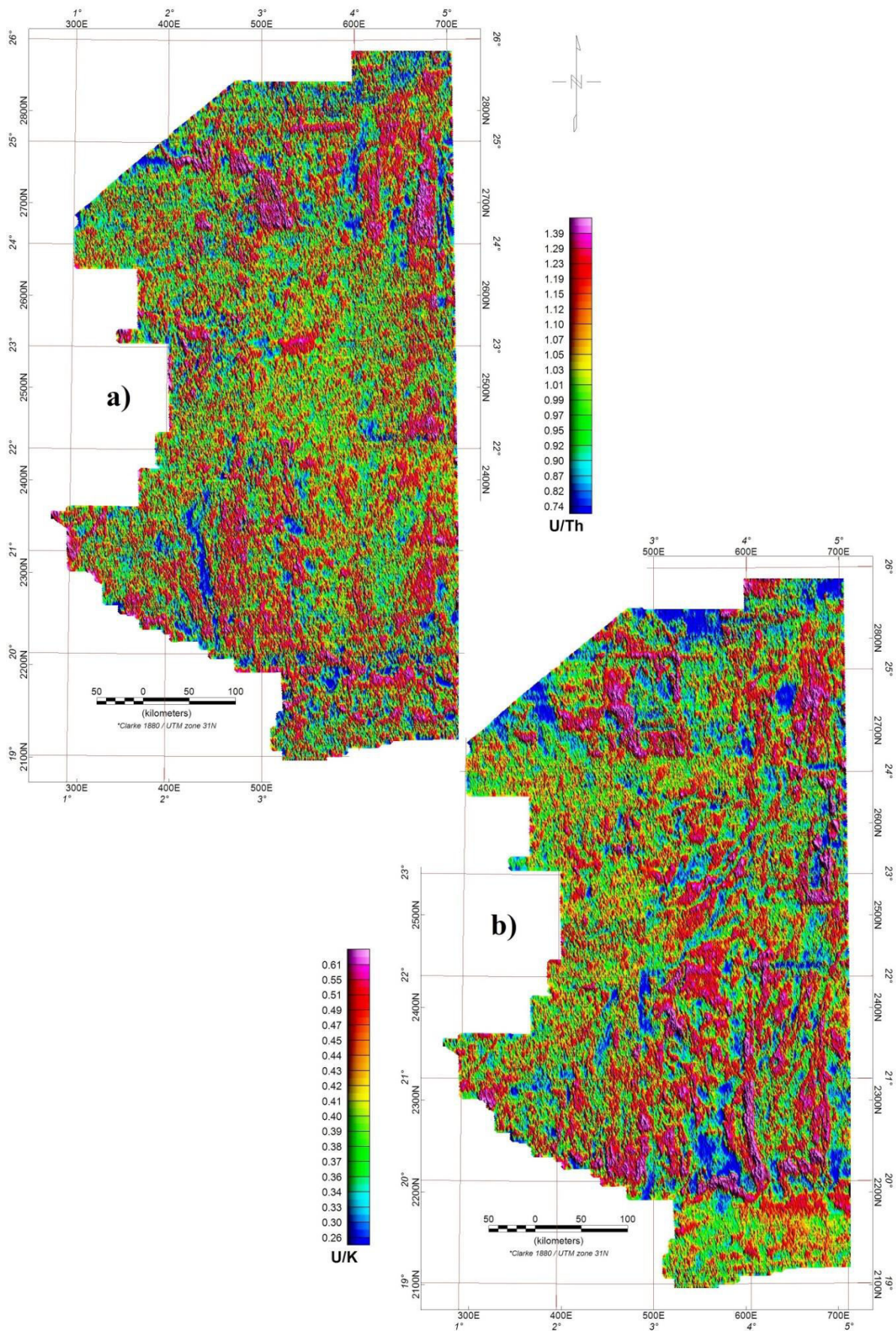


Figure 4.22 : Cartes des rapports de concentrations U/Th et U/K.
 (a) Rapport U/Th, (b) Rapport U/K.

Les plus faibles niveaux du rapport U/Th caractérisent la partie sud du môle d'In Ouzzal (inférieur à 0.8), ce qui signifie la tendance Thorifère des anomalies radiométrique dans cette région. Au niveau des zones caractérisées par l'absence d'anomalies radiométriques, on constate que le rapport U/Th reste presque constant (proche de 1).

4.3.6.2 Interprétation du rapport U/K :

La figure 4.22b représente la carte de variation du rapport U/K . On remarque que la plus part des anomalies radiométriques, caractérisées par un rapport U/Th important, présentent également un rapport U/K relativement élevé, ce qui confirme la tendance uranifère des anomalies dans ces région notamment, le long des accidents tectoniques subméridiennes délimitant le fossé Pharusien et au niveau des granites Taourirt post-tectoniques.

Au sud du môle d'In Ouzzal, dans la partie Sud-Ouest de la zone d'étude, les anomalies à tendance thorifère, décrites dans le paragraphe précédent, présentent un rapport U/K relativement élevé. Ceci peut être expliqué par la faible teneur de Potassium dans les formations de cette région. Les parties caractérisées par l'absence d'importantes anomalies radiométriques, présentent un faible rapport U/K , de même au niveau de la couverture sédimentaire au Nord de la zone d'étude où le niveau de ce rapport est relativement faible.

4.3.6.3 Interprétation du rapport Th/K :

La figure 4.23 représente la carte de variation du rapport Th/K . Du fait que ce dernier varie généralement en fonction des structures géologiques, il peut servir à l'étude de faciès et peut être utilisé pour la cartographie litho-structurale de la région d'étude. En effet, on constate que les éléments structuraux majeurs sont bien mis en évidence par le rapport Th/K .

Les valeurs du rapport Th/K les plus élevées sont localisées le long des accidents tectoniques d'orientation subméridienne et au niveau du contact lithologique entre le fossé Pharusien et le môle granulitique d'In Ouzzal. La partie sud de ce dernier, présente également des valeurs relativement élevées. Ceci peut être expliqué par les forts teneurs en Thorium au niveau de ces régions.

Le Potassium K se manifeste notamment dans le minéral d'Orthoclase ($KAISi_3O_8$), qui est le constituant principal du granite (20 à 25 %). La concentration du Potassium est élevée au niveau des granites intrusifs et aussi au niveau des sédiments du quaternaire. Ceci explique les faibles valeurs du rapport Th/K au niveau de ces de types de formations particulièrement, les granites Taourirt, caractérisant le fossé Pharusien qui occupe la partie Est de la zone d'étude.

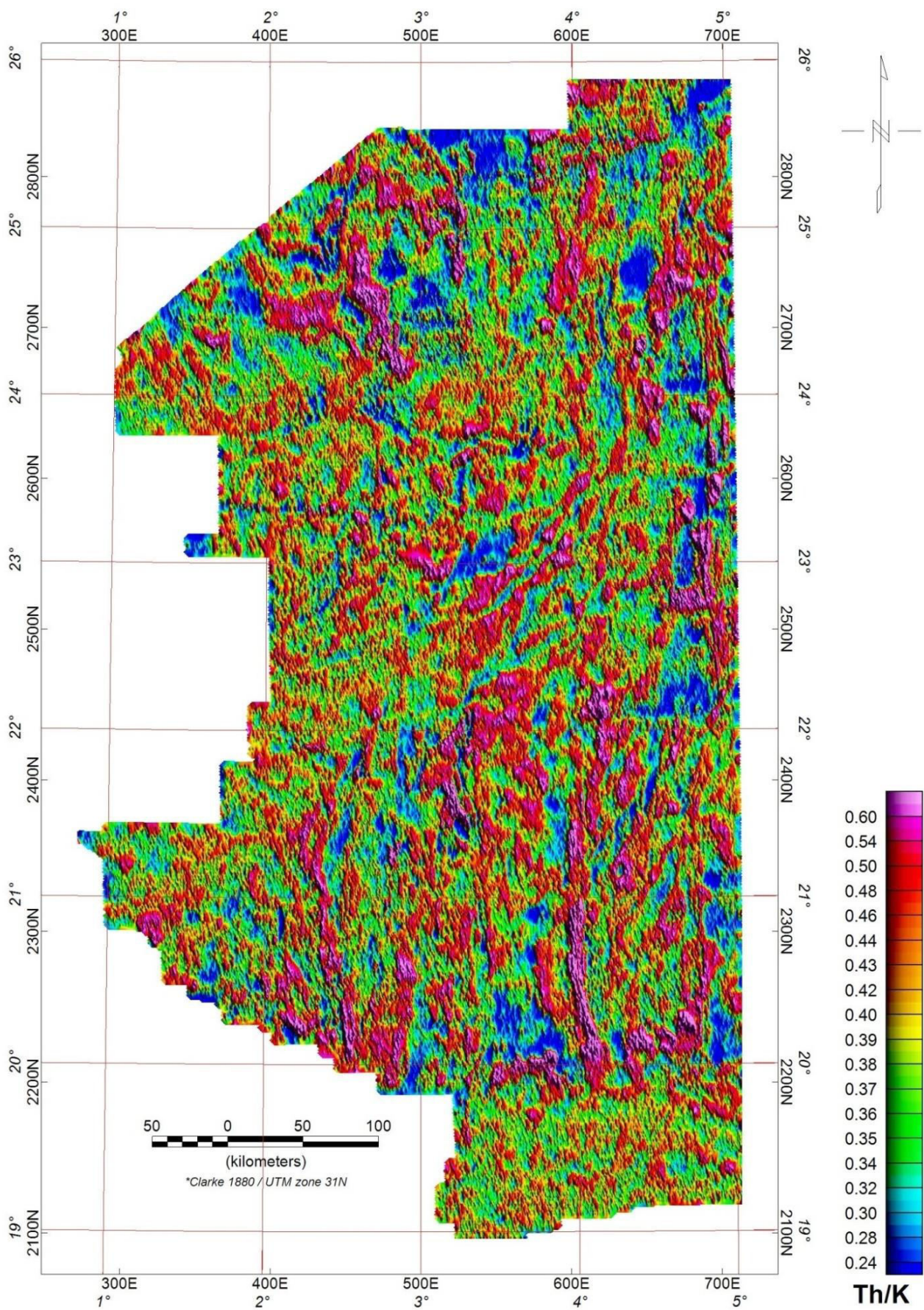


Figure 4.23 : Carte du rapport de concentrations Th/K.

Chapitre 5 :

Evaluation du Potentiel Uranifère du Hoggar Occidental

5.1 Introduction.

5.2 Modèle métallogénique.

5.3 Etude structurale.

5.4 Etude litho-spectrométrique.

5.5 Délimitation des zones perspectives.

5.1 Introduction :

Les travaux de recherche et d'exploration, effectués dans la région du Hoggar occidental, depuis le début des années 1950, ont permis de mettre en évidence plusieurs gîtes et indices Uranifères dont, les minéralisations d'Uranium sont, globalement, associées à des granites intrusifs et font partie de la province Uranifère du rameau oriental de la chaîne Pharusienne, décrite dans le deuxième chapitre.

A partir des résultats de l'analyse des données aérogéophysiques et des différents levés de surface, effectués au niveau de plusieurs zones minéralisées du Hoggar occidental, nous essayons d'établir, dans ce chapitre, un modèle métallogénique de l'Uranium dans cette région. Un tel modèle peut servir à la délimitation des zones potentiellement favorable à l'accumulation des matières premières nucléaires ce qui diminuera considérablement les coûts alloués à l'exploration.

5.2 Modèle métallogénique :

Dans cette section, nous étudions les minéralisations Uranifères caractérisant les trois gisements d'Uranium et les plus importants indices Uranifères de la zone d'étude et ce, dans le but de déterminer les critères de recherche de nouveaux indices (guides géologiques).

La feuille de Timgaouine constitue, en quelque sorte, le noyau de la province Uranifère du rameau oriental de la chaîne Pharusienne, elle est délimitée par les parallèles 21° - 22° N et les méridiens 4° - 5° E. Ce périmètre est le plus étudié par les différentes équipes de prospection (CEA Français, ex SNAREM et ex CREM). Il renferme les trois gisements d'Uranium (Timgaouine, Abankor et Tinef), les indices (Amal, Ghali, Bahouinet et Imrourej) et plusieurs anomalies radiométriques (Figure 5.1).

5.2.1 Le gisement de Timgaouine :

Il est situé à 220km au sud-ouest de la ville de Tamanrasset. L'Uranium a été signalé pour la première fois, dans cette région, en 1950 par la mission de prospection générale du B.R.M.A. Les indices découverts ont été étudiés par le C.E.A en 1958 - 1960. L'exploration du gisement a été entreprise par la SONAREM avec l'aide de GEOMIN dès 1969 - 1970 et s'est poursuivie jusqu'en 1974. Les ressources en Uranium du gisement de Timgaouine ont été estimées à quelques 12 000 tonnes sur la base d'une teneur de coupure de 0.07 %U (SONAREM, 1977).

5.2.1.1 Environnement géologique :

Le gisement de Timgaouine fait partie du Terrane d'Iskel, lequel est un bloc tectonique néoprotérozoïque développé sur une superficie de plus de 50 000 km². Il est délimité à l'est et à l'ouest par des zones de cisaillement subméridiennes profondes matérialisées par des Mylonites et des Cataclasites. Il comporte des formations volcano-sédimentaires et Grésos-détritiques, structurées en bandes linéaires parallèles d'allongements Nord-sud. Elles sont séparées entre elles par des batholithes de Granitoïdes Calco-alcalins qui représentent plus de 70 % des affleurements. Les roches mafiques et ultramafiques affleurant en petits massifs isolés sont intimement liées aux formations volcano-sédimentaires. Enfin, le Terrane d'Iskel comprend plusieurs corps subcirculaires de granites post orogéniques réputés par leurs richesses en minéralisation de Wolfram, Etain, Béryl et parfois en Uranium.

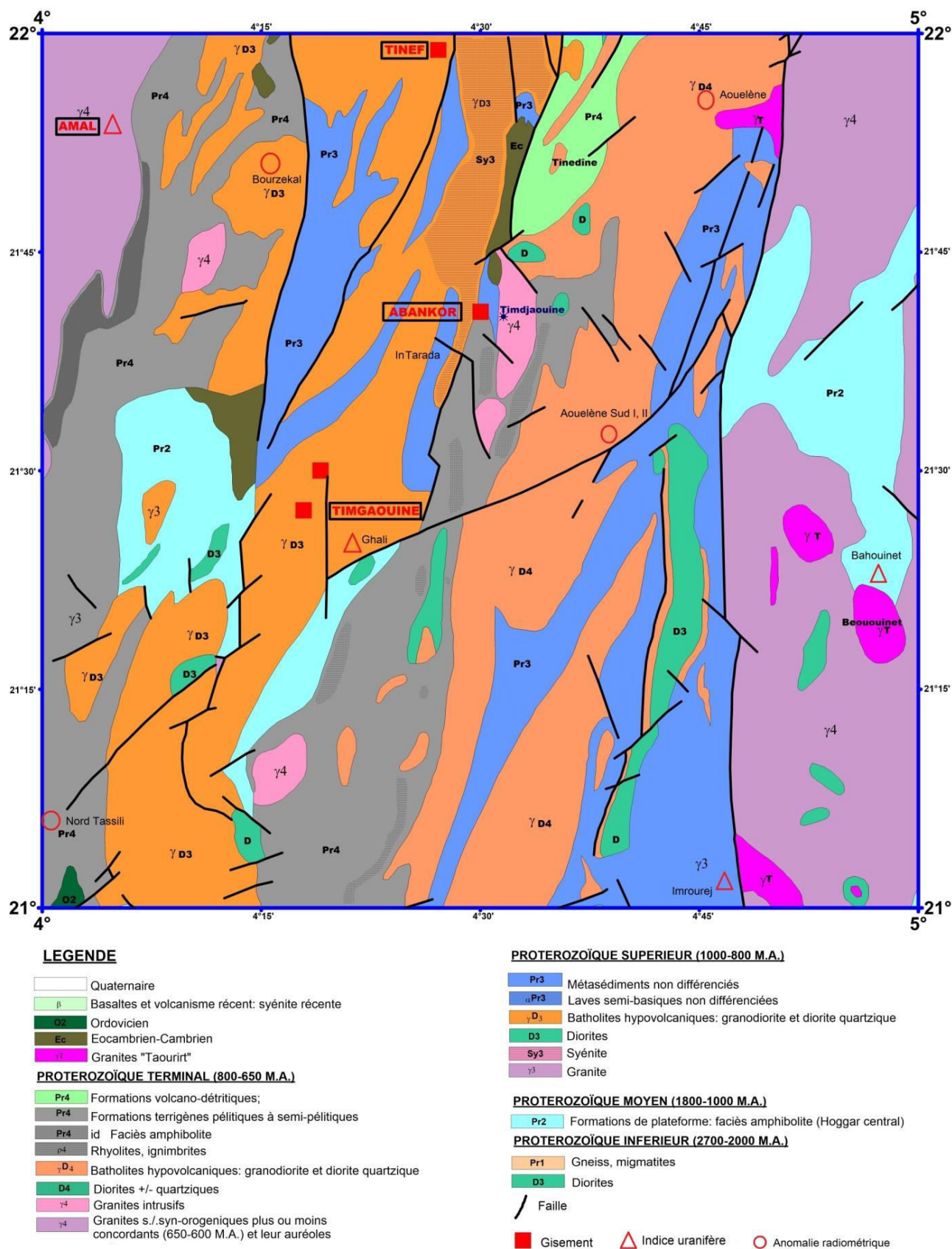


Figure 5.1 : Carte géologique de la feuille de Timgaouine, extraite de la carte géologique du Hoggar au 1 : 100 000, sur laquelle sont superposés les gisements d'Uranium, les indices Uranifères et les anomalies radiométriques importantes (D'après COMENA, 2003).

5.2.1.2 Minéralisations :

La minéralisation Uranifère dans le gisement de Timgaouine est associée au grand Batholite Granitique qui affleure dans une large vallée plate d'environ 140Km de long sur 40Km de large. Il est intrusif et formé essentiellement d'un Granite alcalin à deux micas composé de Quartz idiomorphe, d'Orthose Perthitique, d'Albite-oligoclase et accessoirement d'Apatite. Les minéralisations, portées par des filons de Quartz, des brèches et des métasomatites, jalonnent le toit d'une zone de cisaillement subméridienne dénommée la faille 4°18', marquée par des Granites broyés et altérés. Les longueurs des zones minéralisées varient de 300 à 1200 m.

La coupe géologique, établie à partir des sondages, montre d'Ouest en Est la succession suivante : des Granites roses à deux micas ; une brèche Granitique Silicifiée ; une zone de Stockwerk et filons associés à un dyke de diabase ; un Granite rouge métasomatique à Calcite, Hornblende et Epidote ; des filons de Syénite (ou épisyénite) et enfin, des Granites roses à deux micas (Figure 5.2).

L'association minéralogique est caractérisée par la Pechblende qui se présente en trois générations (I, II et III), Oxydes noirs d'Uranium renfermant du Molybdène (Molybdates d'Uranium), minéraux secondaires d'Uranium (Gummite, Autunite), Molybdénite, Pyrite à deux générations dont la première est contemporaine à la Pechblende I et quelques sulfures (Chalcopyrite, Marcasite, Galène, Sphalérite).

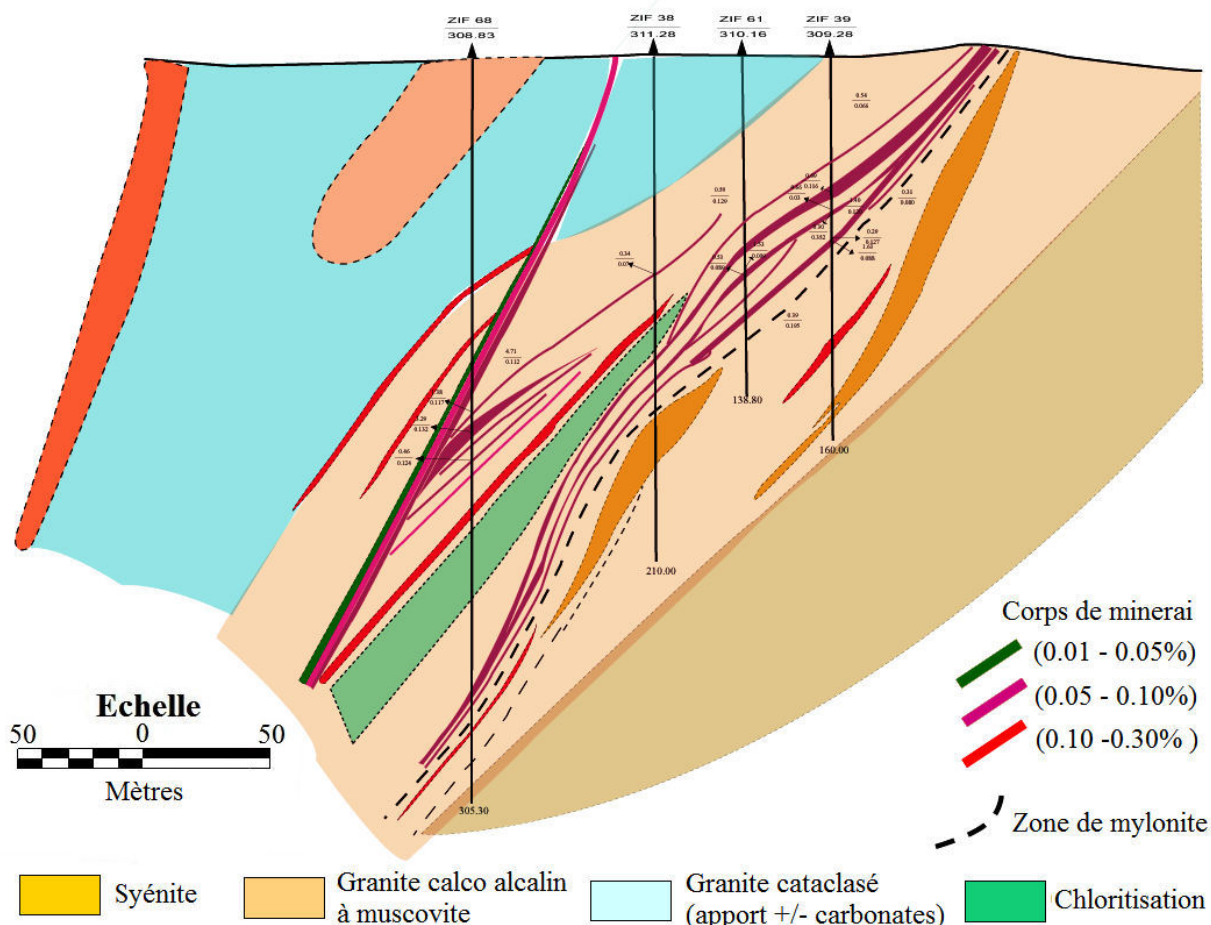


Figure 5.2 : Coupe géologique du gisement de Timgaouine (D'après Semiani et al, 2006).

5.2.2 Le gisement d'Abankor :

Situé à l'Est du gisement de Timgaouine (Figure 5.1), la minéralisation du gisement d'Abankor est de type filon et Stockwerk. Elle s'inscrit dans deux systèmes de fractures, orientés respectivement N 10°E et N 40°-50°E. Ces fractures sont matérialisées par des Mylonites et des Cataclasites dans un environnement dominé par des Granites hyperalcalins à Riebeckite - Egyrine. Les ressources en Uranium de ce gisement, calculées par la méthode des coupes géologiques, ont été estimées à plus de 9 000 tonnes de métal.

5.2.2.1 Environnement géologique :

Comme pour le gisement de Timgaouine, celui d'Abankor fait partie du Terrane d'Iskel. L'environnement géologique est marqué par la présence de deux formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïque séparées par une discordance ;

- La série inférieure est composée essentiellement de Marbres, Quartzites et Schistes Chloriteux associées à des méta-andésites et méta-basaltes en Pillows. Elle est recoupée par des intrusions basiques et ultrabasiques ainsi que par des Batholites syn à tardi-tectoniques datés respectivement à 870 Ma et 840Ma.
- La série supérieure débute par des conglomérats de base, surmontés par une alternance de Grés et Pellites. Ces derniers sont recouverts par un volcanisme Calco-alcalin important (Andésite, Rhyodacite) qui peut être lié à une zone de subduction

Toutes ces séries sont recoupées par de grands Batholites Calco-alcalins pré à syn-tectoniques. Enfin des séries intermédiaires de type molassique affleurent dans des bassins résiduels et grabens, en discordance sur les deux séries décrites ci-dessus.

5.2.2.2 Minéralisations :

Le gisement d'Abankor apparaît sous forme d'une petite colline (h = 15m). Il est caractérisé par un réseau filonien associé à des Stockwerks ou amas de formes diverses. La partie centrale du gisement est représentée par deux corps de minerai. Il s'agit d'un filon appelé « filon du mur » et d'un grand amas dénommé « inflexion » représentant à eux deux, plus de la moitié des réserves du gisement avec de fortes teneurs (0.3- 0.35 % U) ;

- Le minéral principal est la Pechblende qui apparaît en trois générations (I, II et III) ; La Pechblende primaire I, reconnaissable grâce à ses structures collomorphes d'aspect sphérolitique ou cellulaire. La Pechblende II, issue de la transformation et remplacement de la Pechblende I. Elle est caractérisée par une réflectivité réduite et l'absence de fissures de retrait. Elle forme des anneaux extérieurs. La Pechblende III, très répandue, elle marque le passage vers les oxydes noirs. C'est un minéral tendre à réflectivité encore plus faible.
- Les produits noirs sont également très répandus et se présentent souvent en petits filons qui apparaissent en surface et en profondeur.
- Les produits jaunes d'oxydation (Uranotile, Gummite) se rencontrent dans les mêmes niveaux que les produits noirs.

- Les autres minéraux métallifères se présentent sous forme de petits grains développés le long de fissures ou en fines imprégnations dans la masse rocheuse. Ce sont : la Pyrite qui constitue plusieurs générations, étroitement liée à la Pechblende ; la Marcassite liée aux produits noirs ; l'Hématite très développée surtout au toit de la minéralisation d'Uranium où elle imprègne les roches en leur conférant une teinte rouge ; la Molybdénite qui marque les zones riches (dans l'intervalle 17 - 18 m du travers-banc, Mo = 0.2 - 0.5 % pour U=1 - 2 %). La Chalcopryrite et la Sphalérite sont rares (SONAREM, 1977).

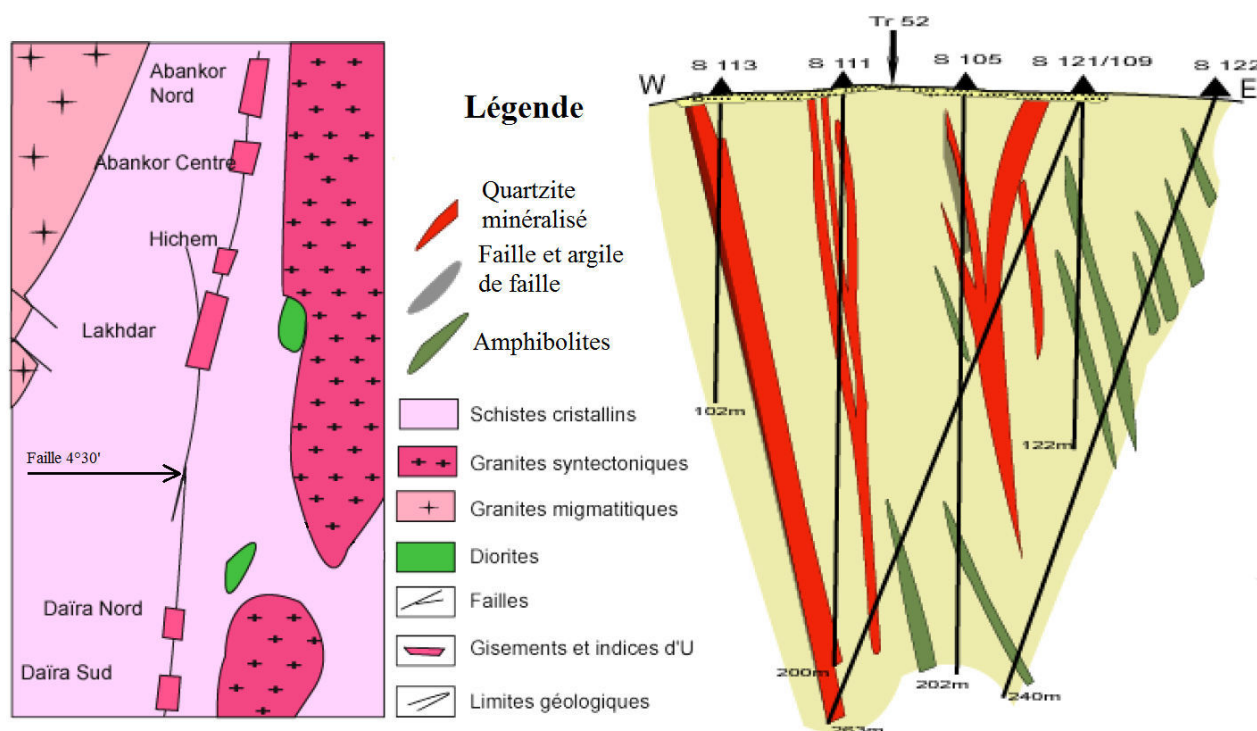


Figure 5.3 : Coupe géologique du gisement d'Abankor (Semiani et al, 2006).

Comparativement au gisement de Timgaouine, celui d'Abankor est caractérisé par :

- La présence de l'Uraninite ;
- L'abondance des produits noirs avec absence de Molybdène ou en très infime quantité ;
- L'abondance des Pechblendes II et III ;
- La rareté des minéraux de Cuivre et Zinc ainsi que les faibles teneurs en Pb.

Il s'en suit qu'à la différence de Timgaouine qui est un gisement d'Uranium à Molybdène, celui d'Abankor est presque un gisement monométallique. La minéralogie suggère, tout comme à Timgaouine la possibilité d'un important enrichissement secondaire. Il est à signaler que la roche initiale Quartzo-Feldspathique a subi quelques processus de transformation à savoir : Mylonitisation, Hématitisation, Albitisation, Silicification, Déssilicification, Carbonatisation, Pyritisation, Sericitisation, Chloritisation et Argilisation.

5.2.3 Le gisement de Tinef :

Développé sur une superficie de 21 km², le gisement de Tinef, est situé à 30 km au nord du gisement d'Abankor, près de la bordure ouest du Batholite (Figure 5.1). Les ressources en Uranium de ce gisement, ont été estimées à 11 000 tonnes de métal.

5.2.3.1 Environnement géologique :

Le gisement de Tinef, de même que ceux de Timgaouine et d'Abankor, se localise dans la partie Est du Terrane d'Iskel où deux cycles volcano-sédimentaires, séparés par une discordance, ont été distingués ; Le Pharusien I et Le Pharusien II (Semiani et al, 2006).

- Le Pharusien I : Il est composé essentiellement de Marbres, Quartzites, et Schistes Chloriteux associées à des méta-andésites et méta-basaltes en Pillows. Il est recoupé par des intrusions basiques et ultrabasiques ainsi que des Batholites syn à tardi-tectoniques de Tin Tekadiouit et Taklet, datés respectivement de 870 Ma et 840Ma.
- Le Pharusien II : Il repose en discordance sur le Pharusien I et débute par des Conglomérats de base suivi d'un remplissage Gréso-Pélitique. Ces termes sont surmontés par un volcanisme calco-alkalin important (andésite, rhyodacite). Cet ensemble est recoupé par de grands Batholites Calco-alkalins pré à syn-tectoniques dont, celui d'Aouilène daté à 629 Ma. Les derniers événements clôturant l'orogénèse panafricaine correspondent à la mise en place des granites circonscrits, post-tectoniques dits « Taourirts ». Cet édifice est surmonté, en discordance sur les formations du Pharusien II, par des séries de type molassique (série Bourzzekal) qui affleurent dans des bassins résiduels et des grabens.

5.2.3.2 Minéralisations :

La minéralisation d'Uranium de la zone de Tinef est semblable à celles de Timgaouine et d'Abankor. Elle s'inscrit dans des filons de Quartz, des brèches et des métasomatites jalonnent le toit d'une zone de cisaillement subméridienne dénommée la faille 4°18' ;

- Les minéraux Uranifères sont représentés par des produits jaunes (Uranolite, Gummites et sporadiquement de l'Autunite) et produits noirs (Oxyde d'Uranium). Ces minéraux proviennent de l'altération des minéraux primaires du groupe « Pechblende – Uraninite et peut être Coffinite ».
- Les produits jaunes, plus abondants apparaissent macroscopiquement sous forme de croûtes millimétriques à éclats résineux ou vitreux, comblant les fissures et les fentes. L'association minéralogique comporte essentiellement : Uranolite, Gummite, Carbonates (Calcite, Dolomite, Sidérose), Quartz, Oxydes et Hydroxydes de Fer et minéraux de Titane. Au microscope, les Gummites se présentent sous diverses formes à savoir : en masses cryptocristallines touffues, en petites plages et sporadiquement en agrégats de cristaux.
- Les produits noirs se manifestent sous forme de croûtes, plaquages millimétriques et sous forme de revêtement pelliculaire. Ils se localisent dans les fissures de l'encaissant ou dans les poches de dissolution souvent associées aux carbonates, Quartz, et parfois Sulfures.

- La distribution de la minéralisation (en épaisseur et teneur) est irrégulière tant en superficie qu'en profondeur du fait qu'elle est diversement répartie : tout d'abord dans les fissures, ensuite dans les roches Hématitisées et Carbonatées, enfin dans les nœuds (petites zones enrichies) formés par le croisement des filons.

5.2.4 Les indices Uranifères sérieux :

En plus des trois gisements d'Uranium, décrits ci-dessus, les travaux d'exploration, effectués par les différentes équipes de recherches, dans le Hoggar occidental, ont permis de mettre en évidence une dizaine d'indices Uranifères, plusieurs points minéralisés et plusieurs anomalies radiométriques et géochimiques. Pour compléter l'étude de l'aspect métallogénique et structural des minéralisations Uranifères, nous étudions, dans cette section, les indices les plus importants, localisés dans différentes formations lithologiques de la zone d'étude.

5.2.4.1 L'indice Amal (feuille de Timgaouine) :

Situé dans le nord-ouest de la feuille de Timgaouine (Figure 5.1), l'indice Amal renferme deux zones anormales I et II ; la superficie de la zone Amal I est de 52 km² (13 km de long et 4 km de large), tandis que celle d'Amal II est de 24 km² (8 km de long et 3 km de large). Ces zones indicelles, ont été mises en évidence, par les équipes de l'ex CREM (COMENA), durant les missions 1984-1986.

a. Environnement géologique :

La zone indicelle Amal est localisée dans la bordure Est du Batholite de Timissaou (Pluton de l'Immézarène). Cette limite est marquée par une large bande de Mylonites caractérisant la faille régionale subméridienne 4° 7'. Le complexe de roche constituant ce couloir de Mylonites, représente un socle métamorphisé dans le faciès Amphibolite, et la série Schisteuse métamorphisée dans le faciès « Schistes verts ».

Le faciès Amphibolite est, en général, caractérisé par l'association Biolite - Amphibole - Grenats - Cordiérite - Sillimanite. Le socle se compose de Gneiss Quartzo - Feldspathiques à gros grains, constituant un noyau au nord-est de la zone, des Amphibolites, des Quartzites, des Gneiss fins, des Schistes tachetés et des Cipolins.

La série des Schistes se caractérise par des roches métamorphisées dans le faciès « Schistes verts », qui se composent des minéraux typiques de ce faciès : Quartz, Albite, Epidote, Chlorite, Séricite, Calcite, Actinote, Talk et Trémolite. Ce sont généralement des Schistes à Chlorite et Séricite.

Enfin, l'accident 4° 7', est longé par des Mylonites et des Blastomylonites. La Schistosité touchant les formations à l'Est est parallèle à l'accident et son pendage est vertical ou, varie jusqu'à 45° vers l'Ouest. La tectonique cassante est représentée par deux failles majeures (occidentale et orientale) orientées NNE- SSW et, conjuguées à la faille 4° 7', ainsi que par un réseau de fracturation (dykes, filons, diaclases) qui recoupe le massif de l'Immézarène et les séries métamorphisées. Toutes ces fractures sont tordues (par effet de tension) ou décrochées selon leur extension, suite à des contraintes de cisaillement dues aux rejeux en décrochement de la faille 4° 7'.

b. Minéralisations :

Les travaux de prospection à l'échelle 1:10000, ont permis de mettre en évidence un certain nombre d'anomalies ou de points minéralisés, riches en minéraux supergènes de l'Uranium (produit jaunes). Les Granites encaissant les minéralisations Uranifères sont touchés par des processus métasomatiques intenses, parmi lesquels deux stades d'altérations post-magmatiques ont été dégagés ; précoce (alcalino-sodique) et tardif, à hydro micas.

La minéralisation Uranifère se loge dans de très fines fissures qui recoupent ces corps, ou bien dans des pores, montrant un caractère tardif de mise en place. Cette minéralisation est marquée par la présence permanente de Pyrite, de Barytine, d'oxydes et d'hydroxydes de Fer de Dendrites de Manganèses et de taches noires (mélange d'oxydes de Fer et d'Uranium). Les autres minéraux importants sont la Galène, la Blende, la Malachite, l'Azurite, la Chalcopryrite, la Marcassite, la Melnicovite et la Pyrothite.

La minéralisation Uranifère secondaire (Uranophane et produits jaunes) est typique des zones d'oxydation des gisements hydrothermaux d'Uranium, se formant à proximité des concentrations primaires. L'origine endogène de ces minéralisations est prouvée par la présence de Silicates d'Uranium, de fissures radiales remplies de Silicates d'Uranium, se développant de façon centrifuge à partir d'amas de minerai, et leur liaison avec les métasomatites sodiques.

5.2.4.2 Les indices du massif Teg-Orak (feuille de Tin Felki) :

a. Environnement géologique :

Le site de Teg-Orak est associé avec le massif Granitique post-tectonique portant le même nom. Ce dernier, recoupe les formations encaissantes et est contrôlé par la faille 4°50' qui le délimite à l'Est. C'est un massif de type Diapir-Pluton, légèrement allongé N-S et a une forme de virgule. Il est constitué par deux variétés de faciès : Granites à gros grains à la périphérie et Granites fins dans la partie centrale. Il est recoupé par des faille SW-NE. Le contact avec l'encaissant est net et le métamorphisme de contact est presque absent.

Les dimensions du massif sont de 10 x14 km. Le massif est accompagné par des dykes d'Aplite, de filons de Quartz et de brèches Quartzzeuses. Ces dernières et certains dykes de Porphyre, localisent souvent la minéralisation en Uranium. Les dykes ont, le plus souvent, une orientation SW-NE (Figure 5.4).

b. Minéralisations :

La zone métallogénique de Teg-Orak correspond à un bloc Granito-Gneissique intensément active, découpé par deux accidents tectoniques subméridiens. Une anomalie géochimique et une anomalie radiométrique ont été relevées dans cette zone qui comporte en outre l'indice de Teg-Orak.

La minéralisation Uranifère du massif Teg-Orak est située en amont de l'oued Imedriouene au contact des Granites pos-tectoniques avec les roches du néoprotérozoïque et au croisement de failles de direction E-W avec celles de direction N-S à NE-SW. La zone de minéralisation Uranifère est longue d'environ 2 km, sa largeur varie entre quelques dizaines de mètres et quelques centaines de mètres.

La partie minéralisée, la plus intéressante occupe approximativement la partie médiane de la zone. Au croisement des failles, on observe les zones les plus favorables pour la localisation de la minéralisation la plus riche. Minéralogiquement, l'Uranium se présente soit sous forme d'oxyde (Pechblende), soit sous forme de produit jaunâtre (Autunite). Dans la partie la mieux étudiée (longue de 300 m et large de 5 m), les teneurs en Uranium varient de 0.05% à 33%U. La teneur moyenne est d'environ 0.2% U.

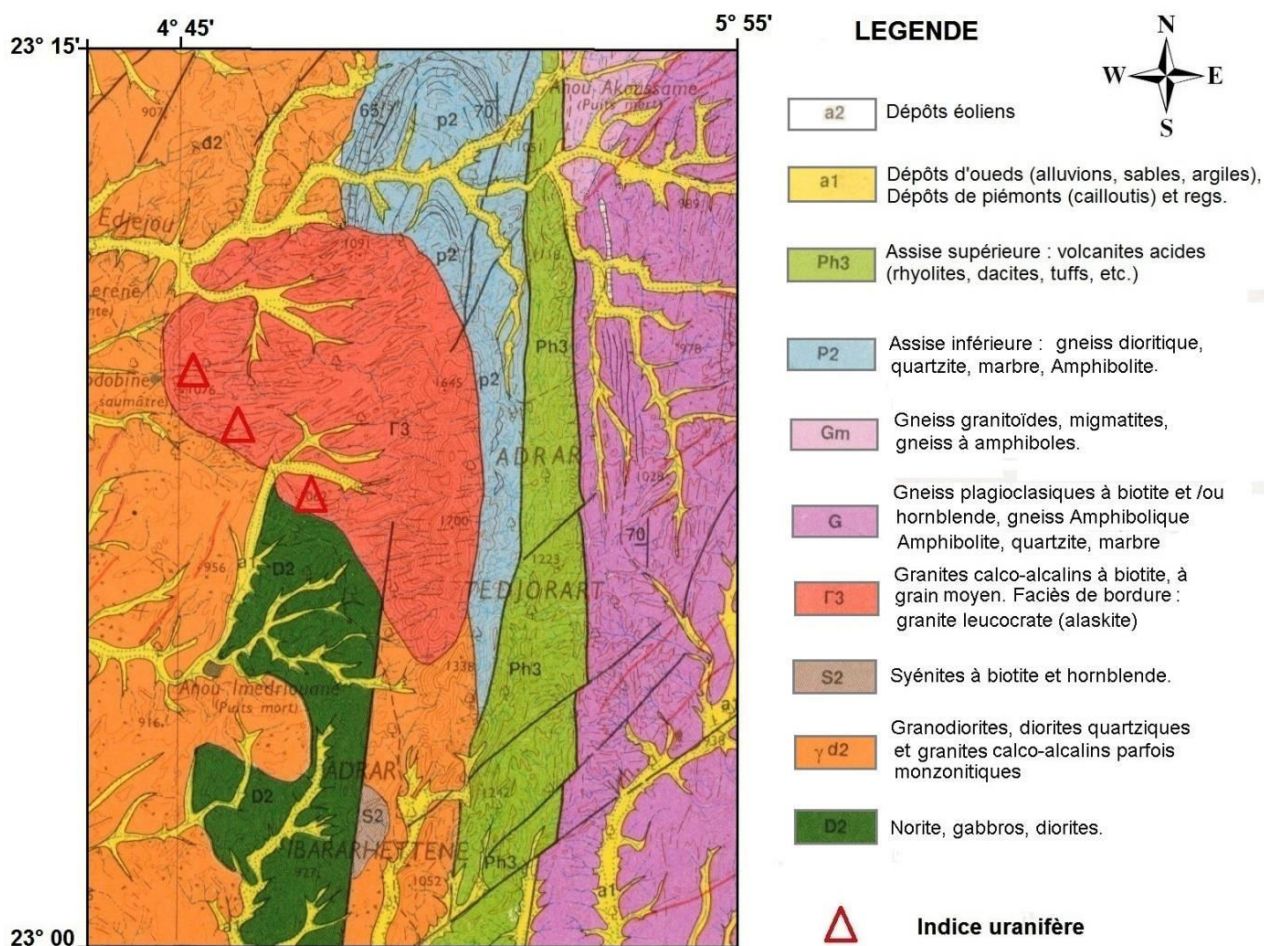


Figure 5.4 : Carte géologique du massif de Teg-Orak, extraite de la carte géologique de la feuille de Tin Felki au 1 :200 000 (Service géologique de l'Algérie, 2002), sur laquelle sont superposés les indices Uranifères.

5.2.4.3 Les indices de la région d'Aït Oklan (feuille de Tesnou) :

Délimitée par les longitudes 4° - 5° Est et les latitudes 24°- 25° Nord, la feuille de Tesnou a fait l'objet de recherches minières par plusieurs institutions. Elle présente un intérêt géologique, notamment pour la recherche de l'Or et de l'Uranium. La région d'Aït Oklan, qui renferme les indices Uranifères les plus importants, occupe le centre de la partie Sud de cette feuille, à l'Ouest des Monts de Tesnou (Moulay Lahcen et Ghara El Djenoun).

a. Environnement géologique :

Dans la région d'Aït Ouklan, qui fait partie du fossé Pharusien, on distingue trois domaines structuraux (Figure 5.5) :

- **Les massifs granitiques** occupent la partie centrale et la partie occidentale du secteur d'étude. Ils sont représentés respectivement par le grand batholite de Tig'elamine, lui-même intrudé par des Granites post-tectoniques de type Taourirt (les massifs de Tinnirt, Aït-Oklan et Tadraq El-Bema) et par les Granites Tin-Touafa- Tig'ettaouine.
- **Les roches ultrabasiqes** affleurent sous forme de sills interstratifiés au sein de la série métamorphique du Pharusien supérieur allant de 10 à 200 m de large sur environ 20 km de long.
- **La série métamorphique** : Elle correspond au Pharusien supérieur (M.Lelubre, 1952) représentée essentiellement par une série volcano-sédimentaire très épaisse, plissée et déformée.

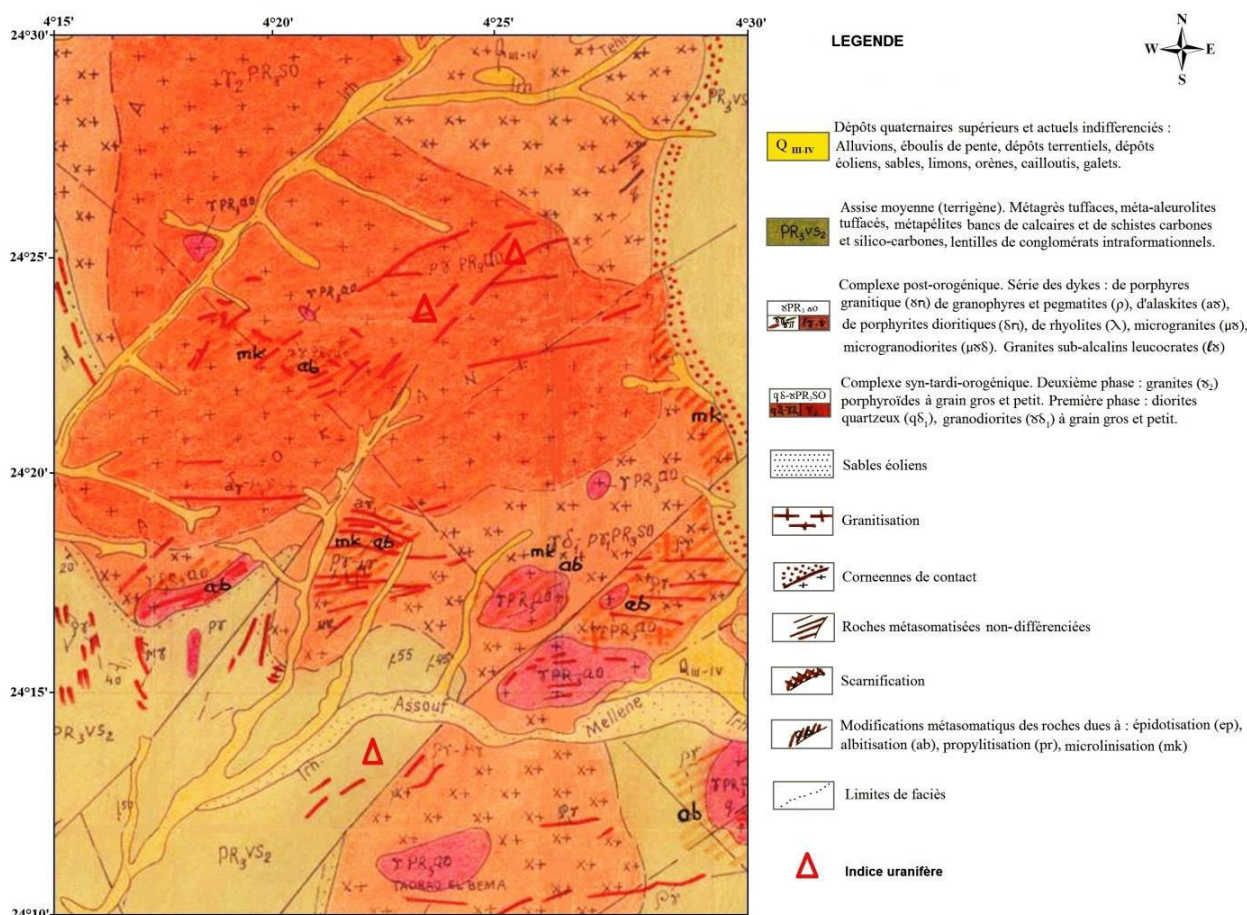


Figure 5.5 : Carte géologique de la région d'Aït Oklan, extraite de la carte géologique de la feuille de Tesnou au 1 :200 000, sur laquelle sont superposés les indices Uranifères. (D'après COMENA, 2003)

a. Minéralisations :

Au nord-ouest de la faille 4°50', affleurent des batholites circonscrits, percés par des Granites Taourirts (massifs d'Aït-Oklan et Tadraq-El -Bema). Ces derniers sont recoupés par des dykes de Pegmatites, de micro Granites et de filons de Quartz. C'est dans cette région qu'une équipe de prospection du CEA a découvert une série de points radioactifs par endroits minéralisés.

Dans la région d'Aït-Oklan, on a repéré cinq filons de Quartz avec mouches de cassitérites. Ils sont formés par la juxtaposition de plusieurs filonets parallèles. La caisse filonienne ainsi formée peut atteindre un mètre de puissance. Les longueurs des filons minéralisés sont de l'ordre de 500 mètres, mais le champ filonien peut atteindre plusieurs kilomètres en stériles ou en passées pauvres. Dans quelques zones, des minéralisations d'Uranium, visibles à l'œil nu, ont été observées. Elles sont représentées par des produits jaunâtres. L'étude spectrométrique effectuée dans ces zones anormales (une centaine de mesures) montre la nature Uranifère des anomalies.

Enfin, on note l'association d'autres minéralisations dans ce secteur ; il s'agit essentiellement de minéralisations de Fluorine (à l'ouest de Tahaiek et Aït-Oklan) et de Cassitérite (Aït-Oklan et El-Bema Est). Les minéralisations de Fluorine sont associées aux brèches de faille tandis que les minéralisations Stanifères sont liées aux filons de Quartz qui recoupent les Granites post-tectoniques. La Chromite, associée aux roches ultrabasiques, a été découverte pour la première fois au nord du massif d'Assartesse. Ces minéralisations sont importantes et présentent un intérêt économique. On signale aussi la présence du Béryl à l'est de Tinirt.

5.2.5 Critères de recherche de l'Uranium (guides géologiques) :

A la lumière de l'étude des minéralisations d'Uranium des différents gisements et indices Uranifères ainsi que leurs aspects litho-structuraux, nous avons pu dégager des critères majeurs qui peuvent servir comme guides de recherche de l'Uranium pour les futurs projets d'exploration dans la zone d'étude. Ces critères concernent deux principaux aspects, structural et lithologique :

5.2.5.1 Contrôle tectonique :

- Toutes les anomalies radiométriques détectées sont contrôlées par des failles de direction variée mais ont une tendance préférentielle pour la direction NE-SW ;
- Les croisements de failles notamment, les intersections des fractures secondaires avec les failles majeures constituent des endroits potentiellement favorables pour la localisation de minéralisations Uranifères les plus riches.
- De même pour les réseaux de fracturations (dykes, filons et diaclases) qui recoupent les massifs Granitiques et les séries métamorphiques, ces structures sont, également favorables pour l'accumulation de minéralisations Uranifères.
- En plus des minéralisations d'Uranium, les travaux entrepris dans la zone d'étude ont permis de mettre en évidence d'autres minéralisations notamment Aurifères et Cuprifères. Ces dernières sont liées à la tectonique cassante, tout particulièrement les systèmes de fracturations obliques d'orientation NW-SE.

5.2.5.2 L'encaissant :

- Les roches proviennent du manteau supérieur sont relativement épuisés. La séparation de l'Uranium et du Thorium survient durant la différenciation de la croûte Archéenne. De nos jours presque tous les gisements d'Uranium sont tirés de là, cependant tous sont passés par plusieurs états de remobilisation et de re-déposition.

- Les processus qui accompagnent le dépôt de l'Uranium sont l'hématitisation qui donne une couleur rouge caractéristique des Granites encaissants, la Kaolinitisation, la Carbonatation et l'Epidotisation.
- Dans notre cas, les roches encaissantes sont en général représentées par des Granites intrusifs. Elles se localisent dans les zones de broyage en contact avec les formations volcano-sédimentaires ou dans la partie apicale des massifs Granitiques.
- Les Granites intrusifs contiennent moins d'Uranium que les anciens boucliers de Granite. Ainsi, le premier facteur important (mais non exclusif) d'une région potentiellement Uranifère serait sa proximité d'un bouclier de roches anciennes, le second est le processus (ou les processus) par lequel l'Uranium arrive à se concentrer dans un lieu préféré en une quantité de 250 fois, ou plus, celle de son niveau géochimique de fond.
- Les minéraux métallifères jouent un grand rôle pour piéger l'Uranium. Ainsi, il est important d'étudier les processus physico-chimiques qui ont permis la précipitation des différentes minéralisations dans la région d'étude. La distribution dans l'espace de ces minéralisations montre que les minéralisations Uranifères sont liées aux Granites tandis que celles Aurifères et Cuprifères sont liées aux roches basiques et neutres.

5.3 Etude structurale :

Du fait qu'elles favorisent la circulation des fluides hydrothermales lors des différentes phases magmatiques, les failles jouent un rôle primordial dans la procédure de formation de gîtes des concentrées Uranifères. Dans le but de mettre en évidence les différents systèmes de fractures, nous étudions, dans cette section, le contexte structural du Hoggar occidental en se basant sur la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle nord magnétique décrite dans le quatrième chapitre.

5.3.1 Schéma structural synthétique :

Pour une étude structurale appropriée de la zone d'étude, nous avons exploité les résultats de la carte d'anomalies magnétiques réduite au pôle, présentés dans le chapitre précédent. Ainsi, nous avons éclairci la continuité de certains éléments structuraux, identifié d'autres inconnus auparavant et localisé les principaux systèmes de fractures.

La figure 5.6.a illustre la carte des linéaments magnétiques du Hoggar occidental établie à partir de la carte réduite au pôle. On constate une orientation, généralement subméridienne de la majorité des linéaments magnétiques, ils correspondent aux accidents majeurs de la zone d'étude. Contrairement aux accidents majeurs, représentés par des continuités de linéaments sur plusieurs kilomètres, les systèmes de failles obliques secondaires orientés SW-NE et WE-NW sont traduits par des linéaments plus ou moins discontinus. Les contacts entre les différents blocs structuraux sont également bien mis en évidence. Le schéma structural synthétique montre, une bonne corrélation entre les linéaments magnétiques et la géologie de la région d'étude. Les linéaments magnétiques associés aux failles et dykes identifiés au cours de cette étude sont plus au moins cartés sur les cartes géologiques existantes au 1 :200 000 de la région d'étude. Cependant, certains linéaments n'étaient pas identifiés auparavant.

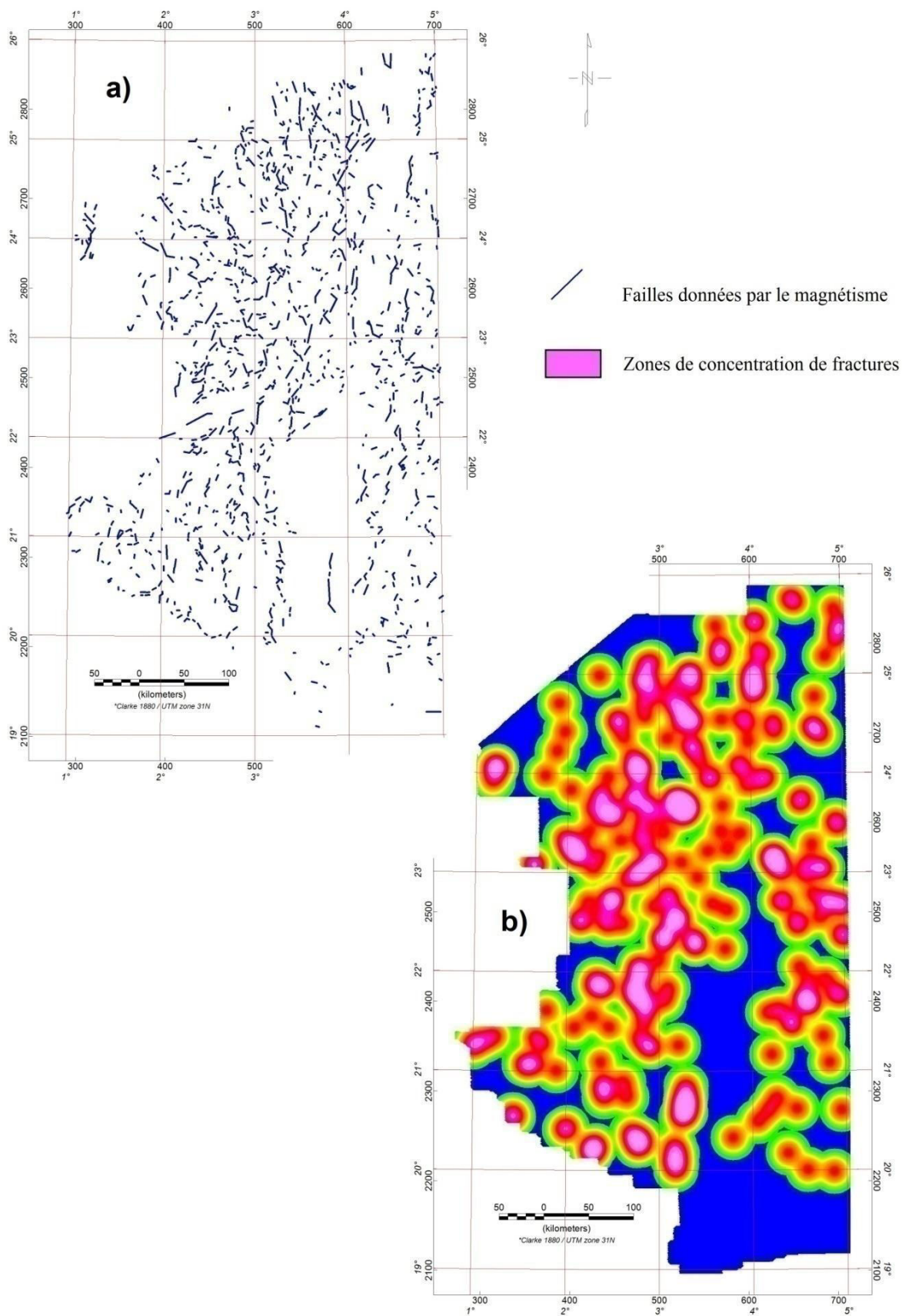


Figure 5.6 : Schéma structural synthétique du Hoggar occidental.
 a) Principaux linéaments magnétiques.
 b) Zones de densités de systèmes de fractures.

Les regroupements des fractures sont illustrés par la figure 5.6.b. On constate une densité élevée de failles le long des deux bandes d'orientation subméridienne à l'Est et à l'Ouest du fossé Pharusien correspondant à deux accidents majeurs ; l'accident régional 4°50' séparant le fossé Pharusien du Hoggar central polycyclique à l'Est et la faille d'In Ouzzal Est à l'Ouest du fossé.

Des systèmes obliques au nord de la zone d'étude présentent également, une densité remarquable de fractures secondaire. Le contact entre le môle d'In Ouzzal et le rameau occidental montre une densité de fractures moyenne. Enfin, la bande centrale du fossé Pharusien et la couverture paléozoïque au sud de la zone d'étude présentent la densité la plus faible de fractures.

5.3.2 Etude magnéto-structurale:

La figure 5.7 représente la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Hoggar occidental sur laquelle sont superposés les linéaments magnétiques. On constate que les éléments structuraux majeurs sont nettement distingués. En effet, grâce à leur signature magnétique, ces linéaments ont permis de séparer les différents domaines lithologiques constituant la zone d'étude. De même pour les systèmes de fractures, caractérisés généralement par une signature magnétique positive.

Les couloirs structuraux les plus importants et les systèmes d'accidents tectoniques de différentes directions (subméridiennes et obliques) sont bien marqués sur le schéma structural synthétique. Ces événements tectoniques sont généralement associés à des anomalies magnétiques positives à l'exception des systèmes de fractures secondaires localisés dans la partie sud du môle granitique d'In Ouzzal caractérisée par une signature négative qui peut être expliquée par une inversion d'âge archéenne du champ magnétique.

Les deux couloirs structuraux d'orientation subméridienne, le long de l'accident régional 4°50' et le long de la faille d'In Ouzzal Est sont bien mis en évidence, ils correspondent à des zones de fractures profondes, probablement lithosphériques. Ces deux couloirs s'étendent le long des contacts du fossé Pharusien avec le Hoggar central à l'Est et le môle d'In Ouzzal à l'Ouest. Un autre couloir structural, d'orientation subméridienne qui s'étend le long de l'accident majeur 4°30' est également repéré au Sud et au Nord de la partie centrale du fossé Pharusien.

L'interprétation des cartes aéromagnétiques, notamment celle d'anomalies réduites au pôle a permis de repérer et de suivre les différents systèmes de failles majeures et secondaires traduites par des linéaments magnétiques généralement positives. Les linéaments magnétiques majeurs, dus principalement aux accidents tectoniques, marquent les contacts entre les différents blocs structuraux constituant le Hoggar occidental.

On observe une certaine régularité de répartition des accidents tectoniques exprimés par des linéaments magnétiques. Bien que la presque totalité des systèmes de failles ont une direction plus ou moins, subméridienne, des fractures d'orientation ENE-WSW sont localisées dans la partie centrale de la zone d'étude. Ces fractures sont nettement observées dans le rameau occidental et le môle d'In Ouzzal sous la couverture sédimentaire quaternaire.

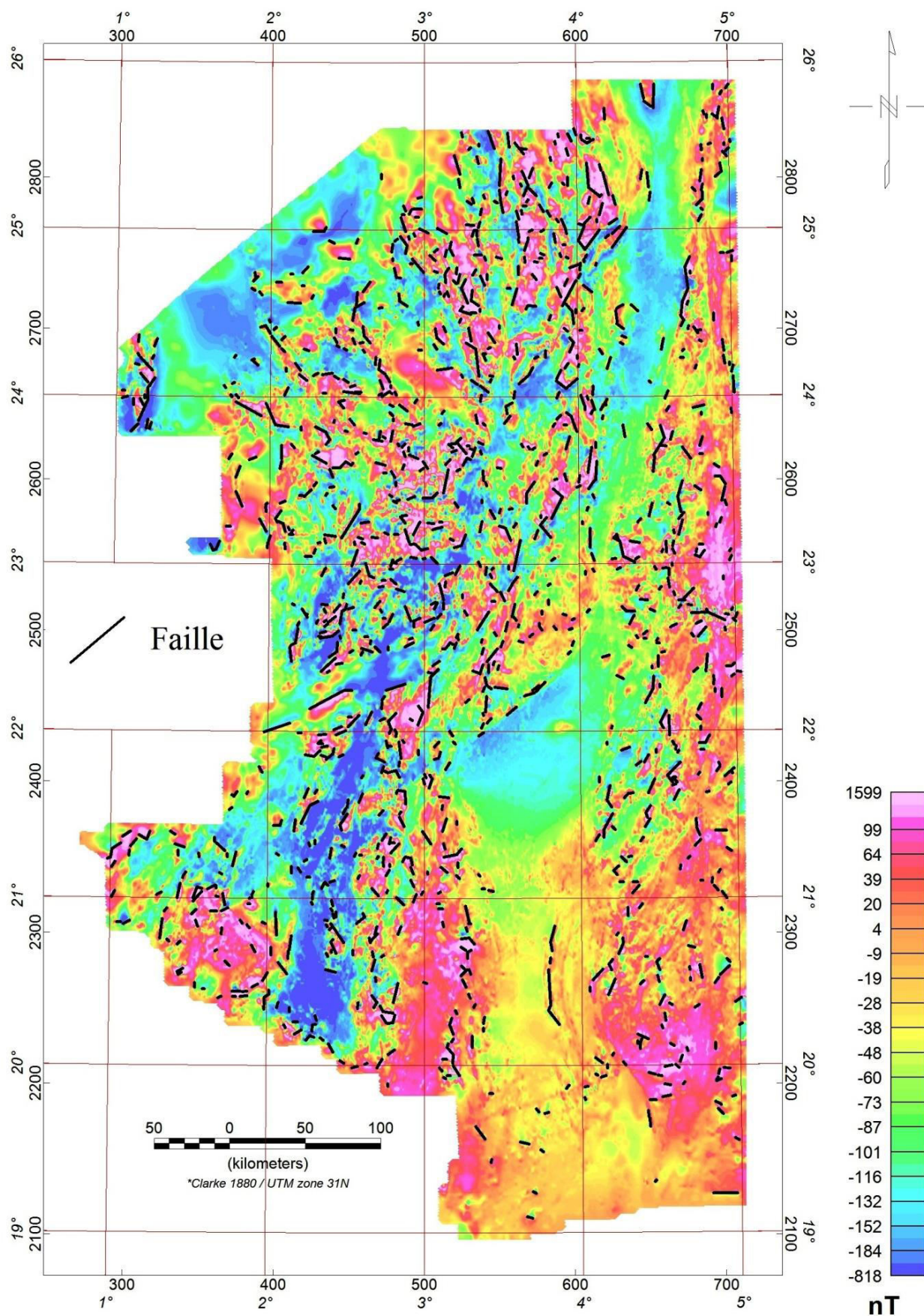


Figure 5.7 : Carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Hoggar occidental, sur laquelle sont superposés les principaux linéaments magnétiques.

5.3.3 Carte interprétative :

A la lumière de l'analyse des cartes transformées par l'application de divers filtres numériques, nous avons pu identifier les accidents tectoniques et les contacts lithologiques de la zone d'étude, les résultats obtenus seront utilisés, dans la dernière section de ce dernier chapitre, pour la délimitation des zones potentiellement Uranifères. Dans ce paragraphe, et à titre comparatif, nous décrirons les éléments structuraux majeurs caractérisant la zone d'étude, identifiés auparavant à partir de la carte interprétative du Hoggar, établie par *Aeroservice* et modifiée par Bournas (2001).

La figure 5.8 illustre la carte interprétative de la zone d'étude, extraite de la carte interprétative du Hoggar. En plus des failles majeures, déjà identifiées dans le Hoggar occidental, à l'image de l'accident régional 4°50' et la faille In Ouzzal Est, la carte interprétative montre trois principales zones de failles ;

- Les deux premières (en rouge) d'origine probablement lithosphérique, ont été mises en évidence le long de l'accident 4°50' séparant le Hoggar occidental du Hoggar central et le long du contact entre le fossé Pharusien et le môle d'In Ouzzal. Ces deux zones qui ont une direction subméridienne, séparent des domaines magnétiques nettement différents.
- La troisième zone (en gris) est orientée dans la direction ENE-WSW. Cette bande, qui englobe le graben d'Egatalis, traverse deux domaines structuraux du Hoggar (occidental et central). Elle représente probablement une distension (*rifting*) qui serait à l'origine de la formation du graben d'Egatalis, et de la mise en place de multiples failles obliques et parallèles de direction NE-SW (Bournas, 2001).

L'origine des deux premières zones de failles serait liée à une ouverture et fermeture océanique (dont la cause serait une distension puis une compression E-W). Plusieurs auteurs (Black et al., 1979, Caby et al., 1981) ont montré l'existence de grands complexes stratifiés Tholéitiques et de vastes lambeaux ophiolitiques déformés témoignant d'un océan pré-panafricain. La fermeture océanique est due à un serrage extrême E-W, provoqué par la collision du Hoggar avec le Craton Ouest Africain au cours de l'événement Panafricain (Black et al., 1979). Les mécanismes de cette collision auraient provoqué le développement de plusieurs systèmes de failles de directions NS, NE-SW et NW-SE.

Le système de failles obliques d'orientation NE et mis en évidence dans le Hoggar occidental et central serait associé à une zone de *rifting*, traversant en diagonale cette région sur une distance de plusieurs centaines de kilomètres. La mise en place de cette distension aurait causé la formation du graben d'Egatalis et du complexe de formations basaltiques alignées dans la direction NE-SW (Bournas, 2001). Dans la région du Hoggar occidental, les formations basaltiques (volcanisme) sont localisées dans la région de Silet à la limite Est du centre de la zone d'étude (en vert).

La comparaison du schéma structural établi à partir des données magnétométriques (Figure 5.6) avec la carte interprétative du Hoggar occidental (Figure 5.7) montre une nette similitude quant à la distribution spatiale des systèmes de fractures dans la région d'étude ce qui confirme la fiabilité de l'interprétation effectuée.

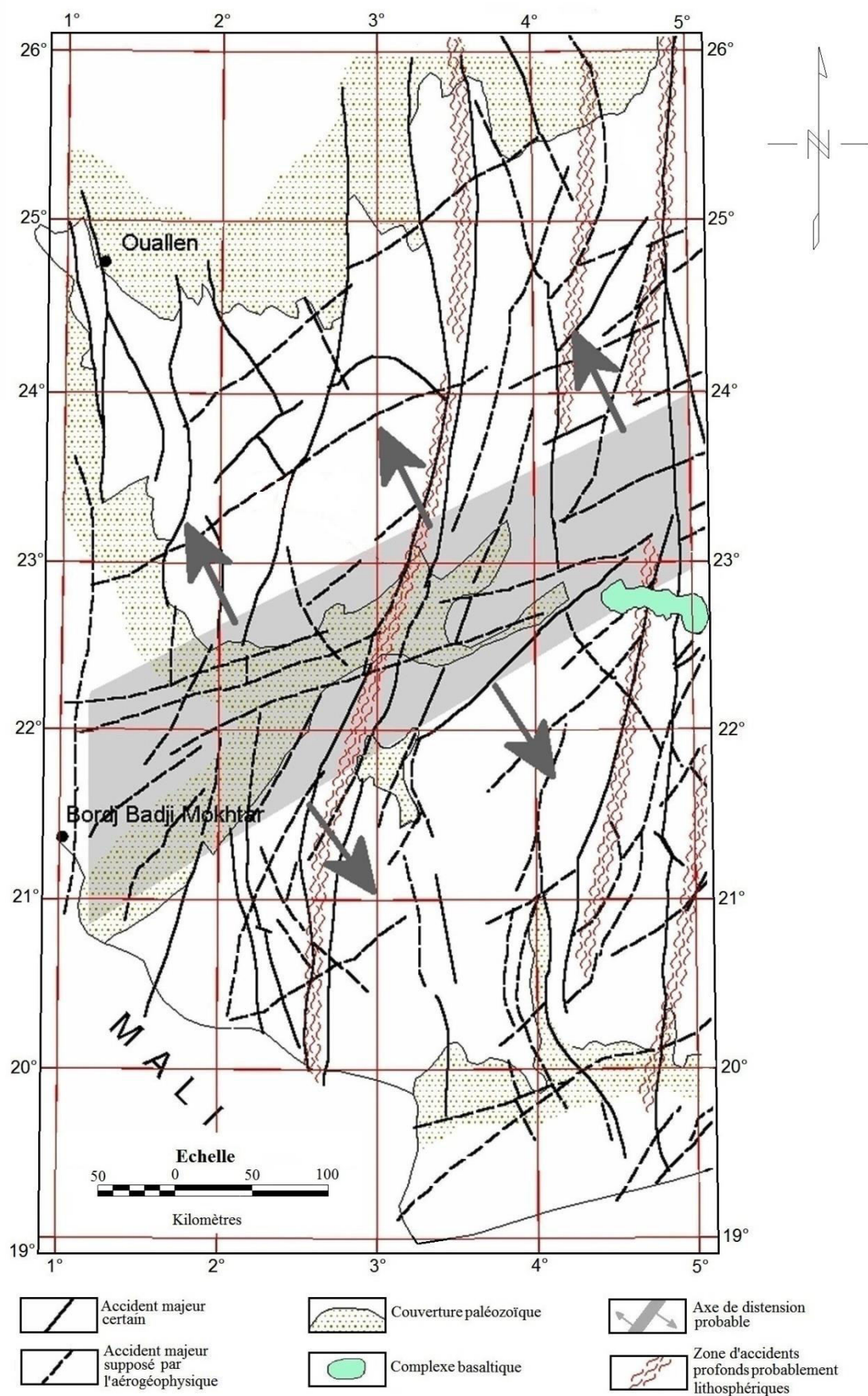


Figure 5.8 : Carte interprétative du Hoggar occidental.
 Extraite de la carte interprétative du Hoggar (Bournas, 2001).

5.4 Etude litho-spectrométrique :

Dans le but d'établir la relation entre les contrastes mesurés des radioéléments et la géologie de surface (étude litho-spectrométrique) de la zone d'étude, nous exploitons dans cette section les résultats de l'interprétation des données aérospectrométriques en se basant sur les techniques de l'analyse statistique. Tenant compte de l'aspect régional du levé aérogéophysique et pour augmenter la fiabilité des résultats, il est préférable de faire appel aux résultats des levés de surface effectués par les différentes équipes de recherches dans différentes régions du Hoggar occidental notamment, dans le fossé Pharusien.

5.4.1 Répartition des radioéléments dans les roches :

Comme il a été mentionné dans le premier chapitre, la radioactivité naturelle provient essentiellement des trois radioéléments ; *K*, *U* et *Th*. Leurs concentrations dans les roches varient généralement, en fonction de la nature géologique et lithologique de ces roches. Lorsque la signature normale d'un radioélément, dans une formation lithologique donnée, est interrompue par un corps minéralisé, les anomalies correspondantes fournissent des indices directs utilisés en prospection.

Le tableau 5.1 illustre les valeurs moyennes des teneurs spectrométriques des trois radioéléments dans les différentes lithologies de la croûte continentale (AIEA, 2003).

Tableau 5.1 : Répartition des trois radioéléments dans les roches.

Formation lithologique	<i>K</i> (%)	<i>eU</i> (ppm)	<i>eTh</i> (ppm)
Intrusives felsiques alcalines / Syénites, Pegmatites, Granites	4.2	56	113
Effusives felsiques alcalines / <i>Rhyolites</i> , <i>Trachytes</i>	6.5	30	134
Intrusives felsiques / <i>Granites</i> , <i>Grano-Diorites</i>	3.4	4.5	26
Effusives felsiques / <i>Dacites</i> , <i>Pegmatites</i> , <i>Aplites</i>	3.1	4.1	12
Intrusives intermédiaires / <i>Diorites</i>	2.1	3.2	12.2
Effusives intermédiaires / <i>Andésites</i>	1.1	1.1	2.4
Intrusives basiques / <i>Gabbros</i> , <i>Dolérites</i>	0.8	0.8	2.3
Effusives basiques / <i>Basaltes</i>	0.7	0.8	2.2
Basiques alcalines / <i>Basaltes alcalines</i> , <i>Gabbros alcalins</i>	1.8	2.4	8.3
Ultrabasiques	0.3	0.3	1.4
Sédiments chimiques	0.6	3.6	15
Carbonates	0.3	2.0	1.3
Sédiment détritiques	1.5	4.8	12.4
Argiles	3.0	4.0	12

La teneur moyenne des roches de la croûte continentale est de 6 à 10 ppm de *Th*, +2 ppm de *U* et 3 % de *K* (tel que K_2O). Ces valeurs donnent les rapports approximatifs $Th/K = 0.003$ et $U/Th = 0,33$.

L'examen des cartes de concentrations spectrométriques, montre une répartition relativement variable des trois radioéléments. En effet on constate une interférence des intervalles de variation des teneurs en radioélément en fonction de la lithologie ce qui rend difficile la détermination d'une loi de répartition des trois radioéléments en fonction de la lithologie. En plus, au niveau de la même formation lithologique, parfois ces teneurs varient considérablement, cette disparité peut être expliquée par l'hétérogénéité des formations lithologiques et la présence des intrusions de nature différentes dans plusieurs cas.

Dans le cadre de cette étude, tenant compte des insuffisances citées précédemment et vu le caractère régional de notre levé, pour l'étude de répartition des éléments naturellement radioactifs en fonction de la lithologie, nous avons opté pour l'utilisation des moyennes arithmétiques des intervalles de variation des trois teneurs spectrométriques.

Le tableau 5.2 représente les valeurs moyennes des différentes teneurs spectrométriques au niveau des principales formations lithologiques constituant le Hoggar occidental.

Tableau 5.2 : Répartition des teneurs spectrométriques moyennes dans les principales formations lithologiques constituant le Hoggar occidental.

Lithologie	K(%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
Dépôts sédimentaires/ Alluvion, limons, graviers et dunes de sables	7.5	3.1	2.8
Volcanisme anorogénique/ Basalte, Trachytes et Phonolites	7	3.0	3.3
Séries paléozoïques/ Du Carbonifère supérieur au Cambro-ordovicien	5.5	2.7	3.1
Séries molassiques/ Grès, Arkose, Grès Arkosiques, Conglomérats et poudingues	7.5	3.8	4.2
Séries volcano-sédimentaires/ Molasse inférieur, formations volcaniques acides, volcano-détritiques, Grés-Pélimitiques	9	4.2	3
Formations Plutoniques tardives/ Granites sub-alcalins à alcalins (Taourirts, intrusifs et hypo-volcaniques)	14	8	9
Formations Plutoniques Panafricaines/ Granites calco-alcalins à sub-alcalins	13	5.0	4.2
Formations plutoniques précoces/ Grano-diorites et/ou granites calco-alcalins	7	3.6	3.0
Ensembles métamorphiques et Plutoniques du méso-protérozoïque	4	2	1.5
Ensembles Granulitiques et Plutoniques du paléo-protérozoïque	8	4	3
Formations Archéennes	8.5	3.2	3.4

5.4.2 Calage litho-spectrométrique :

Dans le but d'établir une cartographie spectrométrique du Hoggar occidental, nous avons déterminé approximativement, une loi de variation des taux de radiation en fonction des formations lithologique (calage litho-spectrométrique) et ce, en se basant sur les rapports Th/K au niveau des différentes formations lithologiques constituant la zone d'étude. L'examen des résultats a permis d'estimer les intervalles de variation du rapport Th/K en fonction de la lithologie (Tableau 5.3) :

Tableau 5.3 : Variation des rapports spectrométriques moyens en fonction des principaux faciès constituant le Hoggar occidental.

Lithologie	eU/eTh	eU/K	Intervalle eTh/K	eTh/k (moyen)
Dépôts sédimentaires/ Alluvion, limons, graviers et dunes de sables	1.1	0.41	0.11-1.83	0.37
Volcanisme anorogénique/ Basalte, trachytes et Phonolites	0.9	0.43	0.32-0.65	0.47
Séries paléozoïques/ Du carbonifère supérieur au Cambro-ordovicien	0.85	0.49	0.22-1.11	0.56
Séries molassiques/ Grès, arkose, grès arkosiques, conglomérats et poudingues	0.9	0.51	0.31-1.23	0.56
Séries volcano-sédimentaires/ molasse inférieur, formations volcaniques acides, volcano-détritiques, Gréso-Pélitiques	1.4	0.47	0.15-0.56	0.33
Formations plutoniques tardives/ Granites sub-alcalins à alcalins (Taourirts, intrusifs et hypo-volcaniques)	0.9	0.57	0.42-1.66	0.64
Formations plutoniques panafricaines/ Granites calco-alcalins à sub-alcalins	1.2	0.39	0.41-0.64	0.32
Formations plutoniques précoces/ Grano-diorites et/ou Granites Calco-alcalins	1.2	0.52	0.32-1.21	0.43
Ensembles métamorphiques et plutoniques du méso-protérozoïque	1.4	0.50	0.26-1.01	0.38
Ensembles granulitiques et plutoniques du paléo-protérozoïque	1.3	0.50	0.22-0.72	0.38
Formations archéennes	0.95	0.38	0.31-0.81	0.40

Comme il a été expliqué dans la section précédente, on constate une interférence entre les intervalles de variation des rapports Th/K en fonction de la lithologie. Pour une meilleure cartographie spectrométrique, nous avons opté pour l'utilisation des valeurs moyennes des intervalles de variation (Tableau 5.3).




Les contacts lithologiques sont caractérisés par des rapports Th/K qui varient entre 0.6 et 2.1 tandis que les accidents tectoniques montrent des valeurs entre 0.8 et 1.8.

La couverture sédimentaire est marquée par des rapports Th/K très variables d'une région à l'autre, cette disparité est due forcément à l'absorption des rayons Gamma par la couverture sédimentaire.






5.4.3 Image ternaire :

La carte ternaire est un outil puissant d'interprétation des données spectrométriques, elle permet d'établir le lien entre les contrastes mesurés des trois radioéléments et la cartographie géologique des formations associées aux gîtes de minerai et ce, en se basant sur le fait que toutes les roches qui en proviennent contiennent des quantités détectables d'éléments naturellement radioactifs.

La figure 5.9 représente la carte ternaire des concentrations relatives des trois radioéléments (K , U et Th). Cette image ternaire est le résultat de la combinaison de trois couleurs de base (Rouge, Vert et Bleu), attribuées aux trois radioéléments comme suit :

-  Le rouge pour le Potassium K .
-  Le vert pour l'Uranium U .
-  Le bleu pour le Thorium Th .

Dans le but de simplifier la combinaison des couleurs nous avons considéré trois niveaux de concentrations pour chaque radioélément : Faible, Moyen et Elevé. La combinaison des trois couleurs de base donne 27 couleurs possibles (3 au cube), chaque couleur caractérise une unité radiométrique. Dans notre cas, la carte ternaire montre plusieurs unités radiométriques dont, les plus importantes sont.

-  Le noir (K , U et Th faibles).
-  Le blanc (K , U et Th élevés).
-  Le bleu clair (K faible, U et Th moyens).
-  Le jaunâtre (Th faible, U et K moyens).
-  Le mauve (U faible, K et Th moyens).

La carte ternaire a permis de mettre en évidence tous les éléments structuraux majeurs de la zone d'étude. En effet la comparaison de cette carte avec celle géologique montre une nette similitude quant à la répartition des différentes formations lithologiques et des accidents tectoniques caractérisant la zone d'étude.

A partir de l'analyse de l'image des concentrations relatives, on constate que les régions à tendance Uranifère (verdâtres) sont localisées le long des accidents majeurs délimitant le fossé Pharusien à l'Est et à l'Ouest. De même pour les accidents secondaires et les granites Taourirt, caractérisant ce domaine structural (fossé Pharusien). La partie sud de la zone d'étude, correspond à la couverture paléozoïque, montre aussi une tendance Uranifère qui peut être due à des minéralisations Uranifères sous la couverture non épaisse ou encore à des imprécisions d'enlèvement du bruit de fond dans cette partie.

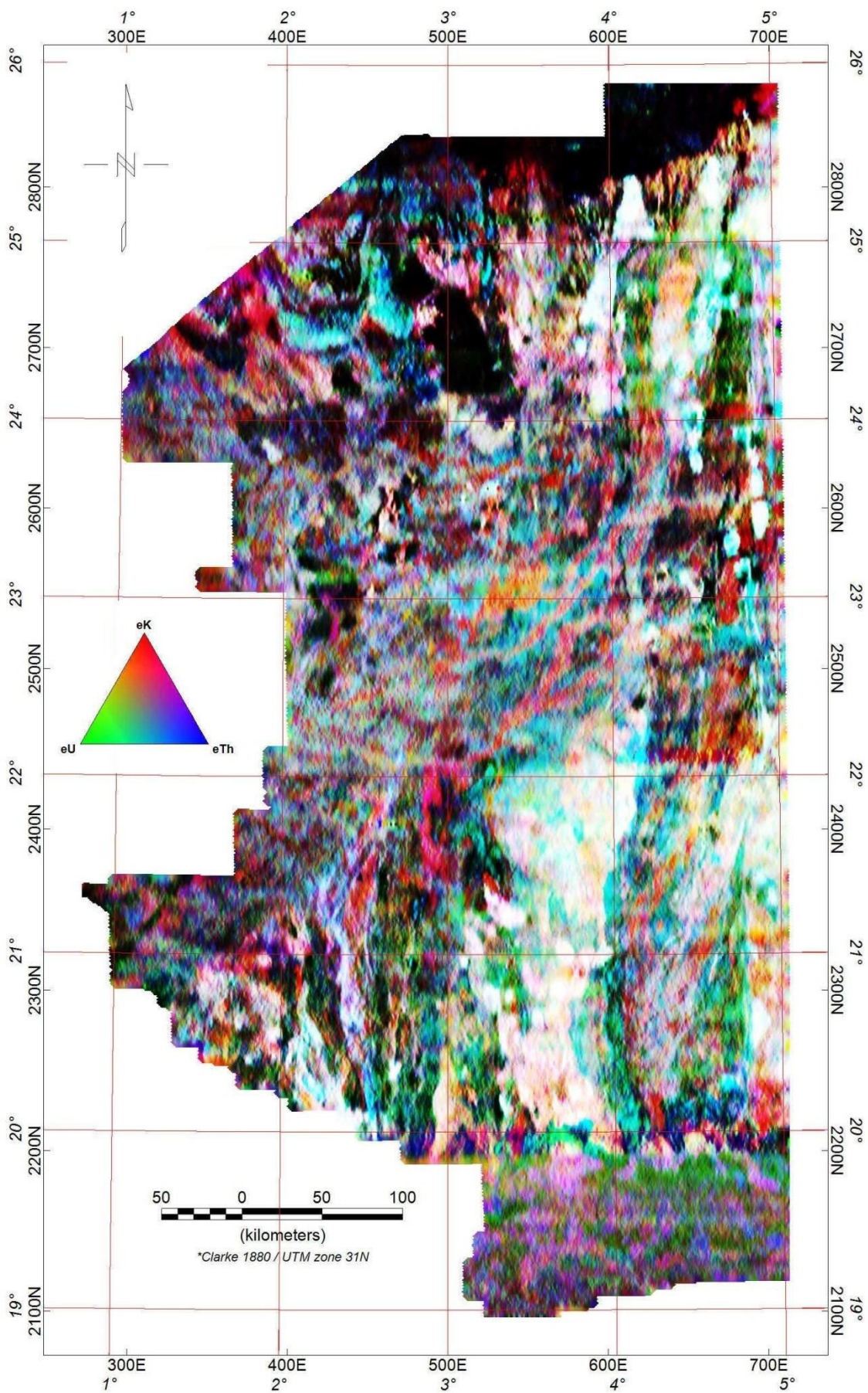


Figure 5.9: Image ternaire spectrométrique du Hoggar occidental.

5.4.4 Localisation des pics d'anomalies spectrométriques :

Dans le but de mettre en évidence les différentes anomalies spectrométriques dans la zone d'étude, nous effectuons, dans cette section, une analyse statistique de données en se basant sur les concentrations en radioéléments et leurs rapports. Cette étude concerne un ensemble de plus de 2.92 millions de points de mesure répartis sur toute la superficie du Hoggar occidental, estimée à quelques 237 000 Km².

5.4.4.1 Calcul des indicateurs statistiques :

Plusieurs indicateurs statistiques caractéristiques sont employés dans les études statistiques à savoir : le minimum, le maximum, la moyenne arithmétique, la variance, l'écart-type et le coefficient de variation. En analyse statistique de données, le paramètre principal qui caractérise la dispersion de données autour de la moyenne arithmétique est l'écart-type, racine carrée de la variance qui résume l'éloignement de l'ensemble de mesures par rapport à leur tendance centrale (Morgenthaler. S 2007).

a. Moyenne arithmétique :

La moyenne arithmétique (\bar{X}) d'une série de mesures statistiques $\{x_i\}_{i=1,n}$ est définie comme étant la somme de toutes les valeurs de cette série divisée sur le nombre de mesures :

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (5.1)$$

Si le nombre de données est important, il est suggéré d'employer les classes statistiques. Dans ce cas le concept de la moyenne pondérée (\bar{X}_w) est utilisé.

b. Ecart-type :

L'écart-type (σ) est défini comme étant la racine carrée de la variance ; c'est une mesure du degré de précision de la moyenne, ou encore la concordance des valeurs d'une variable statistique entre elles. Si les données d'une série ne sont pas dispersées autour de leur moyenne arithmétique alors, l'écart-type est faible et vice versa. La variance est la moyenne des carrés des écarts par rapport à la moyenne :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \quad (5.2)$$

Dans la pratique, on utilise souvent l'expression :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \quad (5.3)$$

Dans le cas de séries, ordonnées en classes statistiques, on utilise les valeurs centrales de ces dernières.

c. Coefficient de variation :

Le coefficient de variation CV est le rapport entre l'écart-type et la moyenne arithmétique :

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}}, \bar{X} \neq 0 \quad (5.4)$$

Le coefficient de variation est toujours positif (entre 0 et 1) et peut être exprimé en pourcentage, si la moyenne arithmétique est négative alors, on prend sa valeur absolue $|CV|$

5.4.4.2 Calcul des seuils de détection des anomalies :

En analyse statistique, le seuil au-dessus duquel, les données sont considérées comme valeurs anormales s'exprime par la formule empirique suivante :

$$A = \bar{X} + 2\sigma \quad (5.5)$$

Où :

A : Seuil d'anomalies.

\bar{X} : Moyenne arithmétique.

σ : Ecart type.

L'application de la formule (5.5) aux différentes cartes spectrométriques a produit un nombre de valeurs anormales, jugé surestimé. En effet, la superposition des valeurs anormales calculées, notamment celles du canal de l'Uranium, sur la carte géologique, montre un net élargissement des régions minéralisées connues dans la zone d'étude. Pour la détermination d'un seuil adéquat, nous avons décidé d'augmenter progressivement, le facteur de multiplication de l'écart-type, ce qui diminue le nombre de valeurs anormales calculées. Les tests effectués sur la carte de concentration en Uranium, montrent une bonne corrélation entre ces valeurs et les zones minéralisées connues en utilisant un facteur de multiplication compris entre 2.5 et 3. Dans le cadre de ce travail, nous avons opté pour un facteur égal à 2.75 fois l'écart-type, l'expression du seuil de détection des pics d'anomalies devient alors :

$$A = \bar{X} + 2.75\sigma \quad (5.6)$$

L'application de l'expression (5.6) a permis de localiser les pics d'anomalies des teneurs des trois radioéléments et leurs rapports spectrométriques (Tableau 5.4).

Tableau 5.4 Statistiques des pics d'anomalies des teneurs et des rapports spectrométriques.

Canal	Min	Max	Moyenne	Ecart-type	Seuil de détection	Nombre de pics
K (%)	2.46	23.87	7.94	2.24	14.10	1318
eU (ppm)	1.61	16.71	3.27	0.83	5.55	1206
eTh (ppm)	1.18	19.22	3.18	1.00	5.93	1253
eU/K	0.07	69.7	0.43	0.15	0.84	1200
eU/eTh	0.09	86.7	1.06	0.23	1.69	2103
eTh/k	0.06	78.5	0.41	0.16	0.85	1017

5.4.4.3 Répartition des teneurs et des rapports spectrométriques :

a. Répartition des teneurs en radioéléments :

La figure 5.10 représente la répartition des pics d'anomalies des teneurs spectrométriques sur les différentes formations lithologiques du Hoggar occidental. La superposition de ces pics sur la carte géologique du Hoggar occidental, montre une distribution très variable d'une formation à l'autre.

Les 1318 pics d'anomalies de Potassium, calculés à partir d'un seuil de détection égale à 14.1 %, sont illustrés dans la figure 5.10a. On remarque un regroupement de pics au niveau des Granites Panafricains qui occupent la bande centrale du fossé Pharusien, au niveau des massifs Granitiques jeunes (Taourirts), au sud du rameau occidental et au niveau de la partie sud du môle granulitique d'In Ouzzal. Les Granites syn-orogéniques, les Gneiss et les méta-sédiments du (Pr1), à l'est de l'accident régional 4°50' (domaine du Hoggar central polycyclique), présentent également des petits regroupements de pics d'anomalies de Potassium.

La figure 5.10b illustre 1206 pics d'anomalies d'Uranium, calculés à partir d'un seuil de détection de l'ordre de 5.55 ppm. Dans le domaine cristallin, on constate une certaine ressemblance entre la répartition des pics de l'Uranium et ceux du Potassium. En effet, toutes les formations lithologiques caractérisées par des taux de Potassium élevés présentent des concentrations de pics d'anomalies d'Uranium. Enfin, le long du contact entre le socle cristallin et la couverture paléozoïque (au Sud et au Nord de la zone d'étude), on note une nette tendance Uranifère.

L'Uranium, contrairement au Thorium et au Potassium est beaucoup plus soluble, ce qui suscite l'étendu de la zone d'intérêt (auréole géochimique à teneur plus faible autour de minéralisation à teneur élevée). Par conséquent, pour indiquer une minéralisation uranifère économiquement exploitable, il n'est pas forcément nécessaire que la concentration en Uranium soit beaucoup plus élevée que la valeur du fond régional. En effet, la teneur en Uranium du sol altéré représente souvent une faible proportion de la teneur des roches sous-jacentes. En plus, la série de désintégration de l'Uranium se trouve souvent en déséquilibre, c'est-à-dire la concentration de l'élément dérivé (Bi 214) ne reflète pas nécessairement la teneur de l'élément père à cause de la perte d'une partie d'éléments de Radium et de Radon par le processus d'altération.

La figure 5.10c illustre 1253 pics d'anomalies de Thorium, calculés à partir d'un seuil de détection de l'ordre de 5.93 ppm. A une échelle régionale, on peut dire que la carte de répartition des anomalies de Thorium montre une certaine corrélation avec celle des anomalies de l'Uranium, ceci n'est pas le cas à l'intérieur des différentes formations lithologiques où un net décalage entre les pics des deux radioéléments. Ce décalage peut être expliqué par le processus de migration de l'Uranium (plus soluble que le Thorium). Par conséquent, il est possible de retracer le schéma génétique des minéralisations de l'Uranium à partir de la comparaison des cartes de répartition des anomalies de ces deux radioéléments. Enfin, on note une tendance Thorifère des anomalies au niveau de quelques endroits notamment dans la partie sud-ouest de la zone d'étude.

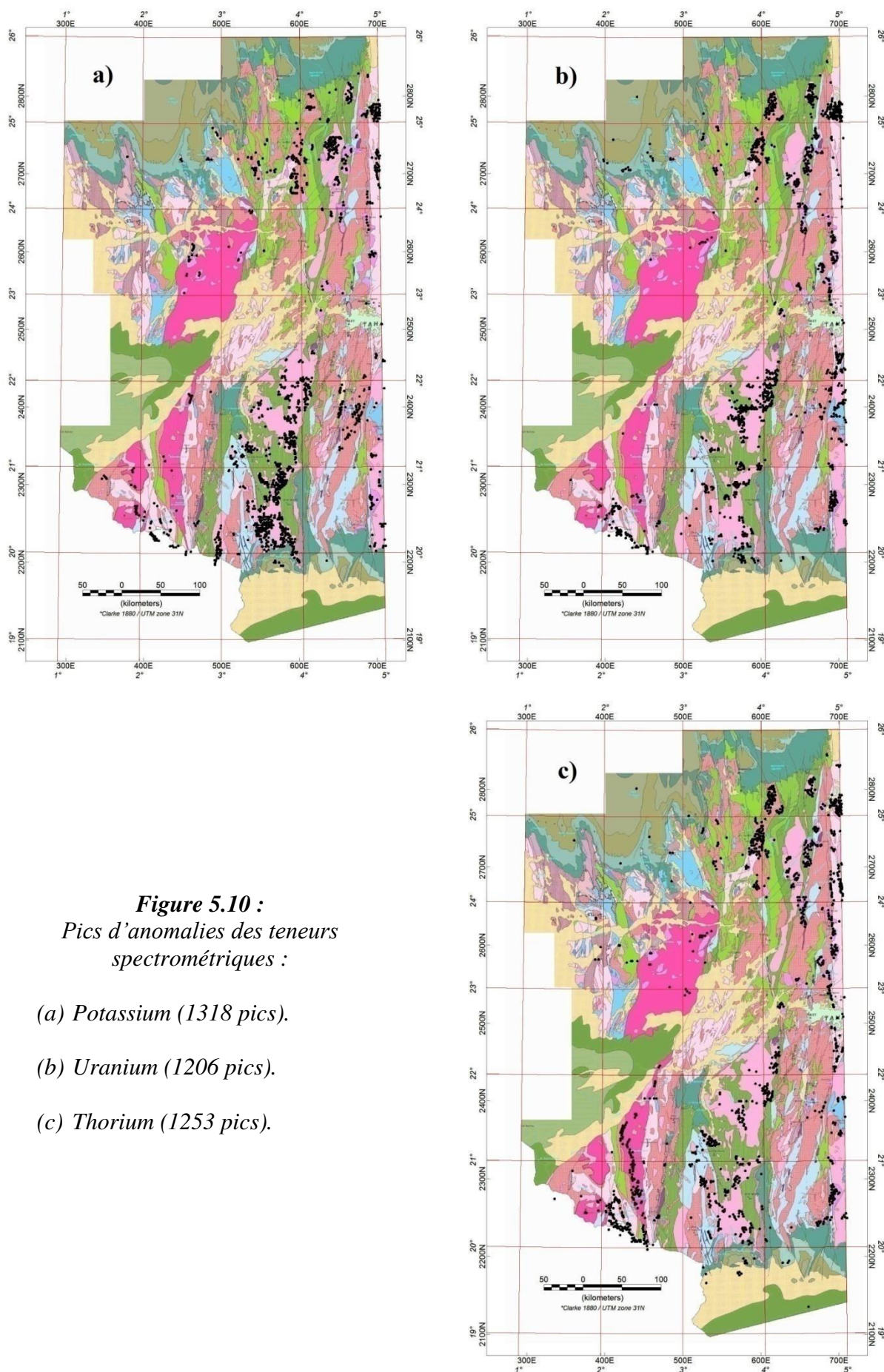


Figure 5.10 :
*Pics d'anomalies des teneurs
 spectrométriques :*

(a) Potassium (1318 pics).

(b) Uranium (1206 pics).

(c) Thorium (1253 pics).

b. Répartition des rapports spectrométriques :

La répartition des pics d'anomalies des trois rapports spectrométriques (U/K , U/Th et Th/K) sur les différentes formations lithologiques et domaines structuraux constituant le Hoggar occidental est illustrée par la figure 5.11. Les deux premiers rapports permettent d'identifier la tendance des zones anormales tandis que le troisième offre la possibilité d'effectuer une cartographie litho-spectrométrique de la zone d'étude.

La figure 5.11a illustre 1200 pics d'anomalies U/K calculés à partir d'un seuil de détection égal à 0.84. L'étude de la variation relative de l'Uranium par rapport au Potassium est d'un apport très important, tout particulièrement, dans le cas d'éventuelles minéralisations Uranifères couvertes par d'épaisses couches sédimentaires à l'image de la partie sud de la zone d'étude, dominée par une couverture paléozoïque. Dans cette partie, la carte du rapport U/K montre une nette tendance Uranifère, notamment le long du contact couverture sédimentaire - socle cristallin, ceci peut être expliqué par l'existence d'éventuelles altérations Uranifères. De même pour la partie nord-ouest de la zone d'étude où le rapport U/K présente quelques régions anormales le long du contact socle couverture.

Dans le domaine cristallin, on constate quelques regroupements de pics d'anomalies U/K , liés au volcanisme et aux formations basiques et qui peuvent être expliqués par le bas niveau de Potassium dans ces formations, contrairement aux formations Granitiques, caractérisées par une signature Potassique très élevée.

Les 2103 pics d'anomalies U/Th calculés à partir d'un seuil de détection égal à 1.69 sont illustrés par la figure 5.11b. Le rapport U/Th demeure corrélativement constant pour de vastes étendues et sur une variété de types de roches. Comme il a été expliqué dans le quatrième chapitre, la variation des concentrations relatives U/Th résulte généralement d'un processus spécifique de minéralisation ayant causé l'accumulation de l'un sans l'accumulation de l'autre. Ce type de cas justifie un intérêt particulier, surtout si en plus d'une variation considérable du rapport U/Th , la zone est caractérisée par un taux de compte total relativement élevée. Dans l'exploration d'Uranium, une augmentation de 0.1 à 0.2 du rapport U/Th peut indiquer une situation anormale.

La figure 5.11c illustre 1017 pics d'anomalies Th/K calculés à partir d'un seuil de détection égal à 0.85. On constate une certaine ressemblance entre la répartition des anomalies U/K (Figure 5.11a) et celle des anomalies du rapport Th/K . Cette ressemblance peut être expliquée par la similitude des allures des anomalies de l'Uranium et du Thorium sur des vastes étendues, comme il a été indiqué dans le paragraphe précédent. Les fortes valeurs du rapport Th/K sont enregistrées au niveau du contact socle cristallin – couverture sédimentaire, au Sud et au Nord de la zone d'étude, au niveau du contact môle d'In Ouzzal – rameau occidental, dans sa partie Sud et le long des bordures Est et Ouest du Terrane d'Iskel, notamment dans sa partie Nord.

Contrairement à l'Uranium, facilement soluble dans les milieux acides et transportable par les fluides hydrothermaux, le Thorium et le Potassium n'ont pas cette aptitude et ne sont pas beaucoup affectés par le phénomène de migration, pour cette raison, la variation des concentrations relatives Th/K n'a pas d'intérêt quant à l'étude des processus d'accumulation de substances radioactives. La carte du rapport Th/K , combinée à celle de la concentration en Potassium, est souvent employée pour la cartographie litho-structurale régionale.

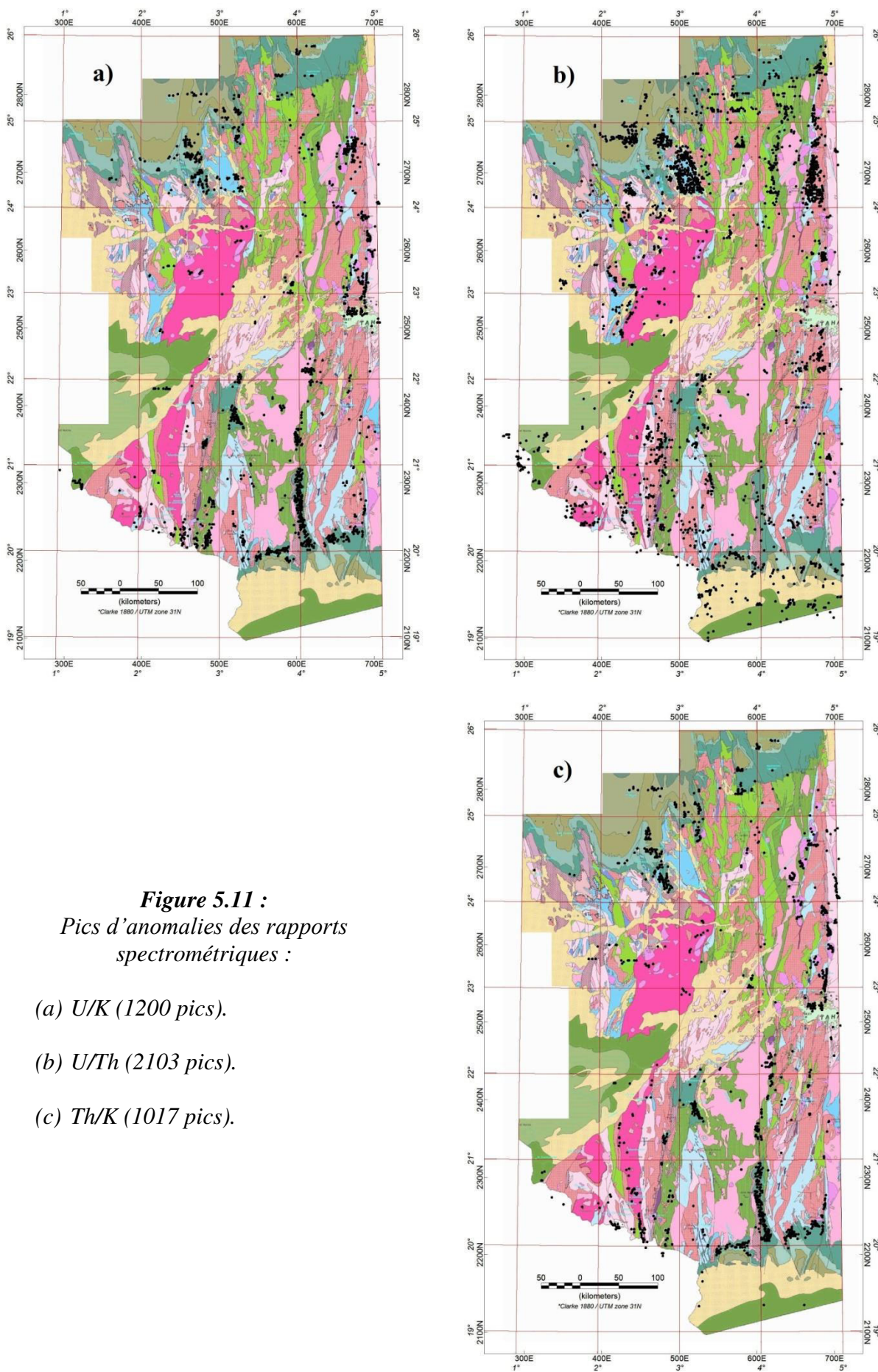


Figure 5.11 :
Pics d'anomalies des rapports spectrométriques :

(a) *U/K (1200 pics).*

(b) *U/Th (2103 pics).*

(c) *Th/K (1017 pics).*

5.5 Délimitation des zones perspectives :

Dans le but de délimiter les régions indiciaires et de mettre en évidence les périmètres, potentiellement favorables pour l'accumulation de minéralisations Uranifères dans le Hoggar occidental, nous procédons, dans cette section à la combinaison des différents résultats de l'interprétation de données magnétométriques et spectrométriques. Dans ce contexte, trois principales sources d'information sont employées, à savoir :

- Résultats de l'interprétation des données magnétométriques, représentés par la carte des linéaments magnétiques (systèmes de fractures), pour l'aspect structural.
- Résultats de l'étude de faciès, représentés par la carte géologique au (1 : 1000 000), pour l'aspect litho-structural régional.
- Résultats de l'interprétation des données spectrométriques, représentés par la carte de répartition des pics d'anomalies des teneurs en radioéléments et leurs rapports, pour l'aspect litho-spectrométrique

5.5.1 Localisation des zones anormales :

En prospection spectrométrique, pour mieux cerner les zones anormales susceptibles de contenir des minéralisations d'Uranium, il est nécessaire d'analyser, non seulement le taux de l'Uranium, mais aussi sa variation par rapport aux deux autres radioéléments. En effet, dans plusieurs domaines où une partie des rayons gamma est absorbée avant d'atteindre le capteur, les signatures des différents canaux spectrométriques sont faibles par contre, les allures de leurs rapports ne sont pas affectées par cette perte énergétique.

Dans le but de localiser les régions à tendance Uranifère dans la zone d'étude, nous avons opté pour la superposition des pics d'anomalies de U , U/K et U/Th sur la carte des linéaments magnétiques (Figure 5.12a) et sur la carte géologique (Figure 5.12b) et ce, pour intégrer, à l'interprétation, les deux aspects : structural et lithologique.

Le regroupement des trois types de pics d'anomalies (U , U/Th et U/K) au-dessus de régions géographiquement restreintes indique des cibles potentielles pour l'existence de l'Uranium dans la zone d'étude. De même, pour les régions caractérisées par la présence de pics d'anomalies de l'Uranium et l'un des deux rapports, elles peuvent être également, considérées comme cibles potentielles. En absence d'importante signature Uranifère, les fortes valeurs d'Uranium par rapport à celles du Potassium et du Thorium peuvent indiquer des conditions favorables pour l'accumulation de minéralisations Uranifères.

L'analyse visuelle de la répartition des anomalies a permis de mettre en évidence plusieurs domaines perspectifs qui présentent des signatures radiométriques importantes. Les principaux regroupements de pics d'anomalies sont localisés le long de l'accident régional $4^{\circ}50'$ à l'Est, le long du contact socle cristallin – couverture paléozoïque, au Sud et au Nord et le long des contacts lithologiques. Bien que la majorité des anomalies d'Uranium coïncident avec les systèmes de fractures, on constate quelques régions anormales, dont la tectonique est calme, notamment au niveau des granites panafricains situés au centre de la partie Sud du fossé Pharusien. On estime que plusieurs pics d'anomalies d'Uranium au niveau des granites panafricains, peuvent être liés à un fond rocheux relativement élevé.

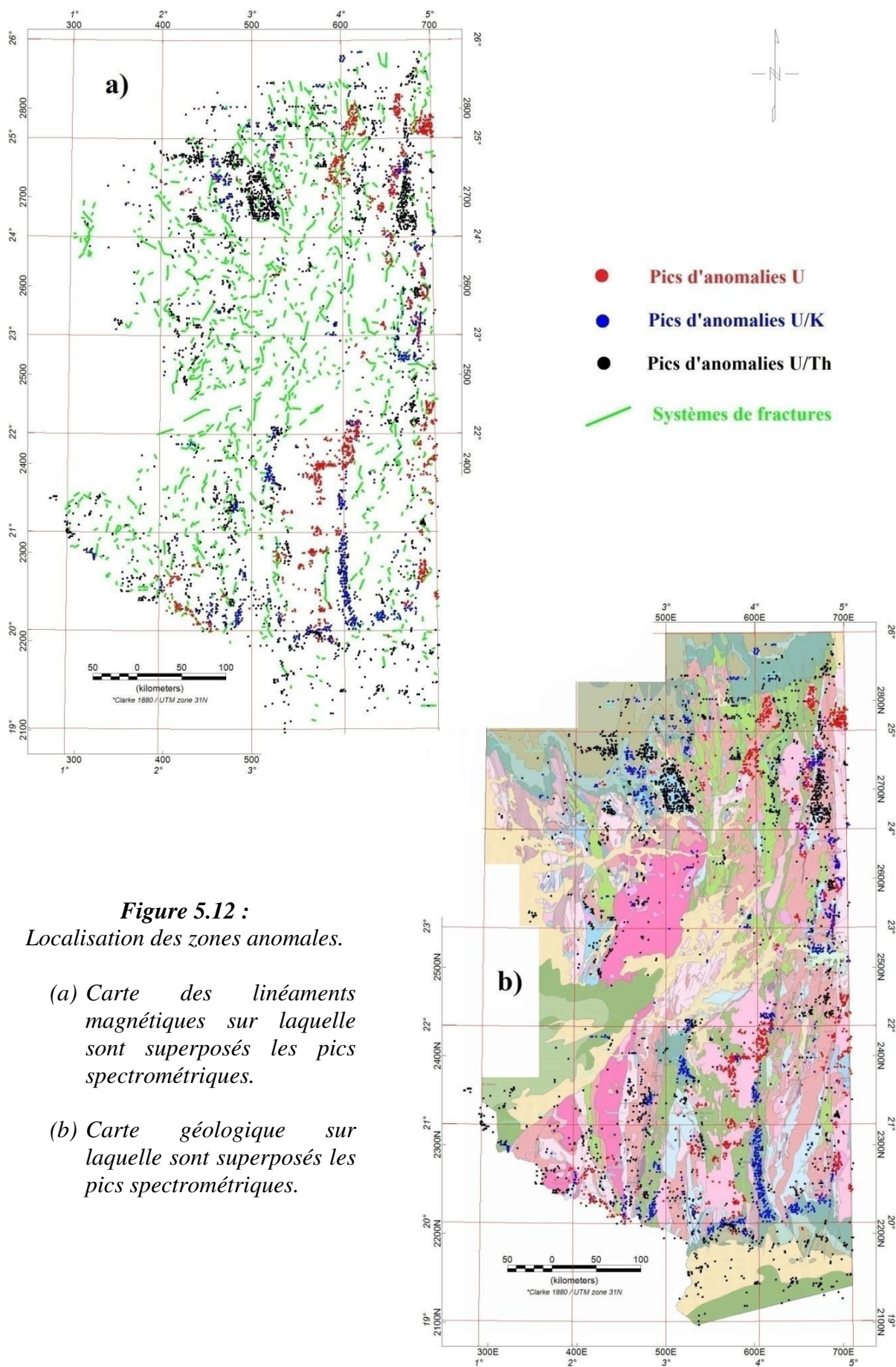


Figure 5.12 :
Localisation des zones anomaies.

(a) Carte des linéaments magnétiques sur laquelle sont superposés les pics spectrométriques.

(b) Carte géologique sur laquelle sont superposés les pics spectrométriques.

5.5.2 Perspectives de recherche :

Tenant compte du caractère régional du levé aérogéophysique, il est impératif de confronter les résultats obtenus par l'analyse des données magnéto-spectrométriques aux informations récoltées sur le terrain, et ce dans le but d'identifier et de se prononcer sur la nature réelle des anomalies mises en évidence. Cette approche offre la possibilité d'améliorer davantage l'interprétation et de dégager, avec précision, les cibles potentielles, pouvant faire l'objet de futurs travaux de prospection et d'exploration des matières premières radioactives dans cette région, tout en respectant les critères litho-structuraux prédéfinis dans ce chapitre.

Suite au dépouillement des résultats et rapports des travaux de surface, disponibles à notre niveau, notamment les cartes métallogéniques du Hoggar au 1 : 500 000 et 1 : 200 000 (EREM, 1984) ainsi que les différents rapports internes du COMENA, quelques dizaines de périmètres, géographiquement circonscrits et jugés perspectifs, ont été dégagés (Figures 5.13 et 5.14). La superposition, sur la carte structurale simplifiée du Hoggar occidental, des différents résultats obtenus dans le cadre de cette étude (Figure 5.14), montre une bonne corrélation entre les périmètres ciblés et les ressources en Uranium mises en évidence par les différents travaux de surface, effectués dans la zone d'étude depuis les années 50, ce qui témoigne la fiabilité de l'approche adoptée.

Les périmètres perspectifs sélectionnés sont répartis sur cinq domaines litho-structuraux différents, à savoir : le fossé Pharusien, le môle Granulitique d'In Ouzzal, le rameau occidental, la couverture sédimentaire paléozoïque et le flanc Est de l'accident majeur 4°50' (Contact fossé Pharusien - Hoggar central) :

Le fossé Pharusien :

La majeure partie des cibles potentielles, mises en évidence, se situent dans le fossé Pharusien. Elles forment une bande subméridienne, allongée le long du flanc Ouest de l'accident régional 4°50' et s'associent aux différentes zones de cisaillements et d'intersections de failles de direction NE-SO recoupant les formations cristallines diverses et favorisant la mobilisation des éléments radioactifs.

Les travaux de recherches entrepris, dans la zone prospective de Timgaouine, ont permis de mettre en évidence quatre gîtes d'importance économique dont, les réserves globales confirmées ont été estimées à quelques 23 000 tonnes d'Uranium métal, calculées sur la base d'une teneur de coupure qui varie entre 0.1 et 0.3 % (EREM, 1984).

Le district Uranifère Timgaouine - Abankor - Tinef, de part ses caractéristiques géologiques et gîtologiques, comparé à des districts similaires très riches en réserves d'Uranium dans le monde (le cas des gisements de la Namibie), reste peu exploré et sous développé en matière de recherche et de développement minier.

Dans la partie nord du Terrane d'Iskel, les fortes anomalies radiométriques enregistrées coïncident parfaitement avec les indices d'Uranium confirmés de la région. Le secteur Tin Felki - Tesnou, délimité par les méridiens 4°- 5° Est et les parallèles 23°-25° Nord, constitue un domaine d'intérêt qui peut renfermer d'importantes réserves en Uranium. Dans ce secteur, sept zones indicelles ont été délimitées dont, trois parmi elles présentent un intérêt minier important, il s'agit de :

- La zone de Teg-Orak, au Sud-ouest de la feuille de Tin Felki (4°- 5° Est et 23°-24° Nord), qui renferme quelques indices confirmés (Figure 5.14). Dans ce périmètre, la minéralisation Uranifère est contrôlée par les accidents tectoniques subméridiens qui découpent le massif Granito-Gneissique portant le même nom, tout particulièrement aux croisements des failles.
- La zone d'Aït Oklan – Elbema, au centre de la partie sud de la feuille Tesnou (4°- 5° Est et 24°-25° Nord). Ce périmètre est constitué de trois domaines structuraux, il s'agit des massifs Granitiques, des roches ultrabasiques et d'une série métamorphiques. Ces derniers sont recoupés par des dykes de Pegmatites, de micro Granites et de filons de Quartz contrôlant la minéralisation Uranifère.
- La zone du Nord-ouest d'Elbema, située également dans la feuille de Tesnou, au nord-ouest de la zone d'Aït Oklan et composée de roches volcano-sédimentaires et terrigènes du néoprotérozoïque. Comme pour les autres zones indicielles du fossé Pharusien, la minéralisation dans ce périmètre semblent être contrôlée par les mêmes systèmes de fractures décrits précédemment.

En plus des zones indicielles, d'autres cibles, jugées prometteuses pour la recherche de l'Uranium, sont localisés également dans le fossé Pharusien. Dans la plupart de ces zones, la minéralisation Uranifère est supposée être associée à des Granites intrusifs de différents types et contrôlées par des systèmes de fractures d'orientation NE-SO. Les travaux au sol y décèlent plusieurs points minéralisés en Uranium et des anomalies Urano-Thorifères qui méritent d'être développé.

Pour la recherche de nouveaux gisements et l'augmentation des réserves en Uranium dans le fossé Pharusien, il est recommandé de réaliser un levé aérogéophysique plus serré à une échelle d'au moins 1 : 50 000 au-dessus de cette région et/ou d'engager des campagnes de prospection géophysique au sol sur les périmètres sélectionnés afin de confirmer ces anomalies et de se prononcer sur la suite des travaux à entreprendre.

Le môle d'In Ouzzal :

Le môle granulitique d'In Ouzzal peut être considéré comme zone favorable, pour la recherche de minéralisations d'Uranium, tout particulièrement au niveau des formations métamorphiques dans sa partie sud où des anomalies radiométriques (Uranifères et Thorifères) ont été enregistré. (Figure 5.13). Il est à noter que le site d'In Ouzzal a fait l'objet de travaux de prospection en surface (SONAREM, 1969-1974, EREM, 1984) et des travaux de reconnaissance géologique (CREM, 1995-1996). En plus des gisements Aurifères (Tirek et Amesmesssa) et indices d'Or confirmés, des points minéralisés en Uranium, des anomalies Urano-Thorifères et des indices Uranifères ont été mis en évidence et confirmés par la présente étude. Ces périmètres méritent d'être développés sur le plan minier en surface et en subsurface.

Les occurrences Uranifères, dans la partie sud du môle d'In Ouzzal sont contrôlées par des systèmes de fractures et semblent étroitement associées à des roches métamorphiques de haut grade. Cette dernière constatation mérite de faire l'objet de thématique de recherche fondamentale dans la perspective de déterminer un nouveau guide de recherche pour l'Uranium. Dans la partie nord du môle d'In Ouzzal, un périmètre relativement restreint, autour d'un noyau Granitique, ainsi que quelques anomalies Urano-Thorifères ont été mises en évidence.

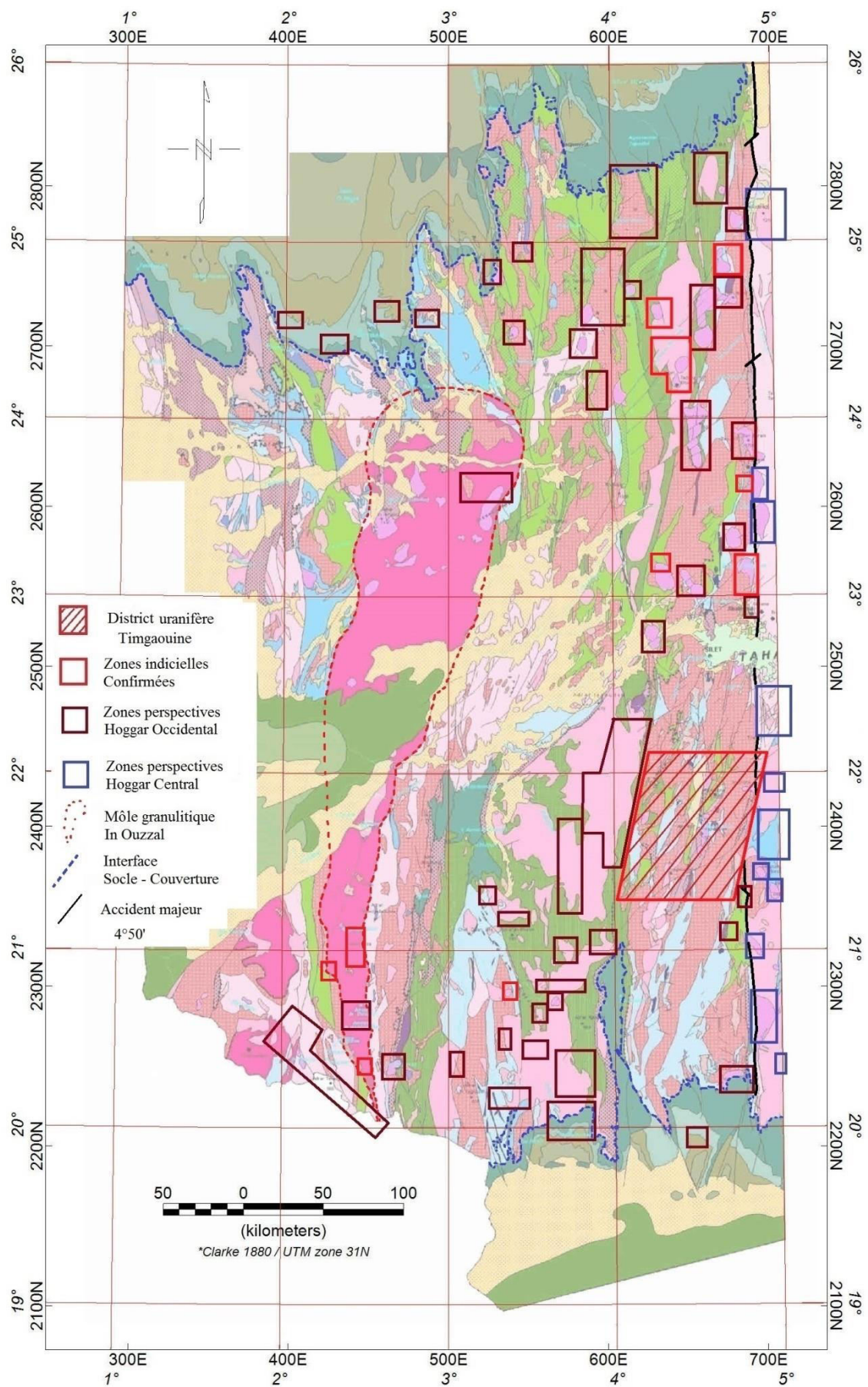


Figure 5.13 : Délimitation des zones perspectives du Hoggar occidental.

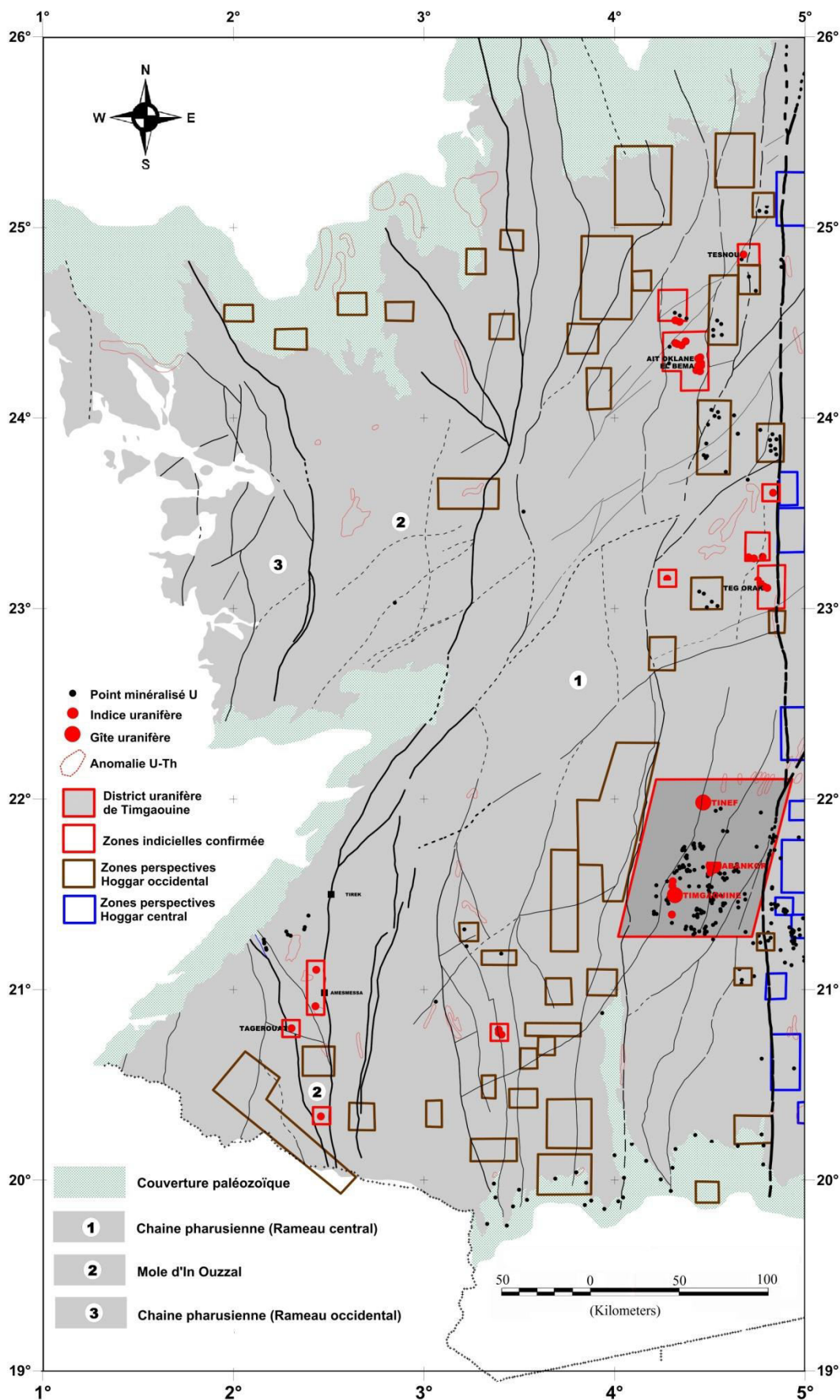


Figure 5.14 : Carte structurale du Hoggar occidental, sur laquelle sont superposées les ressources en Uranium et les zones perspectives.

Le rameau occidental :

Les travaux de la recherche systématique des minéraux utiles (EREM, 1984) dans cette partie du Hoggar occidental dénombrent quelques indices Uranifères et des anomalies Urano-Thorifères surtout dans la partie sud, à la frontière avec le Mali. A partir de la carte des pics d'anomalies spectrométriques (Figure 5.12), nous avons mis en évidence, une bande frontalière, située à l'extrême Sud du rameau occidental.

Dans ce périmètre, les anomalies radiométriques sont associées entre autres à des Granites Panafricains et au prolongement des réseaux de failles comme le cas de l'In Ouzzal. Il faut noter que cette région recèle également beaucoup d'indices aurifères dont les études ont confirmé l'affinité entre la présence de l'Or et celle de l'Uranium. Dans la partie nord de ce compartiment, les périmètres perspectifs proposés sont étroitement liés soit au contact socle cristallin - couverture sédimentaire paléozoïque, soit aux formations Gréseuses paléozoïques.

La couverture paléozoïque :

Au niveau de la couverture sédimentaire paléozoïque, au Nord et au Sud du Hoggar occidental, quelques périmètres jugés potentiellement favorables de contenir des minéralisations Uranifères, ont été mis en évidence (Figure 5.13 et 5.14). Dans la partie sud du fossé Pharusien, les travaux de surface ont permis de mettre en évidence des minéralisations Uranifères liées généralement à l'interface socle cristallin – couverture paléozoïque. A cet effet, on note que tout le front de ce contact montre un signal radiométrique très révélateur sur la possibilité d'existence de concentrations Uranifères intéressantes. Par analogie, aux régions avoisinantes, les travaux d'exploration et de prospection, effectués dans le bassin de Tin Séririne au Sud-est du Hoggar et ceux dans son extension au Niger (Bassin de Tim Mersoï), ont permis de mettre en évidence un potentiel Uranifère très important, lié principalement à l'interface socle cristallin - couverture sédimentaire Cambro-ordovicienne, appelé également "profil d'altération" (Gîte de Tahaggart) et également un potentiel probable associé aux Grès paléozoïques (Gisement de type Gréseux). En plus du contact socle – couverture, jugé potentiellement favorable pour la mise en place de minéralisations Uranifères, la base du Dévonien inférieur, présente également un intérêt minier pour la recherche de l'Uranium. Du même pour la base du Carbonifère inférieur où les plus importants gisements d'Uranium du Niger sont liés à cet étage.

Les anomalies radioactives retenues sont généralement localisées aux zones de contacts des formations sédimentaires avec celle cristallines à l'interface socle-couverture qui reste l'un des métalotectes retenus pour la recherche de gisements Uranifère de type "discordance". Elles peuvent être également associées à des Grès Cambro-ordoviciens pouvant être d'éventuels guides pour la recherche de gisements associés à des Grès.

Le flanc Est de l'accident majeur 4°50' :

La bande subméridienne située à Est de l'accident majeur 4°50' fait partie du Hoggar central polycyclique. Dans ce compartiment, 11 périmètres perspectifs ont été dégagés. Les anomalies radioactives décelées sont étroitement liées à cette faille majeure et aux différents types de roches du socle cristallin, notamment les Granites intrusifs, sources probable de l'Uranium. Ces périmètres, sont analogues aux gîtes et indices Uranifères localisés à l'Ouest de cette faille dans le fossé Pharusien.

Conclusions Générales

A l'issue de ce travail, ayant pour objectif principal, la mise en évidence de cibles potentiellement favorables pour l'accumulation de minéralisations Uranifères dans le Hoggar occidental, nous avons pu délimiter plusieurs zones prometteuses et ce, en se basant sur les résultats de l'analyse de la couverture aérogéophysique effectuée au-dessus de la zone d'étude et les différents levés de prospection de surface, effectués dans la région, par les différentes équipes de recherches, depuis les années 1950. Au terme de cette étude, récapitulons les principaux points abordés et les résultats obtenus :

Nous avons commencé, au **Chapitre 1**, par les fondamentaux de l'aérogéophysique en étudiant les aspects théorique et technique des deux techniques de prospection aéroportées, à savoir la magnétométrie et la spectrométrie. Cette étude a permis de pointer les difficultés liées à la mise en œuvre de ces deux techniques et à l'acquisition des données numériques. Nous avons ainsi décrit les équipements et les paramètres optimaux, utilisés actuellement, pour la réalisation de levés aéroportés de qualité. Nous avons donné également, dans ce **premier Chapitre**, un aperçu succinct sur les principes de base des filtres digitaux, que nous avons utilisé pour traitement et l'interprétation de notre base de données.

Le contexte géologique du Hoggar occidental, objet de cette étude a été décrit dans le **Chapitre 2**. Il s'agit d'un vaste domaine où l'orogénèse Pharusienne est la plus complète. Sur le plan structural, il est constitué de trois grands compartiments ; deux rameaux, oriental et occidental, séparés par le môle granulitique d'In Ouzzal d'âge Archéen. Caractérisé par une intense tectonique cassante, favorisant la circulation des fluides hydrothermaux et le dépôt des minéralisations d'Uranium, ce domaine présente un intérêt minier très important pour la recherche de l'Uranium où, trois gisements et plusieurs indices sérieux sont déjà localisés.

Un aperçu sur la formation des gisements d'Uranium est donné également, dans ce **deuxième Chapitre**. Il est à noter que tous les gîtes et indices Uranifères, mis en évidence dans la zone d'étude sont généralement de type filonien, ils font partie de la province Uranifère du rameau oriental de la chaîne Pharusienne dans laquelle, les minéralisations d'Uranium sont intimement associées à des granites intrusifs et elles se présentent par des minéraux primaires et secondaires.

L'évaluation de la base de données aérogéophysiques brutes, effectuée dans le **Chapitre 3**, a montré que les données magnétométriques sont de qualité plus ou moins acceptable tandis que, celles spectrométriques sont de qualité relativement médiocre. Les différentes opérations du traitement préliminaire, introduites aux fichiers numériques originaux, ont permis de réduire considérablement, l'effet des insuffisances que présentent les données brutes notamment, les valeurs aberrantes et les informations perdues, traduites par des cases vides et qui représentent environ 1 % des données acquises au-dessus de la zone d'étude, estimées à quelques 3 millions points de mesure.

La correction du décalage de la composante régional du champ magnétique total, effectuée dans la première partie du **Chapitre 4**, a permis de remonter aux données magnétiques brutes qu'on a dû enregistrer au-dessus de la zone d'étude. Après avoir enlevé un champ de référence qui correspond à l'époque de réalisation du levé aérogéophysique, nous avons pu établir une carte du champ d'anomalies magnétiques plus significative.

L'étude comparative des différentes techniques de micronivellement, décrite dans l'*Annexe*, a montré que l'algorithme *PGW* (*Paterson, Grant & Watson*) offre les meilleurs résultats dans le cas des données aéromagnétiques. Cette technique, qui a prouvée sa capacité d'atténuer la presque totalité des bruits épousant la direction des lignes de vol, sans véritablement affecter la composante de haute fréquence, a permis d'améliorer davantage la qualité de la carte du champ d'anomalies magnétiques.

L'utilisation du filtrage digital dans le domaine de Fourier a permis de mieux repositionner les anomalies magnétiques, de séparer les sources perturbatrices qui ont causé le champ anomal et de déterminer leurs paramètres physiques. Dans la chaîne du traitement, le filtre de la réduction au pôle, constitue un outil très puissant, il permet de transformer les anomalies dipolaires en anomalies à pôle unique, ce qui offre la possibilité d'établir la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle. Cette dernière, constitue un document de base pour toutes les opérations de traitement et d'interprétation des données magnétiques.

L'approche d'homogénéisation des données spectrométriques brutes, que nous avons développée dans la deuxième partie du *Chapitre 4*, a permis d'éliminer définitivement les problèmes que présente l'assemblage de données. Le raccordement de données est un processus essentiel et indispensable pour réussir une interprétation quantitative de qualité. A cet égard, l'application d'un facteur de multiplication dynamique à la base de données spectrométriques, constituée de plusieurs segments, a permis d'éliminer les discontinuités entre ces derniers. Les données ainsi obtenues, sont beaucoup améliorées et les cartes spectrométriques sont devenues plus lisibles.

Les corrections introduites sur les données spectrométriques ont permis d'établir les cartes des concentrations en radioéléments ainsi que celles de leurs rapports. L'attribution, aux différents canaux radiométriques, d'un niveau variable de bruit de fond, en se basant sur la technique polynômiale, a réduit considérablement les erreurs systématiques qui entachent l'enregistrement. Le filtrage directionnel des données corrigées a permis d'atténuer le bruit résiduel épousant la direction des lignes de vol, les cartes des teneurs spectrométriques ainsi obtenues, reflètent mieux le signal géologique de la zone d'étude.

Au *Chapitre 5*, qui traite l'aspect métallogénique, l'étude des minéralisations Uranifères au niveau des différents gisements et indices du Hoggar occidental, a permis de dégager les critères majeurs de recherche de l'Uranium dans cette zone. Ces critères, qui concernent deux aspects ; lithologique et structural, peuvent servir comme guides pour les futurs projets d'exploration dans la région. Contrôlées par des failles et des fractures, le mode de mise en place des minéralisations Uranifères dans la zone d'étude est épigénique de nature hydrothermale. La source d'Uranium dérive probablement des Granites eux même, dont la différenciation alcaline devrait produire un enrichissement en Uranium.

A la lumière des résultats de l'interprétation des cartes magnétométriques transformées, tout particulièrement celle d'anomalies réduites au pôle, nous avons pu identifier les linéaments magnétiques, à partir desquels nous avons mis en évidence endroits qui présentent une densité élevée de systèmes de fractures, favorisant la circulation des fluides hydrothermaux et le dépôt des minéralisations Uranifères. A cet effet, l'établissement du schéma structural de la zone d'étude, constitue un élément essentiel pour la localisation de zones perspectives qui s'ajoute aux critères précédents.

En se basant sur les techniques de l'analyse statistique, l'étude litho-spectrométrique, effectuée dans ce cinquième chapitre, a été d'un apport considérable à la compréhension de la répartition des radioéléments sur les différentes formations lithologiques constituant le Hoggar occidental. L'examen des teneurs spectrométriques et leurs rapports nous a permis d'établir la relation entre les contrastes mesurés des trois radioéléments et la géologie de surface. L'établissement d'une image ternaire à partir des teneurs spectrométriques, a permis d'identifier les différentes unités radiométriques de la zone d'étude qui peuvent également servir comme guides de recherche.

En plus des résultats obtenus par l'aérogéophysique, l'intégration de différentes sources d'informations disponibles, notamment les résultats de la prospection de surface, a permis de mettre en évidence plusieurs zones potentiellement favorables pour l'accumulation de minéralisations Uranifères dont, les plus importantes sont localisées dans le Terrane d'Iskel au fossé Pharusien. D'autres cibles, jugées prometteuses, ont été également mises en évidence notamment, dans le sud du môle d'In Ouzzal, dans la bordure sud du rameau occidental et au niveau de la couverture paléozoïque au sud du Hoggar occidental.

L'étude effectuée dans le cadre de cette thèse, a permis d'orienter les activités de recherche et d'exploration des matières premières nucléaires vers une approche sélective au lieu de la recherche systématique classique plus coûteuse.

Références Bibliographiques

- **Aeroservice Corporation, 1975.** Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria, *Final report, 3 volumes, Houston, Philadelphia.*
- **AIEA, 1991.** Airborne gamma ray spectrometry surveying, *Technical reports series, No. 323, Vienna, Austria.*
- **AIEA, 2003.** Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry, *TECDOC-1363, Vienna, Austria.*
- **AIEA, 2013.** Advances in airborne and ground geophysical methods of uranium exploration, *Technical reports series, No. NF. T-1.5, Vienna, Austria.*
- **Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouël, J.-L., and Saracco, G., 1996.** Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. *Journal of Geophysical Research, 101(B10): 21975–21994.*
- **Allègre, C. L., & Caby, R., 1972.** Chronologie absolue du Précambrien de l’Ahaggar occidental, *C.R.A.S., t.275: 2095-2098.*
- **Allek, K., 2005.** Traitement et interprétation des données aeromagnétiques acquises au dessus des régions de Tindouf et de l’Eglab (Sud-Ouest de l’Algerie) – Impact sur l’exploration du Diamant, *Thèse de Magister USTHB – Alger, 175p.*
- **Allek, K., 2013.** La modélisation prédictive en recherche minière – Apport de la logique floue à l’exploration du diamant dans la région de l’Eglab, Algérie, *Thèse de Doctorat USTHB – Alger, 159p.*
- **Amieur, M., 2012.** Les minéralisations encaissées dans les formations détritiques Dévoniennes du bassin de Tin Séririne (Sud-est du Hoggar). *Mémoire de Magister USTHB – Alger.*
- **Asfirane F., 1994.** Traitement et interprétation des données aéromagnétiques acquises au dessus de l’Algérie du Nord, impact sur la géologie de la chaîne Atlasique. *Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, école normale supérieure de Paris, 214 pages.*
- **Asfirane-Haddadj, F., & Galdeano, A., 2000.** L’utilisation de la déconvolution d’Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. *Bulletin Soci. Géologique France 171, 77–81.*
- **Baranov, V., 1957.** A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudogravimetric anomalies. *Geophysics, 22, 359-383.*
- **Baranov, V., & Naudy, H., 1964.** Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics, 29, 67-79.*
- **Barbey, P., Bertrand, J.M., Angoua, E.E., & Dautel, D., 1989.** Pétrology and U/Pb géochronology of the Telohat migmatites (Aleksod, central Hoggar, Algeria). *Contrib Mineral Petrol, 101, 207-219.*
- **Barraclough, D. R., 1987.** International geomagnetic reference field - the fourth generation, *Phys. Earth Planet. Int., 48, 279-292.*
- **Beiki, M., Bastani, M., Pedersen, L.B., 2010.** Leveling HEMand aeromagnetic data using differential polynomial fitting. *Geophysics 75, L13–L23.*
- **Bertrand, J.M.L., 1974.** Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l’Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologies, géochimies, et géochronologies. *Thèse Scs, Montpellier et Ed. CNRS-CRZA, Paris, série Géologie, N°19, 307 p.*
- **Bertrand, J. M.L., Boissonnas, J., Caby, R., Gravelle, M. & 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.L., & Lassere, M., 1976.** Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara). *Geol. Rundschman, 67: 357-388.*

- **Bertrand, J.M.L., & 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.
- **Bertrand, J.M.L., Caby R., Lancelot J.R., Moussine-Pouchkine A., & Saadallah A., 1978.** The Late Pan-african ensialic linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): Geology, structural development. U-Pb geochronology-tectonic implications for the Hoggar shield Precambrian. *Res.*, **7**, 349-376.
- **Bertrand J.M.L., Michard A., Dautel D., Pillot M., 1984.** Ages U/Pb éburnéens et panafricains au Hoggar central (Algérie); conséquences géodynamiques. *Acad. Sci. Paris CRS, II*, **298**: 643-646.
- **Bertrand, J. M. L., Michard, A., Boullier, A-M., & Dautel, D., 1986.** Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria): A reappraisal of its Pan-african evolution. *Tectonics*, **5**, 955-972.
- **Bhattacharrya, B. K., 1965.** Two-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, **25**, 829-857.
- **Bhattacharrya, B. K., 1966.** Continuous spectrum of the total magnetic field due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, **29**, 517-553.
- **Bhattacharyya, B. K., 1969.** Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. *Geophysics*, v. **34**(3), p. 402-423.
- **Black, R., 1978.** Propos sur le Pan-Africain. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, **XX**: 843-850.
- **Black, R., Caby, R., & Moussine-Pouchkine, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, **278**, 223-227.
- **Black, R., Latouche, L., Liégeois, J. P., Caby, R., & Bertrand, J. M., 1994.** Pan-Africain 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.
- **Blakely, R.J., & Simpson, R.W., 1986.** Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* **51**, 1494-1498.
- **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*.
- **Boler, F. M., 1978.** Aeromagnetic measurements, magnetic source determination. *MS Thesis, Oregon State Univ.*
- **Boullier, A. M., 1991.** The pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger): *In Dallmeyer, R. D., and Lécorché, J. P., eds. The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives. Berlin, Springer-Verlag, : 85-105.*
- **Bournas, N., 2001.** Interprétation des données aérogéophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental, *Thèse de Doctorat USTHB – Alger, 250p.*
- **Bozzo, E., Colla, A., Caneva, G., Meloni, A., Caramelli, A., Romeo, G., Damaske, D., & Moeller, D., 1994.** Technical procedures for aeromagnetic surveys in antarctica during the italian expeditions (1988-1992). *Ann Geophys XXXVII*(5):1283-1294.
- **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., 1987.** Upper Proterozoic continental accretion and collisions in northwest Africa. *Terra Cognita* **7**: 150.

- **Caby, R., 1996.** A review of the In Ouzzal granulitic terrane (Tuareg shield, Algeria): its significance within the Pan-African Trans-Saharan belt. *Journal of metamorphic geology* 14, 659-666.
- **Caby, R., 2003.** Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, vol 37 (2003), p. 133-159.
- **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., & Andreopoulos-Renaud, U., 1987.** Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne pan-africaine. *Precambrian Research*, 36: 335-344.
- **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.
- **Chahdane, R., 2009.** Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations uranifères de Tahaggart (Sud-Est du Hoggar) : minéralogie et géochimie d'une minéralisation liée aux altérations du socle et au conglomérat de base de la série détritique paléozoïque – *Mémoire de Magister USTHB – Alger*.
- **Collinson, D.W. 1983.** Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Chapman and Hall.
- **COMENA, 2003.** Synthèse des travaux d'exploration et de cartographie réalisés par le COMENA dans le socle cristallin du Hoggar et dans sa couverture sédimentaire (Tassilis, Ahnet-Tidekelt et Ougarta), période 1983 – 2003. (rapport inédit).
- **Cordell, L.E., Hildenbrand, T.G., & Kleinkopf, M.D., 1990.** Notes of discussion group on the midcontinent. In: Geologic applications of modern aeromagnetic surveys. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1924:90–91.
- **Courtilot, V., Ducruix, J., and Le Mouël, J.-L., 1978.** Sure une accélération récente de la variation seculaire du champ magnétique terrestre. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 287, D: 1095–1098.
- **Cuney, M., 2009.** The extreme diversity of uranium deposits. *Mineralium Deposita*, 44p, p. 3–9.
- **Darnely A.G. 1972.** Airborne gamma-ray survey techniques. Uranium prospecting handbook. S.H. Bowie M. Davis and D. Ostle, eds., London. *The Institute of Mining and Metallurgy*, p.174-211.
- **Davydenko, A.Y., Grayver, A.V., 2014.** Principal component analysis for filtering and levelling of geophysical data. *J. Appl. Geophys.* 109, 266–280.
- **Dentith, M., & Mudge, S., 2014.** Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge University Press. Cambridge CB2 8BS, United Kingdom.
- **Dodd, P.H., & Eschliman, D.H., 1972.** Borehole logging techniques for uranium exploration and evaluation. In *Uranium Prospecting Handbook*, (ed) S.H.U. Bowie, M. Davis, and D. Ostle; Institute of Mining and Metallurgy, London, United Kingdom, p. 244-276.
- **Emsley, John., 2001.** "Uranium". *Nature's Building Blocks: An A to Z Guide to the Elements*. Oxford University Press. p. 476–482.
- **EREM, 1984.** Inventaire prévisionnel des substances utiles dans le Hoggar, *Rapport inédit*.
- **Fedi, M., Quarta, T., 1998.** Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies. *Geophys. Prospect.* 46, 507–525.
- **Fedi, M., Florio, G., 2003.** Decorrugation and removal of directional trends of magnetic fields by the wavelet transform: application to archaeological areas. *Geophys. Prospect.* 51 (4), 261–272.

- **Ferraccioli, F., Gambetta, M., & Bozzo, E., 1998.** Microleveling procedures applied to regional aeromagnetic data: an example from the Transantarctic Mountains. *Geophys. Prospect.* 46, 177–196.
- **Gasquet, C., & Witomsky, P., 1995.** Analyse de Fourier et applications. Filtrage, calcul numérique, ondelettes. *Edition Masson*, 355 p.
- **Geosoft, 1998.** Paterson, Grant & Watson. *Microleveling Procedure for Oasis Montaj™*.
- **Grasty, R.L., 1977.** A general calibration procedure for airborne gamma-ray spectrometers. *In report of activities, part C. Geological Survey of Canada, Paper 77-1C, p. 61-62.*
- **Grasty, R.L., & Minty, B.R.S., 1995.** Guide to the technical specifications for airborne Gamma ray surveys. *Australian Geological Survey Organization.*
- **Gravelle, M., 1969.** Recherche sur la géologie du socle précambrien de l’Ahaggar Centro-Occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. *Thèse Doctorat d’Etat Université Paris*, 298 p.
- **Gunn, P. J. 1975.** Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophys. Prosp.* 23:300-312.
- **Haddoum, H., 1992.** Etude structurale des terrains archéens du môle In-Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). *Thèse d’état (USTHB, Alger)*, 214 p.
- **Hamoudi, M., Quesnel, Y., Dymont, J., Lesur, V., 2011.** Aeromagnetic and Marine Measurements. - In: Manda, M., Korte, M. (Eds.), *Geomagnetic Observations and Models, Springer, 57-103, 2011. DOI:10.1007/978-90-481-9858-0*
- **Horsfall K.R., 1997.** Airborne magnetic and gamma-ray acquisition. *J Aust Geol Geophys* 17(2):23–30.
- **Hsu, S.K., Sibuet, J.C., & 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., & Shyu, C-T., 1998.** Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *Geophysics*, 63, 1947-1957.
- **Huang, H., Fraser, D.C., 1999.** Airborne resistivity data leveling. *Geophys.* 64, 378–385.
- **Jacobsen, B. H., 1987.** A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52, 1138-1148.
- **Killeen, P.G., 1979.** Gamma ray spectrometric methods in uranium exploration – Application and interpretation. *In Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores, edited by P.J. Hood, Geological Survey of Canada Economic Geology Report 31, 163-230.*
- **Killeen, P.G., 1983.** Borehole logging techniques for uranium by measurement of natural gamma radiation. *The international Journal of Applied Radiation and Isotopes*, v. 34, no. 1, p. 231-260.
- **Kitkham and Rescue, 1993.** Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits. *Third ed. Huber L. Barnes, USA.*
- **Klein, Cornelis & Cornelius S. Hurlbut, Jr., 1985.** “Manual of Mineralogy”. *20th ed., Wiley, pp. 307–308.*
- **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.*
- **Latouche, L., 1978.** Etude pétrographique et structurale du précambrien de la région des Gour oumellalen (NE de l’Ahaggar, Algérie). *Thèse de Doctorat d’Etat Es-Science Naturelles, Paris VII, 225p.*

- **Le Mouël, J. L., 1969.** Sur la distribution des éléments magnétiques de France. *Thèse de Doctorat, Paris VII, 154p.*
- **Le Mouël J. L., 1976.** Traité de géophysique interne, *Masson Paris.*
- **Lelubre, M., 1952.** Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental, *Thèse Paris, Bull. Serv. Carte. Géol. Algérie., 22, 2 tomes.*
- **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, v.37 (2003), p.133-159.*
- **Loveland, W., Morrissey, D.J., & Seaborg, G.T., 2006.** Modern Nuclear Chemistry. *John Wiley & Sons Inc., Hoboken.*
- **Luyendyk, A.P.J., 1997.** Processing of airborne magnetic data. *J. Aust. Geol. Geophys. 17 (2), 31–38.*
- **MacLeod, I.N., Jones, K., & Dai, T.F., 1993.** 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data in low magnetic latitudes. *Exploration Geophysics, 24, 679–688.*
- **Marson, I., & Klingele, E. E., 1993.** Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics, 58, 1588-1595.*
- **Mauring, E., Beard, L.P., Kihle, O., Smethurst, M.A., 2002.** A comparison of aeromagnetic leveling techniques with an introduction to median leveling. *Geophys. Prospect. 50, 43–54.*
- **Mauring, E., & Kihle, O., 2005.** Leveling aerogeophysical data using a moving differential median filter. *Geophysics 71, L5–L11.*
- **Menke, W., 1989.** Geophysical data analysis: Discrete inverse theory. *Academic Press. Inc.*
- **Minty, B.R.S., 1991.** Simple microleveling for aeromagnetic data. *Explor. Geophys. 22, 591–592.*
- **Minty, B.R.S., 1997.** The fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17 n. 2: p 39-50.*
- **Minty, B., Luyendyk, A., & Brodie, R., 1997.** Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, n. 2, 51-62.*
- **Mokaddem, M. 1980.** Le bassin sédimentaire de Tin-Séririne et ses minéralisations uranifères (Hoggar-ALGERIE). *Thèse Doct 3^{ème} Sci., vol9, n) 3/4, pp.401-412.*
- **Morgenthaler S., 2007.** Introduction à la statistique. 3^{ème} édition. *Presses polytechniques, 385 pages.*
- **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., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., Lafehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Philips, J.D., & Ruder, M.E., 2005.** 75th Anniversary, The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics 70 (6), ND33–ND61.*

- **Naudy, H. & Dreyer, H. 1968.** Essai de filtrage non-linéaire appliqué aux profils aéromagnétiques. *Geophysical Prospecting*, v. 16, 171-178.
- **Nelson, J.B., 1994.** Leveling total-field aeromagnetic data with measured horizontal gradients. *Geophysics* 59, 1166–1170.
- **O’Connell, M. D., Smith, R. S., & Vallée, M. A., 2005.** Gridding aeromagnetic data using longitudinal and transverse gradients with the minimum curvature operator. *The Leading Edge*, 24, 142–145.
- **Ouzegane, K., 1987.** Les granulites Al-Mg et les carbonatites de la série de l’In Ouzzal, NO du Hoggar, Algérie. *Thèse d’Etat. Université de Paris VI*, 265p.
- **Paoletti, V., Fedi, M., Florio, G., Rapolla, A., 2007.** Localized cultural denoising of high resolution aeromagnetic data. *Geophys. Prospect.* 55, 421–432.
- **Paterson, Grant, & Watson, Limited., 1977.** Réinterprétation de levés Aéro-Magnéto-Spectrométriques de l’Algérie. *Etudes détaillées pour la SONAREM*, 3 vol. Juillet 1977.
- **Reid, A. B. 1980.** Aeromagnetic survey design. Short note. *Geophysics*, v. 45, 973-976.
- **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, No 1 (January 1990), p. 80-91.
- **Roest, W. R., Verhoef, J., & Pilkington, M., 1992.** Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic. *Geophysics*, 57:116-125.
- **Sailhac, P., 1999.** Analyse multi-échelle et inversion de données géophysiques en Guyane - France. *Thèse d’Etat, Institut de Physique de Globe de Paris, France*, 259 p.
- **Seguin, M. K., 1971.** La géophysique et les propriétés physiques des roches. Québec.
- **Semiani, A., Abed, A., & Bellal, M., 2006.** L’uranium en Algérie - Ressources et perspective. *Office national de Recherche Géologique et Minière*, 20p, p. 12-15.
- **Serra, O., 1979.** Diagraphies différées, bases de l’interprétation, tome 1 : Acquisition des données diagraphiques, *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine, Mém. 1.*
- **Siemon, B., 2009.** Leveling of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data. *J. Appl. Geophys.* 67, 206–218.
- **Smith, W.H.F., & Wessel, P., 1990.** Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics* 55 (3), 293–305.
- **SONAREM, ARMINES, 1977.** Inventaire et perspectives des ressources minérales du Hoggar. *Alger*, 300p.
- **Spector, A., & Grant, F., 1970,** Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-3302.
- **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.
- **Urquhart, T., 1988.** Decorrugation of Enhanced Magnetic Field Maps. 59th Annual International Meeting. *SEG, Expanded Abstracts*, pp. 371–372.
- **Valsardieu C., 2000.** Regards sur l’uranium. Tome 3. Les concentrations naturelles d’uranium. *Ed ESKA*. 356p.
- **Yarger, H.L., Robertson, R.R., Wentland, R.L., 1978.** Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. *Geophysics* 43, 1148–1156.

Annexe :

Article publié dans la revue:
« Journal of Applied Geophysics » v.159 (2018), p. 418-428



Statistical approach for microleveling of aerogeophysical data

Daoud Groune ^{a,*}, Karim Allek ^b, Abderrahmane Bouguern ^b

^a Research and Qualification Studies Division, Nuclear Research Center of Draria – Atomic Energy Commission, 43 Sebala, Draria, Algiers 16050, Algeria

^b Laboratory for Earth Physics, University M'Hamed Bougara of Boumerdes, Avenue de l'Indépendance, Boumerdes 35000, Algeria



ARTICLE INFO

Article history:

Received 1 February 2018

Received in revised form 27 August 2018

Accepted 16 September 2018

Available online 18 September 2018

Keywords:

Microleveling

Statistical indicators

Moving window

Aerogeophysics

ABSTRACT

In this paper, we present a new microleveling formula that uses statistical indicators to remove residual leveling errors commonly occurring in airborne data surveying. These line-to-line leveling errors which are not removed during regular data processing appear as short wavelength artifacts stretched along flight lines. Our approach aims to eliminate this residual noise from the grid of processed data by means of a moving square window. For each position of this window, we calculate the arithmetic averages and coefficients of variation in directions parallel and perpendicular to the survey lines, and estimate the noise level value. Moving the scanning window of one sample allows isolating a grid of noise and the correction is made by subtraction from the original data. To evaluate the efficiency of our method, we have tested it on a corrupted magnetic data with synthetic noise. We compared this technique with other methods and we found that the statistical microleveling is simple and produces very satisfying results.

© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

Contents

1. Introduction	418
2. Statistical microleveling technique	419
2.1. Calculation of statistical indicators	419
2.2. Locating noise	421
3. Testing statistical microleveling on aerogeophysical data	421
3.1. Testing on simulated noise-corrupted magnetic data	422
3.2. Testing on real data	423
3.3. Filtering real radiometric data using classical microleveling techniques.	423
3.3.1. 2D directional filtering	423
3.3.2. Differential median filter	423
3.3.3. PGW algorithm	425
4. Discussion	425
5. Conclusions.	428
References.	428

1. Introduction

Residual leveling errors during airborne surveys are characterized by high frequency anomalies stretched along the flight lines, with wavelengths across the flight-lines generally twice the space between flight

lines (Minty, 1991). These errors, which remain even after applying standard leveling, affect the interpretation.

The leveling of surveys using tie-lines was originally developed as an alternative to the use of base station for aeromagnetic data (Whitham and Niblett, 1961; Reford and Sumner, 1964; Mittal, 1984; Paterson and Reeves, 1985) but it is now a standard step in data processing. The purpose is to minimize residual differences offsets between adjacent lines and long-wavelength errors along lines that inevitably remain

* Corresponding author.

E-mail address: groundaoud@gmail.com (D. Groune).

after the first corrections. A set of tie-lines perpendicular to the main survey lines is normally acquired for leveling. The difference in field values at the intersections of the survey and tie-lines are calculated and corrections are applied to minimize these differences. A number of different strategies for computing these corrections are commonly used. Perhaps the most common is to calculate a constant correction or a low-order polynomial for all lines by least-squares methods. Other algorithms regard the tie-lines as fixed and adjust only the survey lines. All of these strategies are empirical, and the choice of a specific method depends on the circumstances (Nabighian et al., 2005).

Leveling generally produces acceptable results for contour map displays, but small corrugation generally can persist on images. Several factors are behind these remaining errors. In the case of aeromagnetic survey, the data collected during difficult conditions (e.g., time varying fluctuation in the earth's magnetic field, rough terrain and Aircraft manoeuvring) may still show corrugation after various corrections and tie-line leveling (Mauring and Kihle, 2005). In radiometric data, changing background activity level due to the “pockets” of radon gas which has been collected in valleys or due to variations in soil moisture content cause corrugations after standard corrections. This problem tends to be particularly severe for the uranium channel. To suppress these errors, microleveling or decorrugation is applied.

The microleveling, in its first version, was proposed by Syberg (1972). The original approach consisted of applying a matched band-pass filter and azimuth filtering to the data grid to remove the noise of the flight lines. Thereafter, it was noticed that it is more efficient to isolate the noise beforehand, by using a combination of two filters, in the Fourier domain: a high-pass filter and a directional filter, and then subtract the noise from the original data. These microleveling processes, based on a directional filtering designed for survey flown in straight parallel lines have been described by several authors; (Urquhart, 1988; Minty, 1991; Nelson, 1994; Luyendyk, 1997; Ferraccioli et al., 1998; Huang and Fraster, 1999; Siemon, 2009). All microleveling techniques, based on directional filtering, affect the high frequency component along the flight lines and therefore a part of the geological signal can be lost. Other authors have applied a directional filter using discrete wavelet transform (Fedi and Quarta, 1998; Fedi and Florio, 2003; Paoletti et al., 2007). Other techniques make use of different fitting methods such as least squares, polynomials or B-splines (Beiki et al., 2010; Yarger et al., 1978). An alternative procedure of microleveling has been built-up by Paterson, Grant & Watson Limited (Geosoft, 1998) to remove almost all residual noises without really affecting the high frequency component of the geological signal. This technique has an obvious advantage compared to other standard microleveling processes; it aims to distinguish between leveling errors and true geological signal of a similar direction, directly from flight line data rather than grids.

Few works have addressed the problem of suppressing leveling errors using statistical methods. Liukkonen (1996) developed a new technique based on a moving differential filter which was successfully tested on radiometric data. Later, a wide variant of this technique, called differential median filter, has been described by other authors (Mauring et al., 2002; Mauring and Kihle, 2005). Recently, Davydenko and Grayver (2014) presented a multivariate statistical method based on principal component analysis (PCA) using a moving rectangular window.

This paper introduces a new microleveling formula that uses statistical indicators analysis within square moving window. It can be applied to data collected along both irregular and regular patterns with or without tie lines. We first tested our method on aeromagnetic data corrupted with synthetic leveling noise in order to infer the appropriate filtering parameters. Then, we apply it to real radiometric data from an aerogeophysical survey acquired above Tinfelki zone in southern Algeria. The results are compared with those obtained by some classical microleveling techniques in order to assess the capability of our methodology.

2. Statistical microleveling technique

The proposed technique is based on filtering the grid data using square moving window containing an odd number of samples in both directions. For each position of the scanning window, we calculate various statistical indicators, namely the arithmetic average (mean), standard deviation and coefficient of variation, in four directions (E-W, N–S, NE-SW and NW-SE). Depending on the arithmetic averages and coefficients of variation (CVs) in directions parallel and perpendicular to the survey lines, we calculate an output value which is taken to be the residual leveling error at the current station. Then, we move the scanning window to the next grid point and we repeat the same calculation and so on, until the end of the grid data. A residual output noise grid is then obtained. Finally, we subtract the leveling errors from the input grid data to obtain a corrected field. Fig. 1 represents the various steps of the processing algorithm.

Data produced by aerogeophysical surveys are usually presented as flight lines, the line spacing is normally much larger than the station spacing. Gridding is the process of interpolating data values at the nodes of a two-dimensional grid from either point or line data that is less regularly distributed. There are many gridding methods available, each with different characteristics that can produce quite different results, and it is important to choose the method that best matches the data. In our study, because the density of data is much greater along the flight line direction than across flight lines, the minimum curvature method is preferred. Furthermore, it has been proved to be the most popular gridding algorithm for aerogeophysical surveys. This method interpolates the data to be gridded with a surface having continuous second derivatives and minimal total squared curvature (Smith and Wessel, 1990).

From the 2-D input grid, the calculation program reads all the interpolated data values at nodes and determines automatically the number of points in both X and Y directions. These parameters depend on the grid spacing (sampling interval) specified during the gridding process. This should normally be a quarter to half the line spacing (interval between survey lines).

Fig. 2 illustrates the grid scanning procedure using moving window technique. A square window of $n \times n$ points is placed over the grid corner. The point to be processed is centered within the moving window which moves along the grid, station by station, generating the noise values. The scanning procedure produce a non-filtered band situated at the perimeter of the grid with a width of half the length of the square window. The number of non-filtered points is insignificant compared to the total number of data and its values can be estimated by extrapolating the filtered data. For a proper filtering, the window size must be chosen depending on the microleveling noise wavelength which is generally twice the maximum of space between flight lines (Minty, 1991).

2.1. Calculation of statistical indicators

For each position of the scanning window, we calculate the arithmetic average, standard deviation and coefficient of variation in four directions (E-W, N–S, NE-SW and NW-SE). In this section we give the basic definitions of the statistical indicators used by our calculation program.

The arithmetic average « \bar{x} » of a series of measurements $\{x_i\}_{i=1, n}$ is calculated by summing collection of values and dividing this sum by the number n of the values in the collection:

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (1)$$

If the number of data is large, we need to work with statistical classes; in this case, the concept of the weighted average « \bar{X}_w » is used.

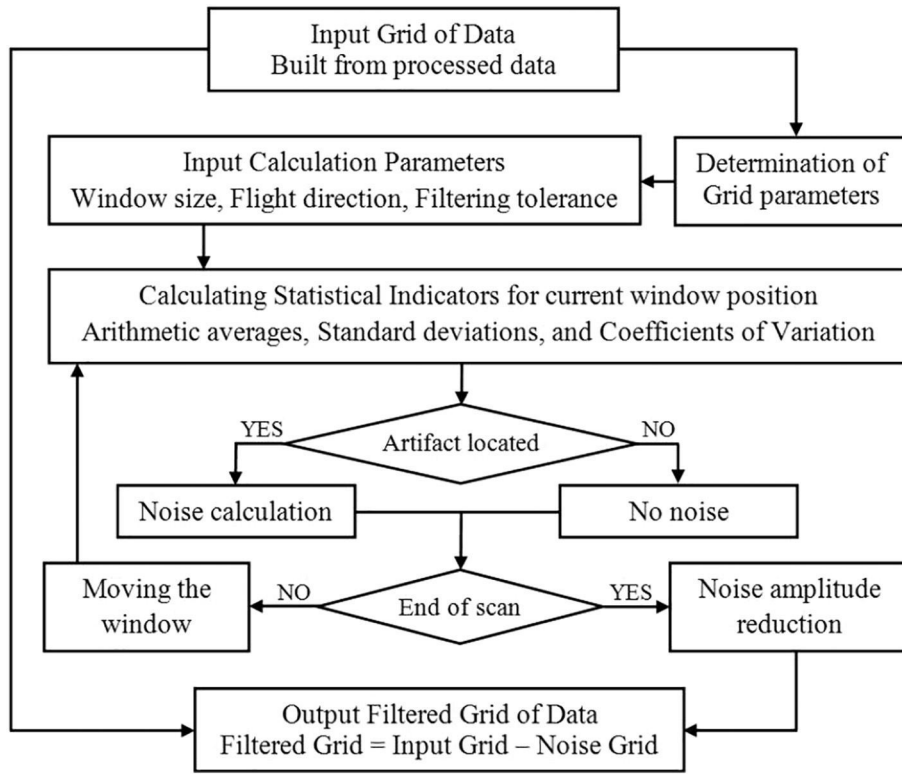


Fig. 1. Processing algorithm chart of the proposed statistical microleveling approach.

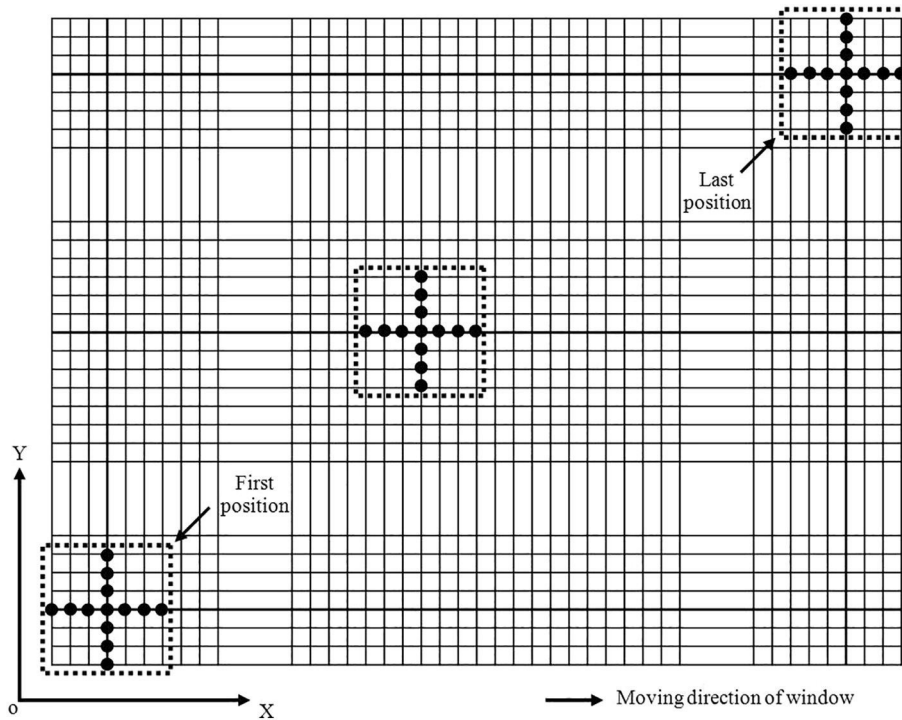


Fig. 2. Sketch of moving window over grid of data for survey line in X direction. The dotted line depicts a square moving window of size 7 × 7 samples grouped into directions parallel and perpendicular to the survey lines. Centered point indicates the position to be processed.

The variance « σ^2 » characterizes the values dispersion of a statistical variable around the arithmetic average. It is calculated as follows:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \quad (2)$$

In the practice, we often prefer to use the following expression:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \quad (3)$$

In the case of series, ordered in statistics classes, we use the central value of each statistical class.

The standard deviation is the square root of the variance; it is a measure of how precise the average is, that is, how well the individual values of a statistical variable agree with each other. If the data of a series are not dispersed around the arithmetic average so, standard deviation is low and vice versa.

The coefficient of variation is the ratio between the standard deviation and the arithmetic average:

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}}, \bar{X} \neq 0 \tag{4}$$

As a percentage CV is:

$$CV\% = \frac{\sigma}{\bar{X}} \cdot 100 \tag{5}$$

CV is always positive, if the arithmetic average \bar{X} is negative, we take its absolute value $|CV|$.

2.2. Locating noise

Microleveling noise manifests as linear artifacts stretched along the flight lines. At these artifacts, within a square window of $n \times n$ samples, data point values in stretching direction are not too dispersed around the arithmetic mean contrary to those in perpendicular direction. Therefore, the standard deviation of a number of samples in the flight direction is much less than that of the same number in the perpendicular direction. Note that coefficient of variation values vary between 0 and 1, its difference vary between -1 and $+1$. The technique is based on this CVs difference to locate residual leveling noise in given direction.

Fig. 3a shows that, within a square window of $n \times n$ data points, over linear artifact, the CV value of n samples in X direction is minimal (low dispersion) whereas, it is maximal (high dispersion) in Y direction and therefore, its difference $CV_x - CV_y$ is negative. This is always valid inside artifacts, but at edges, the CVs difference shows positive values close to zero due to the location of part of the scanning window outside artifacts. For this reason, we have introduced to the calculation program a filtering tolerance of CVs difference from which, the given position of the scanning window is considered to be belongs to noisy zone. This tolerance of CVs difference is always positive and can be expressed in percent.

The Fig. 3b illustrates the noise calculation procedure using the proposed technique based on arithmetic averages and coefficients of variation within a moving window. For each position of the square window, we define a rectangle triangle of which, adjacent and opposite sides of right angle $\pi/2$ are respectively, arithmetic averages in directions

parallel and perpendicular to the survey lines. Considering θ , an angle depending on the difference between arithmetic averages, R and θ are given as follows:

$$R = \sqrt{\bar{X}^2 + \bar{Y}^2} \tag{6}$$

$$\theta = \frac{\pi}{4} - \text{atg}\left(\frac{\bar{Y}}{\bar{X}}\right)$$

The microleveling noise is taken to be, the arc $R \times \theta$, its value will be:

$$N = \sqrt{\bar{X}^2 + \bar{Y}^2} \left[\frac{\pi}{4} - \text{atg}\left(\frac{\bar{Y}}{\bar{X}}\right) \right] \tag{7}$$

In order to avoid removing high frequency component along flight lines and preserving anomalies outside survey lines, noise formula in Eq.(7) is applied selectively at located artifacts. At the rest of points, noise values are taken to be zero to complete the noise grid. Also, at geological structures edges, explained by measured field contrast, the proposed technique shows an over estimation of noise values. To improve the quality of filtering, amplitudes greater than the given limit are reduced to this limit. Finally, calculated noise values are subtracted from input grid of data to obtain an output filtered data.

3. Testing statistical microleveling on aerogeophysical data

In the following sections, we used the regional aerogeophysical datasets (magnetic and radiometric measurements) acquired over the Tinfelki zone to show the performance of the proposed statistical microleveling filter in comparison to classical filtering procedures.

The Tinfelki zone is located in the southern Algeria, few hundred kilometers to the NW of Tamanrasset city. The survey was flown in E-W flight line direction and 2 km line spacing. These data are part of an airborne magneto-radiometric survey, covering the Algerian territory, carried out in 1970s by Aeroservice corp. The surveyed area extends between the meridians 4° and 5° east and the parallels 23° and 24° north. It is a rocky zone characterized by the complexity of its relief and the multitude of its wadis, often dry. Tinfelki zone is part of the Pharusian trench, main component of the Western Hoggar, it mainly comprises epizonal metasedimentary and metavolcanic formations and a large volume of granites ($> 50\%$). It belongs to the homogeneous Pharusian cycle (600–800 M.y) and corresponds to the volcano-sedimentary filling of a pit, with basic discordance kept at its edges and in the vicinity of a few horsts. The brittle tectonics is marked by two main fault systems; early submeridian system, marked by large ruptures causing along the same direction, with an occurrence at $4^\circ 50'$ along which develops an intense mylonite zone. A second fault system

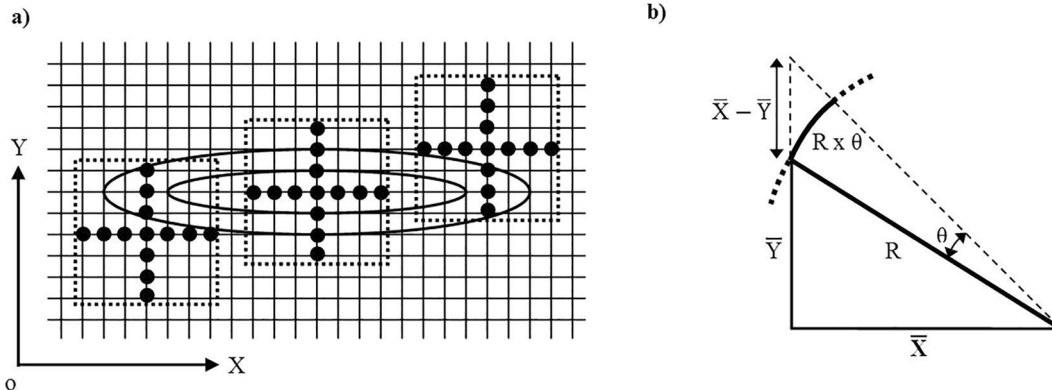


Fig. 3. Noise determination from grid of data. (a) Artifacts locating using square moving window of size 7×7 samples. (b) Noise calculation for each position over the grid. The solid arc represents the noise value at centered point of the moving window.

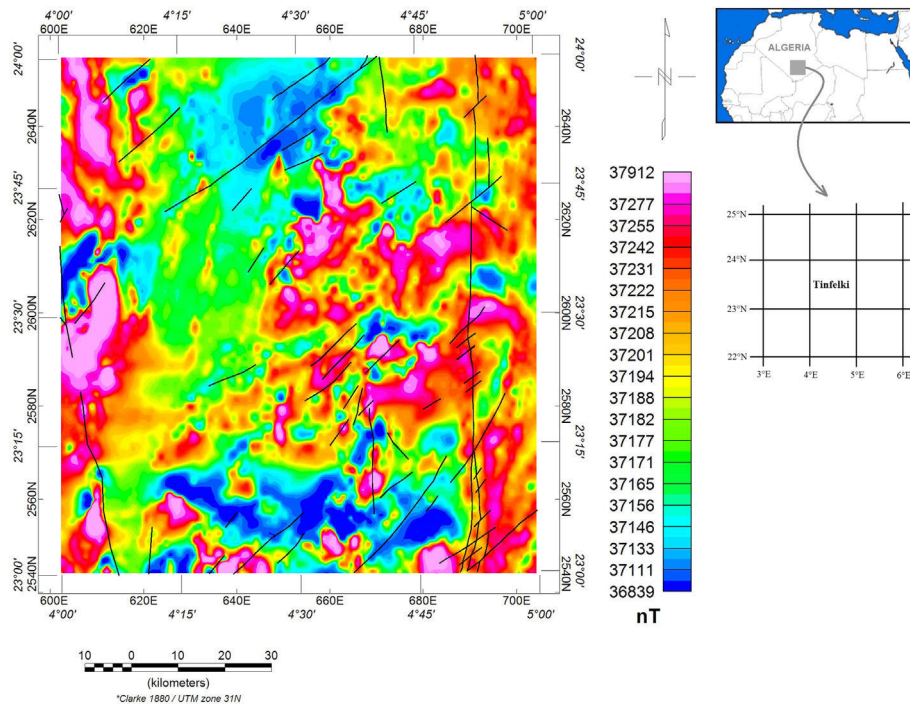


Fig. 4. Aeromagnetic total field map of Tinfelki zone. Bold lines represent major structural features.

has a direction SW-NE to ENE-WSW. It is younger and intersects the submeridian system with a dextral play (Caby et al., 1981).

3.1. Testing on simulated noise-corrupted magnetic data

We tested the statistical microleveling technique on a simulated noise-corrupted magnetic total field of the Tinfelki zone in order to determine the best parameters that yield an efficient filtering. A grid cell size of 0.5 km (1/4 of the flight line spacing) is used for gridding the data of the surveyed area. The resulting map show low noise level

(Fig. 4), and was then corrupted with pseudo random zero-mean Gaussian noise aligned along survey lines direction.

Fig. 5a represents east-west microleveling noise generated with a standard deviation of 20 nT. The noise variation range fluctuates between a minimum and a maximum of -211 and 123 nT respectively. The noise-corrupted total magnetic field of Tinfelki zone is shown in Fig. 5b. The map shows a clear alignment of noise along the flight lines.

Ideal filtering consists of attenuating microleveling noise without affecting the geological high frequency component. To estimate the proper window size, the proposed technique is applied to the noise-

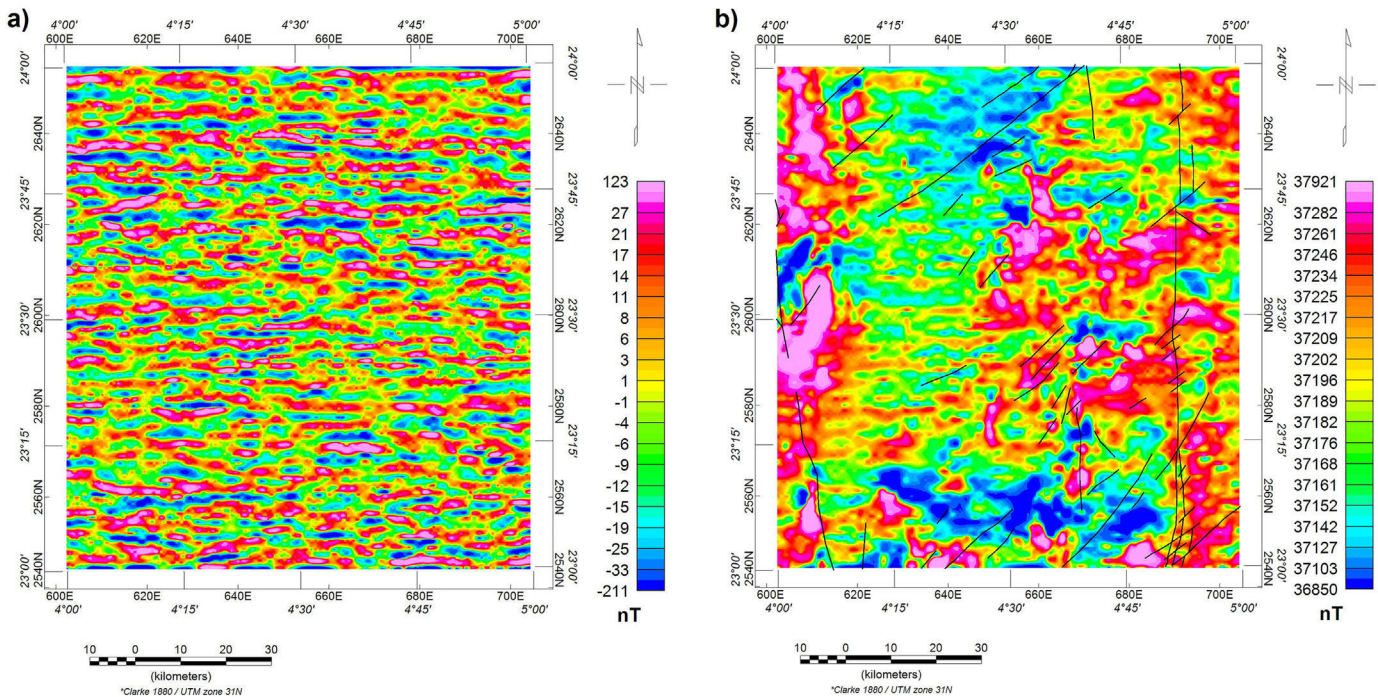


Fig. 5. Generation of synthetic noise-corrupted total magnetic field. (a) Simulated microleveling noise. (b) Noise-corrupted magnetic map of the Tinfelki zone.

corrupted magnetic data using moving window with different sizes. The Fig. 6 (a, b, c, d, e, and f) represent the microleveling filtering results obtained using square moving window of sizes 3, 5, 7, 9, 11, and 13 Km respectively. The appropriate size of the moving window is then chosen by inspecting the maps deduced from each window size, giving the best filtering result.

From the results presented in Fig. 6, we observe that the lowest window sizes (3×3 and 5×5) leave some visible residual noise along flight lines but attenuate less the geological high frequency component (Fig. 6a and b). However, the highest window sizes (9×9 , 11×11 and 13×13) allow to fully remove the microleveling noise, no yield discernable deformations in the geological high frequency component, especially for the window size 13×13 (Fig. 6d, e and f). The optimum microleveling noise reduction and the best preservation of the geological high frequency signal, is obtained by a window of size 7×7 (Fig. 6c).

For a quantitative analysis of the effectiveness of our method using different sizes of moving window, we characterized the extracted noise grids by some basic statistical parameters, namely the mean, range and standard deviation (Table 1). The generated synthetic noise is characterized by mean value, range and standard deviation of 0, 333, and 20 nT respectively. Theoretically, for a perfect estimate of the microleveling noise, the range and standard differences between the generated synthetic noise and the estimated one should have a null value. Thus, the lowest values of the range and standard deviation denote the most optimal window. In our case as shown in Table 1, the window size 7×7 returns the smallest values of the range and standard deviation differences, i.e. -6 and 0.87.

The Tests carried out on synthetic models show that a CVs difference tolerance between 5 and 15% allow identify most of artifacts. For the present case of Tinfelki's noise-corrupted magnetic map, the filtering tolerance is taken equal to 10%. In other words, the calculated noise is removed only from window locations characterized by a CVs difference ($CV_X - CV_Y$) % < 10. Furthermore, to reduce over estimation of noise level, minimum and maximum limits are taken to be respectively, minus and plus twice the standard deviation of the calculated noise value.

The Fig. 7a shows the estimated microleveling noise calculated from the Tinfelki's noise-corrupted magnetic map, using a filtering tolerance of 10% and a moving window of size 7×7 Km. Fig. 7b represents the microleveled magnetic total field map. It shows an almost total attenuation of residual noise as illustrated by the disappearance of artifacts stretched along the flight lines. Lineaments perpendicular to the survey line direction are well defined on the map. The shape and magnitudes of the high frequency component related to near-surface geological structures are unaffected. We note that the range variation of the estimated noise has smaller amplitude than simulated one, this due to the noise amplitude limiting used by the proposed statistical approach.

3.2. Testing on real data

In order to show the efficiency of our approach, we tested the method on radiometric survey that suffer varying degrees of leveling errors. These data collected simultaneously with magnetic during the airborne surveying over Tinfelki area are very suitable for this purpose. A significant part of the noise component of radiometric measurements is random, caused by the random nature of the radioactive decay process. The counting rates are always 'noisy' and generally, they cannot be gridded before having undergone a smoothing and a multi-stage reduction process to remove responses of non-geological origin.

The principal factors affecting the measurements include: survey height fluctuation, variation of the overburden thickness, vegetation, air temperature, pressure and humidity, the presence of moisture, topography variation, gamma-radiation from the aircraft, cosmic radiation, and the presence of atmospheric radon. A broad description of correction procedures applied to airborne radiometric surveying is

provided by Minty et al. (1997). Errors associated with each stage of the reduction process are additive.

The data from this old survey are of middling quality over a terrain with rugged topography. The survey heights ranged from 42 m to 756 m with a mean altitude of 165.8 m and a standard deviation of 45.6 m. The measurements were recorded with four-channel uncalibrated equipment equipped with 800 in³ sodium iodide crystal detector.

At first, the TC radiometric raw data (Fig. 8a) have been corrected for terrain clearance variation and general background count rate that prevails in each channel that is due to non-geologic sources, primarily atmospheric radon and cosmic rays. Even after applying these corrections, serious leveling problems remain which tend to be particularly severe (Fig. 8b).

To eliminate the microleveling noise, calculation program is applied to processed radiometric total count of Tinfelki zone. The input corrected grid of data consists of 223 points in X direction and 207 points in Y direction with a total of 46,161 nodes, built with a sampling interval of 0.5 Km (1/4 of line spacing). Fig. 9 represents the corrected radiometric total count using a moving window of size 7×7 Km. The microleveled total count map shows an almost total attenuation of residual noise. This is clearly illustrated by the disappearance of the artifacts stretched along the flight lines. The method produces low distortions; the shape and amplitude of the high frequency anomalies related to near-surface structures are well conserved, and the large structures are well defined.

3.3. Filtering real radiometric data using classical microleveling techniques

In order to test the capability of the proposed technique compared to other classical microleveling methods, three techniques are applied to the Tinfelki's radiometric data, namely; 2D directional filtering (Ferraccioli et al., 1998), Differential median filter (Mauring and Kihle, 2005) and Paterson Grant & Watson (PGW) Algorithm (Geosoft, 1998).

3.3.1. 2D directional filtering

Conventional microleveling process, called 2D directional filtering, is done by applying a combination of Butterworth high-pass and a directional cosine filters (Ferraccioli et al., 1998). It is customary to use Butterworth high-pass filter length of four times the line spacing on the grid of processed data and subsequently to apply a carefully designed directional filter to ensure that only desired energy is passed. This directional filtering isolates high frequency component along the survey lines direction. The resulting microleveling noise is then subtracted from the original grid to produce the final filtered grid. Fig. 10b represents the total count map of Tinfelki zone, filtered using an 8 km wavelength high-pass filter (4 times line spacing) combined with 90° azimuth directional-pass filter (E-W direction). The filtered map shows a good attenuation of the residual noise embedded in the useful signal. Low and medium frequency anomalies, related to the large structures, are conserved whereas; several high frequency anomalies aligned along the flight lines are attenuated.

3.3.2. Differential median filter

Median filter is a nonlinear digital filtering technique, often used to remove noise from an image or signal. The main idea of this filter is to replace each entry with the median value of its neighborhood. For the 1D filter, the median is defined as the midpoint in an array of numbers sorted in ascending order. A 2D median filter is a simple extension of the 1D filter to an array of numbers contained within an area. For a given flight direction, the 1D median is determined at each position based on data values along this direction within the moving window. In a similar way, the corresponding 2D median value is determined from nearby data values in the current direction and inside the moving window. The

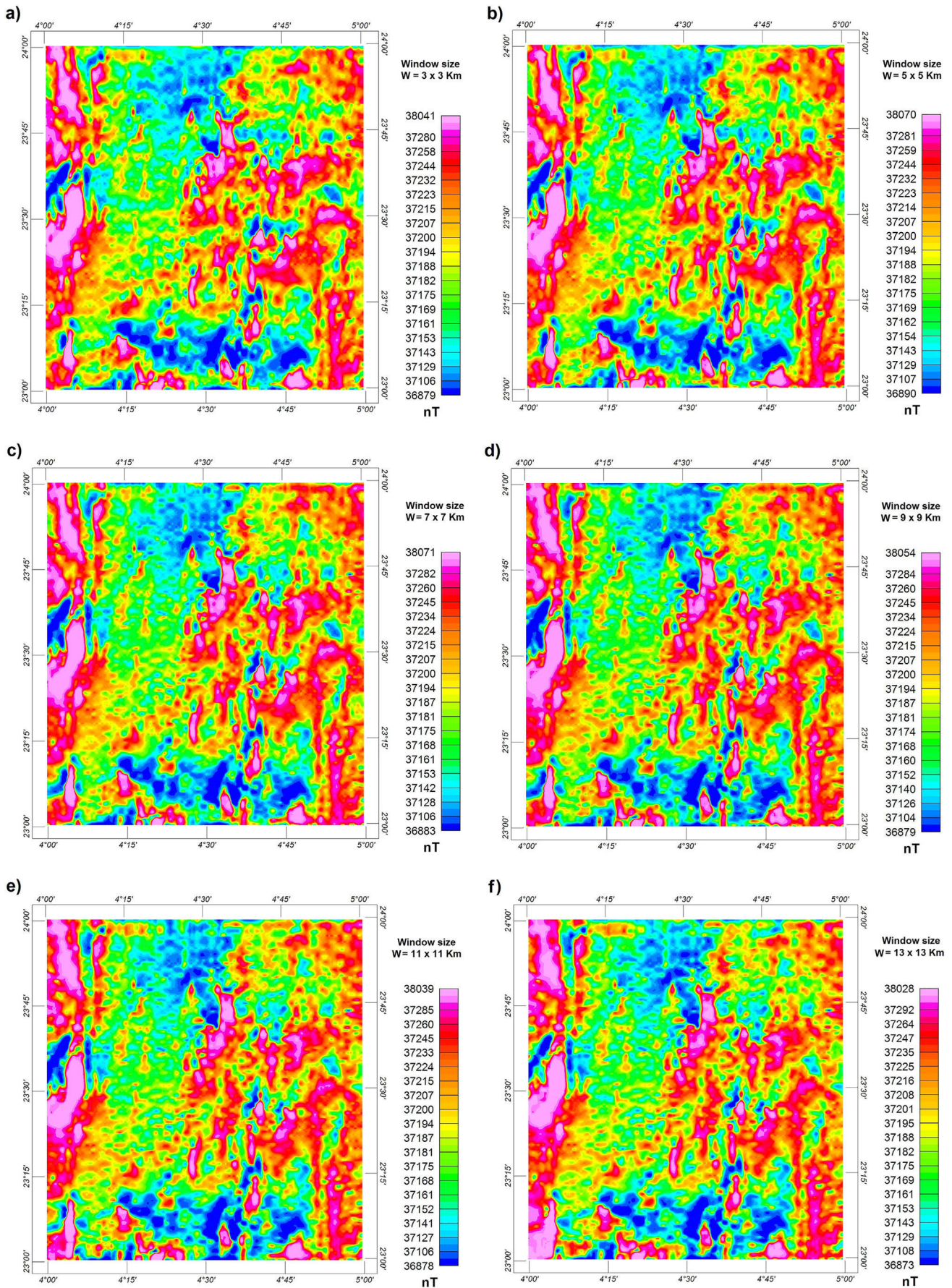


Fig. 6. Statistical microleveling of synthetic noise-corrupted total magnetic map using different window sizes. (a) 3×3 km. (b) 5×5 km. (c) 7×7 km. (d) 9×9 km. (e) 11×11 km. (f) 13×13 km.

Table 1
Basic statistical parameters of the estimated noises using different window size.

Window size (km)	Min	Max	Mean	Standard deviation	The difference with the synthetic noise	
					Range	Standard deviation
3 × 3	-186	116	0.005	15.62	-41	4.38
5 × 5	-223	141	-0.211	18.66	-30	1.34
7 × 7	-229	128	-0.301	19.13	-6	0.87
9 × 9	-221	113	-0.507	22.25	22	-2.25
11 × 11	-210	101	-0.996	22.58	61	-2.58
13 × 13	-182	90	-2.931	25.02	97	-5.02

difference between the 1D and 2D median values is taken to be the microleveling error, and the level correction is made by subtracting this value from the data value at the current position, tests on aerogeophysical data indicate that using a 2D window larger than 3.5 times the line spacing has little effect on the quality of the final leveled result (Mauring and Kihle, 2005). Fig. 10c represents the radiometric total count map filtered using differential median filter. The filtered map shows a good attenuation of the residual noise; however we note two major deficiencies: a slight stretch of anomalies in perpendicular direction to the survey lines and, an attenuation of radiometric anomalies amplitudes.

3.3.3. PGW algorithm

PGW's algorithm for microleveling uses a combination of frequency and space-domain filters to remove residual noise and clearly separate geological signal from noise. A directional high-pass filter perpendicular to the survey line direction is first applied to gridded input data to produce a decorrelation noise grid. This grid is then extracted as a new channel in the data base. The technique applies amplitude limiting and low-pass filtering to the noise channel in order to separate the microleveling noise component from the residual geological signal (Geosoft, 1998). The resulted noise is then subtracted from the original data. Fig. 10d represents the radiometric total count map of Tinfelki zone, filtered using PGW algorithm. It shows a good filtering result,

allowing identifies subtle radiometric anomalies caused by near-surface sources. However, some residual errors remain along the flight lines.

4. Discussion

In this section, we discuss advantages and disadvantages of using basic statistical indicators to remove any residual microleveling noises.

Compared to the 2D directional filtering and differential median filter, the proposed statistical approach allows attenuating microleveling errors without really affecting the anomalies' shape and amplitude. The differential median filter causes noticeable smoothing of anomalies and marked attenuation of amplitudes; as well as the 2D directional filtering method affects the high frequency component along flight lines. However, the results obtained by our approach and the PGW method are substantially similar; both produce low distortion map. The statistical approach has the advantage over the PGW algorithm that it is simple to apply and does not require much parameter adjustment.

To quantify the degree of similarity of the filtering results between our technique and other standard methods, we characterized each extracted noise grid by its basic statistical parameters, i.e. mean, range, and standard deviation. The smallest differences in the statistical parameters tell us about the method whose result is closest to ours. The calculated differences between the statistical parameters characterizing the

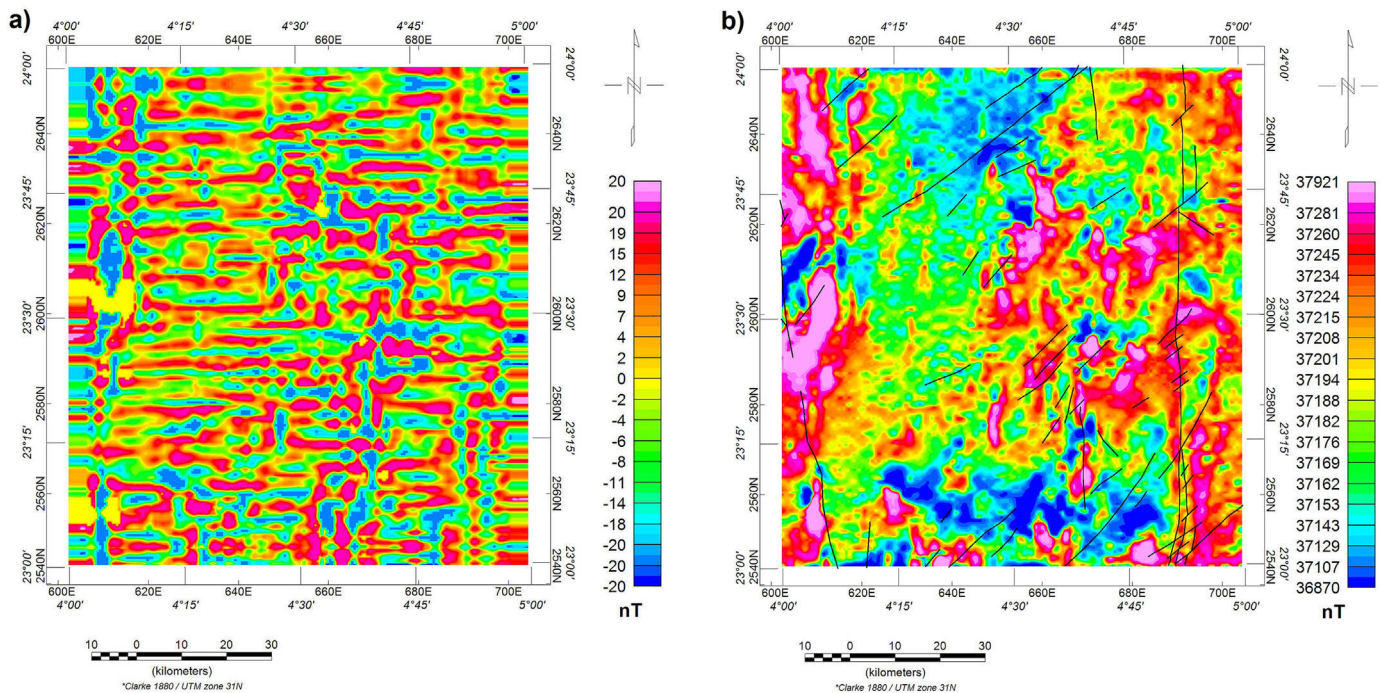


Fig. 7. Statistical microleveling of noise-corrupted magnetic total field of Tinfelki zone. (a) Calculated noise map. (b) Filtered magnetic total field map.

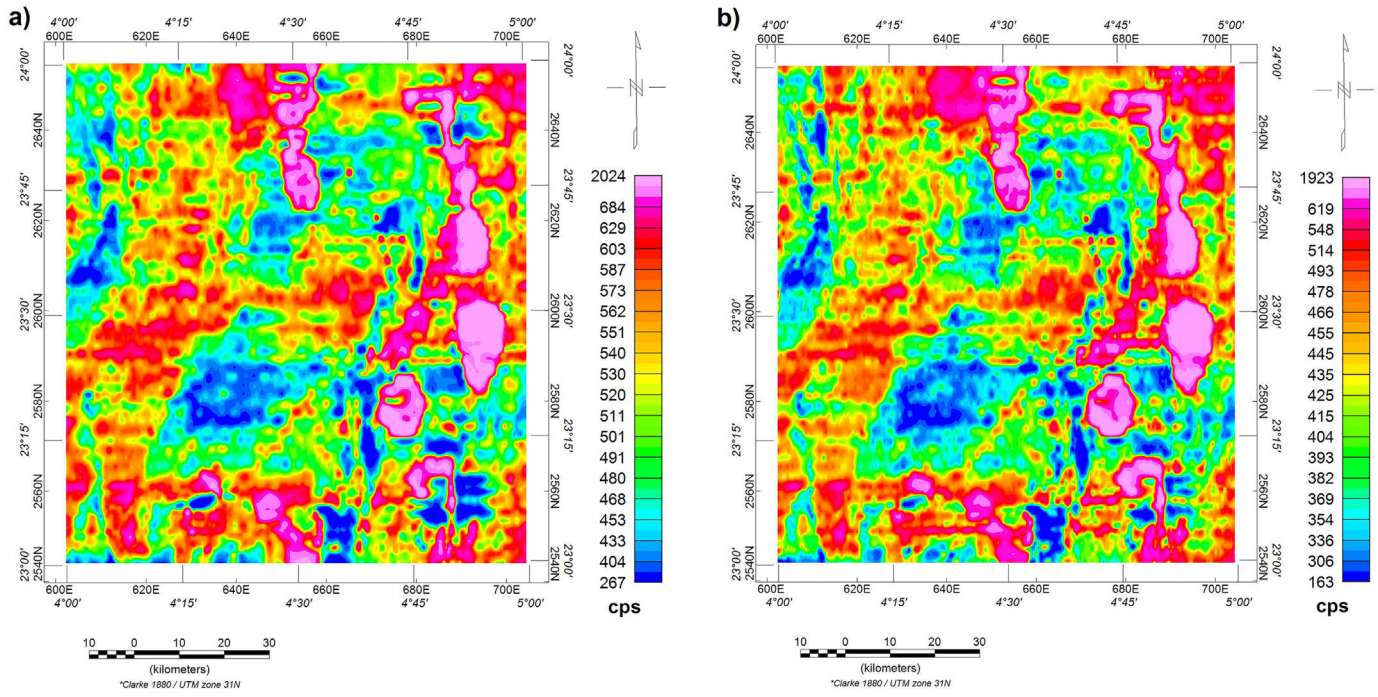


Fig. 8. Radiometric total count of Tinfelki zone. (a) Raw total count. (b) Corrected total count for terrain clearance variation and general background.

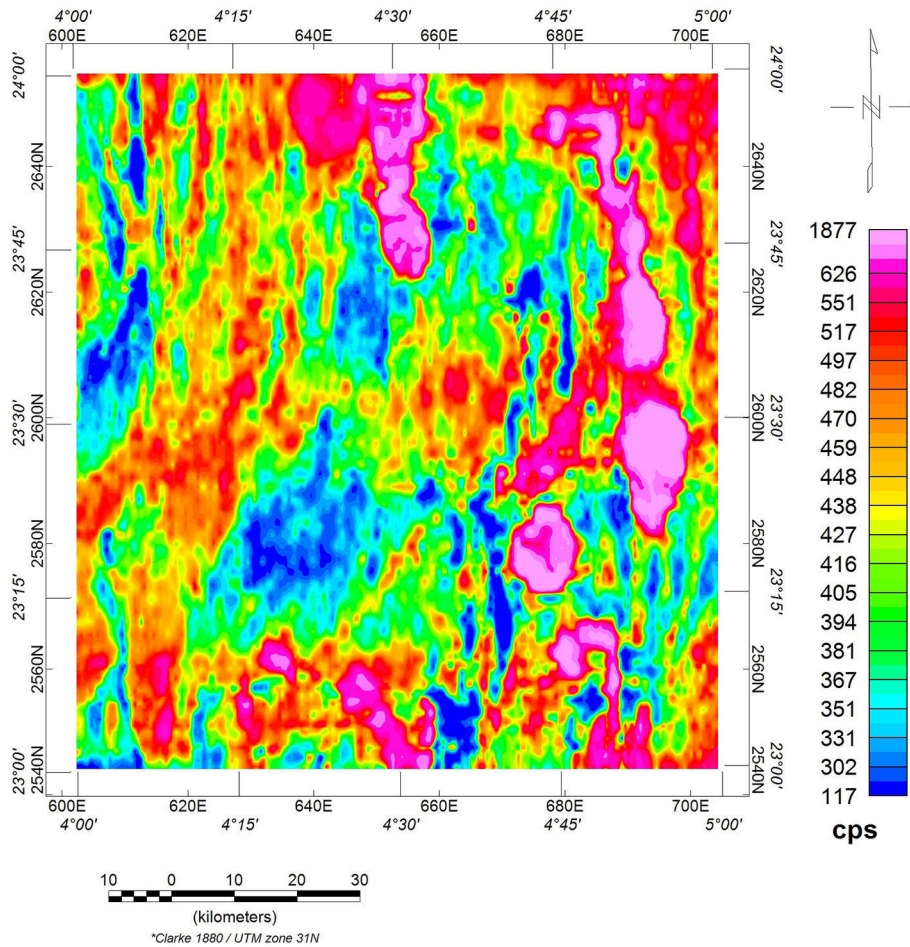


Fig. 9. Filtered radiometric total count of Tinfelki zone using the statistical microleveling approach.

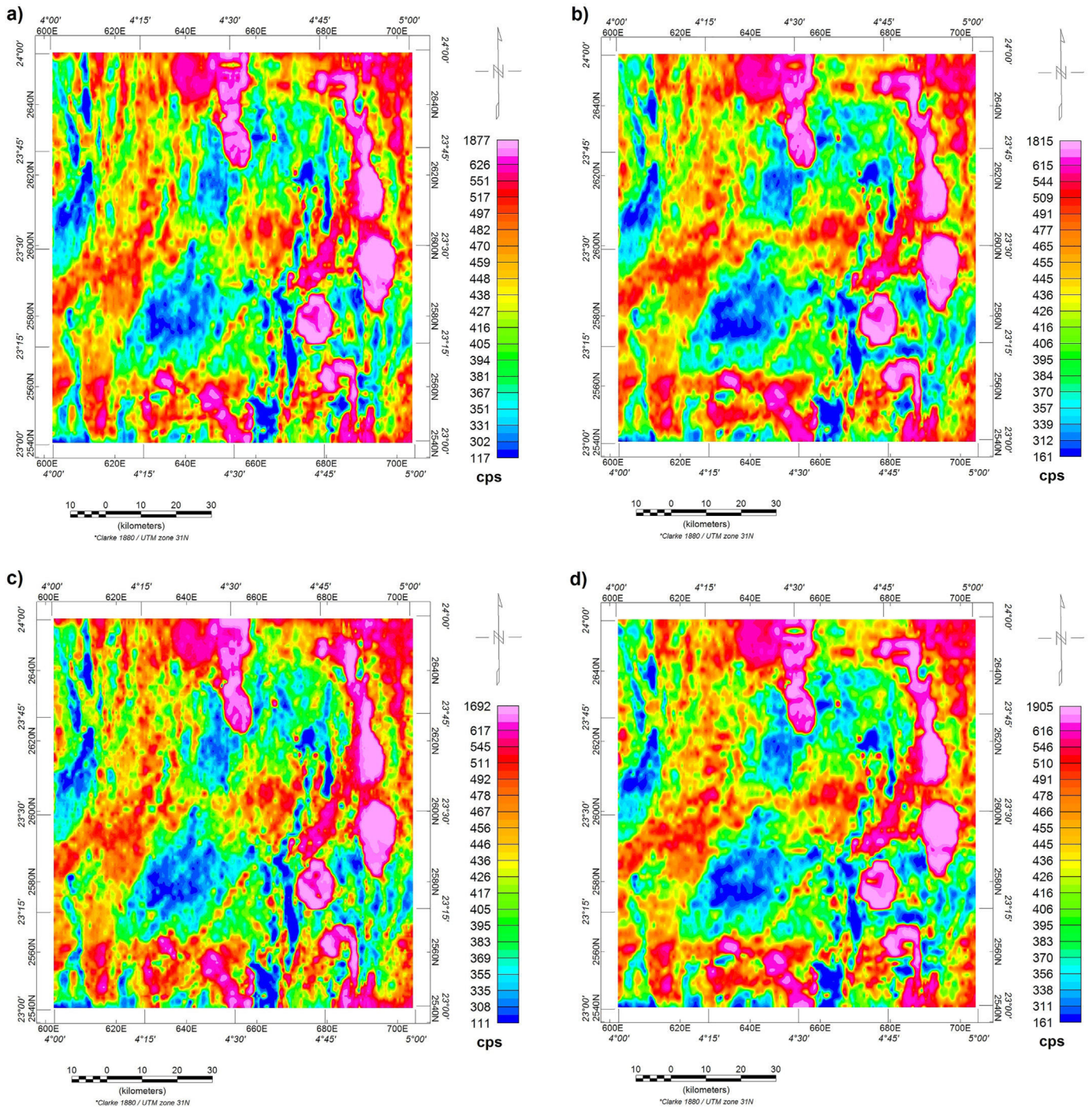


Fig. 10. Noise filtering using different microleveling techniques. (a) Proposed statistical microleveling technique. (b) 2D directional filtering. (c) Median differential filter. (d) PGW algorithm.

Table 2

Basic statistical parameters of the difference between the noise obtained by the statistical approach and noises inferred from: 2D directional, differential median and PGW methods.

Microleveling technique	Min	Max	Mean	Standard deviation	The difference with the statistical approach	
					Range	Standard deviation
2D directional	-216	305	-0.74	24.5	-408	-6.6
Differential median	-469	646	2.18	42.27	-997	-24.37
PGW	-50	57	0.22	16.1	6	1.8
Statistical approach	-54	59	0.46	17.9	-	-

noise-grid obtained by our approach and noise-grids inferred by other classical techniques show that the PGW procedure gives the lowest values. Table 2 summarizes the calculated differences for the range and standard deviation parameters, confirming that denoised results obtained by the statistical approach are closer to those produced by PGW technique.

5. Conclusions

A new microleveling technique, based on statistical indicators that characterize the dispersion of the measurements within a moving window, was used for removing the residual noise associated with flight lines. It has been shown that the method reduce such noise considerably, whether in the case of a synthetic noise or in a real case.

By using arithmetic averages and coefficients of variation calculated in directions parallel and perpendicular to the flight lines, we defined a noise calculation formula which, by moving the scanning window, allows locating almost all microleveling noises embedded in the useful signal.

The generated synthetic noise added to the aeromagnetic survey of a region from southern Algeria has permitted optimum choice of filtering parameters, i.e. window size and tolerance value. The various tests carried out have demonstrated that, for better filtering, the size of the moving window must be between three and four times the line spacing and the tolerance value between 5 and 15%.

As expected, the most relevant aspect of this technique is its capacity to remove distinctly the residual leveling noise from the rest of geological signal, without affecting the overall appearance of the anomalies. The comparison tests performed on widely noisy radiometric data confirm that such results could not be obtained by conventional filtering techniques, such as 2D directional and differential median filter. However, PGW's microleveling method seems to provide a result close to that obtained by the statistical method. Our conclusion is that it is difficult to say whether our approach provides a higher outcome compared to the method of PGW, but it is easier to implement and does not require many parameters to adjust.

Acknowledgments

We acknowledge the Division of Research and Qualification Studies of the Nuclear Research Center of Draria for permission to use aerogeophysical data. We are grateful to Laboratory of Earth Physics of Boumerdes University for supporting this work.

References

- Beiki, M., Bastani, M., Pedersen, L.B., 2010. Leveling HEM and aeromagnetic data using differential polynomial fitting. *Geophysics* 75, L13–L23.
- 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, pp. 407–434.
- Davydenko, A.Y., Grayver, A.V., 2014. Principal component analysis for filtering and leveling of geophysical data. *J. Appl. Geophys.* 109, 266–280.
- Fedi, M., Florio, G., 2003. Decorrugation and removal of directional trends of magnetic fields by the wavelet transform: application to archaeological areas. *Geophys. Prospect.* 51 (4), 261–272.
- Fedi, M., Quarta, T., 1998. Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies. *Geophys. Prospect.* 46, 507–525.
- Ferraccioli, F., Gambetta, M., Bozzo, E., 1998. Microleveling procedures applied to regional aeromagnetic data: an example from the Transantarctic Mountains. *Geophys. Prospect.* 46, 177–196.
- Geosoft, 1998. Paterson, Grant & Watson. Microleveling Procedure for Oasis Montaj™.
- Huang, H., Fraser, D.C., 1999. Airborne resistivity data leveling. *Geophys.* 64, 378–385.
- Liukkonen J., 1996. Leveling Methods for Aerogeophysical Data. Internet article at <http://www.gsf.fi/~liukkonen/public/publications.html>.
- Luyendyk, A.P.J., 1997. Processing of airborne magnetic data. *J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2), 31–38.
- Mauring, E., Kihle, O., 2005. Leveling aerogeophysical data using a moving differential median filter. *Geophysics* 71, L5–L11.
- Mauring, E., Beard, L.P., Kihle, O., Smethurst, M.A., 2002. A comparison of aeromagnetic leveling techniques with an introduction to median leveling. *Geophys. Prospect.* 50, 43–54.
- Minty, B.R.S., 1991. Simple microleveling for aeromagnetic data. *Explor. Geophys.* 22, 591–592.
- Minty, B.R.S., Luyendyk, A.P.J., Brodie, R.C., 1997. Calibration and data processing for airborne gamma ray spectrometry. *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2), 51–62.
- Mittal, P.K., 1984. Algorithm for error adjustment of potential-field data along a survey network. *Geophysics* 49, 467–469.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., Lafehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Philips, J.D., Ruder, M.E., 2005. 75th Anniversary. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics* 70 (6), ND33–ND61.
- Nelson, J.B., 1994. Leveling total-field aeromagnetic data with measured horizontal gradients. *Geophysics* 59, 1166–1170.
- Paoletti, V., Fedi, M., Florio, G., Rapolla, A., 2007. Localized cultural denoising of high resolution aeromagnetic data. *Geophys. Prospect.* 55, 421–432.
- Paterson, N.R., Reeves, C.V., 1985. Applications of gravity and magnetic surveys - the state of the art in 1985. *Geophysics* 50, 2558–2594.
- Reford, M.S., Sumner, J.S., 1964. Aeromagnetism. *Geophysics* 29, 482–516.
- Siemon, B., 2009. Leveling of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data. *J. Appl. Geophys.* 67, 206–218.
- Smith, W.H.F., Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics* 55 (3), 293–305.
- Syberg, F.J.R., 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophys. Prospect.* 20, 47–75.
- Urquhart, T., 1988. Decorrugation of Enhanced Magnetic Field Maps. 59th Annual International Meeting. SEG, Expanded Abstracts, pp. 371–372.
- Whitham, K., Niblett, E.R., 1961. The diurnal problem in aeromagnetic surveying in Canada. *Geophysics* 26, 211–228.
- Yarger, H.L., Robertson, R.R., Wentland, R.L., 1978. Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. *Geophysics* 43, 1148–1156.