

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA BOUMERDES



**Faculté des Hydrocarbures et de
La Chimie**



Mémoire de Fin d'Étude

En vue de l'Obtention du Diplôme de Master en Géophysique Pétrolière

Filière : Sciences de la Terre et de l'Univers

Option : Sismique, Sismologie et Méthodes de potentiel

Thème :

**Analyse de l'Information Aéro-géophysique Acquise
Au-dessus du Bassin Sédimentaire de Tin Séririne pour la
Délimitation des Périmètres Potentiellement Favorables à
la Recherche de l'Uranium.**

Présenté par :

**Mr. MOKRANI Amor Elmokhtar
Mr. LOURABI Azzeddine**

Suivi par :

**Dr. ALLEK Karim
Dr. GROUNE Daoud**

Soutenu le 18/10/2021, devant le jury :

Mr. FERAHTIA Jalal	Pr	UMBB	Président
Mr. BAUCHE Rafik	MC/A	UMBB	Examineur
Mr. CHAHANE Riad	D. Rech.	CRND	Examineur
Mr. ALLEK Karim	MC/A	UMBB	Rapporteur

Dédicace :

Je dédie ce travail.

*A ma chère mère,
A mes frères,
A ma famille,
A mes collègues, Issam, Said, Lounes, Nour-eddine, Moho,
Abderrahim, et le MAGP16,
A tous ceux qui m'ont enseigné,
Et à tous mes amis ...*

A.LOURABI

Je dédie ce travail

*A ma chère mère, A mon cher père,
A mes frères et sœurs,
A ma famille,
A mes collègues, Yassine, Hamza, Nassr-eddine, Samir, et le
MAGP16,
A tous ceux qui m'ont enseigné,
Et à tous mes amis ...*

A.E.MOKRANI

Remerciements

« Dieu merci pour nous avoir donné la force à accomplir ce travail »

Au terme de cette étude, qui rentre dans le cadre de la recherche et exploration des matières premières nucléaires dans la région du Hoggar, nous tenons à remercier tous ceux qui ont participé de près ou de loin à sa réalisation.

Nous exprimons notre sincère gratitude à Mr. ALLEK Karim, notre promoteur, qui a dirigé ce travail et qui a mis à notre disposition sa compétence et son expérience dans le domaine de la géophysique.

Nous remercions Mr. GROUNE Daoud, notre encadreur au niveau du Centre de Recherche Nucléaire de Draria (CRND) qui a assuré le suivi des travaux durant toute la période du stage pratique. Nous remercions également les responsables du Centre d'avoir nous autorisé à poursuivre un stage pratique au niveau de la Division de Recherche et Etudes de Qualification.

Nous adressons nos 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).

Nous tenons à exprimer nos remerciements au Professeur FERAHIA Jalal, pour avoir accepté de présider le Jury. Nos remerciements vont également aux membres de Jury, qui nous ont fait l'honneur d'évaluer ce travail :

Mr. BAOUCHE Rafik d'UMBB

Mr. Chahdane Riad, de CRND

Nos sincères remerciements vont aussi à nos collègues, Abdelhak M, Abdelatif B, Abdelhak Z, Chihab L, Hakim B, Tarek T, Mohamed Y, Mohamed E. B, Yahia H, Raouf C, Elarabi D,

Enfin, nous exprimons notre profonde gratitude à nos familles, qui nous ont soutenus continuellement durant toute la période de réalisation de ce mémoire.

Sommaire

Introduction Générale	1
-----------------------------	---

Chapitre 1 : Cadre Géologique

1.1 Introduction	3
1.2 Aperçu géologique sur le Hoggar	3
1.2.1 Subdivision classique du Hoggar	3
1.2.1.1 Hoggar Occidental	3
1.2.1.2 Hoggar Central polycyclique	5
1.2.1.3 Hoggar Oriental	6
1.2.2 Nouvelle subdivision du Hoggar	6
1.3 Contexte géologique du bassin de Tin Séirine	7
1.3.1 Cadre géographique	7
1.3.2 Litho-stratigraphie du bassin de Tin Séirine	9
1.3.2.1 Le socle Précambrien	9
1.3.2.2 Le profil d'altération	12
1.3.2.3 La surface infratassilienne	13
1.3.2.4 La couverture sédimentaire	13
1.3.3 Tectonique du bassin de Tin Séirine	17
1.3.3.1 Failles et flexures	17
1.3.3.2 Les plissements	18

Chapitre 2 : Géologie de l'Uranium

2.1 Introduction	19
2.2 Caractéristiques spécifiques de l'Uranium	19
2.2.1 Découverte	19
2.2.2 Isotopes naturels	19
2.2.3 Abondance et répartition	20
2.2.4 Minéraux d'Uranium	20
2.2.5 Propriétés chimiques	23
2.2.6 Caractéristiques pétro-physiques	23
2.3 Genèse des gîtes Uranifères	24
2.3.1 Cristallisation des minéraux de l'Uranium	24
2.3.2 Mécanisme de formation des gîtes Uranifères	24
2.3.3 Classification génétique des gîtes d'Uranium	24

2.3.4 Classification gôto-logique des gisements d'Uranium	25
2.4 Ressources Uranifères de l'Algérie	27
2.4.1 Travaux antérieurs	27
2.4.2 Provinces Uranifères du Hoggar	27
2.4.2.1 Province Uranifère du rameau oriental	29
2.4.2.2 Province Uranifère Algéro-Nigérienne (Sud Hoggar)	30
2.5 Modèle métallo-génique du bassin de Tin Séririne	31
2.5.1 Introduction	31
2.5.2 Etude des minéralisations Uranifères du bassin de Tin Séririne	31
2.5.2.1 Minéralisations de la zone de Tahaggart	33
2.5.2.2 Minéralisations de la zone de Tamart-N-Iblis	36
2.5.3 Conclusion	37

Chapitre 3 : Techniques de Prospection Aéro-géophysiques

3.1 Introduction	38
3.2 Caractéristiques des techniques aéroportées	38
3.2.1 Avantages opérationnels	38
3.2.2 Avantages techniques	38
3.2.3 Inconvénients de la méthode	38
3.3 Principes de base de la magnétométrie	39
3.3.1 Le champ magnétique terrestre	39
3.3.2 Champ magnétique de référence IGRF	40
3.3.3 Mesure des anomalies magnétiques	41
3.4 Principes de base de la spectrométrie	41
3.4.1 Rayonnements naturels	42
3.4.2 Interaction des rayons γ avec la matière	42
3.4.3 Technique de mesure (γ ray)	43
3.5 Mise en œuvre d'un levé aéro-géophysique	45
3.5.1 Installation du plan de vol	45
3.5.2 Caractéristiques spécifiques d'un levé aéro-géophysique	46
3.5.3 Instrumentation	48
3.5.3.1 Appareillage de magnétométrie	48
3.5.3.2 Appareillage de spectrométrie gamma	48
3.5.4 Configuration du système de mesure.....	49

Chapitre 4 : Acquisition et Prétraitement des Données

4.1 Introduction	51
4.2 Description du levé aéro-géophysique	51
4.2.1 Caractéristiques du levé	51
4.2.2 Appareillage	52
4.3 Acquisition des données	53
4.3.1 Préparation	53
4.3.2 Correction de décalage	53
4.3.3 Mise en position	54
4.3.4 Réglage (Nivellement).....	54
4.3.5 Suppression du champ magnétique régional	54
4.3.6 Etablissement des cartes	54
4.3.7. Présentation numérique des données	54
4.4 Evaluation de la qualité du levé	55
4.4.1 Grille de mesure.....	55
4.4.2 Volume du capteur des rayons gamma.....	56
4.4.3 Données numériques	56
4.4.4 Mesures magnétométriques	56
4.4.5 Mesures spectrométriques	57
4.4.6 Pas de mesure	57
4.4.7 Déviation des lignes de vol	57
4.4.8 Altitude de vol	57
4.5 Amélioration de la qualité des données.....	58
4.5.1 Transformation des fichiers numériques	58
4.5.2 Récupération de l'information perdue	58
4.5.3 Suppression des valeurs erronées	58
4.5.4 Regroupement des données par zone UTM	59
4.5.5 Sélection des données de la zone d'étude	59
4.6 Etablissement des cartes des données brutes	61
4.6.1 Interpolation des données (Gridding)	61
4.6.2 Carte du champ magnétique brut	61
4.6.3 Carte du fond radiométrique brut	63
4.6.4 Cartes des comptages spectrométriques	63

Chapitre 5 : Traitement Numérique des Données

5.1 Introduction	66
5.2 Traitement de l'information aéro-magnétique	66
5.2.1 Calcul du champ d'anomalies magnétiques	66
5.2.1.1 Modélisation du champ régional	66
5.2.1.2 Estimation du champ magnétique observé	68
5.2.1.3 Description de la carte des anomalies magnétiques	68
5.2.2 Atténuation des bruits résiduels (Micro-nivellement)	70
5.2.2.1 Approche classique	70
5.2.2.2 Algorithme Paterson, Grant & Watson	70
5.2.2.3 Extraction du bruit de micro-nivellement	71
5.2.2.4 Description de la carte des anomalies magnétiques filtrées	73
5.2.3 Filtrage numérique des données aéro-magnétiques	74
5.2.3.1 Réduction au pôle nord magnétique	74
5.2.3.2 Analyse spectrale	76
5.2.3.3 Prolongements analytiques	78
5.2.3.4 Dérivées du champ	80
5.3 Traitement de l'information aéro-spectrométriques	84
5.3.1 Raccordement des données (Homogénéisation)	84
5.3.2 Corrections spectrométriques	87
5.3.2.1 Correction du temps mort (Dead time)	87
5.3.2.2 Correction du bruit de fond (Background)	88
5.3.2.3 Correction de l'effet Compton	89
5.3.2.4 Correction de l'altimétrie radar	90
5.3.2.5 Correction d'altitude (élévation)	91
5.3.3 Calcul des taux spectrométriques corrigés	91
5.3.4 Atténuation des bruits directionnels	92
5.3.5 Calcul des concentrations apparentes	94

Chapitre 6 : Évaluation du Potentiel Uranifère

6.1 Introduction	97
6.2 Interprétation des données magnétiques	97
6.2.1 Schéma structural synthétique	97
6.2.2 Calage magnéto-structurale	99
6.2.3 Localisation des sources magnétiques	100
6.2.3.1 Amplitude du signal analytique	100
6.2.3.2 Méthode d'Euler localisée	101

6.3 Interprétation des données spectrométriques	103
6.3.1 Localisation des pics d'anomalies spectrométriques	103
6.3.2 Répartition des teneurs et des rapports spectrométriques	104
6.3.2.1 Concentrations en radioéléments	104
6.3.2.1 Répartition des rapports spectrométriques	104
6.3.3 Calage litho-spectrométrique	108
6.3.3.1 Répartition des radioéléments dans les roches	108
6.3.3.2 Image ternaire	109
6.4 Délimitation des périmètres perspectifs	111
6.4.1 Localisation des zones anormales	111
6.4.2 Perspectives de recherche	112
Conclusions	116
Références Bibliographiques	117

Liste des figures :

Chapitre 1 : Cadre Géologique

Figure 1.01 : Carte géologique simplifiée du Hoggar (Subdivision classique).....	5
Figure 1.02 : Nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes)	7
Figure 1.03 : Modèle numérique de terrain du bassin de Tin Séirine(DEM)	8
Figure 1.04 : Carte géologique du bassin sédimentaire de Tin Séirine,	11
Figure 1.05 : Colonne litho-stratigraphique du bassin de Tin Séirine	13

Chapitre 2 : Géologie de l'Uranium

Figure 2.01 : Principaux minéraux d'Uranium, primaires et secondaires	22
Figure 2.02 : Schéma d'origine des corps de minerai d'Uranium	25
Figure 2.03 : Gîtes et indices Uranifères du bouclier Targui	28
Figure 2.04 : Répartition des minéralisations Uranifères dans le bassin de Tin Séirine	32
Figure 2.05 : Carte géologique de la zone de Tahaggart - bassin de Tin Séirine	34

Chapitre 3 : Techniques de Prospection Aéro-géophysiques

Figure 3.01 : Schéma du champ géomagnétique	40
Figure 3.02 : Représentation vectorielle du champ anomal	41
Figure 3.03 : Interaction des rayons gamma avec la matière	43
Figure 3.04 : Spectre γ typique enregistré à 100 m d'altitude montrant les pics caractéristiques et les positions des fenêtres d'énergie conventionnelles	44
Figure 3.05 : Installation du plan de vol	45
Figure 3.06 : Configuration du système de mesure magnétométrique	49
Figure 3.07 : Système spectrométrique Hélicoptère	50

Chapitre 4 : Acquisition et Prétraitement des Données

Figure 4.01 : Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national	52
Figure 4.02 : Plan de vol au-dessus du bassin de Tin Séirine	60
Figure 4.03 : Carte ombrée du champ magnétique brut particulier du Bassin de Tin Séirine.....	62
Figure 4.04 : Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC)	64
Figure 4.05 : Cartes ombrées des trois canaux spectrométriques	65

Chapitre 5 : Traitement Numérique des Données

Figure 5.01 : Calcul de la composante régionale du champ magnétique total de la zone d'étude pour la période mi- Juin 1971	67
Figure 5.02 : Calcul du champ d'anomalies magnétiques de la zone d'étude	69
Figure 5.03 : Cartes des bruits de micro-nivellement au-dessus de la zone d'étude	72
Figure 5.04 : Carte du champ d'anomalies magnétiques de la zone d'étude	73
Figure 5.05 : Carte du champ d'anomalies magnétiques, réduites au pôle Nord magnétique	75
Figure 5.06 : Spectre d'énergie radialement moyenné du bassin de Tin Séririne	78
Figure 5.07 : Prolongement vers le haut (PVH) de la carte réduite à différentes distances	80
Figure 5.08 : Amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes	82
Figure 5.09 : Cartes des dérivées horizontales	83
Figure 5.10 : Raccordement des données de Potassium (K)	86
Figure 5.11 : Raccordement des données d'Uranium (U)	86
Figure 5.12 : Raccordement des données de Thorium (Th)	87
Figure 5.13 : Schéma d'interférence d'énergie entre les trois fenêtres K, U et Th	89
Figure 5.14 : Taux de comptage corrigés	93
Figure 5.15 : Taux de comptage corrigés et filtrés	94
Figure 5.16 : Carte des concentrations en radioéléments	96

Chapitre 6 : Evaluation du Potentiel Uranifère

Figure 6.01 : Schéma structural synthétique de la zone d'étude	98
Figure 6.02 : Carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Bassin, sur laquelle sont superposés les principaux linéaments magnétiques.	99
Figure 6.03 : Carte de l'amplitude du signal analytique sur laquelle superposé les pics calculés avec un seuil de détection des maxima de 40 nT/Km.....	101
Figure 6.04 : Solutions d'Euler projetées sur la carte ombrée de la dérivée X.	102
Figure 6.05 : Pics d'anomalies des teneurs spectrométriques	105
Figure 6.06 : Pics d'anomalies des rapports spectrométriques.....	107
Figure 6.07 : Image ternaire de la zone d'étude.	110
Figure 6.08 : Localisation des zones anormales.	113
Figure 6.09 : Délimitation des périmètres perspectifs dans la zone d'étude.	115

Liste des tableaux :

Chapitre 2 :

Aperçu sur la Géologie de l'Uranium

Tableau 2.1 : Principaux minéraux d'Uranium, primaires et secondaires	21
---	----

Chapitre 3 :

Techniques de Prospection Aéro-géophysiques

Tableau 3.01 : Fenêtres d'énergie standard pour la spectrométrie γ naturelle	45
---	----

Chapitre 4 :

Prétraitement des Données Aéro-géophysiques

Tableau 4.01 : Exemple de mesures aérogéophysiques brutes	55
Tableau 4.02 : Statistiques des fichiers numériques des données aéro-géophysiques	56
Tableau 4.03 : Statistiques des altitudes de vol au-dessus de la zone d'étude	57

Chapitre 5 :

Traitement et Interprétation des Données

Tableau 5.01 : Paramètres statistiques des trois canaux spectrométriques avant et après l'homogénéisation des données des trois fichiers numériques	87
---	----

Chapitre 6 :

Evaluation du Potentiel Uranifère

Tableau 6.01 : Statistiques des pics d'anomalies des teneurs et des rapports spectrométriques	103
Tableau 6.02 : Répartition des trois radioéléments dans les roches	108
Tableau 6.03 : Répartition des teneurs spectrométriques moyennes dans les principales formations lithologiques constituant la zone d'étude.	109
Tableau 6.04 : Variation des rapports spectrométriques moyens en fonction des principaux faciès constituant la zone d'étude.	109



Introduction Générale

1 Problématique :

Pour réussir une opération d'exploration tout en limitant, à la fois, le temps et 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 bassin sédimentaire de Tin Séririne, qui s'est développé au cours du Paléozoïque sur le substratum du Hoggar central polycyclique, présente un important intérêt minier pour la recherche de l'Uranium. Un gisement et quelques indices sérieux ont été déjà localisés dans cette zone et qui font partie de la seule province potentiellement Uranifère à savoir la province Algéro-Nigérienne (Sud-est du Hoggar). L'étude géologique et métallogénique des minéralisations radioactives des différents indices peut aider à la compréhension des circonstances de formation des dépôts uranifères. Cela constitue un outil très efficace pour l'orientation des opérations de recherche vers des cibles prometteuses au lieu d'effectuer des travaux d'exploration systématiques sur de vastes régions. Une telle démarche permet, certainement, de réduire considérablement les coûts alloués à la recherche.

L'analyse de la couverture aéro-géophysique, couvrant le territoire national, effectuée par *AEROSERVICE* a permis de mettre en évidence, plusieurs anomalies magnétométriques et spectrométriques qui ont conduit, à leur tour, à la découverte de quelques indices uranifères et ce, malgré le caractère régional de cette couverture. 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 susceptibles de contenir des minéralisations uranifères. Cette réinterprétation de la couverture aéro-géophysique ne peut être complète que par l'intégration de différentes sources de données prises au sol au niveau des zones indiciaires du bassin.

2 Objectifs :

L'objectif principal de cette étude est la prédiction de cibles potentiellement favorables pour la formation de minéralisations uranifères ce qui peut servir comme un guide pour les futures recherches dans la zone d'étude, et permettra de réduire, à la fois, le temps et les coûts alloués à l'exploration.

3 Organisation du manuscrit :

Ce manuscrit est organisé en six (06) chapitres :

Dans le premier chapitre, nous décrivons le contexte géologique régional et local de la région du bassin sédimentaire de Tin Séririne, objet de cette étude.

Un aperçu théorique sur la géologie de l'Uranium ainsi que sur la formation des gîtes d'Uranium est présenté dans le deuxième chapitre. Nous donnons également dans cette partie un aperçu sur les ressources uranifères de l'Algérie notamment, les dépôts minéralisés déjà découverts dans la zone d'étude.

Le Troisième chapitre traite l'aspect technique des deux méthodes de prospection aéro-géophysique utilisées dans cette étude à savoir ; la magnétométrie et la spectrométrie des rayons gamma naturelles. Nous présentons, dans ce chapitre, les principes de base, la mise en œuvre ainsi que les dispositifs utilisés dans ces deux techniques aéroportées.

Le Quatrième chapitre est consacré à l'aspect technique du levé et la préparation des données au traitement numérique. Nous décrivons, dans cette partie, les paramètres d'acquisition et les différentes opérations introduites sur les enregistrements. Nous procédons, également, à l'analyse et l'amélioration de la qualité de données brutes.

Les différentes étapes de traitement numérique des données magnéto-spectrométriques sont détaillées dans le cinquième chapitre. Différents filtres numériques sont appliqués aux données prétraitées, pour la mise en évidence des anomalies magnétométriques et spectrométriques.

Après avoir effectué une interprétation qualitative et quantitative des carte filtrées, nous procédons, dans le dernier chapitre, à la délimitation des périmètres susceptibles de contenir des minéralisations uranifères et ce, par l'intégration de différentes sources d'informations disponibles. En fin, nous achevons ce travail par quelques conclusions et recommandations.



Chapitre 1 :

Cadre Géologique

1.1 Introduction :

Les géologues présentent l'Afrique comme étant un ensemble des formations cratonique séparé entre elles par des zones dites mobile. Le bouclier Targui ou Touareg fait partie à la zone mobile séparant les deux cratons : le Craton Ouest Africain (COA) et celui Est Saharien. Le massif du Hoggar ou l'Ahaggar des géologues, constitue la principale composante du bouclier Targui, il est prolongé au Sud-Ouest, au Mali, par le massif des Iforas et au Sud-Est, au Niger, par celui de l'Air (Bertrand et Caby 1978). Dans ce chapitre nous décrivons le cadre géologique régional du Hoggar ainsi que le contexte géologique local du bassin sédimentaire de Tin Séririne, objet de cette étude.

1.2 Aperçu géologique sur le Hoggar :

1.2.1 Subdivision classique du Hoggar :

A partir de la classification litho-stratigraphique et des événements tectono-métamorphiques, le Hoggar a été subdivisé en trois grands compartiments structuraux : Occidental, Central et Oriental, séparés entre eux par les deux accidents majeurs subméridiens $4^{\circ}50'$ et $8^{\circ}30'$ qui délimitent le Hoggar central polycyclique, à l'Ouest de la $4^{\circ}50'$ c'est le Hoggar Occidental et à l'Est de la $8^{\circ}30'$ c'est le Hoggar Oriental (Figure 1.01). La distinction de ces trois grands domaines est basée essentiellement sur les critères suivants :

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

1.2.1.1 Hoggar Occidental :

Ce domaine est limité à l'Est par l'accident $4^{\circ}50'$ et à l'Ouest par le craton Ouest Africain, il est occupé par la chaîne Pharusienne qui est principalement constituée de matériaux peu métamorphiques (méta-sédiments et complexes Plutono-volcaniques du PR3), c'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.

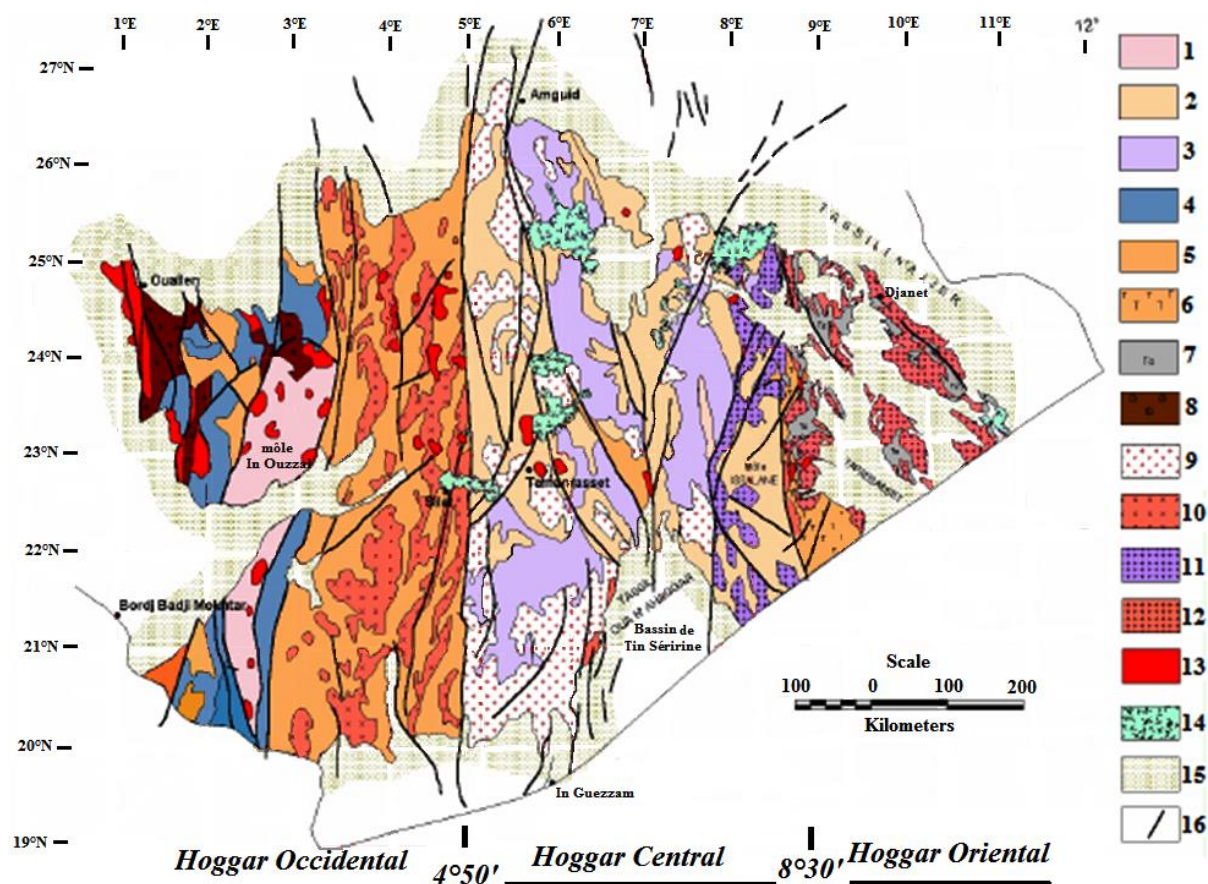
Le Hoggar Occidental est subdivisé en trois grands sous-domaines : deux rameaux y sont distingués ; Occidental et Oriental, séparés par le môle granulitique d'In Ouzzal, lequel est constitué de formations archéennes, structurées et métamorphisées à l'Eburnéen (Caby, 1970 ; Black, 1978).

- Le rameau Occidental : Constitué par un édifice tectonique complexe, polyphasé où des unités litho-stratigraphiques du protérozoïque moyen au protérozoïque terminal sont mêlées, le plus souvent à la faveur de contacts anormaux précoces, (R.Caby, 1970). Cette partie est caractérisée par :

- Le grand développement des séries quartzitiques d'âge PR2 à PR3.
 - L'abondance des intrusions acides grésifiées, de chimisme alcalin.
 - L'existence de champs de dykes subméridien, prolongement de ceux de l'Adrar des Iforas, qui soulignent notamment la bordure tectonisée du craton Ouest Africain
- **Le rameau Oriental (fossé Pharusien) :** Limité à l'Ouest et à l'Est par deux grandes fractures majeures à rejeux multiples, qui le sépare du môle d'In Ouzzal dans son flanc Occidental, et du Hoggar Central dans son flanc Oriental. Le rameau Central, appelé souvent le « fossé Pharusien », comprend principalement des formations méta-sédimentaires et méta- volcaniques épizonales et un grand volume de granite (>50%).

Les géologues considéraient que cette zone appartient à un cycle homogène qui est le cycle Pharusien (600-800M.a) et correspond au remplissage volcano-sédimentaire d'une fosse, avec discordance de base conservée à ses bordures et au voisinage de quelques horsts. Au point de vue tectono-métamorphique, cinq (5) grandes unités peuvent être définies dans le fossé Pharusien (Bertrand et al ,1966; Gravelle, 1969) :

- Les noyaux d'âge Eburnéen ;
 - Les formations du Protérozoïque moyen ;
 - Les formations du Protérozoïque supérieur ;
 - Les formations du Protérozoïque terminal ;
 - Les lambeaux de séries intermédiaires.
- **Le môle granulitique d'In Ouzzal :** Il comporte principalement des roches d'âge Eburnéen, ainsi que plusieurs plutons de Granodiorites-Granites de diverses générations. Il est pris entre les formations des deux rameaux précédents, il est constitué de matériaux essentiellement à faciès granulitique d'âge Archéen et Protérozoïque inférieure. 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 tectono-métamorphique Panafricain. Du point de vue lithologique, ce môle offre une grande variété de roche (gneiss granulitiques et granite charnockites, formations supracrustales, carbonatites et syénites). Les observations faites sur cette partie, depuis Lelubres, 1949 montrent les caractéristiques suivantes :
- Le bloc d'In Ouzzal a été affecté par un métamorphisme granulitique de haut grade estimé à 1000°C. Il a été daté approximativement à 2050 Ma, cette zone est constituée essentiellement par deux formations ; des charnockites et des méta-sédiments (Ouzegane, 1987).
 - Sur le plan tectonique, le Môle d'In Ouzzal, est caractérisé par des plis qui n'avaient pas les mêmes directions que ceux des terrains adjacents. Le caractère général des plis d'orientation NE et ENE d'échelle plurikilométrique.



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- GreywakesPharusiens ; 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 1.01 : Carte géologique simplifiée du Hoggar (Subdivision classique).
(D'après Caby et al., 1981 modifiée par Boullier 1991).*

1.2.1.2 Hoggar Central polycyclique :

C'est la partie médiane du massif, limitée par les deux failles majeures : la 4°50' à l'Ouest et la 8°30' à l'Est. Ce domaine est le plus complexe et hétérogène, du point de vue lithologique et structural. Il comporte très peu de matériaux sédimentaires ou volcaniques d'âge Protérozoïque supérieur, il est dominé par des formations d'âge Protérozoïque inférieur et Archéen (Bertrand et Lassere, 1976). Une grande partie de ce compartiment est courée par des gneiss et des formations méta sédimentaires affectées par le métamorphisme de haut degré, on y trouve également d'épaisses unités de marbres et de quartzites dont certaines à magnétite, associées à des méta-pélites riches en aluminium et des méta-greywakes. Dans ce domaine, trois grandes zones ont été distinguées, d'Ouest en Est :

- **La zone Tefedest-Atakor :** Comprise entre la 4°50' et la fracture Amded-Arefsa, elle est caractérisée par une abondance de granitoïdes présumés Pan-africains recoupant les métamorphites dans laquelle on distingue deux séries ; La série de l'Arrechoum et celle de l'Amisikassène (Vitel .G, 1975).

- **La zone Egéré-Arefsa :** Elle est subdivisée en trois parties ; la première est l'Aleksod et le Tazoulet où l'on distingue la série de l'Arrechchoum à la base et la série de l'Aleksod à méta-sédiments (900Ma) de la plateforme composée de quartzites, marbres, métapelites et roches volcano-détriées, le tout associé à un grand volume de roches basiques et de migmatites granodioriques. Ces deux séries seraient séparées par une discordance tectonique. La deuxième partie, c'est la série de Touhrat à noyau ancien (série de l'Arrechchoum). La troisième est la série de l'Arefsa Occidental et la région de l'Afedafeda, caractérisée par les formations épi-métamorphiques (d'âge indéterminé).
- **La zone Orientale Gour –Oumellalène-Dimassent :** Elle est formée de gneiss catazonaux, de leptynites et de quartzites chromifères et d'une série à micaschistes de 2000Ma (Lattouche, 1978).

1.2.1.3 Hoggar Oriental :

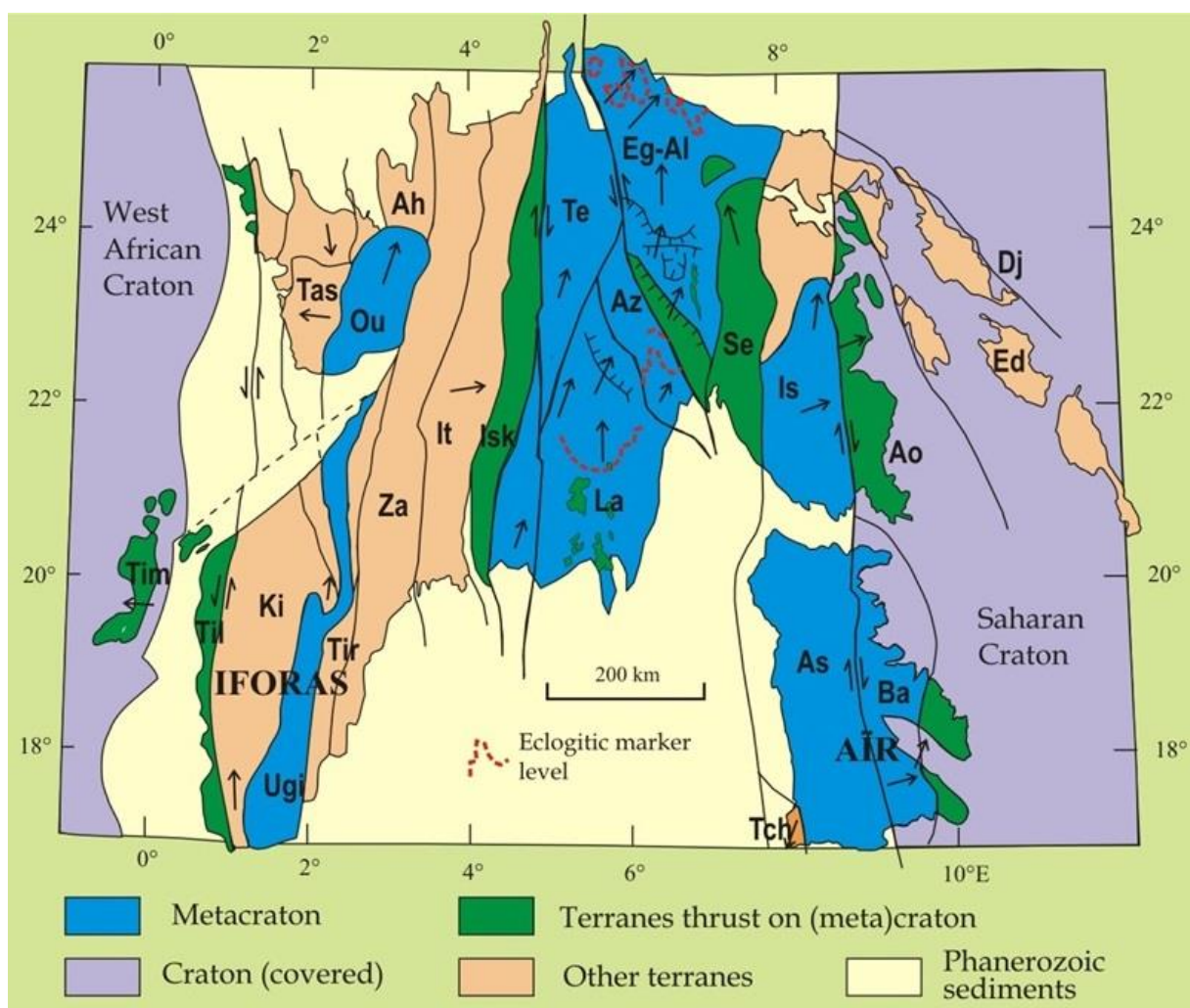
Situé entre l'accident 8°30' et la limite Est du Hoggar, ce domaine est caractérisé par la chaîne « Tiririniène » d'âge Pan-africain tardif, chaîne à caractère linéaire encadrée, à l'Est et à l'Ouest, par deux socles plus anciens et structuralement différent l'un de l'autre : le domaine de Tafassasset-Djanet et la mole d'Issalane. Dans ce compartiment, trois sous domaines peuvent être distingués :

- **Le domaine de Tafassasset-Djanet (zone Prétiririniène) :** Appartient au craton Est Saharien, il représente un socle post-Panafricain faiblement métamorphisé et comprenant des méta-sédiments intrudés par de grand batholite de granites calco-alcalin (Bertrand et al, 1978), de dépôts de type flysh de roches de type calco-silicatées, des méta-volcanites, des roches plutoniques post-tectoniques avec des gneiss, des roches ultrabasiques et une alternance de chlorites et greywakes.
- **La chaîne Tiririniène :** Edifiée au Pan-africain tardif, elle est considérée comme unité classique de plus de 8000m de longueur. 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 stromatolithes
- **Le môle Issalane :** Situé à l'ouest, il est constitué essentiellement de Granites et de Gneiss ainsi que de formations méta sédimentaires (quartzites, marbres et pélitescalco-silicatées).

1.2.2 Nouvelle subdivision du Hoggar :

Ce nouveau découpage est obtenu en se basant sur divers facteurs, notamment, la difficulté ou l'absence de corrélations entre les différentes régions du Hoggar, les 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 « terrains mobiles » (Liégeois et al. 2003). Selon cette nouvelle conception, le massif du Hoggar est considéré comme étant une juxtaposition de blocs ou Terra

nes d'orientation méridienne, séparés entre eux par des linéaments régionaux. On distingue, dans le bouclier Touareg, (23) Terranes qui se différencient par leurs caractéristiques lithologiques, structurales et géochronologiques. (Figure 1.02) :



Timetrine (**Tim**), Tilemsi (**Ti**), Kidal (**Ki**), Tassendjanet (**Tas**), U granulite Iforas (**Ug**é), 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**), Barghot (**Ba**), Aouzegueur (**Ao**), Edembo (**Ed**), Djanet (**Dj**)

*Figure 1.02 : Nouvelle subdivision du Hoggar (Les Terranes)
(D'après : Liégeois et al. 2003).*

1.3 Contexte géologique du bassin de Tin Séririne:

1.3.1 Cadre géographique :

- **Situation :** Le bassin de Tin Séririne fait partie du Tassili méridional (Tassili Ouan N Ahaggar) au Sud-Est du Hoggar. Il s'étend, de l'Ouest à l'Est entre les méridiens 6° et 8° Est et du parallèle 19°30' à 22°30' au Nord, à la frontière Algéro-Nigérienne au Sud. Cette région, située à quelques 350 Km au Sud-Est de la ville de Tamanrasset, est caractérisée par une très faible densité humaine dont, seulement trois localités bordent cette partie méridionale du Hoggar : In Azaoua au Sud-Est, In-Guezzam au Sud-Ouest et Tahifet au Nord de ce bassin.

- **Relief :** Le bassin de Tin Séririne constitue la partie septentrionale du Tassili Ouan-N-Ahaggar. Il forme une série de barrières topographiques assez élevées, formées par des falaises orientées en générale Nord-Sud. Les altitudes de certaines falaises culminent à plus de 1000 m d'altitude comme les Tassili de YoufAglel (835 m), Tassili Tin Eggoleh (1009 m), Tassili Im Meskour (576m).

Vers le Nord, les reliefs vigoureux des Tassilis deviennent plus atténués pour donner des plateaux méridionaux où les altitudes avoisinent les 430 m. Les falaises rocheuses souvent séparées par de larges plaines, facilitent les passages (Amieur, 2012).

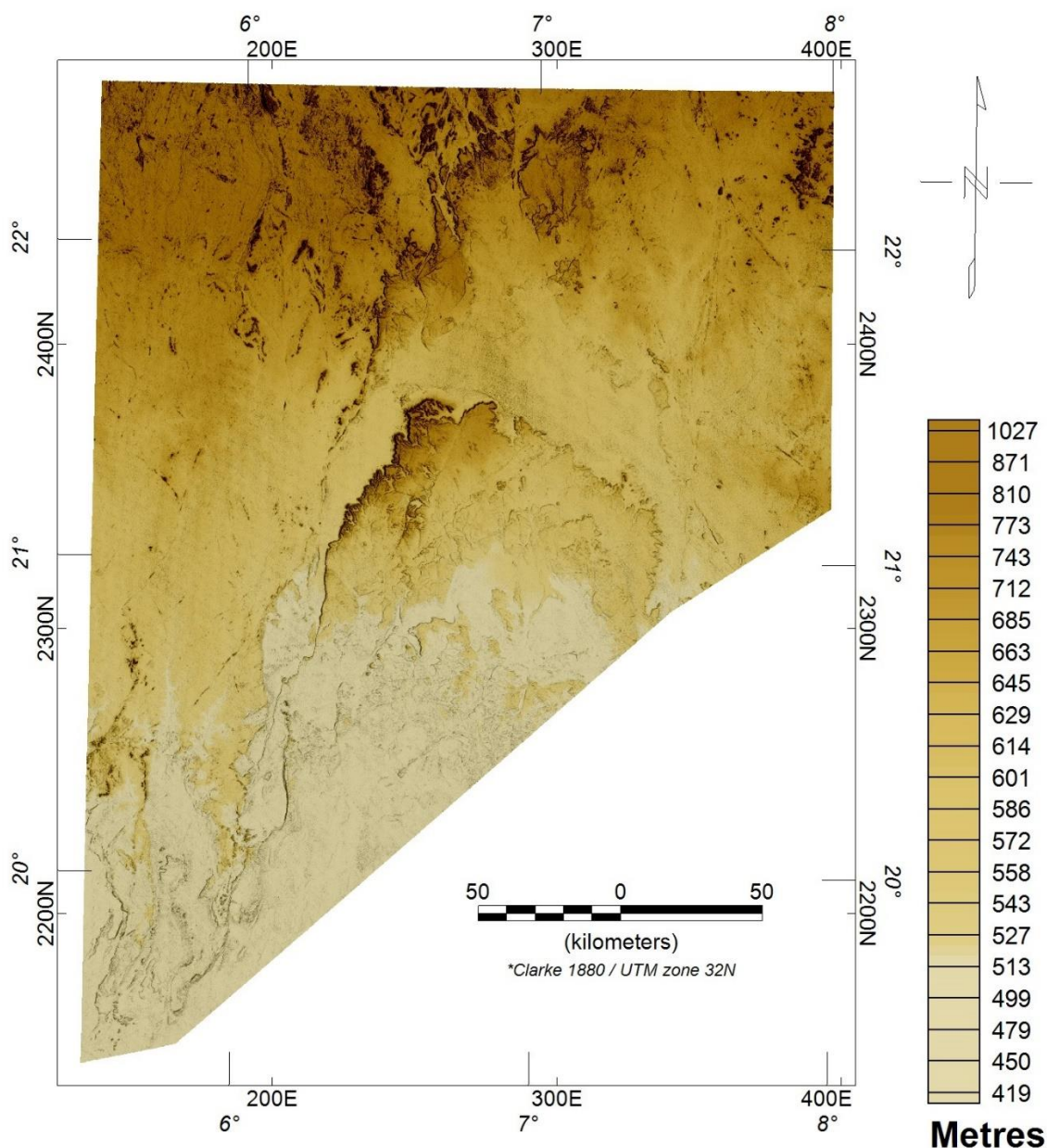


Figure 1.03 : Modèle numérique de terrain du bassin de Tin Séririne (DEM)
(D'après la base de données publiques SRTM/USGS. 2002).

La figure 1.03 représente le modèle numérique de terrain (DEM) de la région du bassin de Tin Séririne, 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 arcsecondes et les altitudes sont données en mètres en se référant à l'ellipsoïde WGS 84 (projetées selon l'ellipsoïde Clarke 1880).

- **Climat** : Cette région est caractérisée par un climat continental aride et sec (désertique), avec une saison relativement humide en été, due à l'influence des moussons de l'Afrique de l'Ouest. Durant cette période estivale, les précipitations sont peu fréquentes et irrégulières et des orages sporadiques, violents et brusques provoquent souvent des inondations. Les températures montrent des écarts de températures importants entre le jour et la nuit et peuvent atteindre les 35°. Les faibles (0°) sont enregistrés entre Décembre et Janvier, les plus élevées (50°) entre Mai et Août. Des vents de sables importants balayent toute la région et plus particulièrement en Mars, Avril, Mai et Juin. Ces vents jouent aussi un rôle très important en tant qu'agent de déflation (tri) et de transport (Amieur, 2012).
- **Hydrographie** : Ce bassin est traversé par trois importants oueds ; l'oued de Tin Tarabine à l'Est, l'oued de Tisseghirine au milieu du bassin et l'oued de Tagrira à l'Ouest. La plupart de ces oueds sont asséchés durant la majeure partie de l'année à l'exception de l'été ; période des pluies dans le Hoggar.
- **Végétation** : Le tapis végétal que l'on rencontre dans le bassin de Tin Séririne est caractéristique des régions désertiques et occupe surtout les lits des oueds. Il est constitué surtout d'une flore dont les espèces les plus représentatives sont le Tamaris, l'Acacias (Talh), l'armoïse, l'Absinthe (Chih) et d'autres herbes médicinales. Ces paysages, sont aussi l'aire de prédilection de toute une faune composée de, mouflons, de gazelles, de lièvres, de renards, de fennecs, de gerboises, de corbeaux, d'aigles royaux, des oiseaux (Moula-Moula ; oiseau porte bonheur des Touaregs), ainsi que de reptiles (les vipères, les serpents, les Dabs ; genre de lézard) et autres (Amieur, 2012).

1.3.2 Litho-stratigraphie du bassin de Tin Séririne :

Le bassin de Tin Séririne s'est développé au cours du Paléozoïque sur un substratum appartenant au Hoggar Central polycyclique. Il constitue avec le bassin de Tim Mersoï (Nord du Niger) la bordure sédimentaire occidentale du môle d'Issalane-Aïr. Il comprend des dépôts sédimentaires allant de l'Ordovicien inférieur certain (Cambrien supérieur supposé) au Carbonifère inférieur, reposant en discordance majeure sur un socle essentiellement granitique et métamorphique. L'aire de sédimentation est allongée selon une direction méridienne, elle est inscrite entre deux grandes structures régionales : la flexure d'In Azaoua à l'Est et la dorsale d'In Guezzam à l'Ouest. Elle constitue le prolongement septentrional en territoire algérien du bassin de Tim Mersoï-Illumeden (Figure 1.04). Dans cette section nous décrirons les différents éléments litho-stratigraphiques du bassin notamment la couverture paléozoïque du fait qu'elles recèlent les horizons porteurs de la minéralisation uranifère.

1.3.2.1 Le socle précambrien

Le bassin de Tin Séririne s'est développé sur la partie sud-est du Hoggar. Ce dernier est caractérisé essentiellement par des séries métamorphiques datées du Protérozoïque (PR1 à PR4) intrudées par un plutonisme et un volcanisme syn. À post-panafricain (Bertrand J.M.L. et Caby R., 1978). La partie supérieure de ce socle est affectée par une altération générale.

Dans le nouveau concept, portant sur la structure du Hoggar (structuration en terranes), le bassin sédimentaire de Tin Séririne est encadré par 05 des Terranes composant le métacraton LATEA, il s'agit des Terranes: Issalane-Assodé à l'Est, Laouni à l'Ouest, Egéré-Aleksod au Nord, Azrou-n-Fad au Nord-Ouest et Serouenout au Nord-Est. Ces blocs qui vont contrôler la genèse du bassin de Tin Séririne sont encadrés par des accidents majeurs. Ils présentent dans l'ensemble, au niveau du bassin, des séries métamorphiques d'âge protérozoïque inférieur à terminal intrudées par un magmatisme syntectonique à post-orogénique :

- **Métamorphisme** : La série métamorphique qui affleure sur les bordures du bassin de Tin Séririne comprend, essentiellement, des gneiss (souvent migmatitiques et formant la majeure partie des terrains non granitisés), des micaschistes, des amphibolites, des marbres, des cipolins, des quartzites et des leptynites :
 - Dans le bloc d'Issalane, on note la présence de formations métamorphiques du Protérozoïque inférieur qui sont représentées par des micaschistes, des cipolins et différents types de gneiss (gneiss rubanés, oillés) au sein desquels s'intercalent des amphibolites et des leptynites.
 - Au Nord du bassin, on trouve les formations Archéennes Eburnéennes de l'Egéré ainsi que les formations du Protérozoïque terminal qui sont composées essentiellement de quartzites, de marbres et de gneiss Pan-Africains.
 - Au Nord-Est du bassin, le socle métamorphique est composé de faciès du Protérozoïques supérieur du Terrane de Serouenout, représentés essentiellement par des gneiss au sein desquels s'intercalent des micaschistes, des amphibolites, des cipolins, des quartzites et des marbres.
- **Magmatisme** : Il s'agit essentiellement des granitoïdes syntectoniques et tardi-tectoniques, Pan-Africains, calco-alcalins potassiques (Liégeois et al, 1994). Ces granitoïdes d'origine crustale sont souvent migmatisés (Bertrand et al, 1986). Les granites syn-tectoniques et post-tectoniques sont intrusifs dans les séries cristallophylliennes. L'ensemble (granites intrusifs et séries cristallophylliennes) est recoupé par des dykes et filons acides et intermédiaires :
 - Dans la région d'In Guezzam, quelques affleurements de roches plutoniques basiques et ultrabasiques ont été signalés.
 - Dans la région d'In Azaoua, il existe une anomalie magnétique (IAZA) qui serait liée selon *Aeroservice*(1975) à une source de nature ultrabasique profonde de 2 km et allongée E-W (10 x 20km) sous les grés et argiles de la couverture Paléozoïque.
 - Des diorites et granodiorites syn-tectoniques affleurent dans la partie Nord-Est de la région d'In Abegui. Elles sont recouvertes à l'Est par les dépôts sédimentaires du Paléozoïque et bordées au Nord et à l'Ouest par des formations granitiques. Ces dernières présentent deux types de granites :des granites leucocrates très altérés, à granulométrie fine à moyenne, renfermant des minéraux Phylliteux très altérés et parfois de gros cristaux de feldspaths roses et des granites roses à biotite et grains moyens à grossiers, affectés par des failles d'orientation Nord-Sud.

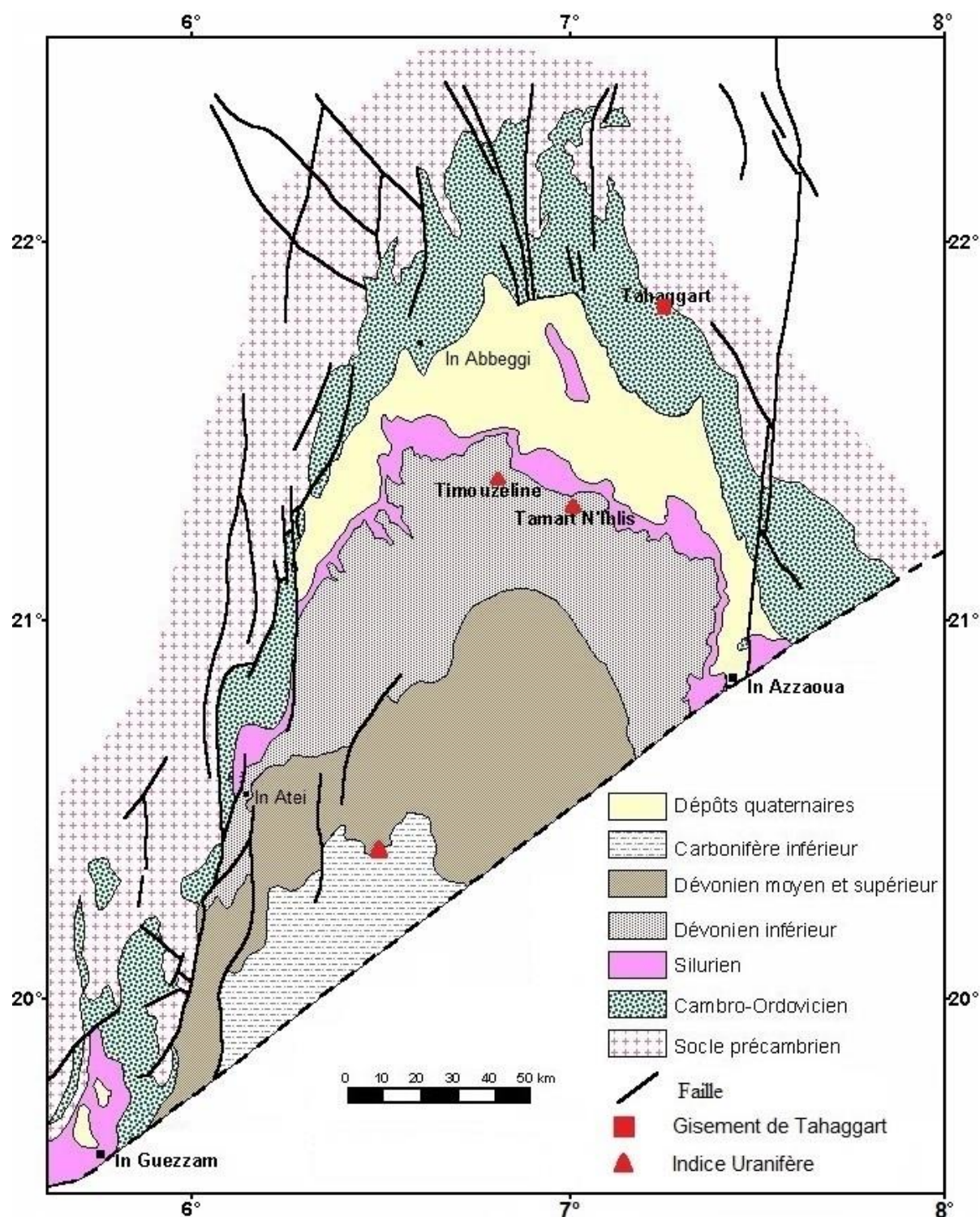


Figure 1.04 : Carte géologique du bassin sédimentaire de Tin Séririne, extraite de la carte géologique du Hoggar au 1 : 1 000 000 (D'après COMENA, 2006).

- Des granites post-tectoniques intrusifs qui sont sub-alcalins potassiques faiblement peralumineux à métalumineux. Ils forment généralement des plutons d'environ 10-15 km de diamètre. Ils présentent une altération hydrothermale propylitique caractérisée par l'association de chlorite-séricite-épidote. Selon leurs caractères pétrographiques, ces granites se divisent en trois variétés : granite Pegmatitique à cristaux centimétriques de feldspaths alcalin rosâtre et de quartz; granite

à grains moyens porphyroïdes à biotite et parfois à biotite et Amphibole dont la biotite est ferrifère (Sidérophyllite) et souvent altérée en chlorite et granite à grains fins, à biotite et amphibole, qui recoupe les granites porphyroïdes.

- Le socle encadrant le bassin sédimentaire de Tin Séririne est marqué par de nombreux filons et dykes de roches magmatiques de nature variée (acide, intermédiaire et basique). Ces filons et dykes (rhyolite, rhyodacite, aplite, andésite, diorite, dolérite, basalte...etc) recoupent les formations métamorphiques du Protérozoïque moyen et les granites du Protérozoïque supérieur suivant différentes orientations (E-W, NE-SW et NW-SE et N-S).

1.3.2.2 Le profil d'altération :

Sous la couverture sédimentaire paléozoïque, la partie supérieure du socle précambrien montre une altération généralisée dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de centimètres à quelques dizaines de mètres. Cette altération forme un profil qui marque presque toute la périphérie du bassin de Tin Séririne et qui apparaît parfois en fenêtres au sein des grès conglomératiques Ordoviciens. Ce profil d'altération montre généralement une matrice argileuse imprégnée parfois par des oxydes de fer. Il paraît mieux développé sur le flanc oriental que sur le flanc occidental du bassin et il se caractérise par une zonéographie verticale (plusieurs niveaux d'altération) avec généralement à la base un niveau rougeâtre à tâches blanchâtres, devenant violacé à rosâtre, puis blanchâtre ou blanc rosâtre et se terminant parfois par une cuirasse ferrugineuse ou silico-ferrugineuse (Beuf, 1971 ; Mokaddem, 1990 et Hallalouche, 1995).

1.3.2.3 La surface infra-tassilienne :

La surface infra-tassilienne est repérable dans plusieurs endroits sur la périphérie du bassin et sépare l'ensemble gréseux de l'Ordovicien (Tassili interne) du socle Précambrien très plissé. Cette discordance majeure se caractérise par un socle très arasé et pénéplané qui montre de faibles ondulations dans certaines zones (région de Tahaggart). Elle est marquée aussi par des dépôts corrélatifs (graviers provenant de l'altération et du remaniement sur place des roches sous-jacentes), des croûtes ferrugineuses, des Dreikanter et des minéraux lourds résistants (zircon, grenats, tourmaline). Les dépôts corrélatifs représentent un stade de transition entre les érosions qui ont aplani la topographie infra-Tassilienne et le début de la sédimentation Paléozoïque. Dans le bassin de Tin Séririne, ils n'ont été reconnus que sur le flanc Ouest (Hallalouche, 1995).

1.3.2.4 La couverture sédimentaire :

Les séries sédimentaires d'âge Paléozoïque constituent la couverture et reposent en discordance majeure (surface infra-tassilienne) sur le socle Précambrien. L'interface socle-couverture présente en outre un profil d'altération assez régulier et bien développé sur les séries Précambriennes qu'on retrouve sur toute une bande qui auréole le bassin. Dans le bassin de Tin Séririne, le Paléozoïque est représenté par des formations sédimentaires qui s'étendent du Cambro-Ordovicien au Carbonifère inférieur (Figure 1.05). Ces formations sont séparées par des surfaces de discontinuités. Elles cumulent une épaisseur pouvant aller jusqu'à 1500 m au centre du bassin vers sa partie méridionale (Le grand-Blain Ph., 1983).

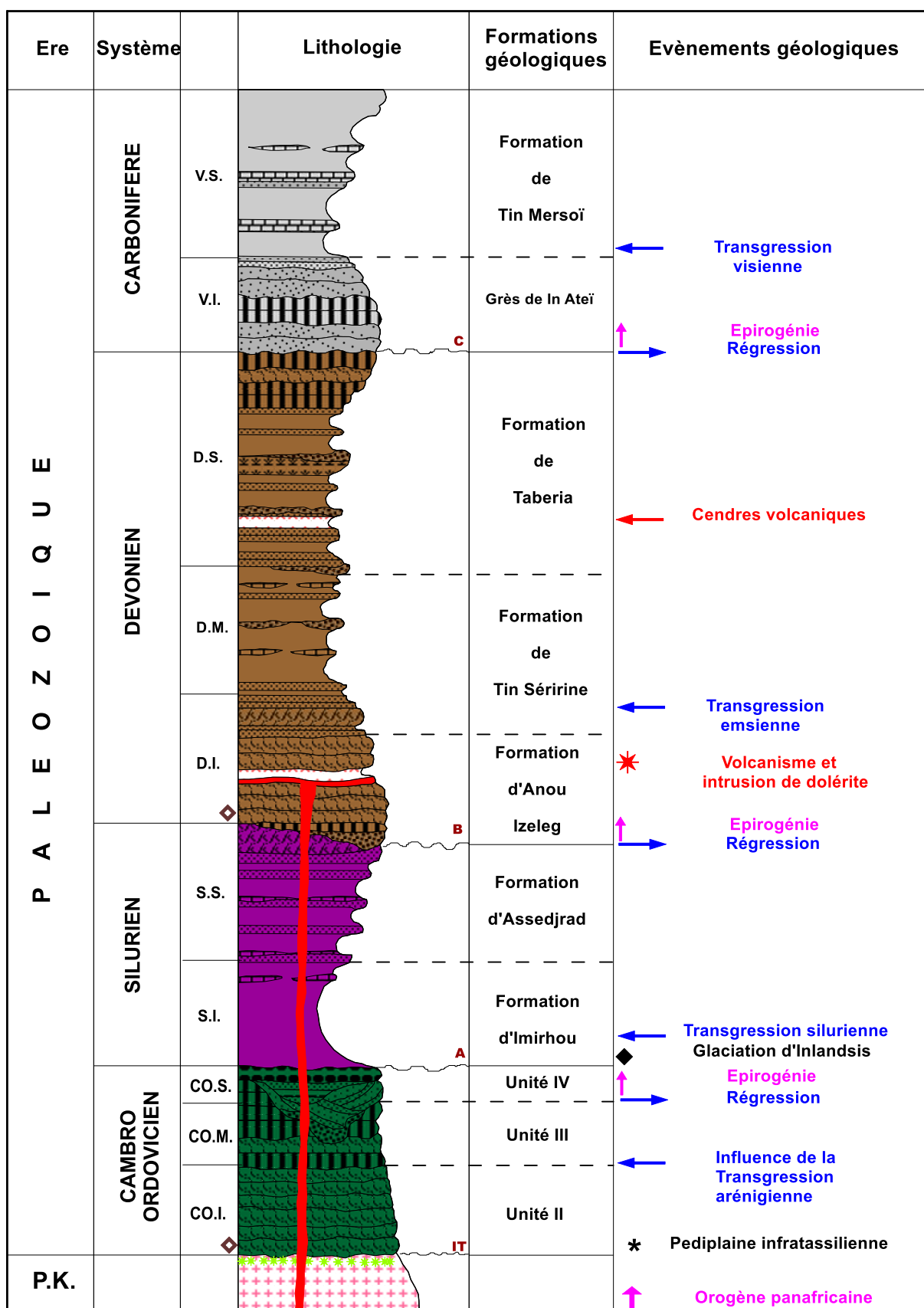


Figure 1.05 : Colonne litho-stratigraphique du bassin de Tin Séririne (D'après COMENA, 2006).

La coupe litho-stratigraphique du bassin de Tin Séririne montre, globalement, les ensembles sédimentaires suivants :

- Un ensemble Gréseux de base, rapporté au Ordovicien ;
- Un ensemble Argileux à argilo-silteux daté du Silurien ;
- Un ensemble Gréseux à la base et argilo-gréseux au sommet avec de rares intercalations de miches carbonatées, daté du Dévonien ;
- Un ensemble gréso-conglomératique à la base et marno-calcaire au sommet attribué au Carbonifère inférieur.

➤ **Le Ordovicien :**

C'est l'ensemble gréseux de base qui constitue l'ensemble de « grés inférieur », tels que défini par Killian (1928). Il forme sur le plan géomorphologique le Tassili interne. Il comprend un complexe gréseux dont l'épaisseur peut atteindre les 500 m et comprend de la base au sommet les termes lithologiques suivants : des conglomérats et grés grossiers micro-conglomératiques ; des grés à stratifications obliques ; des grés fins à Tigilittes (Scolites) et des grés morainiques et tills (glaciaires).

Cet ensemble est habituellement subdivisé en trois unités, dans la dénomination des géologues pétroliers et par Beuf (1971).

- **Unité II (Formation des Ajjers) :** Elle forme la série Ordovicienne et repose directement sur le socle par un conglomérat de base. Cette unité est représentée essentiellement par des lentilles gréseuses à stratifications obliques. Ces dernières caractérisent un environnement de dépôt continental fluviatile. C'est ce qu'on appelle les grés inférieurs de la formation des Ajjers dont l'épandage fluviatile se situe entre le Cambrien supérieur et le Trémadocien. La partie moyenne et supérieure de cette formation est caractérisée par la présence de faciès de transition ; ensemble de grés à scolites à traces spiralées et grés à stratifications obliques ou grés massifs sans structure. L'existence de scolites pourrait témoigner d'une influence marine proche, et ces dépôts seraient du Trémadocien à l'Arénigien. Cette formation des Ajjers dont l'épaisseur varie de quelques mètres à 160 m, forme une auréole plus ou moins continue autour du bassin de Tin Séririne.
- **Unité III (Formation d'in Tahouite) :** Au toit de la formation des Ajjers se rencontre une surface de discontinuité présentant quelques ravinements peu profonds. Au-dessus repose la seconde unité qui est constituée de barres gréseuses à stratifications horizontales, formées de grés fins blancs parfois tendres et très riches en scolites ou terriers verticaux (tigilittes). Les structures sédimentaires et le contenu biologiques caractérisent un environnement mixte d'un faciès de transition. Sur le flanc Est du bassin de Tin Séririne, l'équivalent latéral à cette unité (formation D'In Azaoua) apparaît plutôt comme un faciès continental constitué essentiellement de grés à stratifications obliques, débutant parfois par des lentilles de sables à galets, graviers, ou blocs de silts. L'âge de la formation D'In Tahouite est compris entre l'Arénigien moyen et le Caradocien moyen et sa puissance peut dépasser les 150 m.

- **Unité IV (Formation de Tamadjert) :** L'unité qui termine la série Ordovicienne, constitue un groupe sédimentaire distinct. Il est séparé de l'unité III par une surface de ravinement régionale montrant des ondulations de quelques mètres d'amplitude. Celle-ci est comblée par une sédimentation gréseuse présentant beaucoup de figures sédimentaires caractéristiques d'un environnement continental glaciaire, comme les moraines, les tillites et les cônes proglaciaires.

La puissance de cette formation dont l'étendue est discontinue ne dépasse pas 150 m. Au toit de cette unité, on voit se développer une discontinuité sédimentaire régionale marquée par des stries et des cannelures glaciaires. L'ensemble de ces structures observées caractérise un environnement continental glaciaire franc qui a régné à la fin de l'Ordovicien (Caradocien supérieur à l'Ashgillien).

➤ **Le Silurien:**

C'est un ensemble argileux à argilo-silteux à graptolites. Son épaisseur varie de 0 à 500 m et géomorphologiquement il constitue la dépression infra-tassilienne ou sillon-tassilien. Cet ensemble comporte deux ensembles : des argiles feuilletées riches en graptolites présentant des intercalations calcaires, calcaréo-gréseuses ou gréseuses à leur base et vers la partie supérieure de la série les apports de la sédimentation Silurienne sont devenus plus détritiques et c'est un ensemble de silts à passées de grés argileux et de grés fins qui s'est développé.

Les dépôts du Silurien (Gothlandien) s'épaississent, Généralement, vers l'Ouest et s'amincissent vers l'Est par rapport à l'axe du bassin (méridien 7°). L'ensemble de la mégaséquence silurienne matérialise à sa base une transgression glacio-eustatique qui s'était produite au Landovérien et avait envahi le bassin et toute une grande partie de la plateforme saharienne (S. Beuf et al., 1971). Au sommet de cette série, l'apparition d'apports détritiques peut témoigner de l'influence des mouvements calédoniens dans la sédimentation gothlandienne. Cette influence peut être à l'origine de l'amorce de la régression marine qui va culminer avec l'apparition des faciès continentaux gréseux de la base du Dévonien.

➤ **Le Dévonien :**

Les formations du Dévonien occupent de grandes étendues dans le bassin de Tin-Séririne en allant du centre vers ses parties méridionales. Après la régression généralisée à la base du Dévonien dans la région de Tin Séririne, les formations Dévoniennes reposent en discordance sur les formations Siluriennes. Il s'agit d'un ensemble essentiellement détritique constitué de grés, de grés argileux, d'argiles gréseuses et d'argiles à passées carbonatées. L'ensemble constitue une série sédimentaire qui est subdivisée en deux grandes formations : la formation de base et la formation sommitale.

- **La formation greso-argileuse de base (Dévonien inférieur) :**

Le Dévonien inférieur est compris entre la discordance cartographique ferrugineuse ou la discontinuité lithologique importante et la zone à *Paraspirifer cultrijugatus*. Cette formation qui surmonte la dépression intra-tassilienne forme sur le plan géomorphologique le Tassili externe. Elle est représentée par un complexe détritique grés-argileux (grés supérieur) où dominent les formations de grés grossiers à stratifications obliques à la base, avec une prédominance de grés fins à stratifications horizontales et argiles dans les niveaux du sommet.

Les derniers dépôts dénotent très clairement un passage progressif d'un environnement continental fluvial à un environnement marin qui annonce la transgression marine du Dévonien (transgression emsienne). En outre, cette formation montre, l'existence de roches volcaniques interstratifiées entre les niveaux de base, ainsi que, l'abondance en grains de feldspath donnant l'aspect de grès feldspathiques ou arkoses dans certains niveaux du sommet. La puissance de cette formation est de l'ordre de 300 m.

- **La formation argilo-gréseuse du sommet (Dévonien moyen- supérieur) :**

Cette formation s'inscrit la limite supérieure de la zone à *Paraspirifer cultrijugatus* et la discontinuité de sédimentation à la base du Carbonifère. Cet intervalle très épais (350 m) est constitué par une alternance d'épais niveaux argileux avec des barres gréseuses parfois grésos-conglomératiques. L'ensemble des structures sédimentaires ainsi que le contenu floristique de ces dépôts (*spirophytons*, *Lépidodendrons*,...) montre l'ampleur de la transgression dévonienne et la pérennité d'un environnement marin au cours du Dévonien moyen-supérieur avec des tendances épisodiques à l'émersion. Celles-ci s'affirment vers le sommet pour annoncer la régression générale au passage Dévonien-Carbonifère.

En résumé, au cours du Dévonien les conditions paléogéographiques sont variées et les séries sédimentaires sont diversifiées constituant un cycle sédimentaire qui débute par des dépôts grossiers attribués au Gédinnien, au Siegénien et à l'Emsien, se poursuivra dans l'Emsien supérieur, l'Eifelien et le Givétien par une sédimentation fine avec apparition de phases carboniques et verra sa partie supérieure envahie par des faciès argilo-silteux liés de vau à tendance lagunaire et probablement régressif. A la fin de ce cycle les premiers mouvements hercyniens se traduisent par un faciès de régression et le retour des apports détritiques grossiers à végétaux connus aussi dans le Dévonien supérieur que le Carbonifère.

- **Le Carbonifère :**

Le Carbonifère débute par une surface de discontinuité régionale ferrugineuse associée à un conglomérat lenticulaire à gros éléments gréseux et à matrice grise ferrugineuse noire. Les dépôts carbonifères du bassin de Tin Séirine qui sont représentés par deux formations :

- Une formation gréseuse de base datée visée en inférieure, représentée par un Tassili gréseux, et épais de 25 à 100m d'épaisseur, très similaire au Tassili interne (Ordovicien) et externe (Dévonien inférieur). Les grès sont à stratifications obliques et succèdent aux conglomérats ferruginisés de base, et indiquent l'installation d'un environnement continental fluvial suite aux conditions lagunaires qui ont suivi la transgression marine qui a régné au Dévonien moyen-supérieur.
- Une formation marno-calcaire datée visée en supérieure, constituée d'une alternance de minces bancs métriques de calcaire très fin, riche en faune benthique, et d'épais niveaux marneux verdâtres (de quelques mètres à 20 mètres). Cette formation illustre la transgression marine viséenne qui a affecté cette région ainsi qu'une très grande partie de la plateforme Saharienne. Elle marque aussi le caractère marin franc qui a régné dans le bassin à cette époque.

1.3.3 Tectonique du bassin de Tin Séririne :

L'étude structurale du bassin de Tin-Séririne révèle la présence et la dominance de deux éléments tectoniques principaux représentés par les failles et flexures et les structures positives (plissements).

1.3.3.1 Failles et flexures :

A partir des données cartographiques et structurales, trois systèmes de fractures de directions NS, NNE-SSW et NNW-SSE sont mis en œuvre. Ces trois systèmes de failles peuvent à leur tour se distinguer en trois grandes familles de failles : les failles majeures ; les failles régionales ; les failles locales.

➤ Les failles majeures :

Il s'agit des trois accidents de direction méridienne à subméridienne : l'accident de la $7^{\circ}30'$ (flexure d'In Azoua), l'accident de la $6^{\circ}15'$ (flexure d'In Guezzam) et l'accident de $6^{\circ}50'$ (la faille de Tahifet). Ces accidents, hérités de l'orogénèse Pan-Africaine, apparaissent souvent comme des failles normales décrochantes présentant un tracé continu sur de très grandes distances (80 à 100 km) avec un rejet de quelques mètres (flexure d'In Azoua) à une centaine de mètres (flexure d'In Guezzam) (Figure 1.04).

Les deux premiers accidents présentent au niveau du socle, des couloirs de cisaillements et de mylonitisation allant de 1 à 2.5 Km de large. Au niveau de la couverture, ils se présentent en alignements parallèles et discontinus, marqués par des brèches tectoniques et une intense silicification et ferruginisation (COMENA, 2006).

- L'accident de $6^{\circ}15'$ (senestre) est accompagné d'un effondrement du bloc oriental du côté d'In Guezzam de quelques mètres à une centaines de mètres. Il est jalonné par des structures positives anticlinales d'In Guezzam jusqu'au nord de In Ateï et vers l'est jusqu'au plateau de Tamdjaout.
- La faille de $7^{\circ}30'$ ne semble pas avoir l'ampleur de celle de $6^{\circ}15'$. Le flanc Oriental du bassin, bien qu'affecté par ce grand accident, présente une structure tabulaire simple, en contraste avec le flanc Occidental très bouleversé.
- L'accident de $6^{\circ}50'$ occupe une position axiale dans la structure du bassin. Dans le Tassili Ti-n-Eggolé (Nord du bassin de Tin-Séririne), un rejet de 50 à 60 m de cet accident a été relevé, amenant les grès du Tassili interne en contact avec le socle Précambrien. Plus au Nord dans le socle, il montre un alignement formant un relief vigoureux qui continue sur plus de 100 km (COMENA, 2006).

➤ Les failles régionales :

Cette seconde famille d'accidents tectoniques qui, comme les premiers, s'enracinent dans le socle et sont hérités de l'histoire précambrienne de cette région, présente une extension et un effet sur la sédimentation moins importants (COMENA, 2006). Ces failles sont principalement suivant trois directions (N-S, NNE-SSW et NNW-SSE).

- **La faille d'Issalane (N-S) :** Il s'agit de deux failles parallèles qui longent le socle métamorphique sur une cinquantaine de kilomètres, au Nord du bassin et qui vers l'intérieur du bassin se rapprochent pour former une seule faille s'étalant sur environ 30 Km dans la couverture sédimentaire et qui donne une intense bréchification des grès des tassilis internes. Cet accident montre un jeu en failles normales qui sépare deux compartiments : le compartiment de Tahaggart à l'Est affaissé entre l'accident d'Issalane et l'accident de 7°30' et le compartiment de Tahifet à l'Ouest relevé entre la faille d'Issalane et l'accident de Tahifet.
- **Les failles de direction NNE-SSW :** La carte structurale interprétative de Bournas (1998) montre que ces failles affectent l'ensemble de la région et s'étendent sur des dizaines à des centaines de kilomètres. Parfois, elles semblent avoir un jeu en décrochement dextre. Dans le Hoggar, les failles de direction NNE résultent de mécanismes postérieurs à la compression E-W durant la phase ultime du Pan-Africain (Bertrand et al, 1984).
- **Les failles de direction NNW-SSE :** Les failles orientées NNW-SSE affectent l'ensemble du bassin. Une de ces failles ; celle de YoufAglal qui limite le domaine d'Arefsa vers l'ouest et rejoint la faille de Tahifet au niveau de l'Oued Tin-Tarabine au Nord-Est de la feuille d'In Abegui. De part et d'autre de cette faille normale, le bloc oriental d'Arefsa se trouve effondré par rapport à celui d'OuaHelledjene à l'Ouest (COMENA, 2006).
- **Les failles courbes :** Les failles courbes au Nord d'In Abegui présentent une figure singulière dans l'ensemble du bassin. Elles découpent très nettement les épaisses dalles gréseuses du Tassili Ordovicien à l'entrée Nord du Tassili de YoufEhakit. Le faisceau de failles courbes est disposé en escalier ascendant de l'intérieur vers l'extérieur du bassin. Cette structure complexe (structure en gradins) soulève le Tassili d'In-Abegui marquant la terminaison Nord-Ouest du bassin de Tin Séririne. A ce niveau et dans certains endroits, les grès de l'Ordovicien sont mis en contact tectonique direct avec les argiles du Silurien.

➤ **Les failles locales :**

Ce type de failles affecte les différents endroits du bassin sédimentaire suivant différentes directions (N-S, NNE, NNW).

1.3.3.2 Les plissements :

Les principales structures de plissement qui s'individualisent dans le bassin de Tin-Séririne (structure de Tedjert, d'Ezeleg, d'Anou-n-Tikok, de Derbouka, de Tin-Matricule, et celle d'Anou Tibodé) constituent un véritable moulage de la couverture sur de grands panneaux de socle à l'évènement "Hercynien" (COMENA, 2006).

Au Nord du bassin (Sud-Est de la feuille de Tahifet), des plis d'axes N-S et E-W affectent les formations métamorphiques et au Nord, les formations cristallophylliennes de la série de l'Aleksod montrent des plissements d'axes E-W à NE-SW. Les structures plicatives à échelle régionale révélées au Sud et au Sud-Ouest du bassin affectent le socle et les séries sédimentaires et présentent une orientation méridienne.



Chapitre 2 :

Géologie de l'Uranium



2.1 Introduction :

De symbole « U », l'Uranium est le dernier élément naturel du tableau périodique, chaque atome d'Uranium possède 92 protons et entre 125 et 150 neutrons. C'est l'atome le plus lourd présent naturellement sur la Terre. L'Uranium fait partie de la famille des actinides, c'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).

Dans ce chapitre nous présentons les principales propriétés radiologiques et chimiques de cet élément ainsi que les mécanismes de formation des gisements d'Uranium et leurs classifications. Nous donnons également dans ce chapitre, un aperçu sur les potentialités de l'Uranium en Algérie et les types de gisements découverts.

2.2 Caractéristiques spécifiques de l'Uranium :

2.2.1 Découverte :

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 . Il 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, Klaproth 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 (Emsly, 2001)

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.

2.2.3 Isotopes naturels :

L'Uranium possède 26 isotopes connus, tous radioactifs, dont trois 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 : 99,2743% (^{238}U) ; 0,7202% (^{235}U) et 0,0055% (^{234}U), dans une tonne d'Uranium naturel pur, on trouve approximativement 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}U 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.

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 neutrons 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).

2.2.4 Abondance et répartition :

L'Uranium est répandu dans les profondeurs du globe terrestre. La désintégration de ^{238}U et ^{235}U et d'autres radionucléides comme ^{232}Th et ses descendants entretiennent encore, en énergie thermique, le noyau terrestre, mais surtout le manteau rocheux terrestre et donc toute la géothermie.

Du point de vue abondance, l'Uranium est le 48^{ième} élément naturel, il est plus abondant dans la nature que l'Or ou l'Argent. Il est également présent dans toute l'écorce terrestre, surtout dans les terrains granitiques et sédimentaires, à des teneurs d'environ 2.7 g/t (soit 2.7 ppm).

En termes de réserve mondiale, cependant, l'immense majorité de cette masse est bien sûr inexploitable dans les conditions économiques actuelles. La teneur du minerai varie beaucoup selon les roches, de 0.1 ppm dans les Carbonates à 350 ppm dans les Phosphates. L'eau de Mer contient environ 3.3 mg/m³ (soit 4.5 milliards de tonnes d'Uranium dissous dans les océans). Les eaux douces en contiennent souvent aussi en diverses concentrations.

Les ressources dites « identifiées » récupérables à un coût inférieur à 260 dollars/tonne U étaient évaluées en 2014 à 7,635 Mt dont 4,587 Mt de réserves « raisonnablement assurées » et 3.048 Mt de réserves « présumées » tandis que, celles récupérables à un coût inférieur à 130 dollars/t U étaient évaluées à 5,903 Mt dont 29% en Australie, 12% au Kazakhstan, 9% en Russie, 8% au Canada, 7% au Niger, 6% en Namibie, 6% en Afrique du Sud, 5% au Brésil, 4% aux Etats-Unis et 3 % en Chine.

2.2.5 Minéraux d'Uranium :

Les teneurs en Uranium du minerai exploité par l'homme sur Terre pouvant varier de 0,1 % à 20 %. L'Uranium est dit naturel quand il est constitué d'isotopes dans leurs proportions d'origine (identiques pour tous les minerais d'Uranium), soit : 99,28% (^{238}U) accompagné de 0,72% (^{235}U) et d'une quantité infime de (^{234}U).

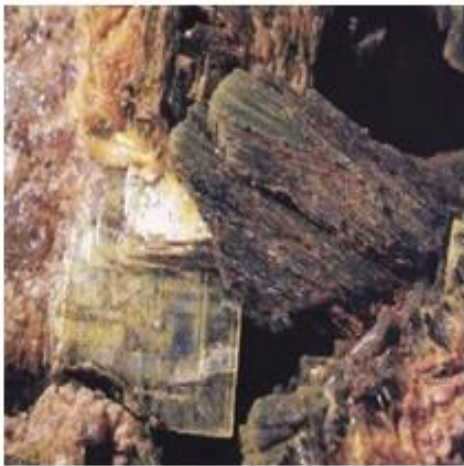
Il existe plus de **cent minéraux** d'Uranium connus dont, la Pechblende est le principal minéral, ce dernier est caractérisé par sa couleur noire ou marron, ses traits noirs à noirs verdâtres et son éclat sub-métallique (Klein et al, 1985). Le tableau 2.01 et la figure 2.01 illustrent les principaux minéraux, primaires et secondaires, d'Uranium.

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

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



Uraninite



Autunite



Torbernite



Tyuyamunite



Carnotite

Figure 2.01 : Principaux minéraux d'Uranium, primaires et secondaires

2.2.6 Propriétés chimiques :

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

- 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'oxydo-réduction 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 $\text{UO}_2(\text{NO}_3)_2$.

2.2.7 Caractéristiques pétro-physiques :

- **Sources** : Les roches ignées sont considérées comme étant les principales sources d'uranium, ce dernier est déplacé des roches sources, principalement, sous l'effet de processus d'altération et de lessivage. Il semble que le lessivage par les eaux riches en acides organiques soit particulièrement actif (Serra, O, 1979).
- **Transport** : L'Uranium peut être déplacé des roches sources sous l'effet de plusieurs facteurs, à savoir : le transport en solution, le transport en suspension et le transport par les organismes vivants. Du fait de sa grande solubilité l'Uranium est transporté presque uniquement en solution et pour une faible part seulement en suspension
- **Précipitation** : Les principaux facteurs, favorables à la précipitation et à la concentration de l'Uranium dans les sédiments sont les suivants : la matière organique, les matériaux Phylliteux, les sulfures, les phosphates, le pH acide (entre 2.5 et 4), le rH (potentiel d'oxydoréduction) entre 0 et 0.4 V et les corps adsorbants.
- **Migration** : Suite de sa grande solubilité, l'Uranium peut être remis en mouvement, au cours de la diagenèse, par circulation d'eaux souterraines ou même hydrothermales. Cette migration ou dys-migration, favorisée par la fissuration, est à rapprocher de celle de la matière organique évoluée, mais généralement elle la précède (différence de solubilité). C'est pourquoi l'Uranium ira se concentrer dans de gîtes en « aval » ; les hydrocarbures, migrants postérieurement, s'accumuleront en « amont » (Serra, 1979).

2.3 Genèse des gîtes Uranifères :

2.3.1 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.

2.3.2 Mécanisme de formation des gîtes Uranifères :

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. Ensuite, 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 (Valsardieu, 2000).

2.3.3 Classification génétique des gîtes d'Uranium :

La ré-déposition 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 (Cuny M, 2009). La figure 2.02 illustre les procédés par lesquels les gîtes d'Uranium se sont formés.

- **Classe 1 (Primaire syn-génétique) :** Cette classe englobe les gisements filoniens, Granitiques, Carbonatitiques et per-alkalines intrusifs.
- **Classe 2 (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.

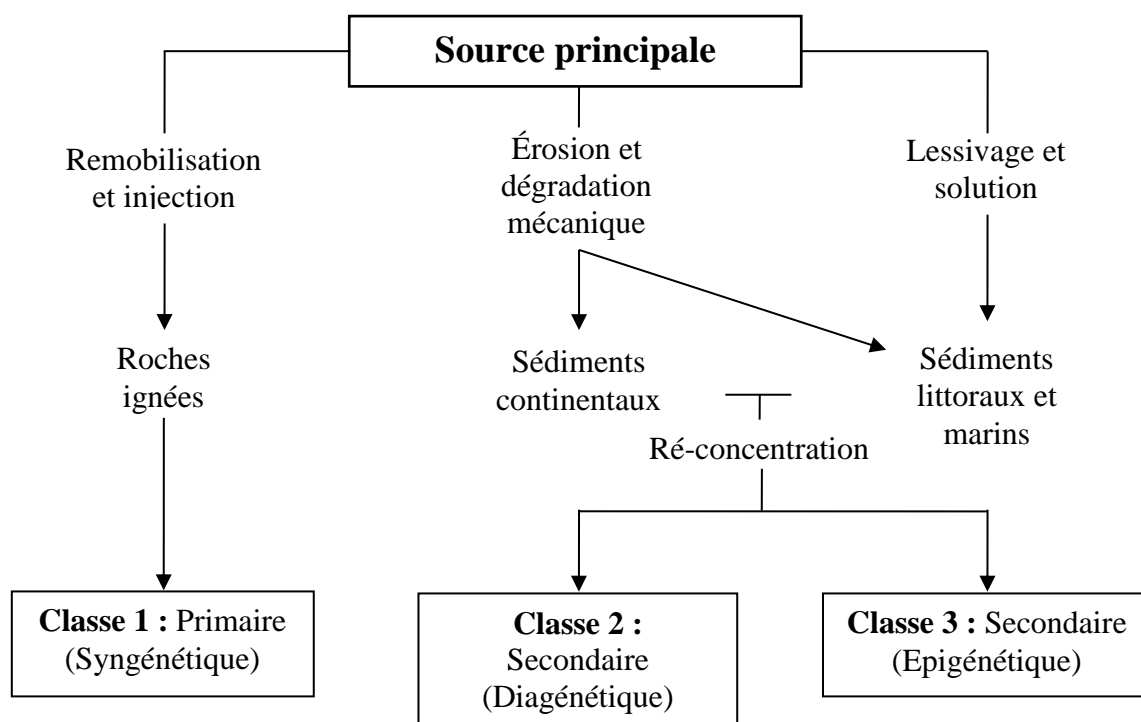


Figure 2.02 : Schéma d'origine des corps de minerai d'Uranium (M. Cuny 2009).

2.3.4 Classification gîto-logique des gisements d'Uranium :

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

- **Type1 (Intrusifs) 35/1486** : Sont inclus dans ce type de gisements ceux liés aux roches intrusives. On distingue deux sous types : Anatectique Pegmatite-Alaskite (1.1) et Plutonique (1.2) associé au Quartz monozonite.
- **Type 2 (Filoniens) 186/1486** : Il regroupe les gisements associés aux granites dont, les dépôts minéralisés se trouvent, généralement, dans des veines (filons). Deux sous-types sont distingués : Endogranitiques (2.1) et Périgranitiques (2.2).

En Algérie, le type filonien est représenté par les gisements et les indices uranifères mises en évidence dans la province Uranifère du fossé Pharusien au Hoggar Occidental.

- **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. Trois sous-types sont distingués : Structures liées (4.1), structures stratifiées (4.2) et volcano-sédimentaires (4.3).

- **Type 5 (Méta-somatiques) 75/1486** : Il regroupe trois sous-types : Métasomatites Sodiques (5.1), Métasomatites Potassiques (5.2) et Skarns (5.3).
- **Type 6 (Métamorphiques) 106/1486** : Sont inclus dans ce type les gisements associés à des ensembles métamorphiques. On distingue quatre sous-types : Structures stratifiées (6.1), structures liées (6.2), associés aux zones de cisaillement (6.3) et Phosphates associées aux marbres (6.4).
- **Type 7 (Discordance Protérozoïque) 84/1486** : Dans ce type de gisements, la minéralisation est liée à la discordance Protérozoïque. Trois sous-types sont distingués : Contact-Discordance (7.1), associé au socle (7.2) et stratiforme contrôlée par une fracture (7.3).

Le gisement de Tahhagart, au Nord-est du bassin de Tin Séririne, fait partie de cette catégorie. La minéralisation Uranifère est localisée le long du contact socle précambrien –couverture sédimentaire appelé souvent le profil d'altération.

- **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** : Cinq sous-types sont inclus dans cette catégorie de gisement : Canaux basaltiques (9.1), Corps tabulaires (9.2), Rollfronts (9.3), Tectonique-lithologique (9.4) et Dykes mafiques ou sills dans les Grès Protérozoïques (9.5).

En Algérie, ce type est représenté par les minéralisations des indices uranifères, découverts dans le bassin de Tin Séririne.

- **Type 10 (Conglomérats de galets de Paléo-quartz) 62/1486** : Deux sous-types sont distingués : District d'*Elliot lake* au Canada (10.1) et Polymétalliques (10.2).
- **Type 11 (Gisements surface) 63/1486** : Il regroupe les gisements de subsurface d'âge Tertiaire ou récent. On distingue cinq sous-types : Tourbières (11.1), Vallée fluviale (11.2), Plage lacustre (11.3), Caverne Karstique (11.4) et Remplissage pédogénique et fracture (11.5)
- **Type 12 (Lignites et associés aux charbons) 32/1486** : Il regroupe deux sous-types : Corps stratiformes (12.1) et Corps contrôlés par fracturation (12.2).
- **Type 13 (Associés aux carbonates) 09/1486** : Ce type de gisement regroupe trois sous-types : Stratoïde (13.1), Cataclastique (13.2) et Paléo-Karst (13.3)
- **Type 14 (Associés à des phosphates) 41/1486** : Sont inclus dans ce type, les gisements dont la minéralisation est associée à des formations Phosphorites. Trois sous-types sont distingués : Phosphorites organiques (14.1), Phosphorites minéro-chimiques (14.2) et Phosphates continentales (14.3).
- **Type 15 (Schistes noirs) 43/1486** : Ce type regroupe deux sous-types : Corps de minerais stratiformes (15.1) et Stockwerks (15.2).

2.4 Ressources Uranifères de l'Algérie :

Les travaux de recherche et d'exploration de l'Uranium, effectués depuis le début des années 50, dans différentes régions du territoire national, notamment le massif du Hoggar, ont permis de mettre en évidence quatre gisements et une dizaine d'indices uranifères sérieux, de dimension limitée dont, la presque totalité est localisée dans la région du Hoggar, à l'extrême sud du pays. La minéralisation uranifère est soit associée à des filons hydrothermaux soit liée à la discordance socle – couverture.

Dans cette section, nous donnons un aperçu sur les potentialités d'Uranium ainsi que les zones potentiellement Uranifères dans le Hoggar.

2.4.1 Travaux antérieurs :

- 1954, le CEA (Commissariat à l'Énergie 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 aéro-spectrométrique 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'Énergie 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.

2.4.2 Provinces Uranifères du Hoggar :

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, 2006). Les principaux résultats obtenus par ces travaux sont :

- La découverte de quatre gisements d'Uranium,
- La circonscription d'une dizaine d'indices Uranifères,

- Le recensement de centaines de points de minéralisation, d'anomalies (ponctuelles et superficielles) géochimiques et d'anomalies aéro-spectrométriques,
- La délimitation des deux principales provinces géologiques favorables à la mise en place de minéralisation d'Uranium.

Les gîtes et indices d'Uranium découverts dans la région du Hoggar peuvent être répartis sur deux provinces potentiellement Uranifères (Figure 2.03);

- La province du rameau oriental de la chaîne Pharusienne ou Hoggar occidental qui occupe la partie ouest du Hoggar
- La province Algéro-Nigérienne au Sud-est du Hoggar, occupant le bassin sédimentaire de Tin Séririne en Algérie et celui de Tim Mersoï au Niger.

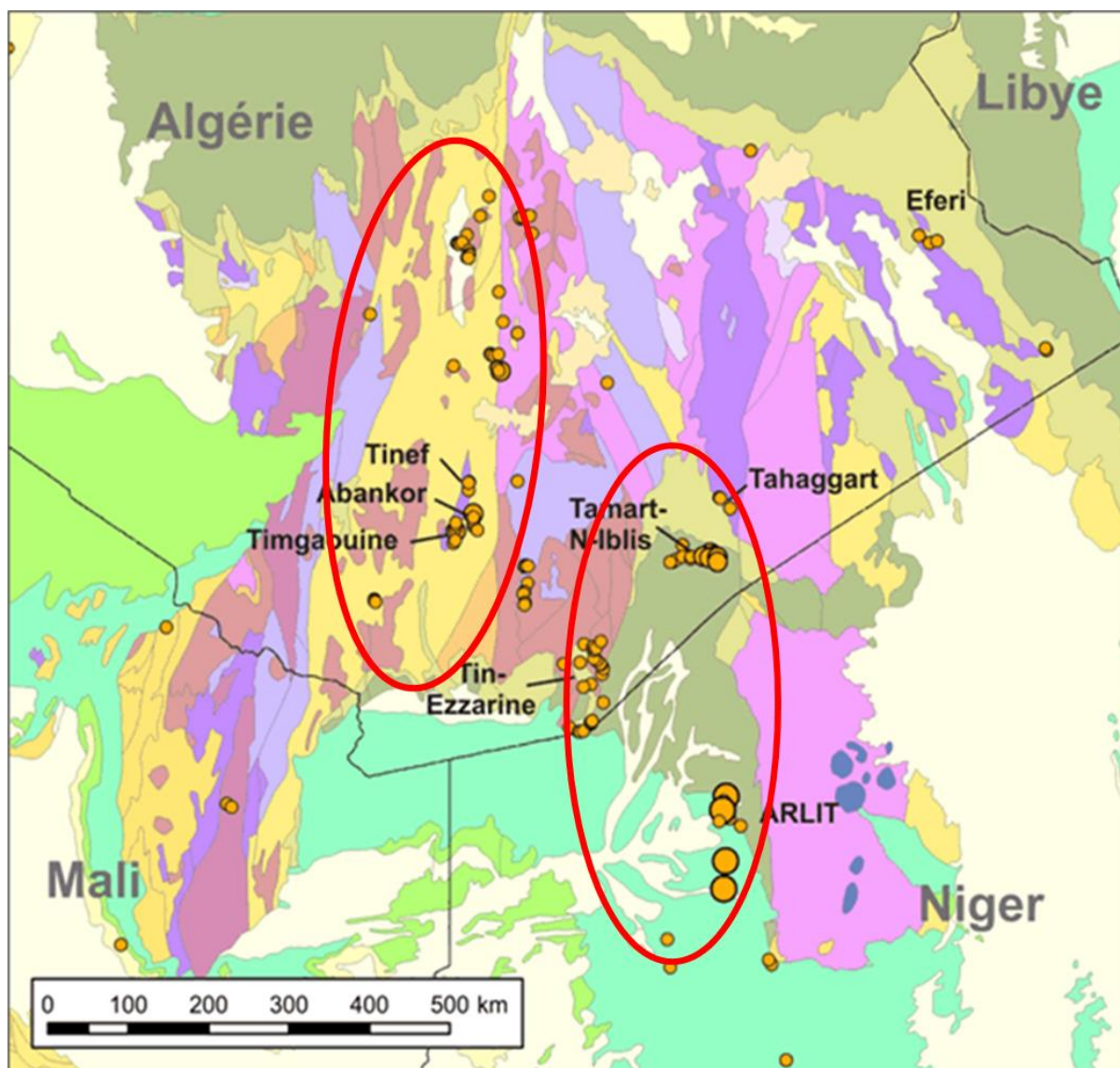


Figure 2.03 : Gîtes et indices Uranifères du bouclier Targui (ANPM, 2010).
Les cercles rouges délimitent les deux provinces Uranifères du Hoggar.

2.4.2.1 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 (COMENA, 2006).

Les études litho-structurales des minéralisations Uranifères, au niveau des différents gisements et indices d'Uranium, localisés principalement dans le fossé Pharusien, ont permis de dégager des critères métallogéniques qui peuvent servir comme guides de recherche de l'Uranium pour les futurs projets d'exploration dans cette province. Ces critères concernent deux principaux aspects, structural et lithologique (Groune, 2019) :

Contrôle tectonique :

Dans la province Uranifère du rameau oriental de la chaîne Pharusienne, les études structurales au niveau des zones indicelles ont permis de définir les critères tectonique suivants :

- Toutes les anomalies radiométriques détectées sont contrôlées par des failles de direction variée mais ont une tendance préférentielle pour la direction NE-SW. 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.
- 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.

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 ré-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.

A partir des études des différentes minéralisations Uranifères, mises en évidence dans le fossé Pharusien, nous avons défini les critères lithologiques suivants (Groune, 2019) :

- 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.

2.4.2.2 Province Uranifère Algéro-Nigérienne (Sud Hoggar) :

Cette province renferme le gisement de Tahaggart et les indices minéralisés localisés au niveau du bassin sédimentaire de Tin Séririne. Les minéralisations Uranifères se localisent essentiellement dans trois horizons bien distincts : l'interface socle précambrien – couverture paléozoïque, la base du Dévonien inférieur et la base du Carbonifère inférieur (Mokaddem, 1980)

- 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 infra-Tassilienne) 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. Les minéralisations radioactives et les principales anomalies radiométriques ont été mises en évidence de l'est vers l'ouest à Tamart-N-Iblis, à Timouzeline et à Tisseghirine (Amieur, 2012).
- Le flanc Ouest du bassin présente des anomalies radiométriques de nature Thorifère, dans un conglomérat rougeâtre tandis que, les anomalies uranifères ont été signalées dans les granites sains sous-jacents (Hallalouche, 1995).
- Dans la partie méridionale du bassin de Tin Séririne, des horizons radioactifs ont été mis en évidence à l'affleurement dans les grès argileux à sulfures et à matière organique végétale du Visé en inférieur (COMENA, 2006).

- Vers le sud, le bassin de Tin Séririne se poursuit par le bassin sédimentaire de Tim-Mersoï au Niger où plusieurs gisements et indices du même type sont mis en évidence, dans les formations carbonifères (gisements de la zone d'Akota-Arlit et Madaouéla). Dans les formations jurassiques et crétacées existent également des gisements et indices d'Uranium.
- Dans ces gisements et indices, la paragenèse minérale d'uranium est composée de minéraux primaires (Pechblende, Coffinite) et de minéraux secondaires (Uranotile, Métatyuyaminite, Boltwoodite). D'après les géologues, le volcanisme alcalin de l'Aïr présente une grande capacité de mobilisation de l'uranium et d'autres métaux et serait une source potentielle pour la formation de tels types de gisements sédimentaires (Chahdane, 2009).

2.5 Modèle métallo-génique du bassin de Tin Séririne :

2.5.1 Introduction :

Le bassin sédimentaire de Tin Séririne (Sud-est du Hoggar- Algérie) est connu, au même titre que le bassin de Tim Mersoï (Nord du Niger) dont il constitue le prolongement septentrional, pour ses minéralisations uranifères encaissées dans les séries sédimentaires datées du Paléozoïque. L'ensemble de cette aire sédimentaire adossée au flanc occidental de l'Aïr constitue, par sa grande richesse en concentrations uranifères dans différents niveaux, la province métallo-génique uranifère algéro-nigérienne.

L'intérêt porté aux structures sédimentaires dans le bassin de Tin Séririne, faisait suite aux résultats des travaux réalisés dans le bassin de Tim Mersoï (Nord du Niger) qui ont abouti à la découverte des grands gisements d'Uranium du Niger. Il s'agit des gisements encaissés dans les séries carbonifères comme ceux de Madaouéla et d'Arlit, ou dans les séries rouges permienes et mésozoïques (Azélik).

2.5.2 Étude des minéralisations Uranifères du bassin de Tin Séririne :

Dans le domaine sédimentaire, les minéralisations Uranifères sont situées dans la zone de Tin-Séririne et la zone de Tafassesset au Sud-Est du Hoggar. Dans ce domaine, la série sédimentaire commence par l'épaisse formation détritique du Combro-Ordovicien qui recouvre les gneiss érodés de l'orogénèse Pan-Africaine et se termine par des horizons de Tillites, les quelles sont recouvertes par des Schistes à graptolites du Silurien (Figure 2.04).

Le Dévonien inférieur se présente par des niveaux de micro-conglomérats. Au sommet une transgression marine se marque par des grés, des argiles et des calcaires.

Le Carbonifère débute par des argiles et des calcaires et devient plus grossier au sommet, avec des grés à empreintes de plantes. La zone la plus étudiée est celle du bassin de Tin-Mersoï, déterminée par le synclinal asymétrique de Tin-Séririne.

Les études effectuées sur les deux types de minéralisations Uranifères du bassin de Tin-Séririne ont permis de présenter l'altération du socle pharusien (Tahaggart) et le Dévonien inférieur (Tamart-N-Iblis).

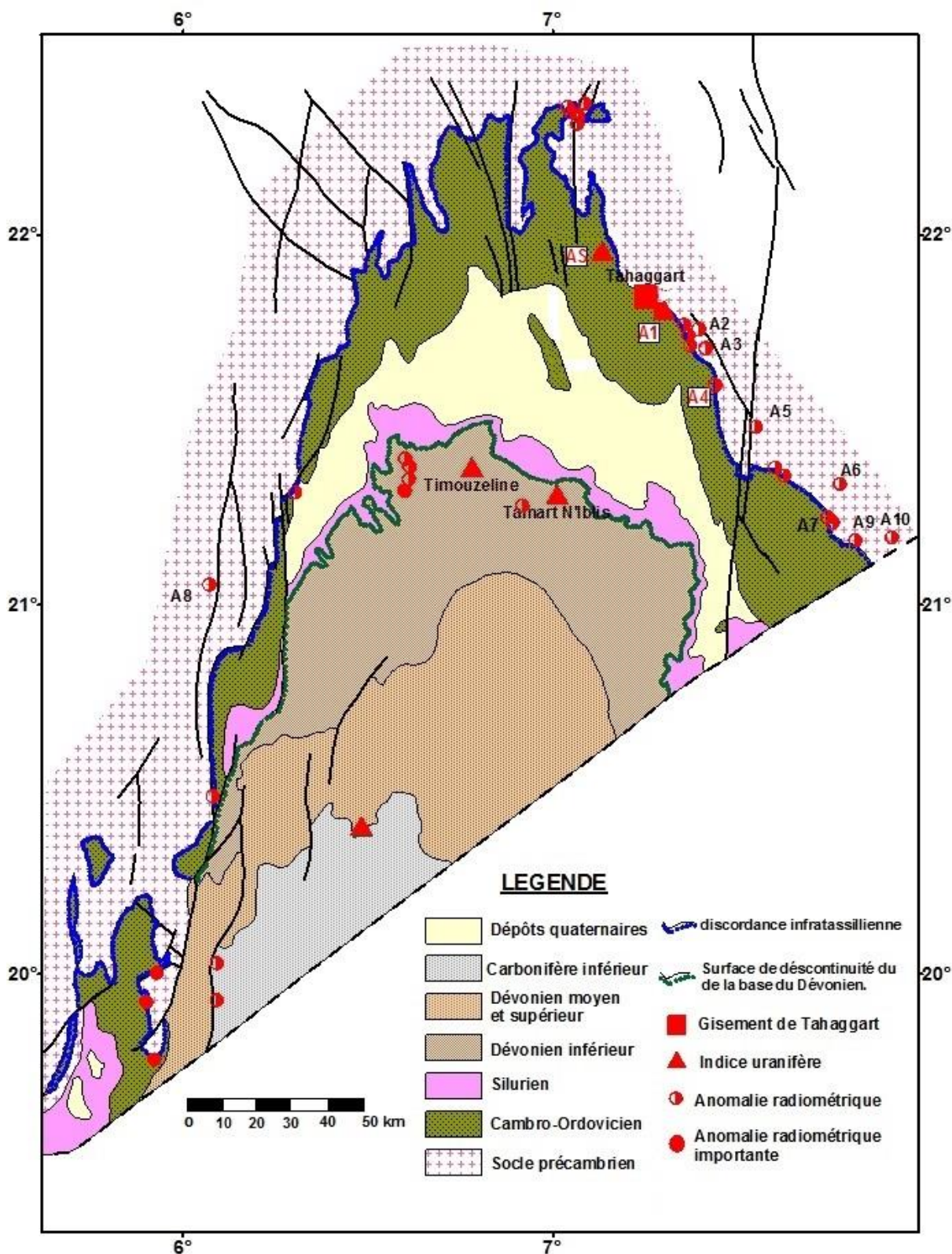


Figure 2.04 : Répartition des minéralisations Uranifères dans le bassin de Tin Séririne. (D'après COMENA, 2006).

2.5.2.1 Minéralisations de la zone de Tahaggart :

- **Environnement géologique** : La zone de Tahaggart se situe à environ 300km au Sud-Est de Tamanrasset, sur le flanc Nord-Est du bassin de Tinsérine au niveau du contact attribué au Pharusien et les formations du Cambro-Ordovicien (Figure 2.05) :
- Le socle essentiellement gneissique (altéré de 20 à 30m de profondeur) est recouvert en discordance par le conglomérat de base et les grés du Cambro-Ordovicien.
- La surface de discordance est affectée d'accidents topographiques de faible amplitude (2 à 6m) et les pendages étant faibles.
- L'épaisseur de la couverture sédimentaire peut atteindre 12 m dans les creux des ondulations. Les sommets de ces dernières sont constituées par de l'amphibolite altérée.
- Le secteur de TAHAGGART est notamment caractérisé par des affleurements de gneiss ainsi que par un bombement de socle séparant un creux topographique de la zone de sédimentation du Cambro-Ordovicien (M. Moukaddem .1990).
- A Tahaggart, l'altération est générale ; les gneiss sont parfois très altérés en surface et présentent un aspect blanchâtre où s'observent des rubanements ferrugineux centimétriques pouvant avoir une grande extension latérale. Ces niveaux ferrugineux sont généralement localisés dans la partie supérieure de la roche altérée, à l'interface socle-couverture, mais peuvent apparaître dans la zone altérée.
- Dans les gneiss de Tahaggart, la Kaolinite néoformée est abondante, et à l'exception du quartz, il ne subsiste presque plus de minéraux primitifs. La kaolinite se forme en milieu acide, modérément lessivé et sous un climat chaud et humide (G.Millot, 1964).
- A l'affleurement, les dépôts conglomératiques sont discontinus et se localisent dans les creux du socle ainsi que les méandres complexes des Paléochenaux. Les directions d'écoulement des Paléochenaux sont ESE-WNW et deviennent E-W en bordure du bassin.
- **Minéralisation** :
- La minéralisation est localisée dans la partie superficielle altérée des gneiss, dans la croûte silico-ferrugineuse ainsi que dans les conglomérats de base. En surface, la minéralisation affleure sur le socle, en zones discontinues sous forme de lentilles. L'allongement des corps minéralisés est WNW-ESE avec un faible pendage vers le SW (30 à 50).
- On constate que la minéralisation est plus riche dans les profils d'accumulation des creux paléotopographiques, des bas de pentes et de changements de direction des écoulements des paléochenaux.
- Dans les profils d'accumulation, les minéraux d'uranium sont fixés par la kaolinite de néogénèse, ils tapissent les géodes d'oxydes et hydroxydes de fer et sont inclus en proportion plus faible dans la silicification tardive.

- Dans les profils de lessivage du secteur de Tahaggart, la minéralisation est de quantités moyennes et se poursuit sous la couverture sédimentaire. Les minéraux d'Uranium sont essentiellement fixés par la Kaolinite de néoformation ainsi que dans les Gneiss altérés. Elle se présente sous forme de minéraux colorés dont on y reconnaît : l'Autunite, la Torbernite, la Carnotite, la Sbugalite et l'Uranophane
- La relation entre les teneurs maximales de la minéralisation et l'augmentation de l'importance du quartz, kaolinite et de l'hématite conforte les observations en lames minces où la minéralisation apparaît liée à la kaolinite de néoformation, la silicification tardive et aux oxydes et hydroxydes de fer.

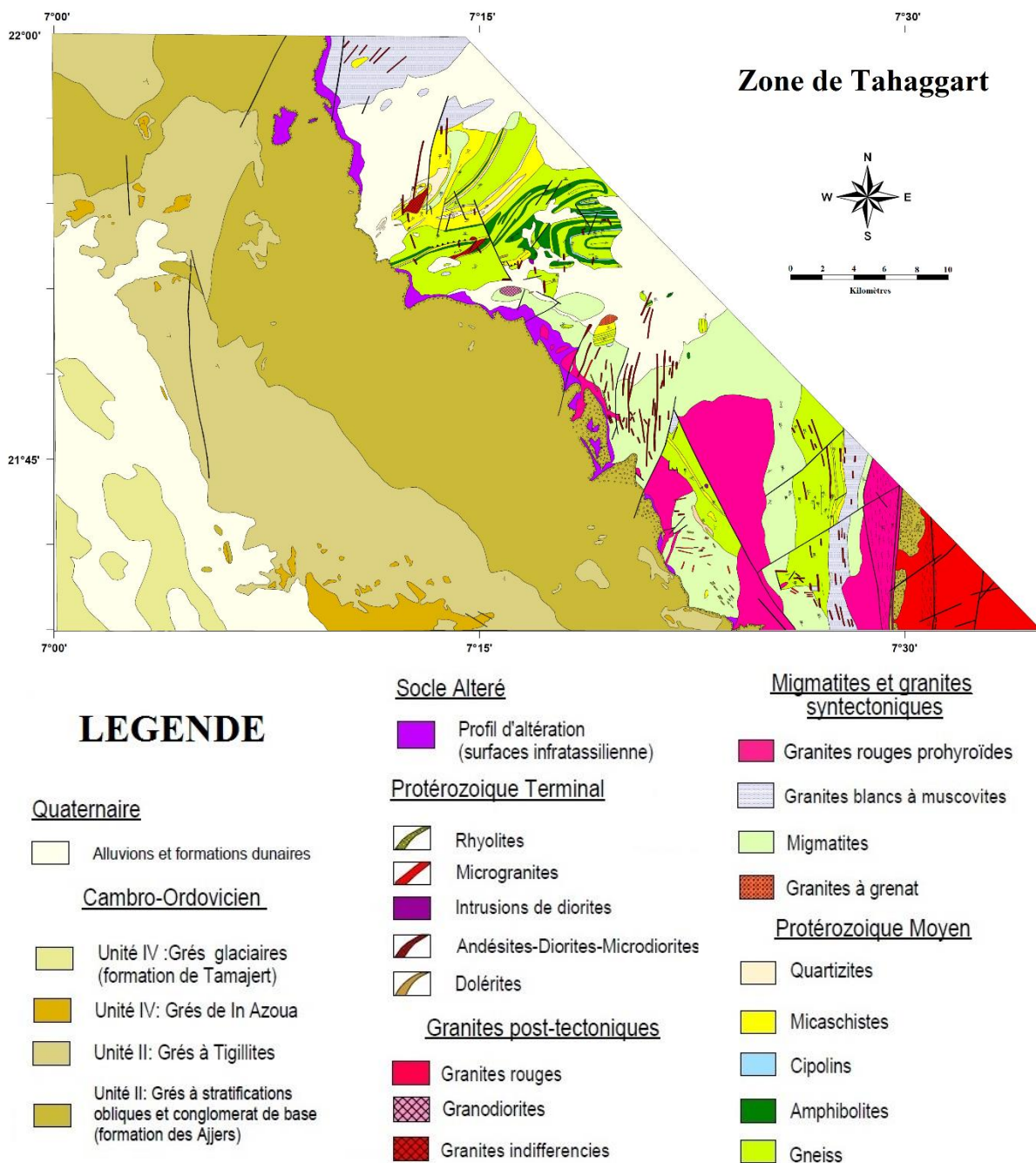


Figure 2.05 : Carte géologique de la zone de Tahaggart - bassin de Tin Sérine. (D'après CREM, 1993 modifiée par Chahdane, 2009).

➤ **Genèse :**

- Le bassin de Tin-Seririne est caractérisé par la planéité de la paléotopographie du socle. Cette planéité est plus marquée en bordure Nord-Est du bassin que dans la partie Ouest où la surface paléotopographique accuse une rupture de pente soulignée par des flexures et des failles (L. Lessard, 1962 in M. Moukaddem 1990). Localement, à Tahaggart cette surface est affectée d'irrégularités mineures, de 2 à 6 m d'amplitude, constituant des zones de creux topographiques et de hauts fonds.
- La paléoaltération faiblement ferrallitique, s'est développée sous un climat tropical, chaud et humide, à saisons contrastées. Le niveau hydrostatique de la paléonappe aquifère varie en fonction des apports d'eau et de l'évaporation induits par ce type de climat. Dans cette bordure plane du bassin de Tin-Séririne, les eaux mal drainées par des chenaux méandriques sont parfois retenues dans les paléocreux topographiques. Cela crée des milieux où les conditions de lessivage (ou de confinement) sont inégales, où se différencient, des profils de lessivage et des profils d'accumulation. Les minéraux des roches acides et basiques du socle sont hydrolysés et leurs éléments constitutifs, y compris l'Uranium, dissous dans ces solutions qui les véhiculent.
- A Tahaggart, la minéralisation observée est sous forme d'autunite, Torbernite et carnotite. D'autres rapports mentionnent la Sabugalite et l'Uranophane. Dans ces minéraux secondaires, l'uranium est sous forme hexavalente U^{6+} . Il provient de l'oxydation de l'uranium primaire tétravalent U^{4+} contenu dans les minéraux (apatite, monasite, zircon, biotite) des gneiss et des granites du socle.
- L'Uranium est lessivé et transporté sous la forme d'ion uranyle U^{2+} ou des complexes d'Uranyle suivant le pH. Les solutions hydrolysantes ont été riches en phosphore, provenant des minéraux (Apatite...) des roches acides, et en vanadium libéré des roches acides et basiques (Amphibolite ...) présentes dans le socle. A Tahaggart, ces composés sont en présence des éléments libérés par l'hydrolyse des minéraux des roches du socle (Al, Ca, Na, K, Cu, Zn, Pb...). Ils se combinent à eux et donnent : l'Autunite, la Torbernite, la Carnotite, la Sbugalite et l'Uranophane.
- Les études géochimiques montrent que sous un climat à saisons contrastées, la paléoaltération faiblement ferrallitique libère les éléments majeurs des minéraux des roches acides qui combineront pour donner naissance à des argiles de néoformation (kaolinite) de la silice secondaire et des oxydes et hydroxydes de fer (Hématite, Goethite). Ces minéraux d'altération sont en proportion variables selon l'intensité du lessivage du milieu (Moukaddem, 1990).
- A Tahaggart la paléotopographie plane et légèrement ondulée ralentit le drainage des eaux. Ce lessivage médiocre, crée dans les creux topographiques des conditions de semi-confinement où les éléments s'accumulent.
- Dans les pentes et les paléochenaux, où le gradient hydraulique est faible, les conditions de lessivage sont meilleures mais néanmoins faibles. Les solutions sont peu renouvelées et leur pH augmente. Elles sont soumises à l'évaporation, et rejoignent la paléonappe, les minéraux d'Uranium secondaires précipitent, s'accumulent dans les cavités poreuses des Gneiss altérés et sont fixés par la Kaolinite de néoformation, le Quartz secondaires et les oxydes et hydroxydes de fer.

A Tahaggart, la minéralisation est contemporaine de la paléopédogenèse. La sédimentation des conglomérats cambro-ordoviciens remobilise les dépôts superficiels d'uranium.

- La gamme de pH comprise entre 5 et 8.5 favorise la précipitation des minéraux secondaires d'uranium et correspond à leur fixation maximale par les argiles et oxydes et hydroxydes de fer. L'autunite et l'Uranophane, ont une solubilité plus grande que les autres minéraux secondaires d'uranium et précipitent au voisinage des roches telles que les gneiss, pauvres en Vanadium mais riches en Phosphore (Autunite) et en silice (Uranophane) (Langmuir et al, 1980). Cela expliquerait que la minéralisation remaniée par les Conglomérats, soit essentiellement de l'autunite et soit localisée dans les profils d'accumulation.
- Dans ces profils où les eaux ont tendance à stagner, l'autunite qui reste plus longtemps en solution, précipite tardivement et constitue l'essentiel des dépôts uranifères superficiels de Tahaggart). Ces dépôts superficiels sont également remobilisés tardivement le long des fissures des grés sus-jacents mais très faiblement et épisodiquement (Mokaddem, 1980).

2.5.2.2 Minéralisations de la zone de Tamart-N-Iblis :

➤ Environnement géologique :

- Dans le bassin de Tin-Séririne, les séries du Dévonien inférieur affleurent sur de grande étendue, avec un pendage de 30 à 80 vers le Sud. Elles sont affectées de failles orientées selon les directions N - S, NW-SE et NE-SW, dans le prolongement de celles que l'on observe sur le bouclier du Hoggar. Dans la zone de Tamart-N-Iblis, située au centre du bassin de Tin-Séririne à environ 30 km au NW d'In-Azaoua, le Dévonien inférieur reconnu par sondages carottants se caractérise par la dominance d'une sédimentation grés-argileuse, avec des passés volcaniques inter-stratifiées et des intercalations de minces niveaux charbonneux.
- Les éléments détritiques, provenant essentiellement du socle érodé et altéré dans des conditions kaolinisantes, sont transportés par des chenaux dont les écoulements sont marqués par des stratifications obliques.
- La sédimentation a lieu dans un milieu confiné, lagunaire. Les néoformations de montmorillonite et de chlorite, les traces de pyrite, et les dépôts charbonneux caractérisent l'aspect lagunaire du centre du bassin de Tin-Séririne au Dévonien inférieur (Mokaddem 1980).
- L'héritage des éléments du socle constitue les fractions minéralogiques essentielles dans ces séries : grains de quartz détritiques, kaolinite et illite, épidote, tourmaline... etc. Les variations, brusques et importantes, des proportions des minéraux détritiques attestent de l'irrégularité des apports, des variations climatiques et de la stabilité relative de cette région au Dévonien inférieur. Le climat était chaud et humide à longues saisons contrastées où la période sèche provoquait de fortes évaporations. Dans ce milieu, où les solutions étaient concentrées par l'évaporation, la pédogenèse se manifeste également par de la silicification secondaire des grains de quartz (Mokaddem 1980).

➤ **Minéralisations :**

- Les mesures de radioactivité, effectuées au niveau des trous de sondages font apparaître différents niveaux caractérisés par des intensités de radioactivités assez fortes. Les mesures radioactives les plus intenses ont été enregistrées dans les niveaux caractérisés par du chlorite, des passés volcaniques et de la matière organique.
- L'étude pétrographique, montre que les minéraux d'Uranium (minéraux secondaires) sont associés à la matrice Kaolinitique et entourent les grains de Quartz détritique où ils sont parfois mêlés à débris de matière organique ou à des minéraux de Fer. Ces observations permettent de dire que la minéralisation est postérieure aux dépôts des sédiments des formations qui les contiennent, et contemporaine des phénomènes de néoformation du quartz secondaire (Mokkadem 1990).
- Les corrélations entre les mesures de radioactivités, les observations de lames minces, les analyses chimiques et les différentes analyses spectrales montrent que les minéralisations uranifères de Tamart-n-Iblis sont associées aux niveaux à chlorite, aux intercalations volcaniques et à la présence de matière organique dans la roche. L'uranium lessivé des roches acides du socle environnant et provenant en quantité moindre des roches volcaniques est transporté sous une forme hexavalente par les chenaux fluviaux. Il précipite sous forme de minéraux secondaires d'uranium dans le milieu confiné, à pH élevé. Ces minéraux d'uranium sont fixés dans des formations différentes (grès, argiles) selon les conséquences physico-chimiques de l'uranium.
- A Tamart-n-Iblis, les fractures E-W et subméridiennes récentes ont pu influencer la circulation des eaux souterraines ou de surface, contribuant à la concentration ou à la dispersion de l'uranium.

2.5.3 Conclusion :

La province Algéro-Nigérienne (Sud-Est du Hoggar) renferme deux types de minéralisations uranifères ; celles liées au socle gneissique altéré et celles associées aux terrains sédimentaires anciens. Ces minéralisations se présentent sous forme lenticulaire ou disséminée par des minéraux à U⁶⁺, associés à des gneiss altérés, kaolinite, conglomérats et matière organique. Le gîte de Tahaggart, les minéralisations de Tamart-n-Iblis (Bassin de Tin-Siririne) et celles de la zone de Tafassasset en font partie. Dans l'ensemble, l'origine de l'uranium semble être manifestement le granite.

Les concentrations uranifères de Tahaggart font partie des minéralisations liées spatialement aux discordances. Elles se localisent le long du contact socle précambrien-couverture sédimentaire paléozoïque (discordance infra-Tassilienne) où elles se répartissent entre la partie supérieure altérée du socle et le conglomérat de base ordovicien sus-jacent.

A Tamart-N-Iblis, la minéralisation uranifère (Autunite et Torbernite), visible à l'affleurement, est liée à des grès arkosiques. Elle s'associe à la matrice Kaolinitique, entourent les grains de quartz détritique et est parfois mêlée à des débris de matière organique et des minéraux de fer. D'autres niveaux minéralisés ont été mis en évidence dans les séries dévoniennes sous-jacentes par les sondages carottant. A Timouzeline la minéralisation est composée de minéraux jaunes et verts encaissés dans des grès arkosiques.

A thick dark blue vertical bar runs down the left side of the page. A horizontal blue arrow points to the right, overlapping the bar, and contains the text 'Chapitre 3 :'.

Chapitre 3 :

Prospection Aéro-géophysique

A series of thin, light blue wavy lines originate from the bottom of the vertical bar and curve upwards and to the right, creating a decorative flourish.

3.1 Introduction :

Caractérisée par sa capacité de couvrir de vastes régions en un temps limité et avec un personnel réduit, l'aéro-géophysique intervient dans plusieurs domaines notamment, la recherche et l'exploration des ressources minérales. De nos jours, plusieurs techniques de prospection géophysique sont effectuées à partir d'un avion ou d'un hélicoptère dont, le choix des techniques et des paramètres appropriés du levé varient selon les objectifs ciblés et les zones étudier sans oublier l'aspect économique des opérations de terrain.

La magnétométrie classique et la spectrométrie des rayons gamma restent les techniques conventionnelles aéroportées les plus employées dans le domaine de la recherche et l'exploration des matières premières nucléaires. Dans ce chapitre, nous présentons un aperçu sur les principes de base de ces deux dernières techniques ainsi que l'acquisition de données aéroportées, nous décrirons également dans cette partie la mise en œuvre des levés aéroportés, le choix des paramètres de réalisation et l'instrumentation employée pour la prise de mesures aéro-géophysiques.

3.2 Caractéristiques des techniques aéroportées :

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

3.2.1 Avantages opérationnels :

- Couverture systématique de grandes surfaces en un temps très court.
- Main d'œuvre certes spécialisée mais réduite.
- Opération de terrain peu dépendante des conditions locales.
- Moyens logistiques très simplifiés.

3.2.2 Avantages techniques :

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

3.2.3 Inconvénients de la méthode :

Malgré les multiples avantages techniques et opérationnels, offerts par les levés aéroportés, lors d'une campagne aéro-géophysique, quelques difficultés peuvent se produire, les principaux problèmes souvent rencontrés sont les suivant :

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

3.3 Principes de base de la magnétométrie :

La magnétométrie est basée sur la mesure des variations du champ magnétique total et de la susceptibilité magnétique des roches, la magnétométrie conventionnelle 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.

3.3.1 Le 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 Mouël, 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 et 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.

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) :

$$U(r, \theta, \varphi, t) = \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{a}\right)^n [q_n^m(t) \cos m\varphi + s_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources externes}} + \underbrace{a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] P_n^m(\cos \theta)}_{\text{sources internes}} \quad (3.01)$$

Où :

t : Temps.

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

n, m : Degré et ordre du développement respectivement.

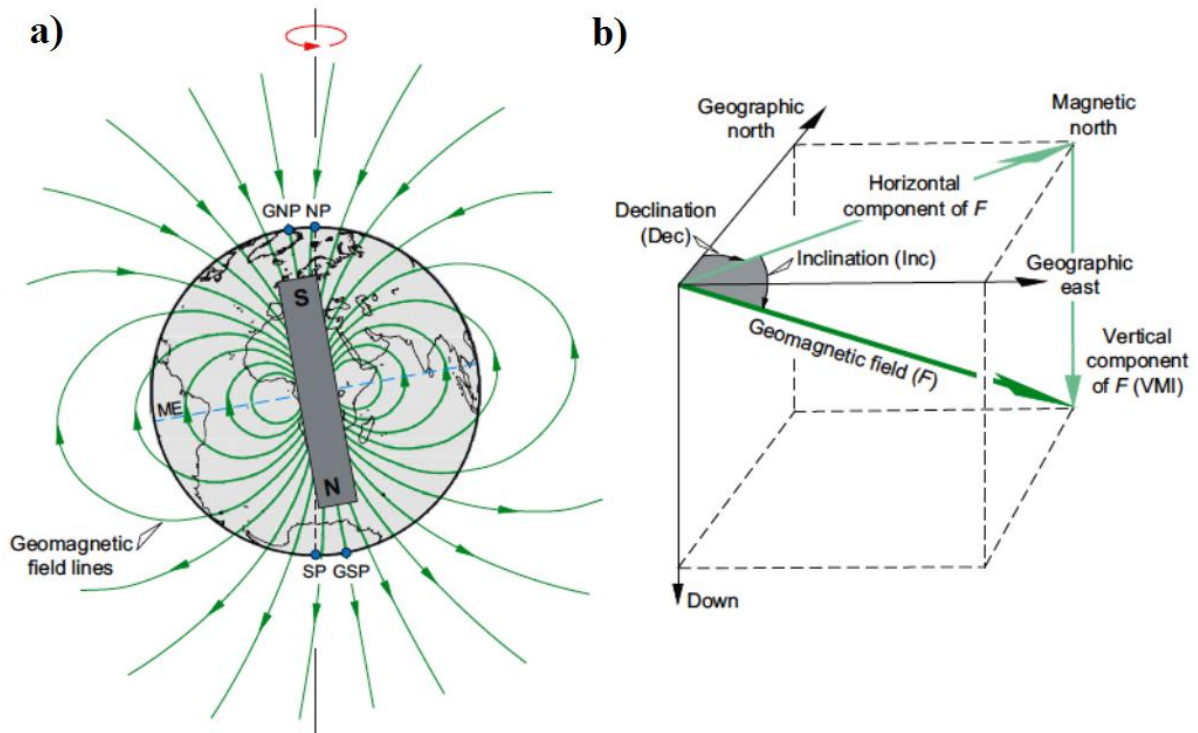
g_n^m, h_n^m : Coefficients de Gauss internes.

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

P_n^m : Polynôme de Legendre normalisé selon la méthode de Schmidt. Ce dernier est donné par l'expression suivante :

$$P_n^m(\cos \theta) = \frac{(-1)^m}{2^n \cdot n!} (1 - \cos^2 \theta)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{n+m}}{d^{n+m}(\cos \theta)} (\cos^2 \theta - 1)^n \quad (3.02)$$

Schématiquement, le champ magnétique terrestre, observé à la surface de la Terre, 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 degré, cette représentation schématique approximative est appelée champ de Gauss (Figure 3.01a). 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 3.01b).



H : Composante horizontale (projection de F sur le plan (x,y)), Dec : Déclinaison magnétique (angle entre H et le nord géographique), Inc : Inclinaison magnétique (angle entre F et H),
Méridien magnétique : Plan vertical passant par F et H .

Figure 3.01 : Schéma du champ géomagnétique (D'après Dentith et Mudge, 2014).
 a) Représentation schématique approximative du champ, b) Eléments du champ.

3.3.2 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 (3.01) et (3.02) 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).

3.3.3 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 Mouél, 1969).

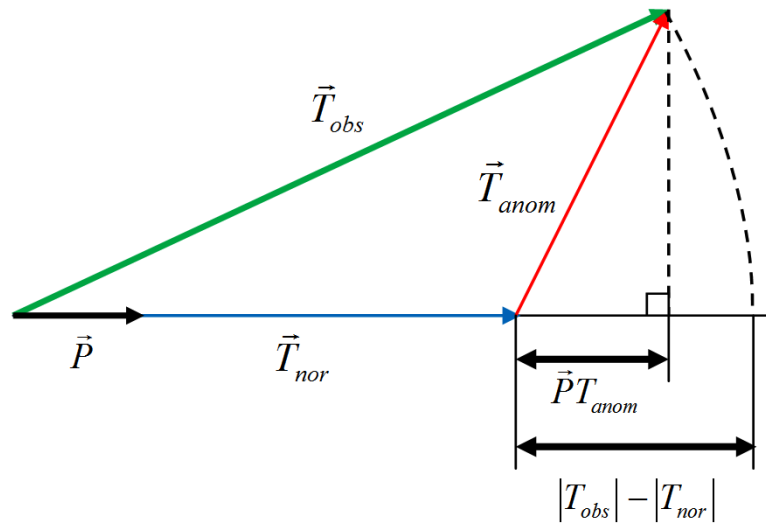


Figure 3.02 : Représentation vectorielle du champ anomal.

Le champ anomal, dû à des sources perturbatrice 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 le schéma précédent quel'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 :

$$\Delta T = |T_{obs}| - |T_{nor}| \approx \vec{P} \cdot \vec{T}_{anom} \quad (3.03)$$

3.4 Principes de base de la spectrométrie :

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 présentons les principes théoriques de cette dernière.

3.4.1 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 quel que 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 (Seguin, 1971 ; Serra, 1979) :

- **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).
- **Rayonnement β (Emissions Béta) :** La radioactivité béta existe sous deux formes (β^- et β^+). Un atome radioactif β^- émet un électron et un antineutrino électronique tandis que un atome radioactif β^+ émet un antiélectron (ou positron) et un neutrino électrique. Les particules β^- proviennent de noyaux qui ont un excès de neutrons où un neutron se transforme alors en proton par contre, 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. 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.
- **Rayonnement γ (Rayons Gamma) :** 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 . Dans le noyau d'un élément naturellement radioactif, 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*. 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 :

$$E = h.\nu = h.C / \lambda \quad (3.04)$$

Où

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

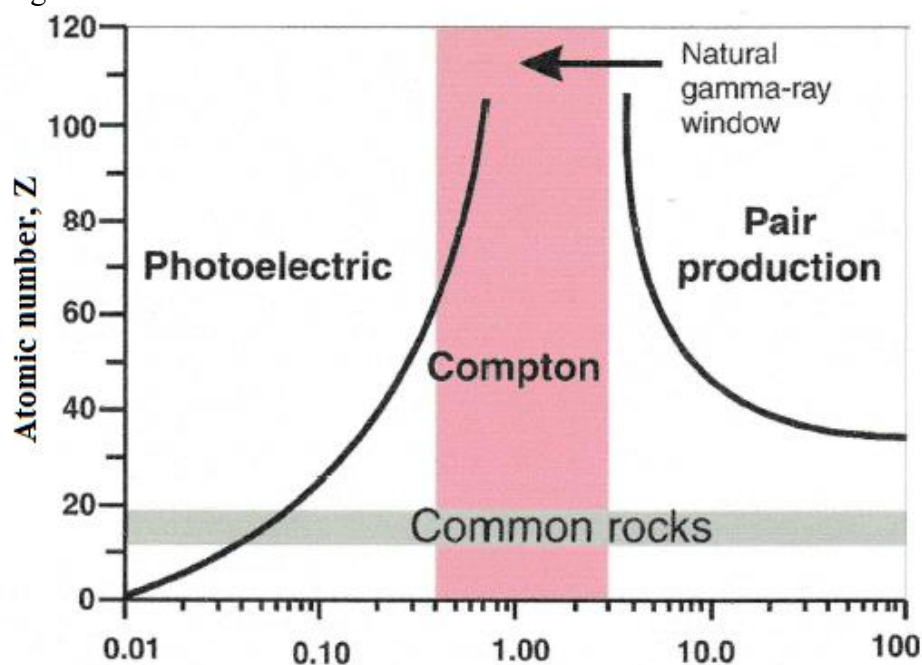
C : Vitesse de la lumière.

ν :Fréquence des photons.

3.4.2 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 pair (Figure 3.03) :

- **Effet Photoélectrique** : 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). 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.
- **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 émis. Le photon sera diffusé après avoir perdu une partie de son énergie.
- **Production de pair** : 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 3.03 : 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 où, l'interaction des rayons gamma avec les roches est dominée par l'effet Compton.

3.4.3 Technique de mesure (γ ray) :

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.

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 3.04).

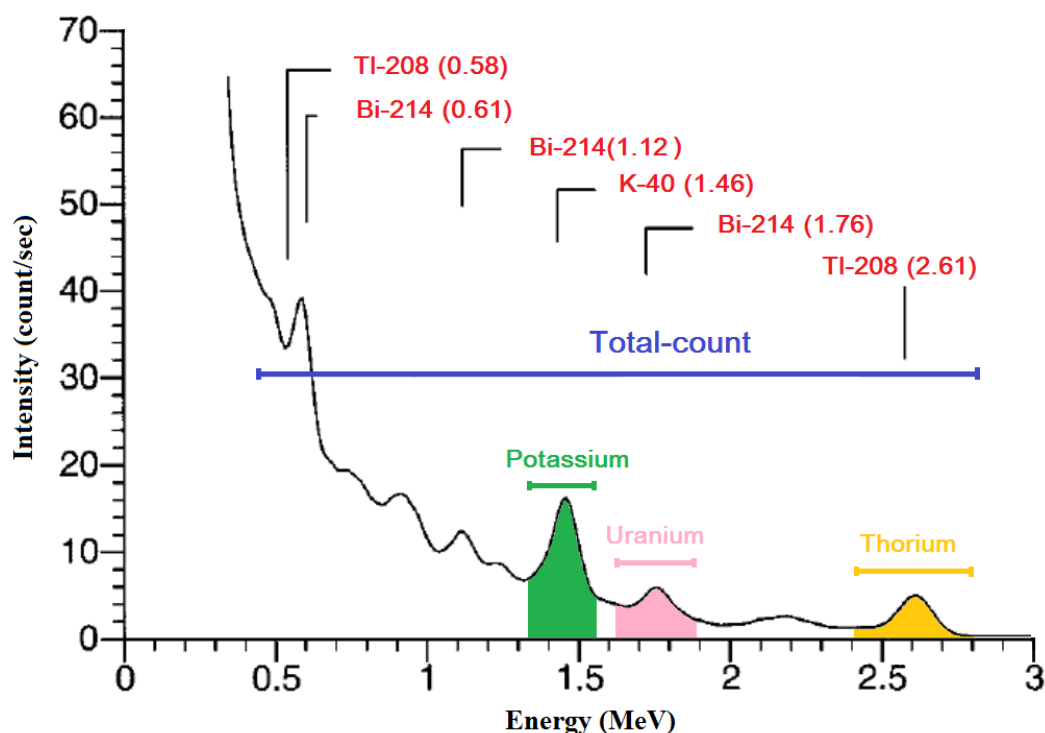


Figure 3.04 : Spectre γ typique enregistré à 100 m d'altitude montrant les pics caractéristiques et les positions des fenêtres d'énergie conventionnelles (D'après AIEA, 2013).

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 3.01). 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'Énergie Atomique AIEA (Minty et al, 1997).

Tableau3.01 : 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

3.5 Mise en œuvre d'un levé aéro-géophysique :

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

3.5.1 Installation du plan de vol :

En aéro-géophysique, 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 3.05).

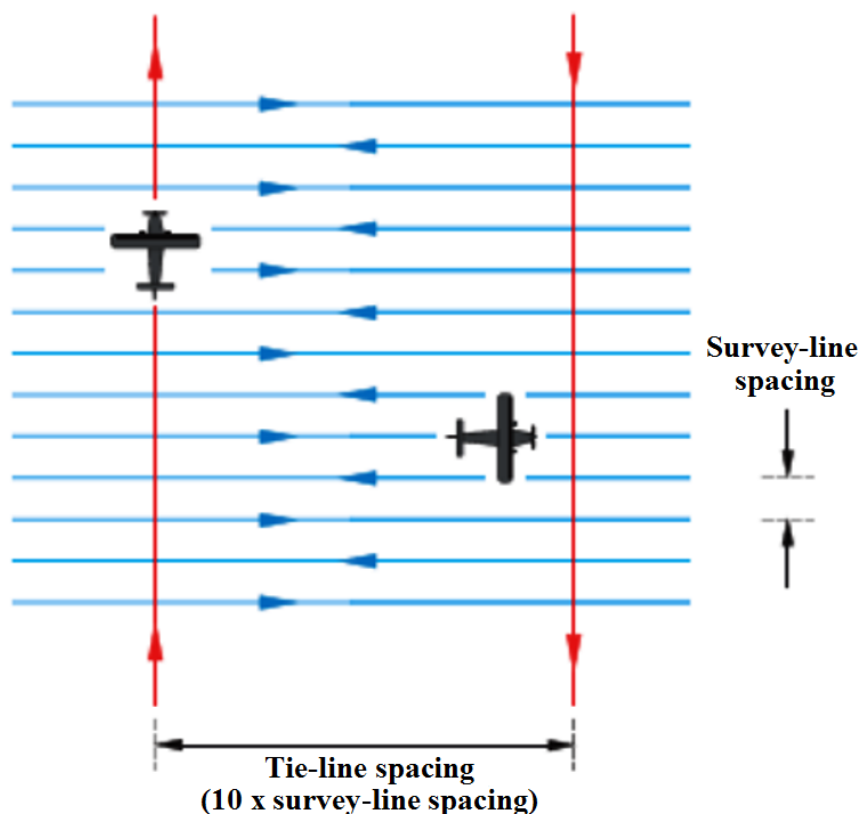


Figure3.05 : Installation du plan de vol (D'après Dentith et Mudge, 2014)

En magnétisme, 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.

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).

3.5.2 Caractéristiques spécifiques d'un levé aéro-géophysique :

Théoriquement, un levé aéro-géophysique 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 :

➤ **Espacement entre les lignes de vol :**

La résolution d'un levé aéroporté 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).

➤ **Direction de vol :**

Lors de la configuration d'un levé aéroporté, 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).

➤ **Altitude de vol :**

Le développement mathématique montre que l'intensité du champ mesuré 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 levés aéroportés s'effectuent à des altitudes de 60 à 100 m.

➤ **Intervalle de mesure :**

Lors des levés aéroportés, les mesures sont prises 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 aéroporté, 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.

3.5.3 Instrumentation :

3.5.3.1 Appareillage de magnétométrie :

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. Ce type de magnétomètre est actuellement le plus employé dans les levés aéroportés.

3.5.3.2 Appareillage de spectrométrie gamma :

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 aéro-spectrométrie.

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 comptage 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).

3.5.4 Configuration du système de mesure

Lors d'un levé aéroporté, les prises de mesures magnétométriques 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 3.06a).
- **Installation en queue(*TailStinger*)** : 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 3.06b). 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 3.06 : Configuration du système de mesure magnétométrique.
(a) Configuration en remorque oiseau (USGS), (b) Configuration en queue (Novatem)

La configuration du système de mesure aéro-spectrométrique est semblable à celle de l'aéro-magnétisme sauf que le capteur des rayons gamma, relativement lourd, doit être embarqué sur l'aéronef ou fixé au-dessous de l'hélicoptère (Figure 3.07).

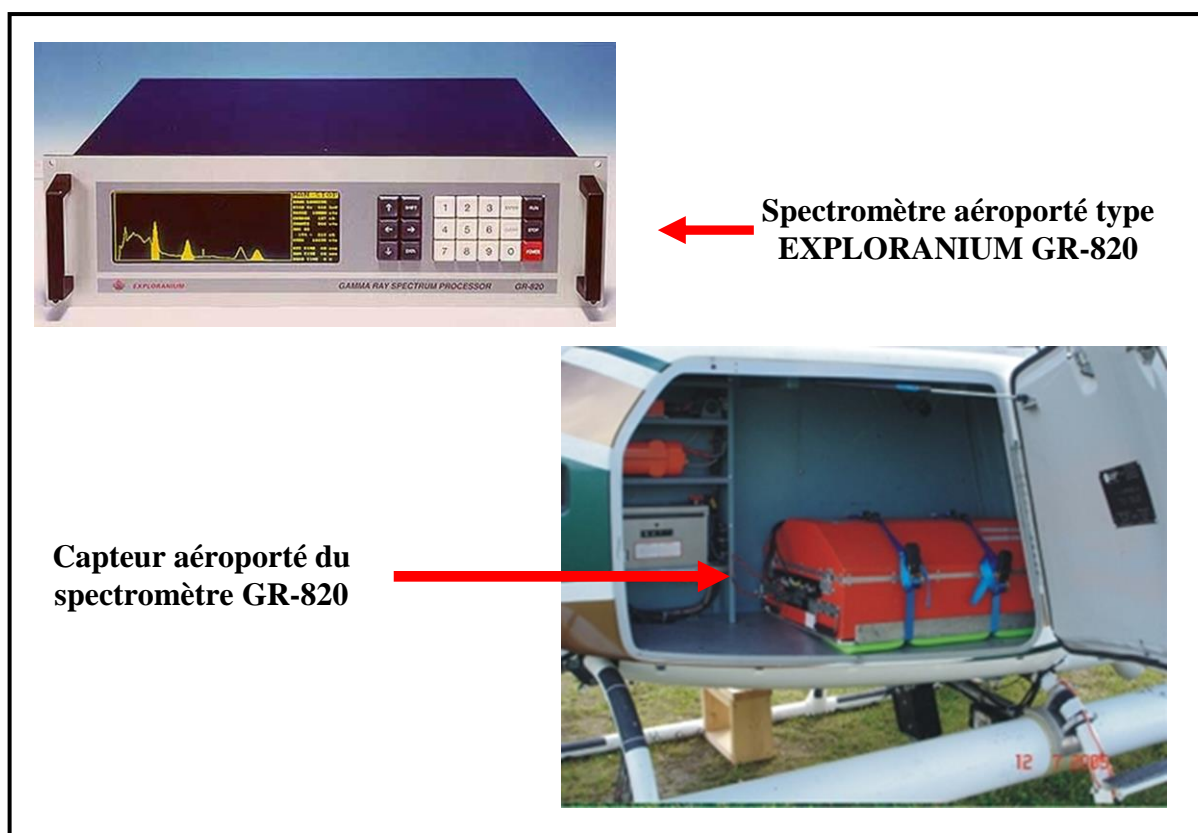


Figure 3.07 : *Système spectrométrique Hélicopté*
(D'après : GEM-SYSTEMS, 1996)

En aéro-géophysique, les deux techniques conventionnelles (magnétométrie et spectrométrie) s'effectuent souvent simultanément avec les mêmes paramètres de vol. Lors de la réalisation d'un levé aéroporté, 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.

A thick dark blue vertical bar runs down the left side of the page. A horizontal blue arrow points to the right, overlapping the vertical bar, and contains the text 'Chapitre 4 :'.

Chapitre 4 :

Acquisition et Prétraitement des Données



4.1 Introduction :

Nous disposons de trois fichiers de données numériques Magnéto-Spectrométriques, acquises au-dessus de la région du bassin sédimentaire de Tin Séririne, ces données font partie du levé aéro-géophysique, couvrant tout le territoire national, effectué par la compagnie Américaine *Aeroservice Corporation*, dans le cadre d'une large opération d'exploration des ressources pétrolières et minières du pays lancée au début des années 1970. 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 décrirons sommairement les dispositions, le type de matériel et les procédures adoptées, pour l'exécution du levé. Il est suivi d'une brève critique de la qualité et de la précision des données mesurées au-dessus de la zone d'étude. Pour l'amélioration de la qualité des enregistrements magnéto-spectrométriques bruts, un traitement préliminaire sera effectué également, dans cette partie.

4.2 Description du levé aéro-géophysique.

Le levé aéro-géophysique couvrant le territoire national a été réalisé en deux étapes :

- En 1969, un levé aéro-magnétique pour le compte de SONATRACH, a été effectué au-dessus des bassins sédimentaires du Sahara central (environ 20% du territoire national), et avait pour but la cartographie aéro-magnétique du socle et ce, dans le cadre de la recherche pétrolière.
- Entre 1971 et 1974, un levé Magnéto-Spectrométrique 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.

4.2.1 Caractéristiques du levé :

Les paramètres du levé varient 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 4.01).

Au-dessus de la région du bassin sédimentaire de Tin Séririne, le levé aéro-géophysique a été réalisé avec les paramètres suivants (*Aeroservice, 1975*) :

- L'altitude de vol a été maintenue à une distance moyenne du sol d'environ 150 m.
- Les profils ont une direction Est – Ouest. (perpendiculairement aux structures majeures de la région)
- La zone d'étude a été survolée selon une maille de mesure de (2 x 40 Km).
- Le système de navigation utilise un pas d'échantillonnage de 152 pieds (46.2 m).

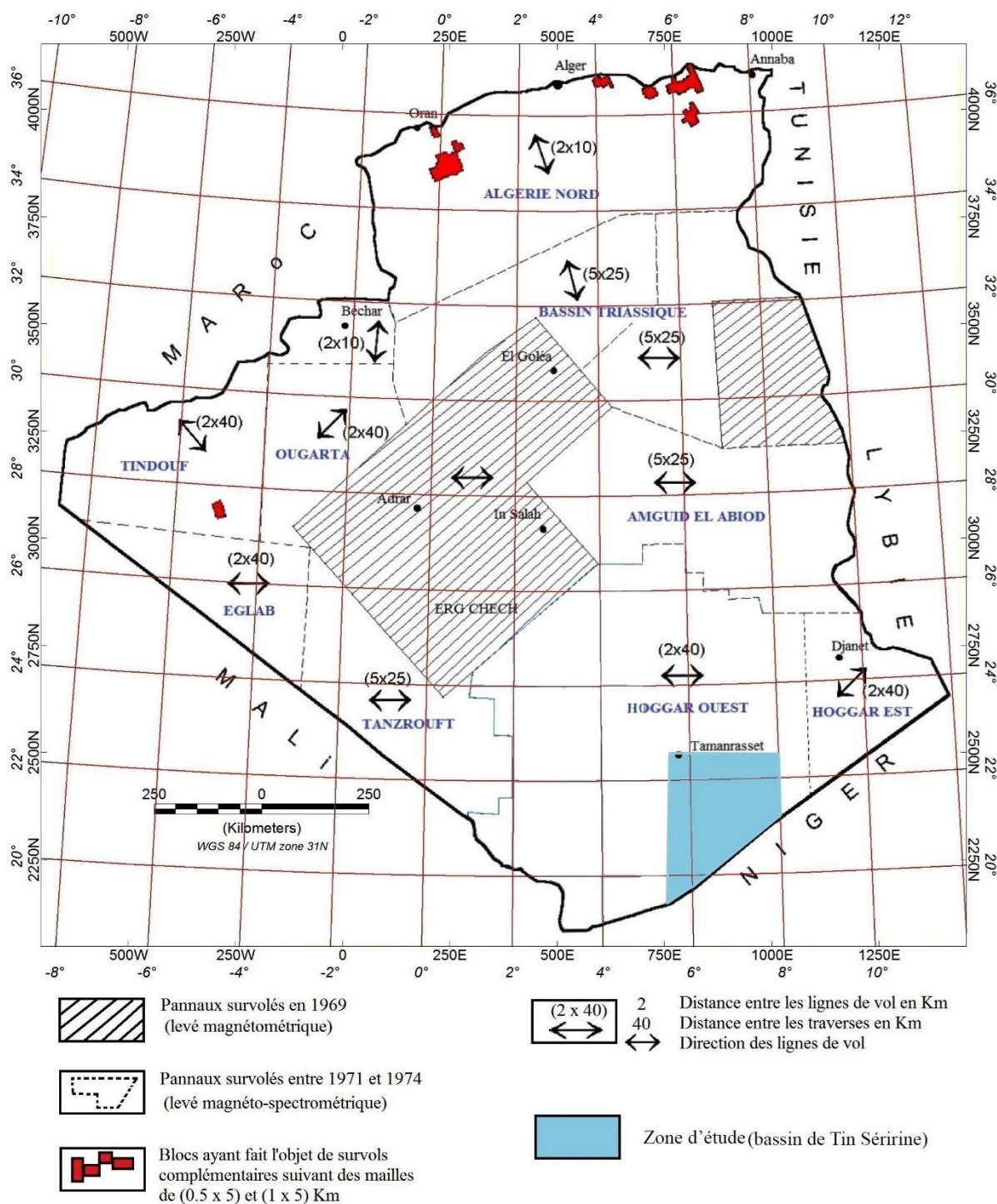


Figure 4.01 : Caractéristiques du levé aérogéophysique couvrant le territoire national. (D'après Aeroservice Corporation, 1975)

4.2.2 Appareillage :

- Pour la réalisation du levé Magnéto-Spectrométrique, Aeroservice a employé 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.

4.3 Acquisition des données :

Au cours de la mise en œuvre du levé aéro-géophysique, 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 (Alle, 2005).

4.3.1 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.

4.3.2 Correction de décalage :

L'examen des données acquises au-dessus du Bassin de Tin Séririne, 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.

4.3.3 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.

4.3.4 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.

4.3.5 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 (Asfirane, 1994).

4.3.6 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.

4.3.7. Présentation numérique 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 Azimut 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 4.01).

Tableau 4.01 : Exemple de mesures aéro-géophysiques brutes, extrait du fichier HW32_2).
(Bloc Hoggar Ouest, zone UTM 32Nord, Segment 2).

Ligne	11526	Azimut	90	Nb_points	2199
251.232	2403.453	33908.3	536 9	20 49	189 270064
251.28	2403.452	33907.7	535 11	18 65	189 270065
251.328	2403.451	33907.3	535 9	22 63	189 270066
.....
.....

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).

4.4 Evaluation de la qualité du levé :

Pour l'évaluation du levé, nous effectuons dans cette section une brève critique de la qualité et de la précision des données mesurées au-dessus de la zone d'étude.

4.4.1 Grille de mesure :

Tenant compte du caractère régional du levé au-dessus de la zone d'étude et vue la distance entre les lignes de vol qui est de l'ordre de 2 Km, il est à noter que plusieurs anomalies de faibles étendues, mais liées à des indices important n'ont pas été détectées à l'exemple du gîte Uranifère de Tahaggart. 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. 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).

4.4.2 Volume du capteur des rayons gamma :

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).

4.4.3 Données numériques :

Dans le cadre de cette étude, nous exploiterons trois fichiers de données numériques, représentant la partie Sud du Hoggar central dont, les coordonnées sont projetées dans le système UTM (*Universal Transverse Mercator*), selon le fuseau 32 Nord (zone comprise entre les méridiens 6 et 12° Est, Hémisphère Nord), en se référant à l'ellipsoïde *Clarke* 1880.

L'examen de ces fichiers montre un certain volume d'information perdue qui présentent un taux total d'environ 0.72% pour les mesures magnétométriques, 1.22% pour le comptage radiométrique total et un certain nombre insignifiant pour les trois canaux spectrométriques (Tableau 4.2).

Tableau 4.02 : Statistiques des fichiers numériques des données aéro-géophysiques.

Fichier	Nombre de points de mesures	Nombre de Lignes de vol	Cases vides	
			Magnétisme	Radiométrie
HW321	824.692	423	7.203	12.148
HW322	935.460	433	8.493	11.638
HW324	550.548	222	895	4.489
Total	2.310.700	1078	16.591(0.72%)	28,275 (1.22%)

4.4.4 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 (Allek, 2005).

Comme il a été mentionné précédemment, *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, une valeur qui ne représente nullement le champ magnétique au-dessus de la zone d'étude. 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.

4.4.5 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.

4.4.6 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 aéro-géophysique 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.

4.4.7 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. Du point de vue qualitative, le positionnement des coordonnées des points de mesure sur la carte 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.

4.4.8 Altitude de vol :

L'analyse statistique du canal de l'altitude radar montre que l'altitude de vol nominale qui est 150 m, a été globalement respectée sur les parties où le relief est calme, notamment à l'intérieur du bassin. Au niveau quelques structures montagneuses, caractérisant la partie Nord de la zone d'étude, on a enregistré des altitudes dépassant la limite admise (250 m). Ces changements soudaines d'altitudes de vol sont dues aux mesures sécuritaires de vol, en plus il est difficile que l'avion s'adapte avec des tels changements brusques du relief. L'analyse statistique des fichiers numériques montre que quelques (2%) des mesures ont été prises à des altitudes dépassant les 250 m (Tableau 4.03).

Tableau 4.03 : Statistiques des altitudes de vol au-dessus de la zone d'étude.

Fichier	Nombre de points de mesures	Altitude moyenne de vol	Ecart type	Altitudes dépassant 250 m	
				Nbre de points	%
HW321	824.692	157,33 m	21,02	7.013	0,85
HW322	935.460	161,82 m	33,64	21.536	2,30
HW324	550.548	158,95 m	31,35	12.683	2,30
Total	2.310.700	159,37m	28,67	41.232	(1,81%)

4.5 Amélioration de la qualité des données :

L'examen des trois fichiers de 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 d'adapter ces fichiers au traitement numérique. Pour cela, nous appliquons, dans cette section aux données brutes, une chaîne de traitements préliminaires :

4.5.1 Transformation des 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 vue d'une commodité lors du traitement des données, les fichiers des données brutes (Fichiers DAT) dont, les mesures sont en bloc sont transformés en (Fichiers XYZ), dans ces derniers, les mesures sont retranscrites en lignes de vol où, chacune est identifiée uniquement par son numéro.

4.5.2 Récupération de l'information perdue :

Les zones endommagées dans les bandes magnétiques (zones d'ombre) sont traduites, dans les fichiers numériques, par des valeurs nulles. Pour des raisons de calcul, ces dernières, sont éliminées et remplacées par des cases vides. L'examen des fichiers des données brutes montre que la plus part touche la colonne du comptage radiométrique total (TC) et à un degré moins, celle du champ magnétique total.

Pour le magnétisme, sur des distances relativement courtes, la variation du champ magnétique est presque régulière, dans ce cas, pour l'estimation des mesures perdues, une approche linéaire paraît suffisante. Contrairement au champ magnétique mono-variable, chaque point de mesure spectrométrique contient quatre champs ; compte total (TC), Thorium (Th), Uranium (U) et Potassium (K). La variation de ces derniers est 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.

4.5.3 Suppression des valeurs erronées :

Comme pour l'information perdue, traduites par des valeurs nulles, l'existence de points anormaux, généralement des valeurs aberrantes ou mesures négatives, dues essentiellement aux erreurs d'enregistrement, peut affecter énormément le traitement de données en produisant des anomalies fictives. Pour cela, l'identification et l'élimination de ces valeurs erronées est indispensable. Dans notre cas, l'examen des fichiers de données n'a pas montré vraiment de valeurs erronées.

4.5.4 Regroupement des données par zone UTM :

Dans notre cas, toutes les coordonnées des points de mesure sont projetées selon le fuseau *UTM zone 32 N*. Pour cela, les trois (03) 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.

4.5.5 Sélection des données de la zone d'étude :

A partir du fichier global regroupant les données projetées selon le fuseau UTM 32 Nord, nous avons extrait les données ayant des coordonnées géographiques situées entre les méridiens (5°30' et 8° E) et les parallèles (19°30' et 22°30' N).

Le fichier obtenu contenant **885.257** points de mesure distribués sur **439** lignes de vol contenant **830.463** points de mesure et **23** lignes de traverse contenant **54.794** points de mesure

La zone d'étude occupe une superficie de près de **70.000 Km²**. Elle a été survolée 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 distance survolée est estimée à quelques **40.700 Km** linéaire avec une altitude nominale de vol fixée à 150 m au-dessus de la surface du sol.

La carte du plan de vol (Figure 4.02), montre dans l'ensemble une assez bonne conformité des paramètres des trajectoires préétablies. La distance préétablie entre les lignes de traverses ainsi que leurs directions ont été globalement respectés

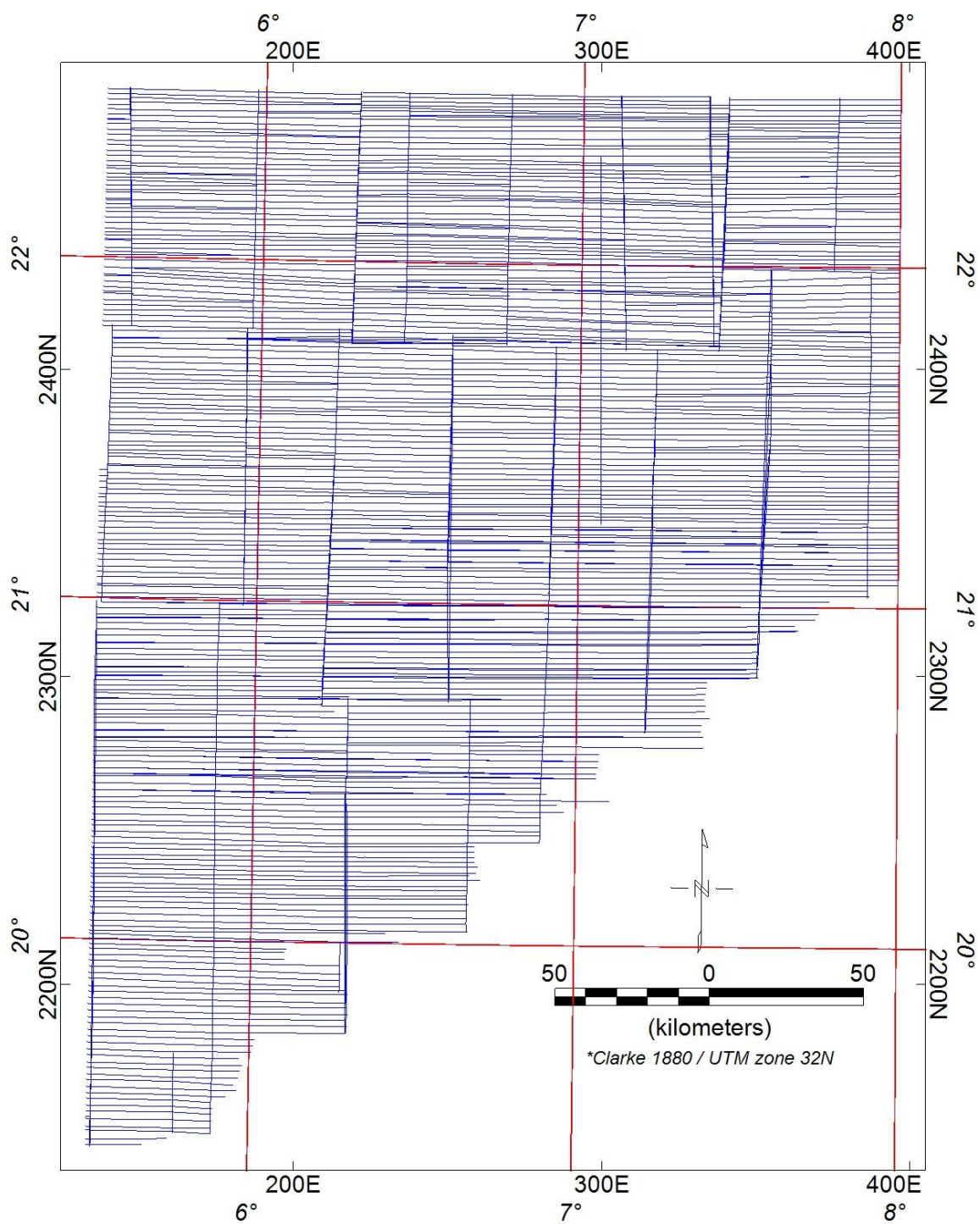


Figure 4.02 : Plan de vol au-dessus du bassin de Tin Sérine.

4.6 Etablissement des cartes des données brutes :

4.6.1 Interpolation des données (*Gridding*) :

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.

- **Méthode d'interpolation :** 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 aéro-géophysique, 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 aéro-géophysiques (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).
- **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 aéro-géophysiques, 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).

4.6.2 Carte du champ magnétique brut :

La carte du champ magnétique dit brut (Figure 4.03), représente la carte d'un champ particulier composé de deux termes, comme il a été expliqué précédemment. Du point de vue quantitatif, les valeurs entre 33000 et 35000nT sont loin d'être représentatives du champ magnétique total enregistrées au-dessus du bassin de Tin Séririne, où la composante régionale moyenne est de l'ordre de 36300 nT. Ce décalage est dû essentiellement aux modifications introduites, par *Aeroservice*, sur les données enregistrées.

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 anomalies magnétiques ont bien mis en évidence les structures majeures de la zone d'étude.

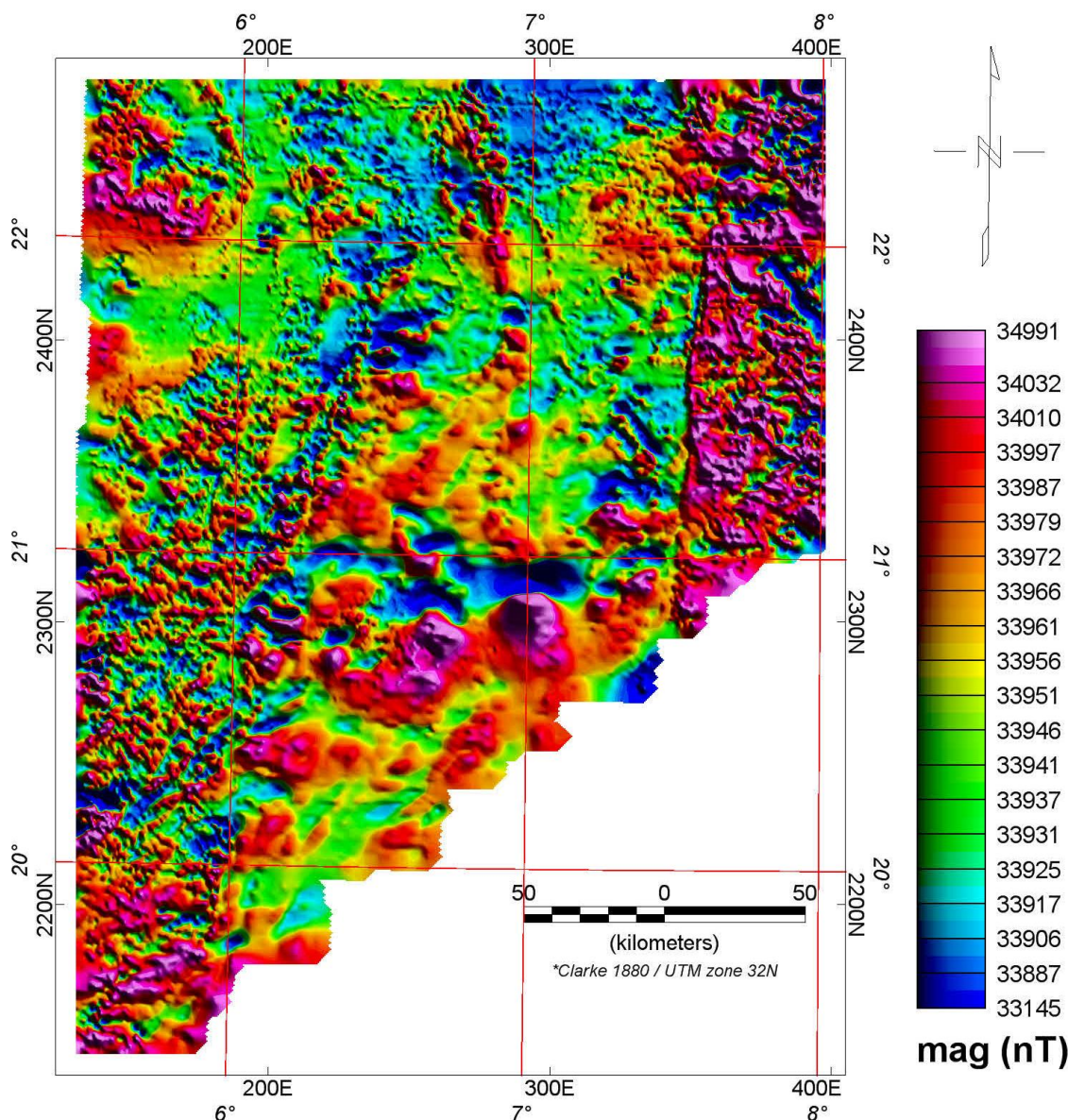


Figure 4.03 : Carte ombrée du champ magnétique brut particulier du Bassin de Tin Sérine. (Champ anomal sur lequel superposé un champ constant de 34000 nT).

Les plus importants linéaments sont localisés au niveau des systèmes de fracturation du socle qui contrôlent la mise en place des principaux dépôts minéralisés. A l'exception d'une forte anomalie magnétique, associée aux dépôts volcaniques du Dévonien au Sud-ouest, le bassin sédimentaire est généralement caractérisé par des anomalies moins importantes, matérialisant ses formations sédimentaires.

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

4.6.3 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. La figure 4.04 représente la carte du comptage total brut (TC), exprimé en coups par seconde (cps).

Contrairement aux enregistrements magnétométriques, le comptage total présente un important niveau de bruit de micronivellement. Les valeurs les plus importantes du fond radiométrique brut sont enregistrées au-dessus du socle cristallin délimitant le bassin sédimentaire de Tin Séririne, ainsi qu'au niveau des systèmes de fracturation majeurs.

D'autres valeurs radiométriques, relativement élevées, sont enregistrées au niveau des discontinuités entre les formations sédimentaires du bassin. Les limites de ces dernières sont clairement visibles sur la carte malgré les interférences et les erreurs qui entachent l'enregistrement. Les faibles valeurs radiométriques, sont enregistrées au niveau des lits d'Oueds et/ou des étendues de sables.

4.6.4 Cartes des comptages spectrométriques :

L'enregistrement brut comptages spectrométriques des trois radioéléments (Figure 4.05), montre un niveau très important de bruit de micronivellement. La présence de tel niveau de bruit, qui occupe parfois de larges bandes, est généralement 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.

On remarque une certaine ressemblance entre la carte du Potassium (Figure 4.5) 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.

La carte de l'Uranium (Figure 4.5b) est la plus affectée par le bruit de nivellement à cause de la grande sensibilité du canal de l'Uranium aux bruits parasites. Celle du Thorium (Figure 4.5c) présente aussi un niveau important du bruit de nivellement, mais il est relativement inférieur à celui du canal de l'Uranium.

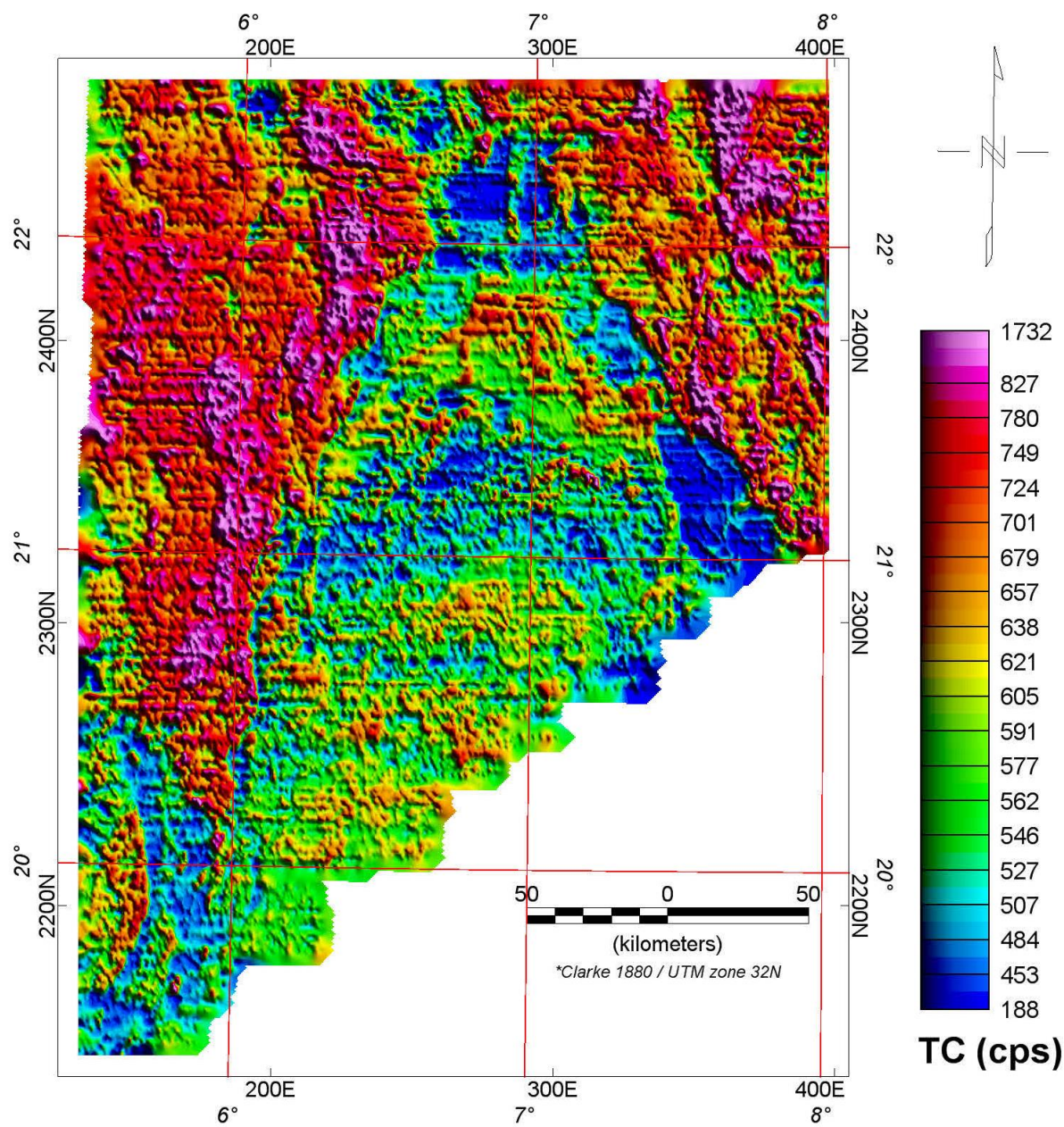


Figure 4.04 : Carte ombrée du fond radiométrique total brut (TC).

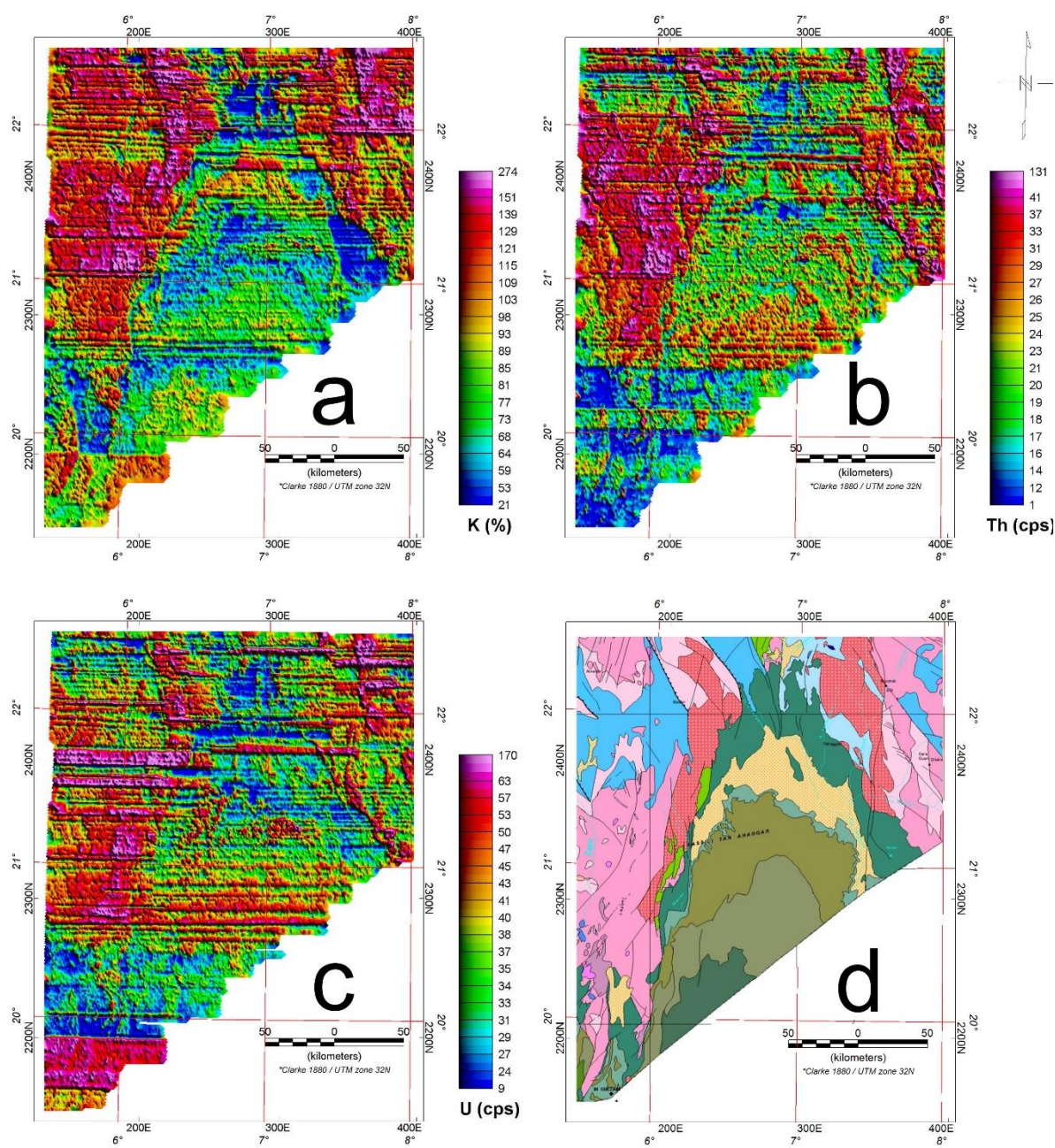


Figure 4.05 : Cartes ombrées des trois canaux spectrométriques.
 (a) Potassium K, (b) Uranium U, (c) Thorium Th, (d) Géologie.

A thick dark blue vertical bar on the left side of the page. A blue arrow-shaped banner points to the right, overlapping the bar, containing the text 'Chapitre 5 :'.

Chapitre 5 :

*Traitement Numérique
des Données*

A series of thin, light blue wavy lines that originate from the bottom of the vertical bar and curve upwards and to the right, creating a decorative, grass-like effect.

5.1 Introduction :

Les mesures brutes acquises lors des levés aéroportés, sont souvent entachées d'erreurs de différents types et qui peuvent déformer le signal géophysique utile sur les cartes interprétatives. Pour qu'un levé soit exploitable ait un intérêt géologique, l'élimination de toutes les altérations ou parasites qui peuvent affecter les mesures et l'application des corrections nécessaires est une opération indispensable pour l'établissement de cartes interprétatives fiables. Dans ce chapitre, nous appliquons aux mesures aéro-géophysiques brutes, les corrections et les traitements nécessaires dans le but d'améliorer leur qualité et de mieux positionner les anomalies. Nous procédons également, dans cette partie, à une interprétation succincte des cartes filtrées et des résultats obtenus.

5.2 Traitement de l'information aéro-magnétique :

5.2.1 Calcul du champ d'anomalies magnétiques :

Comme il a été mentionné au troisième chapitre, théoriquement, 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). Il est important donc d'estimer la composante régulière pour pouvoir séparer les deux parties du champ total.

5.2.1.1 Modélisation du champ régional :

Plusieurs techniques sont utilisées pour la détermination de la composante régionale du champ, dans le cadre de notre travail et tenant compte de l'étendue de la zone d'étude et du caractère régional du levé, nous avons opté pour l'application des modèles *IGRF*, une approche, souvent utilisée dans le cas des zones relativement vastes.

Sachant que l'approche adoptée lors de la compilation des données, n'est pas du plus précis comme il a été expliqué dans le quatrième chapitre, il est donc plus cohérent d'annuler les modifications introduites par *Aeroservice* pour 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 la zone d'étude, sont illustrés par les figures 5.01a et 5.01b respectivement. Du point de vue quantitative, l'*IGRF 65* se caractérise par un gradient horizontal de l'ordre de 4.25 nT/Km, légèrement plus fort que celui du *DGRF 70* où sa valeur est de l'ordre de 4.1 nT/Km. Orientées (*SSW-NNE*), les directions de croissance du gradient des deux modèles sont presque identiques.

L'écart entre les deux modèles *IGRF 65* et *DGRF70* (Figure 4.01c) représente, en réalité, la correction à introduire sur le modèle *IGRF 65* afin d'obtenir un champ d'anomalies magnétiques plus correcte représentant la vraie signature magnétique des sources perturbatrice de la zone d'étude.

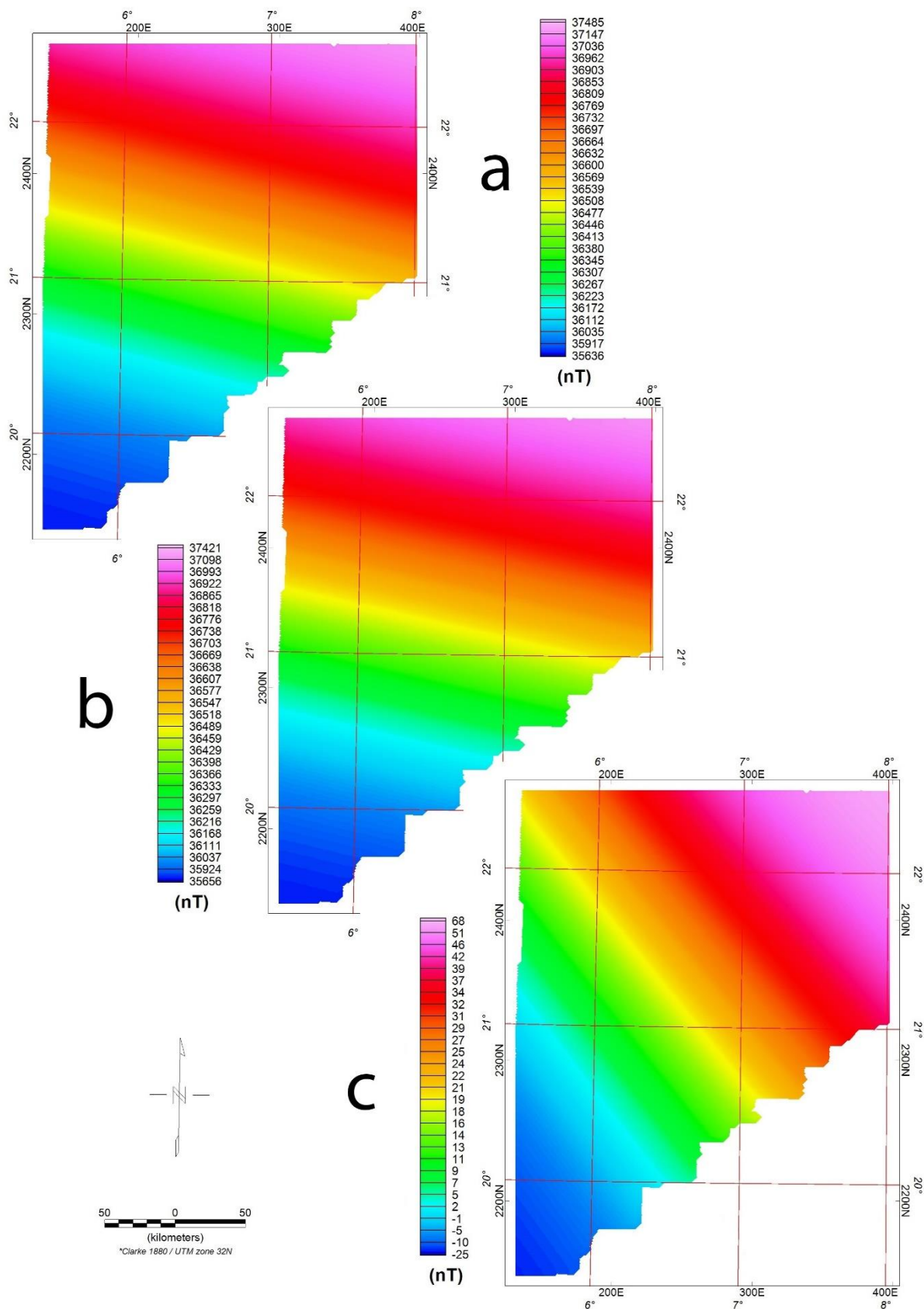


Figure 5.01 : Calcul de la composante régionale du champ magnétique total de la zone d'étude pour la période mi- Juin 1971. (a)Modèle IGRF 1965, (b) Modèle DGRF 1970, (c) Ecart entre IGRF 65 et DGRF 70.

5.2.1.2 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 de la zone d'étude.

Sur la carte du champ total normalement observé (Figure 5.02a), on constate une nette superposition des deux composantes du champ avec une nette croissance des valeurs du champ dans la même direction de la composante régionale. Cela est expliqué par l'amplitude de cette dernière, relativement très élevée, par rapport à celle de la composante locale, causée par les sources magnétiques de la croûte terrestre.

La croissance du champ, clairement visible, due forcément à l'étendue Sud-Nord considérable de la zone d'étude. En effet, sur une distance de plus de 350 Km dans la direction Sud-Nord, un gradient moyen de 5.27 nT/Km provoque une variation du champ, dans cette direction, de l'ordre de quelques 1800 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.

Il est à noter que malgré l'aspect brut du champ magnétique, la représentation ombrée des variations du champ, permet la distinction des éléments structuraux majeurs et les différentes formations litho-structurales de la zone d'étude.

5.2.1.3 Description de la carte des anomalies magnétiques :

Pour le calcul du champ d'anomalies magnétiques, nous avons soustrait, à partir des valeurs qu'on a dû enregistrer, les valeurs du modèle du champ géomagnétique définitif de référence *DGRF 70*, calculées pour l'époque mi-Juin 1971, période de réalisation du levé au-dessus de la zone d'étude.

A première vue, la carte ombrée des anomalies magnétiques de la zone d'étude (Figure 5.02b), montre une image un peu compliquée des anomalies magnétiques, cette complication dans l'allure des anomalies magnétiques est due à l'aspect dipolaire des anomalies, causées par l'inclinaison du champ magnétique observé dans la zone d'étude qui en moyenne de l'ordre de 26°.

Du point de vue qualitatif, les linéaments magnétiques sur la carte du champ anomal, corrigée du gradient régional par le modèle *DGRF 70*, ont les mêmes allures que ceux observés sur la carte des données du champ dit brut, décrit dans le chapitre précédent. Tandis que, sur le plan quantitatif, on constate un grand écart entre les deux champs, dû au niveau de référence ajouté aux données originales par *Aeroservice*.

Sur la carte du champ anomal, on constate un faible niveau de bruit résiduel épousant la direction des lignes de vol, ce dernier, qui contamine la composante de hautes fréquences liées aux sources magnétiques peu profondes, est toujours visible sur la carte, même après la soustraction de la composante régionale du champ ce qui nécessite un filtrage fin pour l'atténuer.

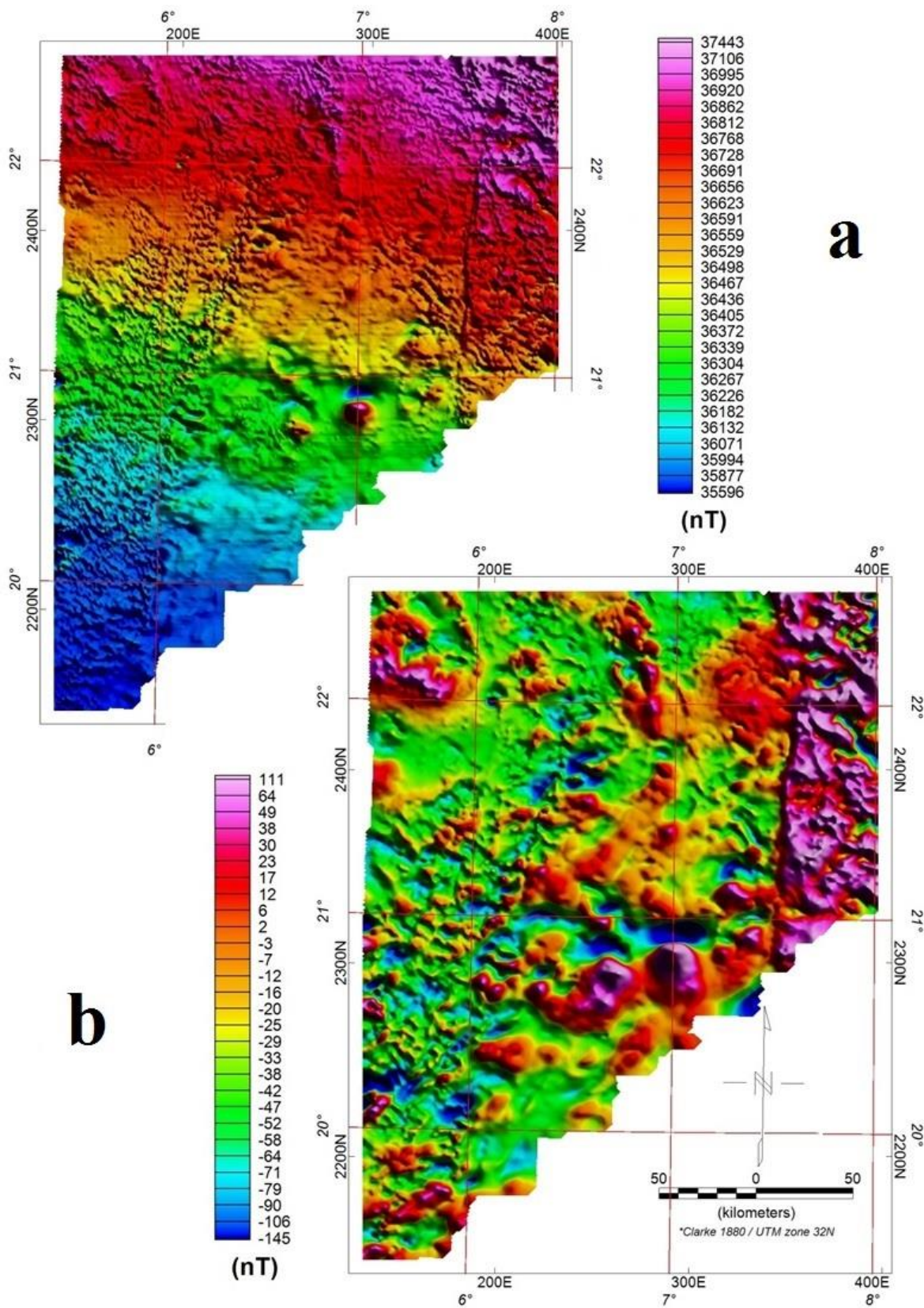


Figure 5.02 : Calcul du champ d'anomalies magnétiques de la zone d'étude.
 a) Carte du champ total observé (qu'on a dû enregistrer)
 b) Carte du champ d'anomalies magnétiques (corrigé par DGRF 70)

5.2.2 Atténuation des bruits résiduels (Micro-nivellement) :

Lors d'un levé aéroporté, 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'artefacts, épousant la direction des lignes de vol, caractérisé par de courtes longueurs d'ondes, généralement le double de l'espacement entre les lignes de vol (Minty, 1991). Ce bruit, 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).

Lors de la phase de compilation effectuée par *Aeroservice*, les données aéromagnétiques avaient fait l'objet d'un nivellement magnétique standard, basé sur une équation de correction polynômiale du troisième ordre et la minimisation était réalisée par la méthode des moindres carrées, et ce en utilisant les lectures des points d'intersection entre les lignes de vol et celles de contrôle (*Tie lines*). 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. 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*).

5.2.2.1 Approche classique :

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. 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.

5.2.2.2 Algorithme Paterson, Grant & Watson :

Parmi les stratégies de micro-nivellement, actuellement employées, l'algorithme de *Paterson, Grant & Watson Limited (PGW)*, utilisé par le logiciel *Oasis montaj* (Geosoft, 1998). Cet algorithme, que nous avons appliqué pour le micro-nivellement des données aéromagnétiques de la zone d'étude, 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 (Allele, 2005).

5.2.2.3 Extraction du bruit de micro-nivellement :

La figure 5.03 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 5.03b), 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 5.03a)

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 (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 de légères discontinuités visibles aux limites des trois 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.

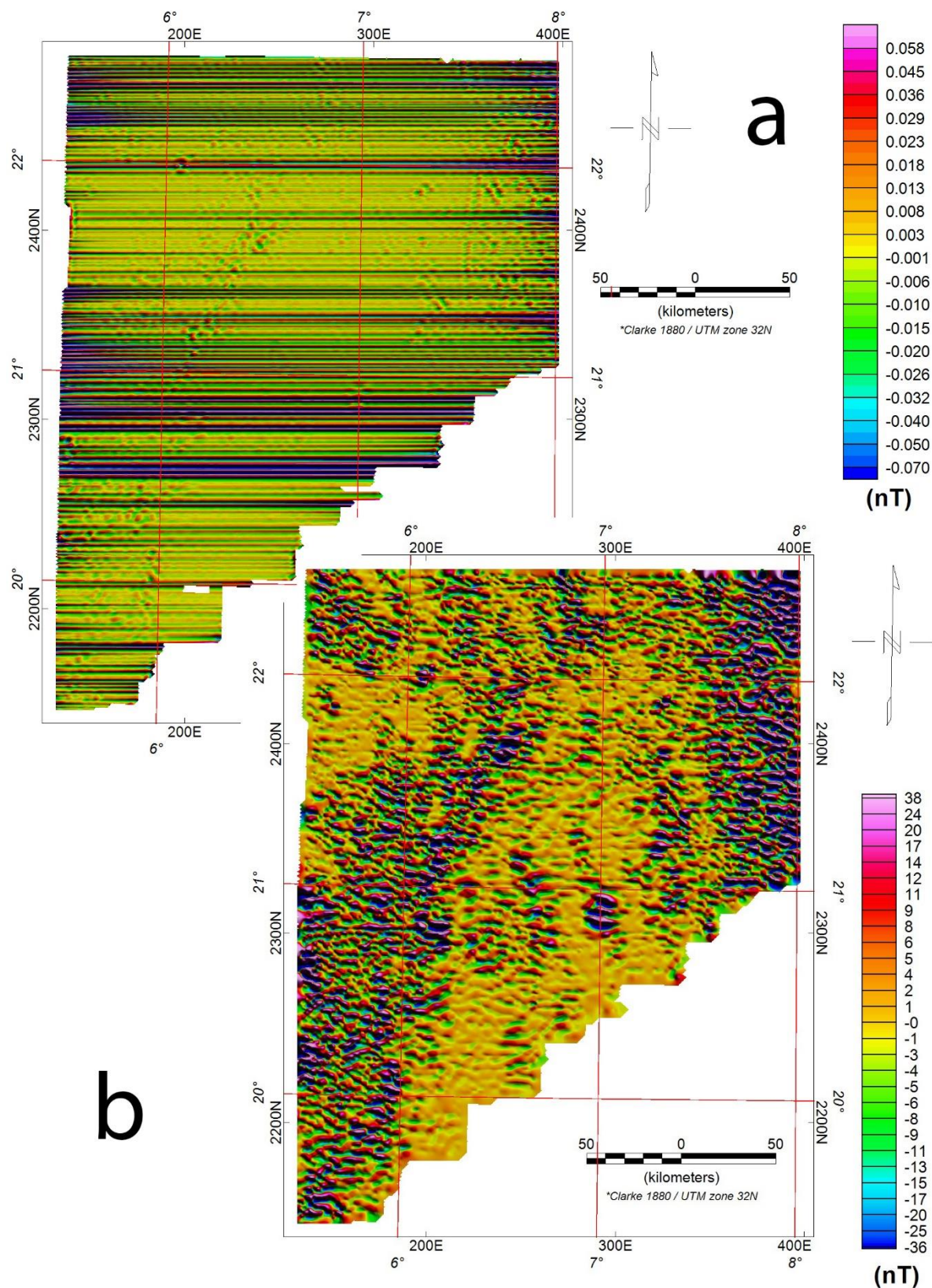


Figure 5.03 : Cartes des bruits de micro-nivellement au-dessus de la zone d'étude.
 a) Dé-ondulation classique (Butterworth + Cosinus directionnel).
 b) Algorithme PGW (Limitation d'amplitude + Filtre de Naudy).

5.2.2.4 Description de la carte des anomalies magnétiques filtrées :

L'application du filtrage de micro-nivellement par l'algorithme *PGW*, au champ d'anomalies magnétique, 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 (Figure 5.04). Comme pour la carte non filtrée, décrite précédemment, on constate un net regroupement des linéaments le long des éléments structuraux majeurs de la zone d'étude malgré leur aspect dipolaire. Pour un meilleur positionnement des anomalies magnétiques, il est nécessaire d'effectuer 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.

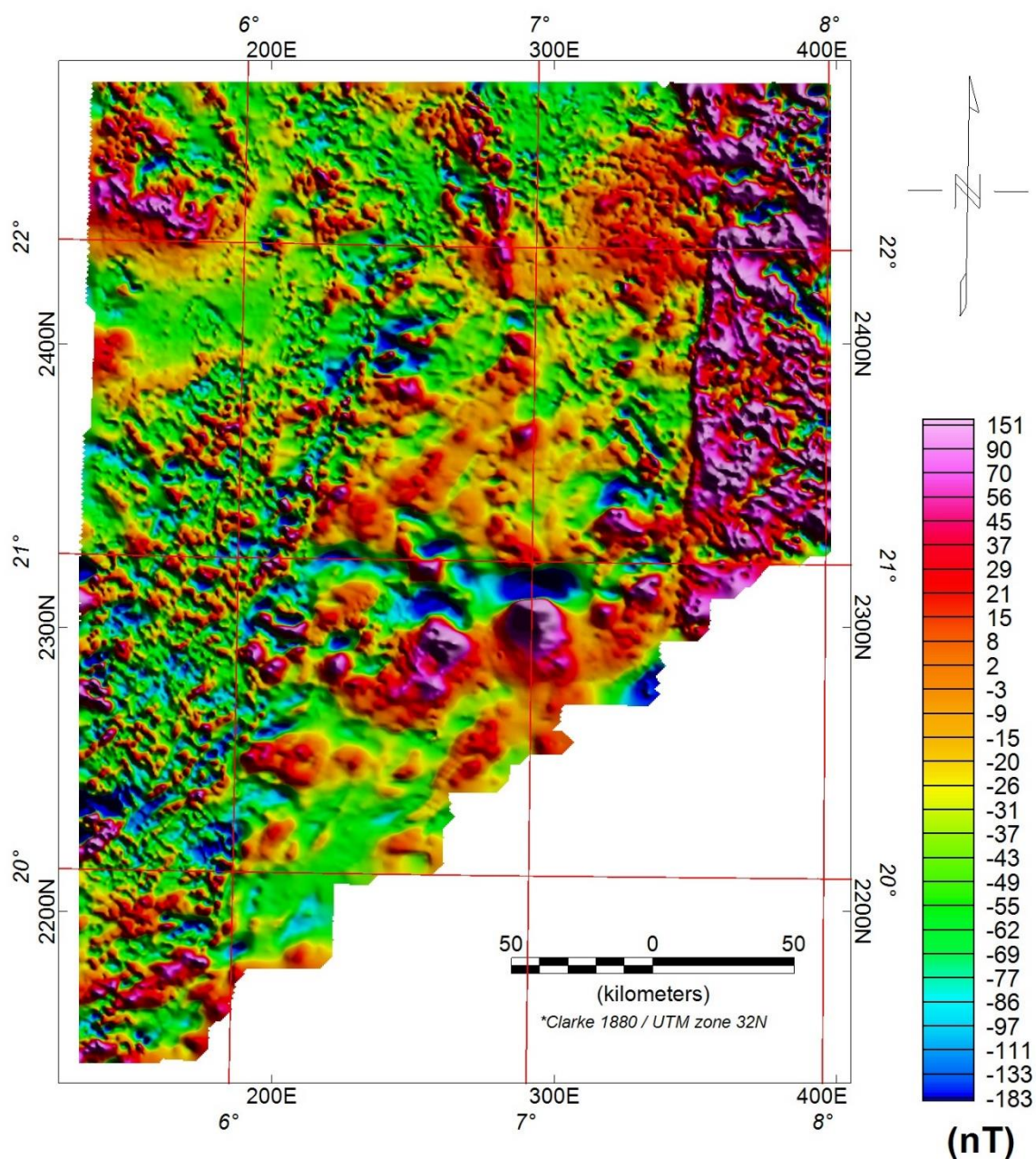


Figure 5.04 : Carte du champ d'anomalies magnétiques de la zone d'étude.
(Filtrée du bruit de micro-nivellement par l'algorithme *PGW*).

Quantitativement, les amplitudes des anomalies magnétiques présentent une atténuation insignifiante. 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'atténuation du bruit de micro-nivellement. En effet, la procédure de limitation d'amplitude du bruit, adopté 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.

5.2.3 Filtrage numérique des données aéro-magnétiques :

Lors du traitement des données aéro-magnétiques, 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 de la zone d'étude, 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. Nous effectuons également dans cette section une analyse spectrale, afin de mettre en évidence les paramètres des sources magnétiques perturbatrices.

5.2.3.1 Réduction au pôle nord magnétique :

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 d'éliminer l'aspect dipolaire de ces anomalies et de simplifier la modélisation (Blakely, 1995). Plusieurs auteurs ont travaillé sur cette transformation dite «réduction au pôle» qui consiste à calculer des pseudo-anomalies qui seraient observées dans la région du pôle magnétique où le vecteur champ aimantation et celui inducteur sont verticaux. Actuellement, la technique adoptée dans le traitement des données magnétiques 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 choisie en fonction de la latitude des données.

La réponse de l'opérateur de réduction au pôle s'écrit :

$$F[\Psi_{pole}] = \frac{1}{[\sin(I_a) - i \cos(I) \cdot \cos(D + \lambda)]^2} \quad (5.01)$$

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 « $\cos(I) \cos(D + \lambda)$ » représentent, respectivement, l'amplitude et la phase de l'opérateur de la réduction au pôle.

Dans le but de déterminer une valeur de (I_a) valable pour les données aéro-magnétiques 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, représente donc la plus petite valeur pour laquelle la réduction des anomalies est acceptable (Bournas, 2001). Pour notre cas, et après des tests, nous avons opté pour une valeur de $I_a = 52^\circ$.

La carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle Nord magnétique de la zone d'étude est illustrée par la figure 5.05. L'opérateur de la réduction au pôle a été calculé pour une inclinaison et une déclinaison moyennes ($I_m = 26^\circ$ et $D_m = -4^\circ$) respectivement. Ces valeurs correspondent au centre de la zone d'étude pour l'époque Juin 1971, à une altitude moyenne de 800 m et en supposant qu'elles ne varient pas d'une position à l'autre.

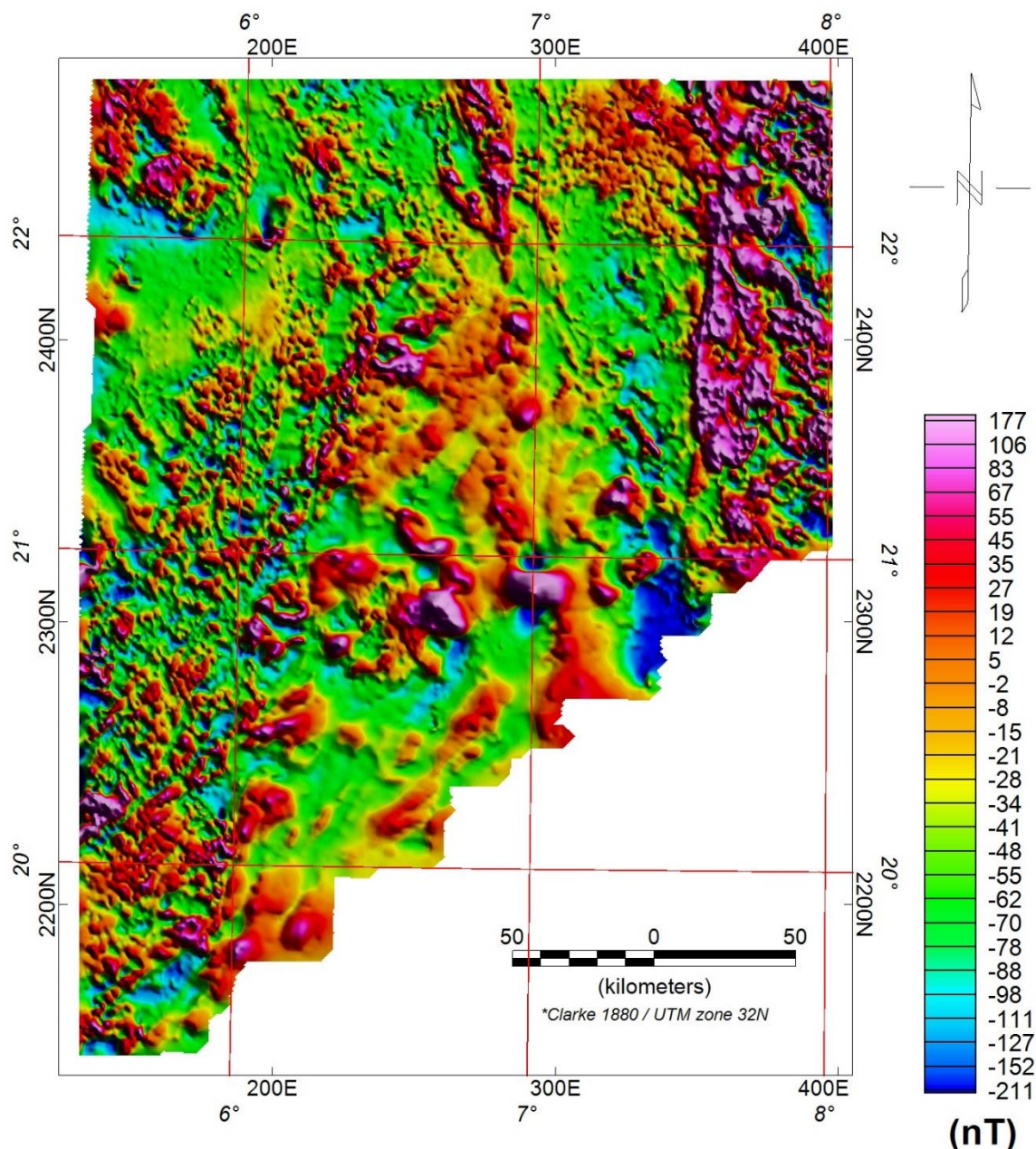


Figure 5.05 : Carte du champ d'anomalies magnétiques, réduites au pôle Nord magnétique. (Après le micro-nivellement par l'algorithme PGW).

La carte réduite au pôle permet la mise en évidence des éléments structuraux majeurs de la zone d'étude notamment, les systèmes de fracturation et les contacts litho-structuraux. Par rapport à la carte du champ anomal, deux principaux changements peuvent être constatés : les anomalies positives sont légèrement déplacées vers le nord et les anomalies dipolaires sont transformées en anomalies de pôle unique. Suite à l'élimination de l'effet dipolaire des anomalies magnétiques brutes, la carte réduite au pôle montre une bonne corrélation entre les linéaments magnétiques et les différentes formations géologiques. Le regroupement de ces linéaments, suit généralement les éléments litho-structuraux majeurs de la zone d'études.

Les linéaments magnétiques majeurs sont regroupés, principalement, au niveau des systèmes de fracturation majeurs du socle cristallin qui contrôlent la mise en place des principaux dépôts minéralisés. Ces derniers sont localisés le long des trois accidents de direction méridienne à subméridienne : l'accident de la $7^{\circ}30'$ (flexure d'In Azoua), l'accident de la $6^{\circ}15'$ (flexure d'In Guezzam) et l'accident de $6^{\circ}50'$ (la faille de Tahifet).

Le contact socle cristallin-couverture paléozoïque, délimitant le bassin sédimentaire de Tin Séririne est bien mis en évidence par le regroupement de fortes anomalies magnétiques positives. D'autres anomalies magnétiques, relativement élevées, sont localisées au Sud-ouest du bassin, ces anomalies, devenues également mono-polaires sur la carte réduite au pôle, sont associées aux dépôts volcaniques du Dévonien.

L'existence de fortes anomalies linéaires tout le long des systèmes de fracturation indique la présence d'intrusions basiques ou ultrabasiques, contrôlés par ces accidents tectoniques majeurs du socle cristallin. De même pour les systèmes de failles secondaires et les contacts litho-structuraux à l'intérieur du bassin sédimentaire, où de fortes anomalies positives sont également observées.

5.2.3.2 Analyse spectrale :

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. L'expression du spectre d'énergie du champ magnétique (le carré du spectre d'amplitude de Fourier) a été introduite, la première fois, pour un prisme rectangulaire en fonction des nombres d'onde spatiaux dans les directions X et Y (Bhattacharyya, 1966).

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 :

$$\langle E \rangle = \int \dots \int E \cdot \Phi(a, b, t, h, I, D, K) dV \quad (5.02)$$

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 développement théorique et simplification, la nouvelle forme du spectre d'énergie comme a été définie par Spector & Grant (1970) est donnée par l'équation suivante :

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 K^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle S^2(r) \rangle \quad (5.03)$$

Où,

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

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

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

Selon cette formule, 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 $S(r)$ 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 :

$$\ln E(r) = c + \ln \langle e^{-2hr} \rangle + \ln \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle + \ln \langle S^2(r) \rangle \quad (5.04)$$

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 $[h-\Delta h, h+\Delta h]$:

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

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).

Après simplification, la profondeur moyenne \bar{h} de l'ensemble étudié sera donc :

$$\bar{h} = \frac{\Delta \ln E}{4\pi\Delta f} \quad (5.05)$$

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

La courbe du spectre d'énergie radialement moyenné, calculé pour la zone d'étude, (Figure 5.06) 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 (5.05), peuvent être calculées à partir de la demi-pente d'une droite passant par la portion linéaire du spectre.

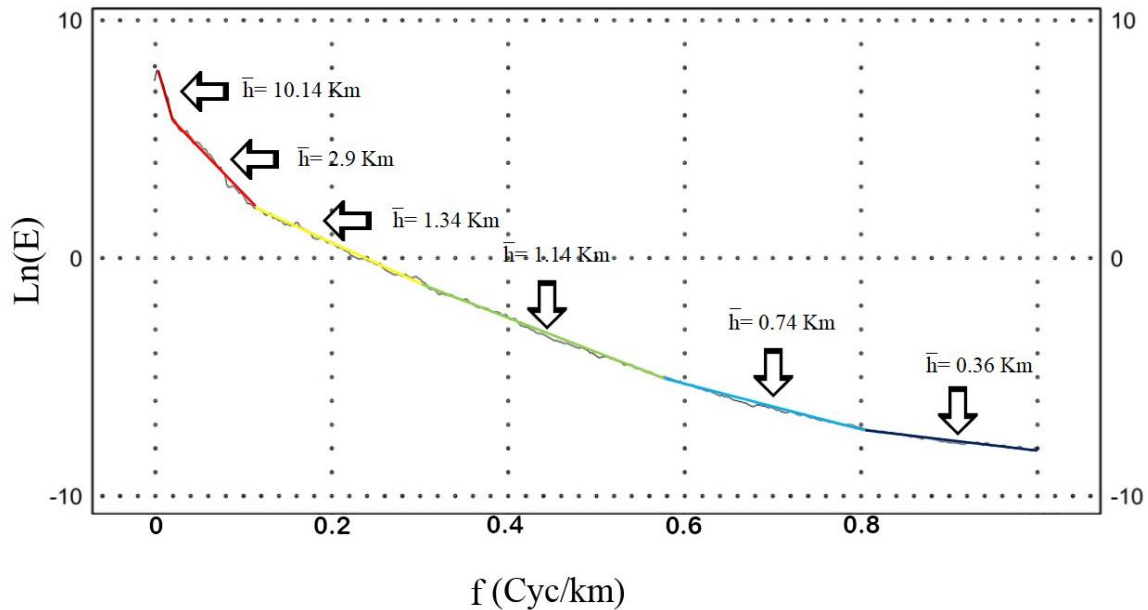


Figure 5.06 : Spectre d'énergie radialement moyenné du bassin de Tin Séririne.

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 : 10.14 km, 2.9 km, 1.34 km, 1.14 km, 0.74 Km et 0.36 km. Le premier ensemble de profondeur moyenne égale à 10.14 Km, correspondant aux plus basses fréquences (entre 0.002 et 0.02 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.

5.2.3.3 Prolongements analytiques :

En terme de fréquence ; le champ d'anomalies magnétique peut être considéré comme étant la superposition de deux parties ; 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. Plusieurs types de filtrage sont utilisés pour la séparation de ces deux composantes, dans le cadre de ce travail, nous avons opté pour le prolongement analytique, basé sur 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 opération de lissage permet d'étudier la structure du champ 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 :

$$F[\Psi_u] = e^{-|k|\Delta z} \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (5.06)$$

Où, k est le nombre d'onde et $\Delta z = h - h_0$ 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 (5.06) 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 :

$$F[\Psi_u] = e^{+k|\Delta z} \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (5.07)$$

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.

➤ 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 15 Km (Figure 5.07). La comparaison des cartes prolongées avec celle originale (non prolongée), montre clairement l'effet de lissage où les anomalies de courtes longueurs d'ondes sont, peu à peu, atténuées ou supprimées à la faveur des anomalies de longueurs d'onde plus grandes. A 1Km (Figure 5.07a), on constate une atténuation d'une partie des anomalies de hautes fréquences associées à des sources superficielles. A 5 km le lissage des données est devenu plus accentué (Figure 5.07b). Dans cette carte, la plupart des anomalies associées à des sources superficielles ou peu profondes (structures affleurantes et accidents superficiels) ont été atténuées laissant la place aux anomalies générées par des structures plus profondes. A partir de 10 km, on remarque que l'effet des sources profondes est bien mis en relief par les cartes prolongées (Figure 5.07c et Figure 5.07d).

➤ 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. 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. La figure 5.08a 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. Quantitativement on constate une nette amplification des anomalies magnétiques caractérisées par de courtes longueurs d'ondes de quelques 20 %.

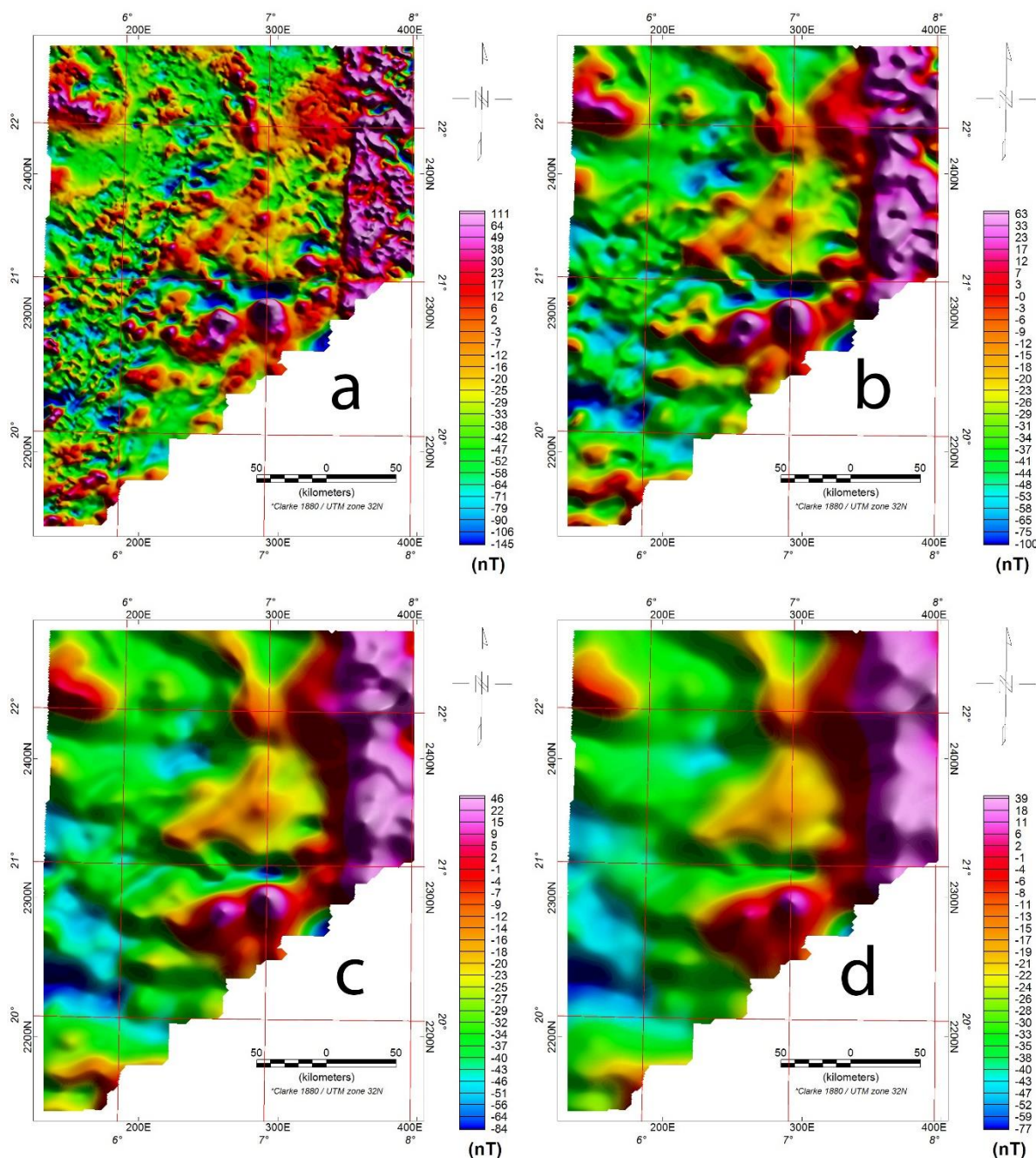


Figure 5.07 : Prolongement vers le haut (PVH) de la carte réduite à différentes distances. (a)PVH à 1 Km, (b) PVH à 5 Km, (c) PVH à 10 Km, (d) PVH à 15 Km

5.2.3.4 Dérivées du champ :

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, tandis que celles horizontales permettent la mise en évidence des linéaments de haute fréquence orientés dans les directions perpendiculaires au sens de la dérivation. Les dérivées énièmes horizontales d’un champ de potentiel U , selon les directions x et y , s’expriment dans le domaine de Fourier par :

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial x^n}\right] = (ik_x)^n F[U] \quad (5.08)$$

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial y^n}\right] = (ik_y)^n F[U] \quad (5.09)$$

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 :

$$F\left[\frac{\partial^n U}{\partial z^n}\right] = |k|^n F[U] \quad (5.10)$$

Les filtres des dérivées *énième* contenus dans les expressions (5.08), (5.09) et (5.10) montrent clairement qu'ils amplifient les courtes longueurs d'onde aux dépends des grandes longueurs d'onde.

➤ Dérivée verticale :

La figure 4.08b représente la carte de la dérivée verticale du champ d'anomalies magnétiques réduites au pôle de la zone d'étude. On remarque une nette amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes qui s'arrangent dans des cortèges subméridiens dont la majorité est, généralement, liée aux systèmes de fracturation et aux contacts lithologiques. La comparaison entre la carte de la dérivée verticale et celle prolongée vers le bas (Figure 4.08) montre que les deux procédures permettent l'amplification de la composante de hautes fréquences. Bien que, cette amplification est plus importante pour la dérivée verticale que pour le prolongement vers le bas, on constate toujours une certaine similitude entre l'allure des deux cartes.

➤ Dérivées horizontales :

La carte ombrée de la dérivée horizontale selon X (Figure 4.09a), permet la mise en évidence des contacts litho-structuraux et des accidents tectoniques dans la direction perpendiculaire par rapport à l'axe X qui est la direction N-S pour notre cas, on constate une nette différenciation dans l'intensité des anomalies magnétiques caractérisant les différents domaines litho-structuraux, notamment au niveau des systèmes de fracturation et au niveau du contact socle cristallin-couverture sédimentaire. Les différentes formations litho-structurales ainsi que les bordures du bassin de Tin Séririne sont bien mises en évidence.

Contrairement à la dérivée X, le gradient horizontal selon Y (Figure 4.09b), 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, y compris notre zone d'étude, ont, généralement, une orientation subméridienne. On constate aussi une amplification, qui n'est pas vraiment importante, des anomalies magnétiques de courtes longueurs d'ondes liées aux sources superficielles.

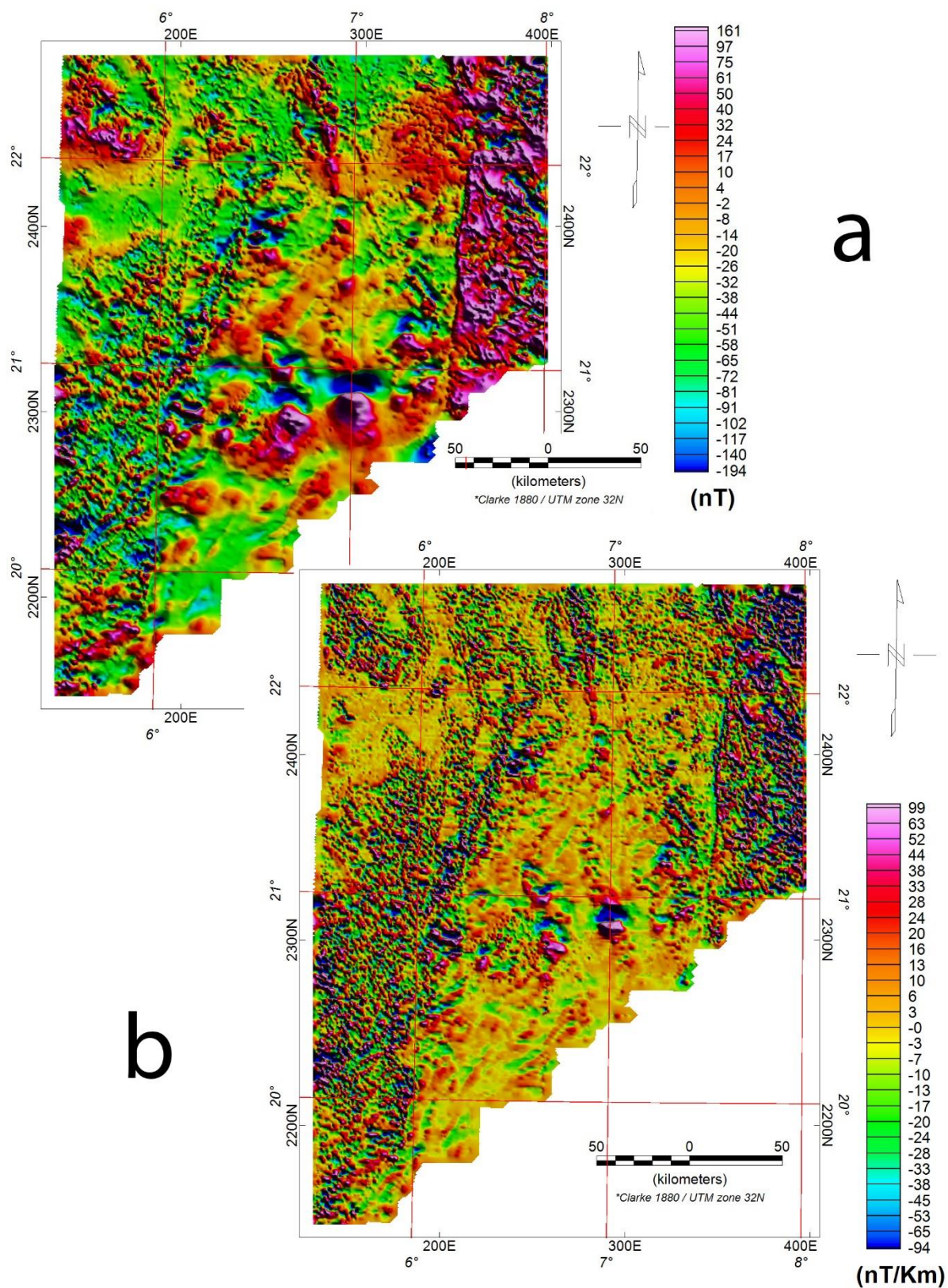


Figure 5.08 : Amplification des anomalies de courtes longueurs d'ondes. (a) Prolongement vers le bas à 0.15 Km, (b) Première dérivée verticale (Z)

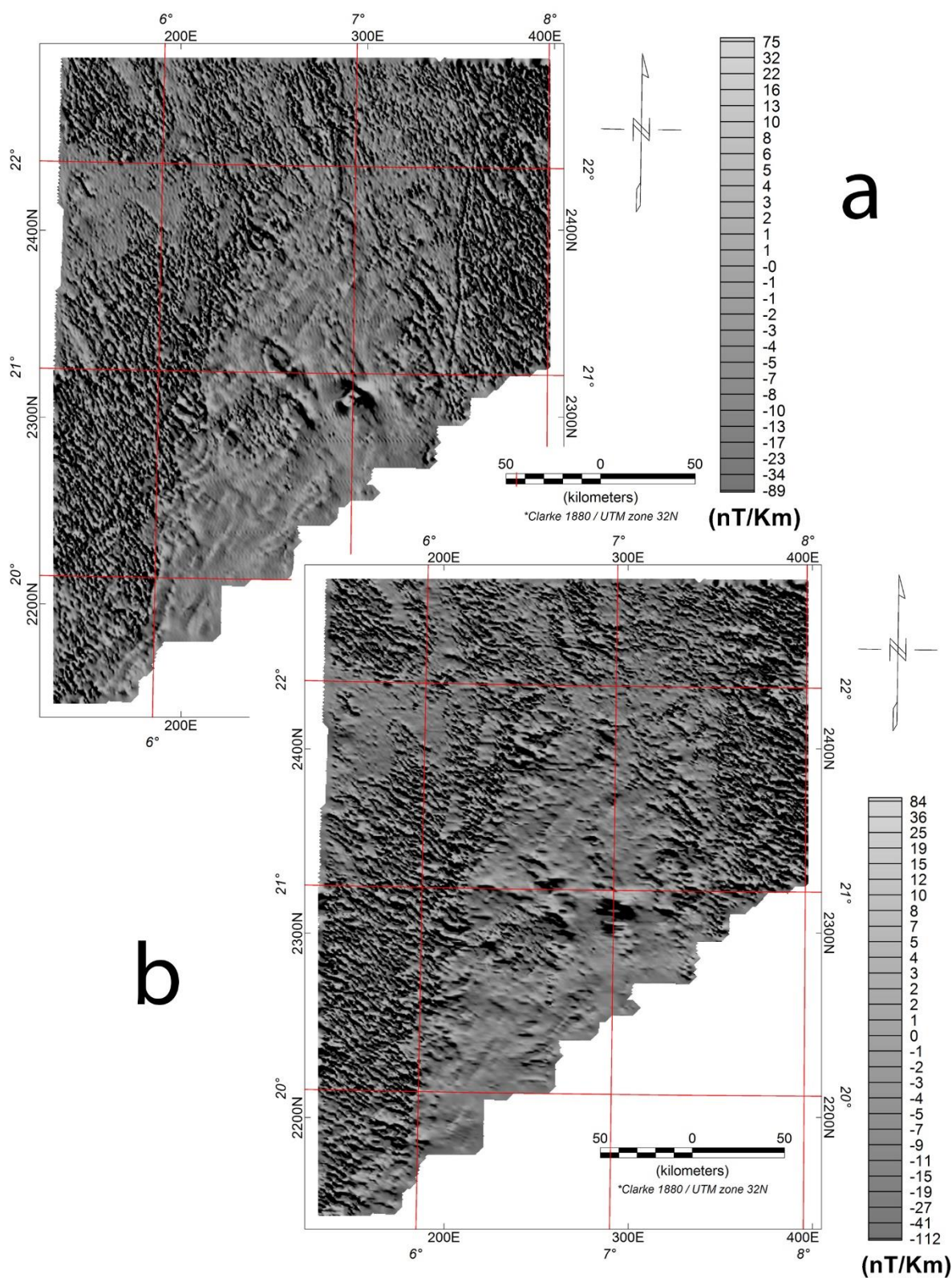


Figure 5.09 : Cartes des dérivées horizontales.
 (a) Première dérivée horizontales (X), (b) Première dérivée horizontale (Y).

5.3 Traitement de l'information aéro-spectrométriques :

Il est à noter que contrairement aux données aéro-magnétiques qui ont subi une série de traitements par *Aeroservice*, les données aéro-spectrométriques n'ont fait l'objet d'aucune correction ce qui explique l'important niveau de bruits parasites affectant les cartes des données spectrométriques brutes. Dans cette section, et dans le but de mieux exploiter l'information spectrométrique acquise au-dessus de la zone d'étude, nous appliquons à l'enregistrement brut, les corrections nécessaires pour éliminer les altérations et les parasites qui entachent les mesures.

5.3.1 Raccordement des données (*Homogénéisation*) :

Au-dessus de la zone d'étude, les données spectrométriques brutes sont réparties sur trois (03) différents fichiers numériques. L'assemblage de ces derniers 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. 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 procédons, dans cette section à l'homogénéisation de ces données en utilisant une approche statistique proposée par (Groune, 2019) qui a introduit un facteur de multiplication dynamique, calculé à partir des polynômes et des moyens arithmétiques des différents canaux énergétiques.

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 (Groune, 2019) :

- 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 (1) 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.

Selon cette approche, 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, on utilise les 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 :

$$\begin{aligned} F_K &= \frac{R_{TC}}{R_K} \frac{M_K}{M_{TC}} \\ F_U &= \frac{R_{TC}}{R_U} \frac{M_U}{M_{TC}} \\ F_{Th} &= \frac{R_{TC}}{R_{Th}} \frac{M_{Th}}{M_{TC}} \end{aligned} \quad (5.11)$$

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} : Moyennes arithmétiques de *K*, *U* et *Th*.

Les figures (5.10, 5.11 et 5.12) représentent, respectivement, les taux de comptage, avant et après l'homogénéisation, des trois radioéléments (*K*, *U* et *Th*), obtenus à partir de la multiplication des comptages bruts par leurs facteurs de multiplication illustrés par l'expression (5.11). Les cartes des taux spectrométriques homogénéisés 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 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 micro-nivellement épousant la direction des lignes de vol.

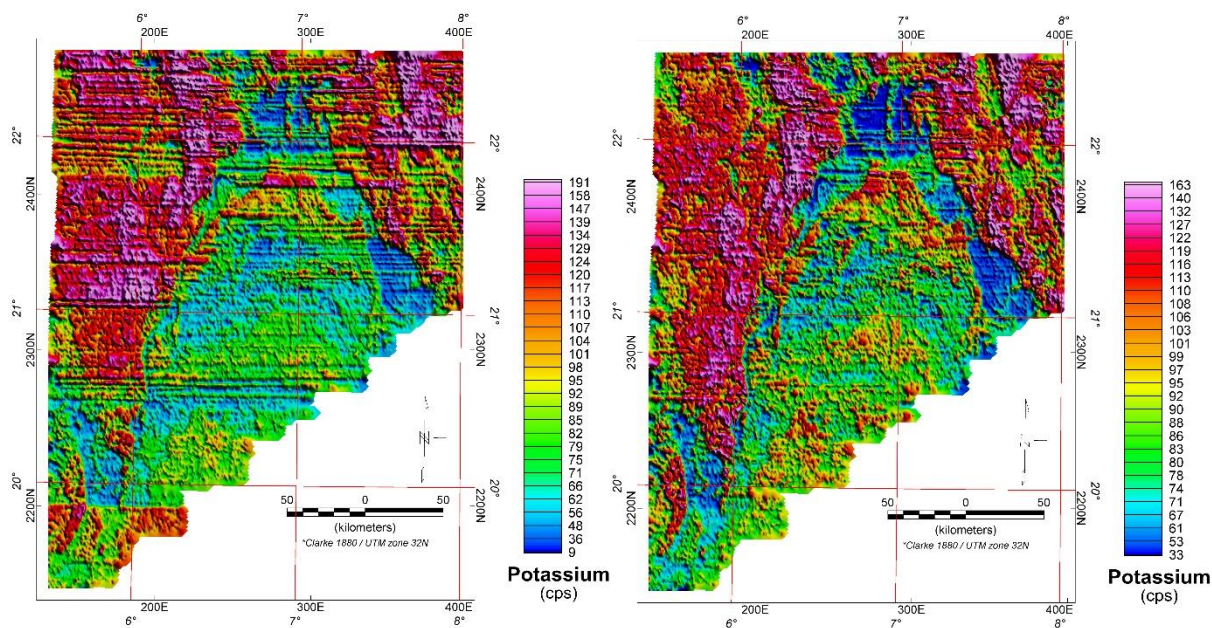


Figure 5.10 : Raccordement des données de Potassium (K).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

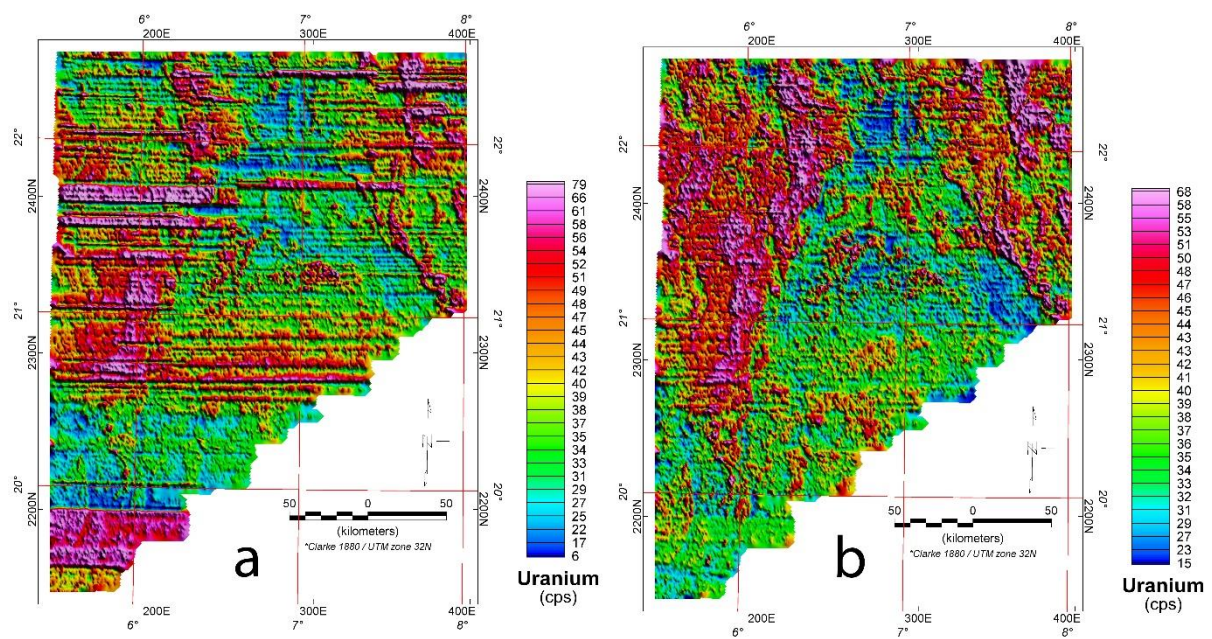


Figure 5.11 : Raccordement des données d'Uranium (U).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

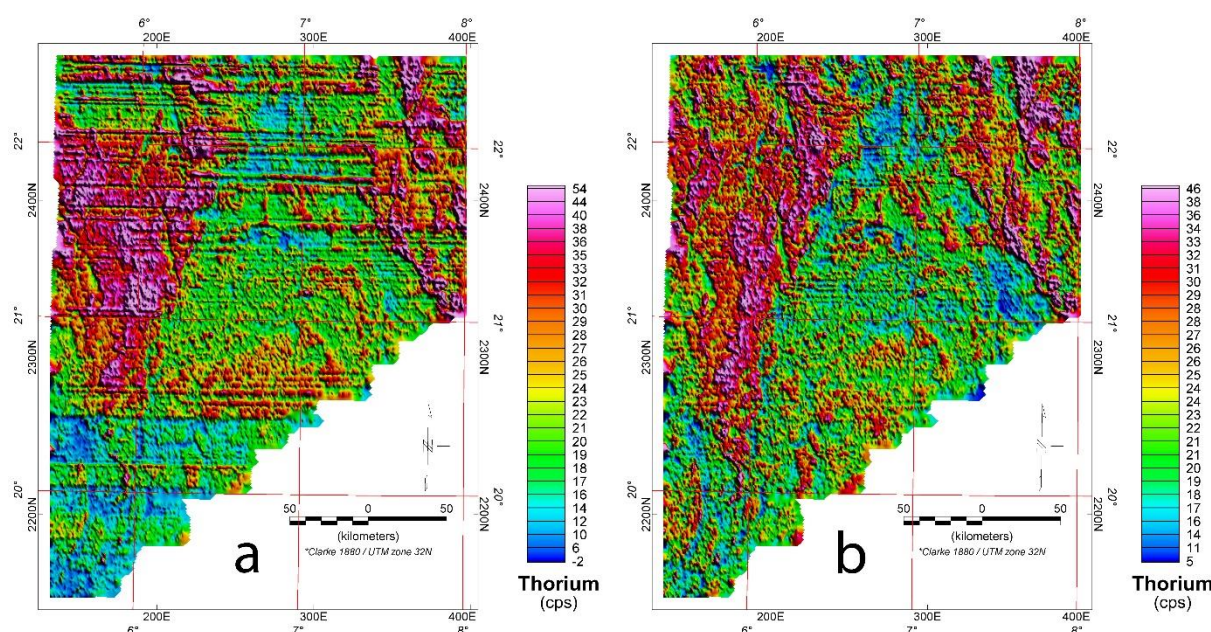


Figure 5.12 : Raccordement des données de Thorium (Th).
 (a) Avant homogénéisation, (b) Après homogénéisation.

Dans le but de prouver, quantitativement, la fiabilité de l’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 5.01). 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 5.01 : Paramètres statistiques des trois canaux spectrométriques avant et après l’homogénéisation des données des trois fichiers numériques.

Canal	Minimum		Maximum		Moyenne (Avant = Après)	Ecart type	
	Avant	Après	Avant	Après		Avant	Après
<i>K</i>	21.3	23.26	274.3	274.5	96.7	33.87	24.17
<i>U</i>	8.7	12.74	170	126	40.9	13.61	9.67
<i>Th</i>	1.07	1.76	131	123.37	24.9	10.4	07.56

5.3.2 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.

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

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 el al, 1997). La correction de l’effet du temps mort s’exprime par :

$$N = \frac{n}{1 - C.t} \quad (5.12)$$

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 notre cas et tenant compte de l'équipement utilisé, relativement ancien (spectromètre de type *Horshow Hammer*), la valeur adéquate pour la correction du un temps mort est $15 \mu\text{s}/\text{impulsion}$.

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

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 aéro-géophysiques 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 des 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 opté pour une approche statistique, en utilisant la technique polynomiale. Tenant compte du niveau du bruit de fond relativement élevé, nous avons opté pour l'enlèvement, tout simplement, de 15% des taux régionaux des quatre canaux, calculés précédemment pour l'opération d'homogénéisation des données.

5.3.2.3 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 5.13). Pour la détermination de ces coefficients, on utilise habituellement des sources pures de Th , U et K . Les coefficients de stripage sont définis comme suit :

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

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

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

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

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

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

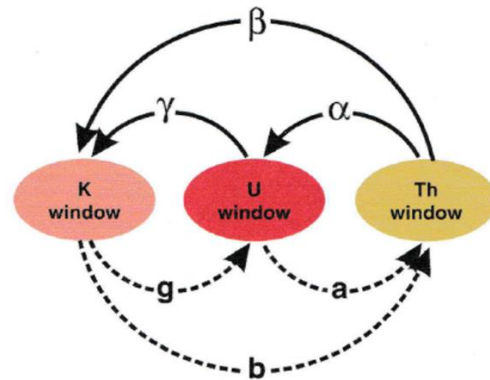


Figure 5.13 : Schéma d'interférence d'énergie entre les trois fenêtres K , U et Th .

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) :

$$\begin{aligned} Th_{corr} &= \frac{U_{obs} - aTh_{obs}}{1 - a\alpha} \\ U_{corr} &= \frac{U_{obs} - \alpha Th_{obs}}{1 - a\alpha} \\ K_{corr} &= \frac{(\alpha\gamma - \beta)Th_{obs} + (\alpha\beta - \gamma)U_{obs} + (1 - a\alpha)K_{obs}}{1 - a\alpha} \end{aligned} \quad (5.13)$$

Où

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

Th_{obs} , U_{obs} et K_{obs} : Taux observés 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 :

$$\begin{aligned} U_{corr} &= U_{obs} - \alpha Th_{obs} \\ K_{corr} &= K_{obs} - \beta Th_{obs} - \gamma U_{obs} \end{aligned} \quad (5.14)$$

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

$$\alpha = 0.24, \beta = 0.37, \gamma = 0.70, a = 0.05 \text{ et } b = g = 0$$

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 augmentent avec l'altitude de vol. Les taux de croissance par mètre des différentes constantes de stripage sont les suivantes (AIEA, 1991) :

$$C_\alpha = 0.00049, C_\beta = 0.00065, C_\gamma = 0.00069 \text{ et la croissance de } a, b \text{ et } g \text{ est négligeable}$$

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 ce travail 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 :

$$\alpha = 0.45, \beta = 0.59 \text{ et } \gamma = 0.94$$

4.3.2.3 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 $273.15 \text{ }^\circ\text{K}$ et à la pression standard 101.325 KPa s'exprime par (AIEA, 1991) :

$$h_{TPS} = h_{obs} \frac{(273.15).P}{(T + 273.15)(101.325)} \quad (5.15)$$

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 $^\circ\text{C}$ et P en KPa). La pression atmosphérique standard s'exprime par la relation suivante :

$$P = 101.325 e^{-\frac{H}{8581}} \quad (5.16)$$

Où H est l'altitude barométrique (en mètres) qui est la somme de l'altitude radar et celle topographique.

5.3.2.4 Correction d'altitude (élévation) :

Lors d'un levé aéro-spectrométrique, 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 :

$$\begin{aligned} TC_{corr} &= TC_{obs} \exp[\mu_{TC}(h_e - h_0)] \\ K_{corr} &= K_{obs} \exp[\mu_K(h_e - h_0)] \\ U_{corr} &= U_{obs} \exp[\mu_U(h_e - h_0)] \\ Th_{corr} &= Th_{obs} \exp[\mu_{Th}(h_e - h_0)] \end{aligned} \quad (5.17)$$

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) est donnée par l'expression :

$$\mu = \mu_m \cdot \rho \quad (5.18)$$

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 :

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

5.3.3 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 :

$$\begin{aligned}
TC_{corr} &= \lambda(TC_{obs} - BF_{TC}) \\
K_{corr} &= \lambda[(K_{obs} - BF_K) - \beta(Th_{obs} - BF_{Th}) - \gamma(U_{obs} - BF_U)] \\
U_{corr} &= \lambda[(U_{obs} - BF_U) - \alpha(Th_{obs} - BF_{Th})] \\
Th_{corr} &= \lambda(Th_{obs} - BF_{Th})
\end{aligned} \tag{5.19}$$

Où

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

h_0 : Altitude nominale de vol ($h_0 = 150$ 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 5.14). 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.

5.3.4 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. Comme pour les données magnétométriques, dans le but d'atténuer les erreurs résiduelles de courtes longueurs d'ondes, nous avons opté pour l'application, aux taux corrigés, de l'algorithme *PGW*.

La figure 5.15 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 atténuation du bruit de micro-nivellement qui n'est pas vraiment parfaite, et ce à cause du rapport signal/bruit, relativement élevé, par rapport aux données magnétométriques.

On constate la disparition de la plupart 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 5.15c et Figure 4.15d).

Des erreurs résiduelles persistent encore après le micro-nivellement dont l'intensité varie d'un canal à l'autre, ces dernières, 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.

Les linéaments des anomalies spectrométriques, suivent, généralement, les éléments litho-structuraux majeurs de la zone d'étude particulièrement les taux de comptage de TC et K (Figure 5.15a et Figure 5.15b). Les taux relativement élevés sont enregistrés au niveau des systèmes de fracturation et au niveau des contacts lithologiques. Le bassin de Tin Séririne est bien mis en évidence surtout par la carte du potassium.

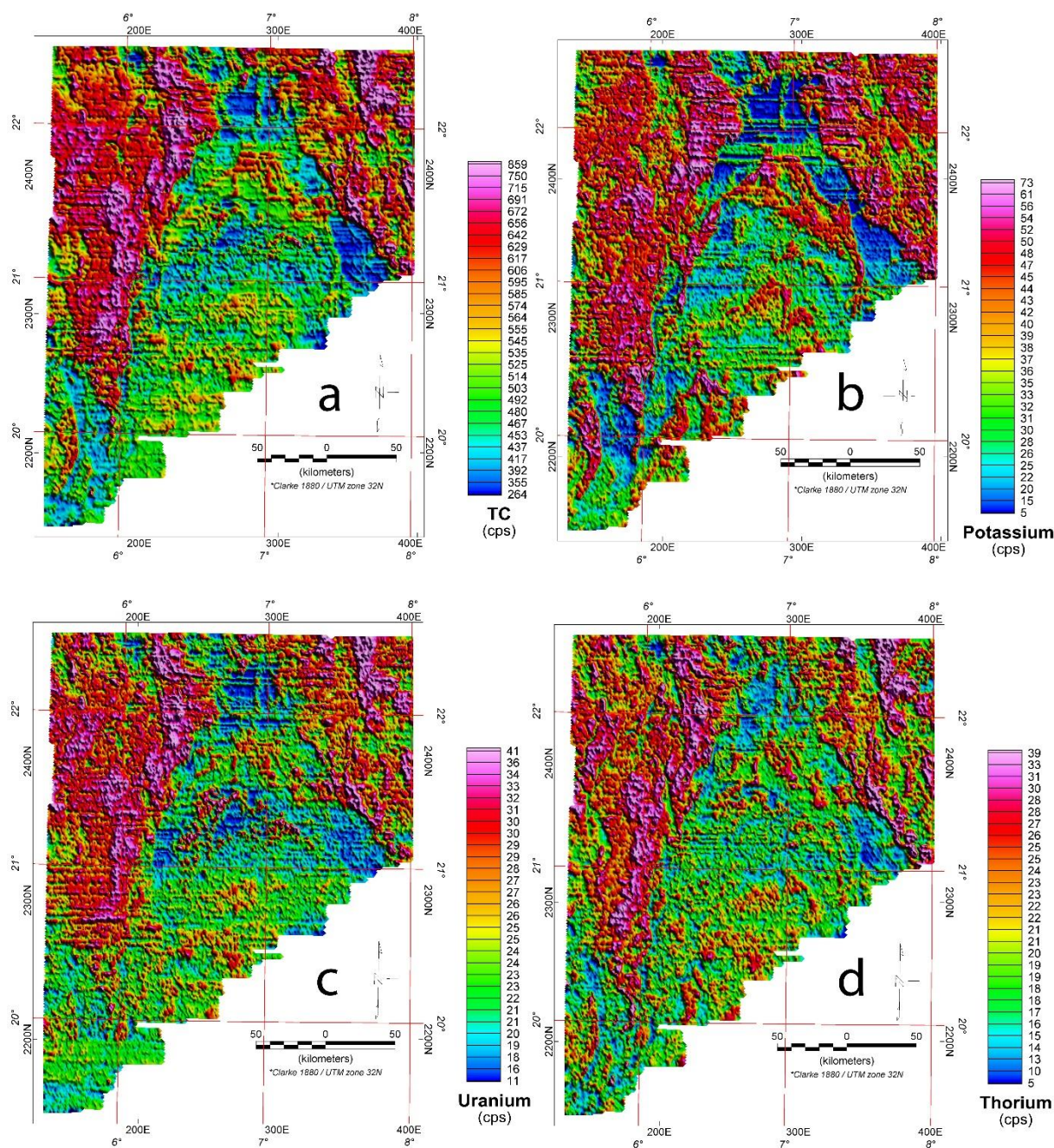


Figure 5.14 : Taux de comptage corrigés.
 (a) TC corrigé, (b) K corrigé. (c) U corrigé, (d) Th corrigé.

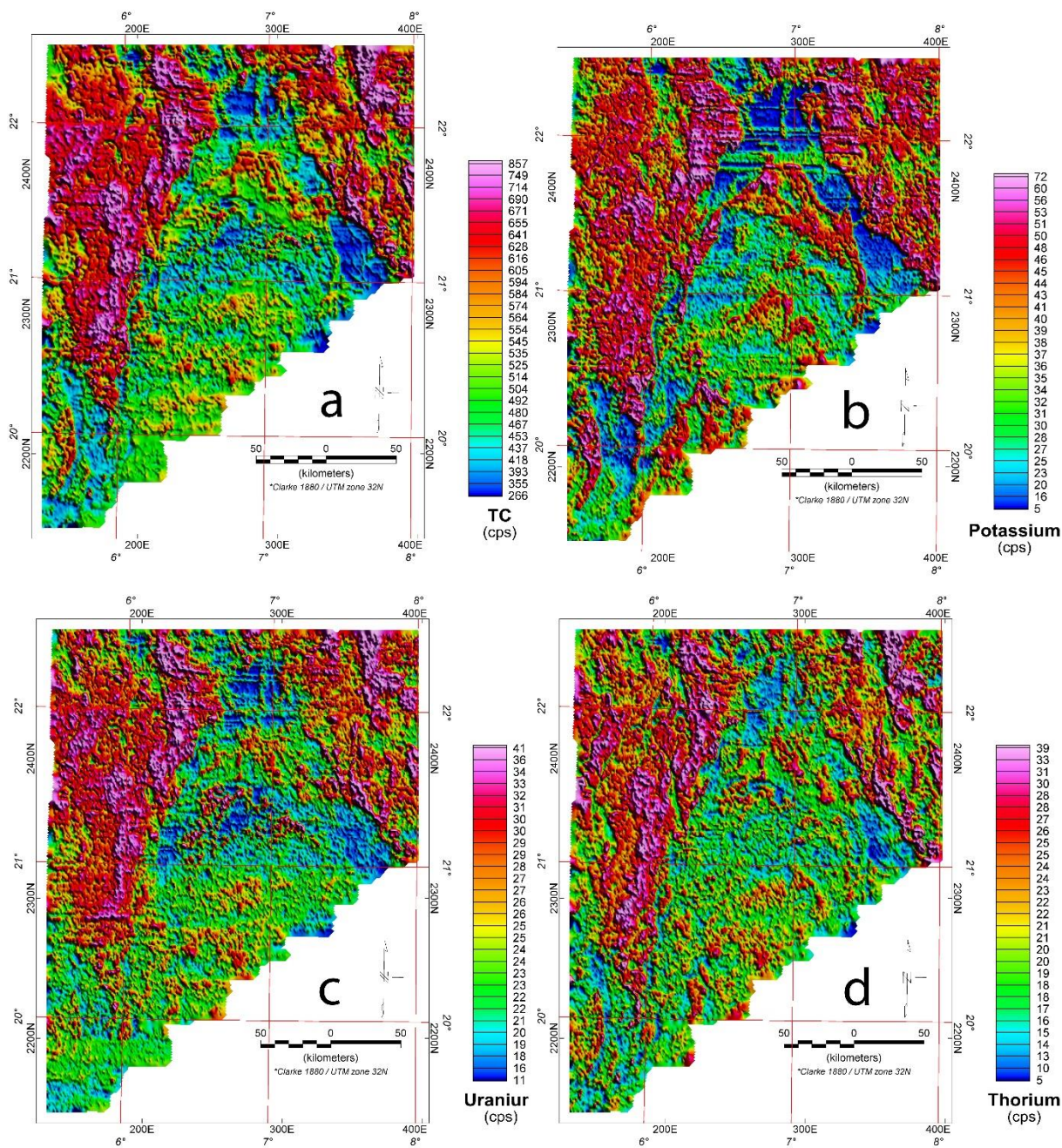


Figure 5.15 : Taux de comptage corrigés et filtrés.
 (a) TC filtré, (b) K filtré, (c) U filtré, (d) Th filtré.

5.3.5 Calcul des concentrations apparentes :

Dans le but de donner aux mesures aéro-spectrométriques 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) :

$$\begin{aligned} eTh(ppm) &= \frac{Th_{corr}}{\mu_{Th} \cdot V} = \frac{Th_{corr}}{F_{Th}} \\ eU(ppm) &= \frac{U_{corr}}{\mu_U \cdot V} = \frac{U_{corr}}{F_U} \\ K(\%) &= \frac{K_{corr}}{\mu_K \cdot V} = \frac{K_{corr}}{F_K} \end{aligned} \quad (5.20)$$

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 (5.20), 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 :

$$\begin{aligned} F_{Th} &= \mu_{Th} \cdot V = 4.18 \\ F_U &= \mu_U \cdot V = 5.10 \\ F_K &= \mu_K \cdot V = 5.49 \end{aligned}$$

Du fait que les teneurs spectrométriques (Figure 5.16) 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 au niveau des systèmes de fracturation majeurs d'orientation subméridienne.

Les contacts litho-structuraux sont également caractérisés par teneurs relativement élevés. De même pour le contact socle-couverture délimitant le bassin de Tin Séririne, où des teneurs relativement élevés ont été localisés notamment dans la partie sud Nord-est.

Les figures 5.16a et 5.16c illustrent 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.

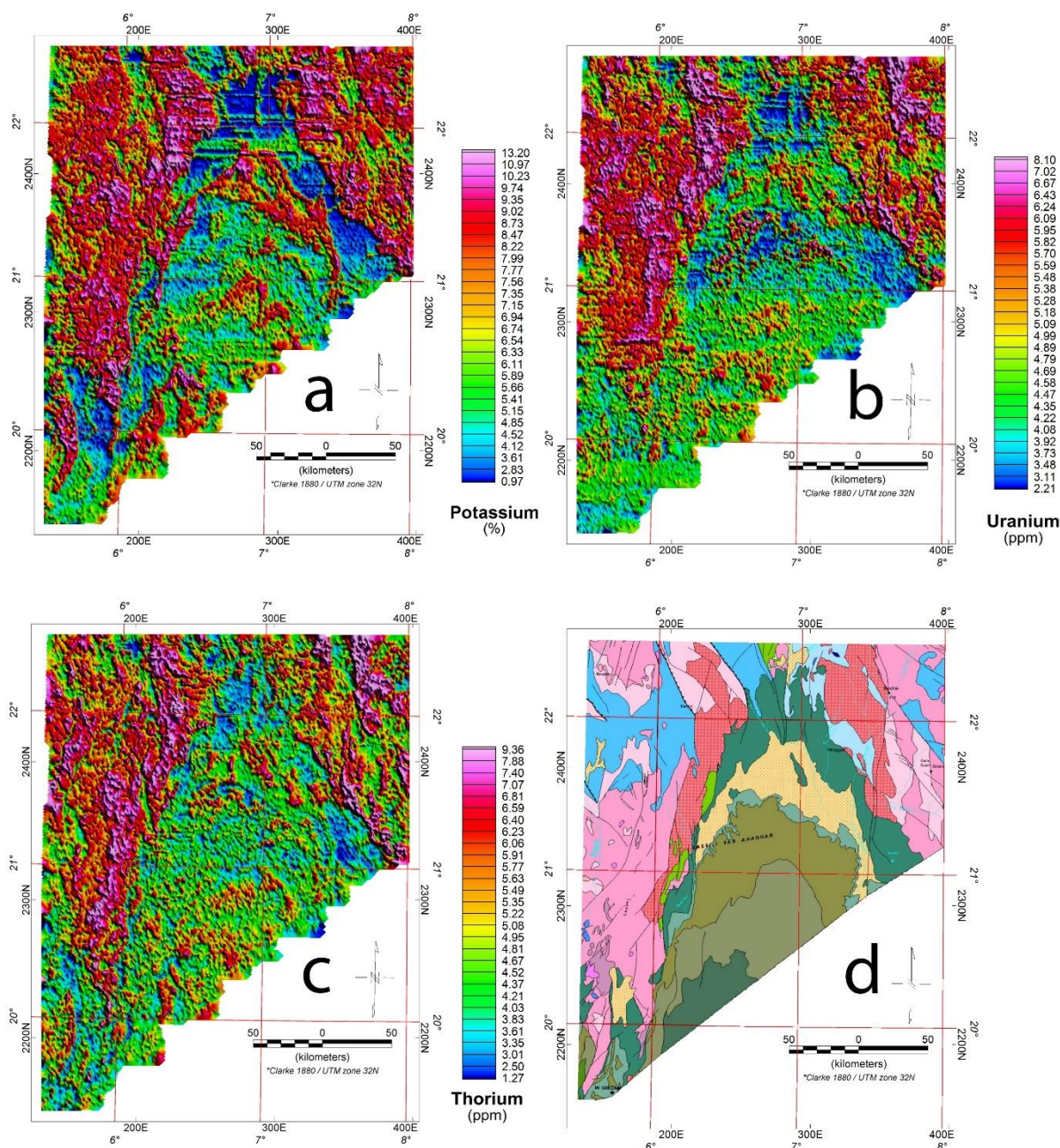


Figure 5.16 : Carte des concentrations en radioéléments.
 (a) Concentration en Potassium (%), (b) Concentration en Uranium (ppm),
 (c) Concentration en Thorium (ppm), (d) Carte géologique du bassin de Tin Séririne.

A thick, dark blue vertical bar runs down the left side of the page. A horizontal arrow-shaped bar, also in dark blue, points to the right from the vertical bar. The text 'Chapitre 6 :' is written in a dark blue, italicized serif font inside the arrow.

Chapitre 6 :

*Evaluation du Potentiel
Uranifère*

A series of thin, dark blue wavy lines originate from the bottom of the vertical bar and curve upwards and to the right, creating a decorative, organic shape.

6.1 Introduction :

Les différentes campagnes de recherche et d'exploration, effectuées dans la région du bassin sédimentaire de Tin Séririne, ont permis de mettre en évidence, en plus du gîte de Uranifère de Tahaggart qui est de type discordance, quelques indices d'Uranium et plusieurs anomalies radiométriques importantes dont, les minéralisations Uranifères sont, généralement, associées à des grès et font partie de la province Uranifère Algéro-Nigérienne. Dans ce chapitre, et à partir des résultats de l'interprétation des données aéro-géophysiques et des différents levés de surface disponibles, nous procédons à la délimitation de périmètres restreints, potentiellement favorable à l'accumulation de minéralisations Uranifères. Une telle approche, diminuera considérablement les coûts alloués à l'exploration et peut servir comme document de base pour futur projets de recherche et d'exploration de l'Uranium dans la zone d'étude.

6.2 Interprétation des données magnétiques :

A partir de la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle Nord magnétique, décrite dans le chapitre précédent, nous effectuons, dans cette section, une interprétation qualitative et quantitative et ce, dans le but de mettre en évidence les différents systèmes de fracturation dans le bassin de Tin Séririne.

6.2.1 Schéma structural synthétique :

Le schéma structural synthétique (Figure 6.01) est obtenu à partir du champ réduit au pôle en utilisant le module « *CET* » du logiciel « *Oasis montaj* » de « *Geosoft* ». Ce dernier permet l'éclaircissement de la continuité de certains éléments structuraux, l'identification d'autres inconnus auparavant et la localisation des principaux systèmes de fracturation.

Sur la carte des linéaments magnétiques du bassin sédimentaire de Tin Séririne (Figure 6.01a), on constate une orientation, généralement subméridienne des systèmes de fracturation, ils correspondent aux trois 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 notamment le long du contact socle-couverture, délimitant le bassin, et au niveau des contacts entre des différentes formations litho-structurales. Le schéma structural synthétique montre, une bonne corrélation entre les linéaments magnétiques et le contexte structural de la zone d'étude. En effet les linéaments magnétiques associés aux failles et dykes identifiés au cours de cette étude sont plus au moins cartés sur les cartes litho-structurales. Cependant, certains linéaments n'étaient pas identifiés auparavant.

Les regroupements des fractures (Figure 6.01b), montre une densité élevée de failles au niveau des systèmes majeurs de fracturation d'orientation subméridienne à l'Est, à l'Ouest et au Nord du bassin. Ils sont associés aux trois accidents majeurs ; L'accident senestre **6°15'**, jalonné par des structures positives anticlinales d'In Guezzam jusqu'au nord de In Ateï et vers l'est jusqu'au plateau de Tamdjaout, la faille **7°30'** qui ne semble pas avoir l'ampleur de celle de **6°15'** et l'accident **6°50'** occupe une position axiale dans la structure du bassin. Des systèmes obliques au Sud-ouest du bassin présentent également, une densité remarquable de fractures secondaire. Ces fractures sont associées au volcanisme du Dévonien caractérisant cette région du bassin sédimentaire.

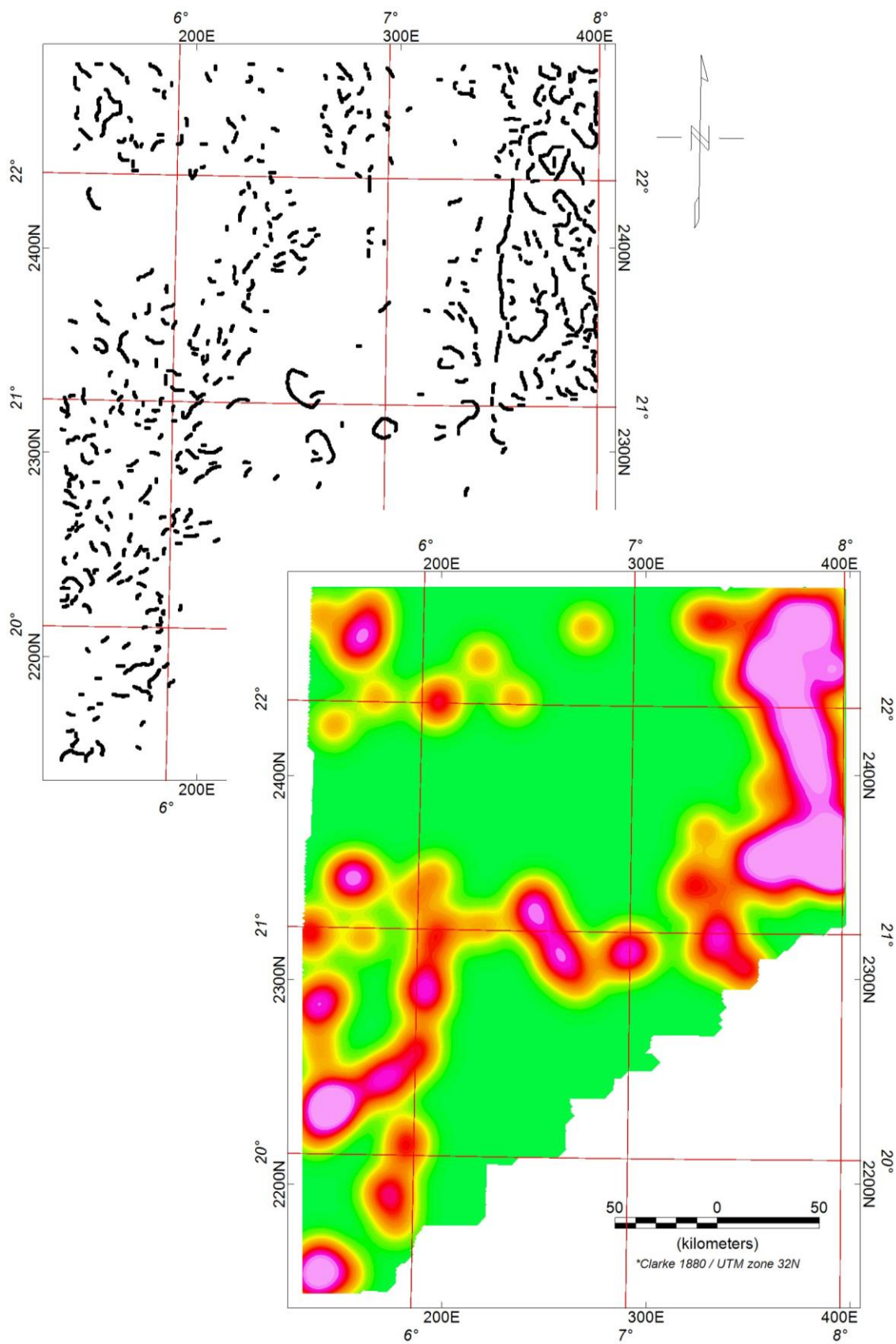


Figure 6.01 : Schéma structural synthétique de la zone d'étude.
 a) Principaux linéaments magnétiques.
 b) Zones de densités des linéaments.

6.2.2 Calage magnéto-structurale :

L'interprétation des cartes aéro-magnétiques filtrées, notamment celle d'anomalies réduites au pôle permet de repérer et de suivre les différents éléments structuraux de la zone d'étude. Ces derniers, traduits par des linéaments magnétiques, généralement positives, marquent les systèmes de fracturation majeurs et secondaires ainsi que les contacts entre les différents blocs litho-structuraux constituant la zone d'étude. La superposition de ces linéaments sur la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle (Figure 6.02) montre que les éléments structuraux majeurs sont nettement distingués.

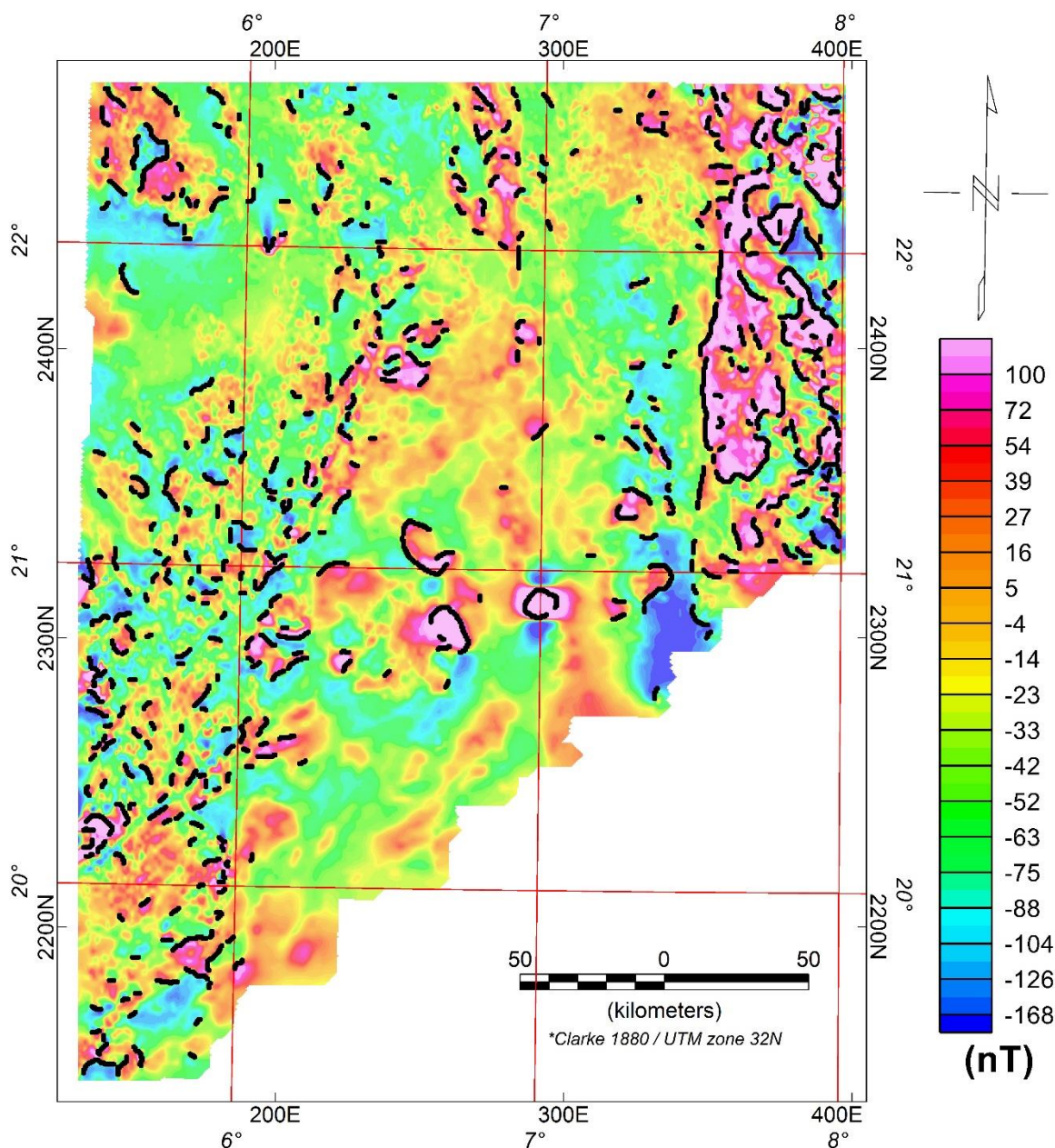


Figure 6.02 : Carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle du Bassin, sur laquelle sont superposés les principaux linéaments magnétiques.

Grâce à leur signature magnétique, les linéaments magnétiques ont permis de cerner les différents domaines litholo-structuraux constituant la zone d'étude. Les trois systèmes majeurs de fracturation, caractérisés par une signature magnétique positive, sont également mis en évidence par ces linéaments magnétiques. De même pour les systèmes d'accidents tectoniques secondaires de directions subméridiennes et obliques qui sont bien marqués sur la carte.

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 localisé à l'intérieur du bassin sédimentaire. Ces fractures sont nettement observées le long des lits d'Oueds, au Nord-est du bassin et au niveau des formations volcanique du Dévonien dans la partie Sud du bassin.

6.2.3 Localisation des sources magnétiques :

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 magnétiques. Pour la localisation des sources causant les anomalies magnétiques mesurées au-dessus de la zone d'étude, nous appliquons, dans cette section, au champ réduit au pôle, la méthode d'Euler localisée (*Located Euler Deconvolution*). Une technique, qui combine le signal analytique et la déconvolution d'Euler classique. Cette technique a été 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 la méthode 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.

6.2.3.1 Amplitude du signal analytique :

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 contrastes d'aimantation au niveau des éléments litho-structuraux, caractérisés généralement par une signature magnétique positive due aux minéraux ferromagnétiques contrôlés par ces éléments.

La carte de l'amplitude du signal analytique établie à partir de la carte d'anomalies magnétiques réduites au pôle (Figure 6.03) montre que les amplitudes relativement élevées (plus de 40 nT/Km), coïncident parfaitement avec les linéaments ce qui offre la possibilité de localiser les éléments structuraux de la zone d'étude. 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, les tests ont montré qu'un seuil entre 30 et 50 nT/Km permet une meilleure corrélation entre les pics et les linéaments magnétiques. Dans notre cas, le seuil de détection à partir duquel les maxima sont pris en considération, a été fixé à 40nT/Km, le nombre de pics trouvé est de l'ordre de **4120** maxima (solutions).

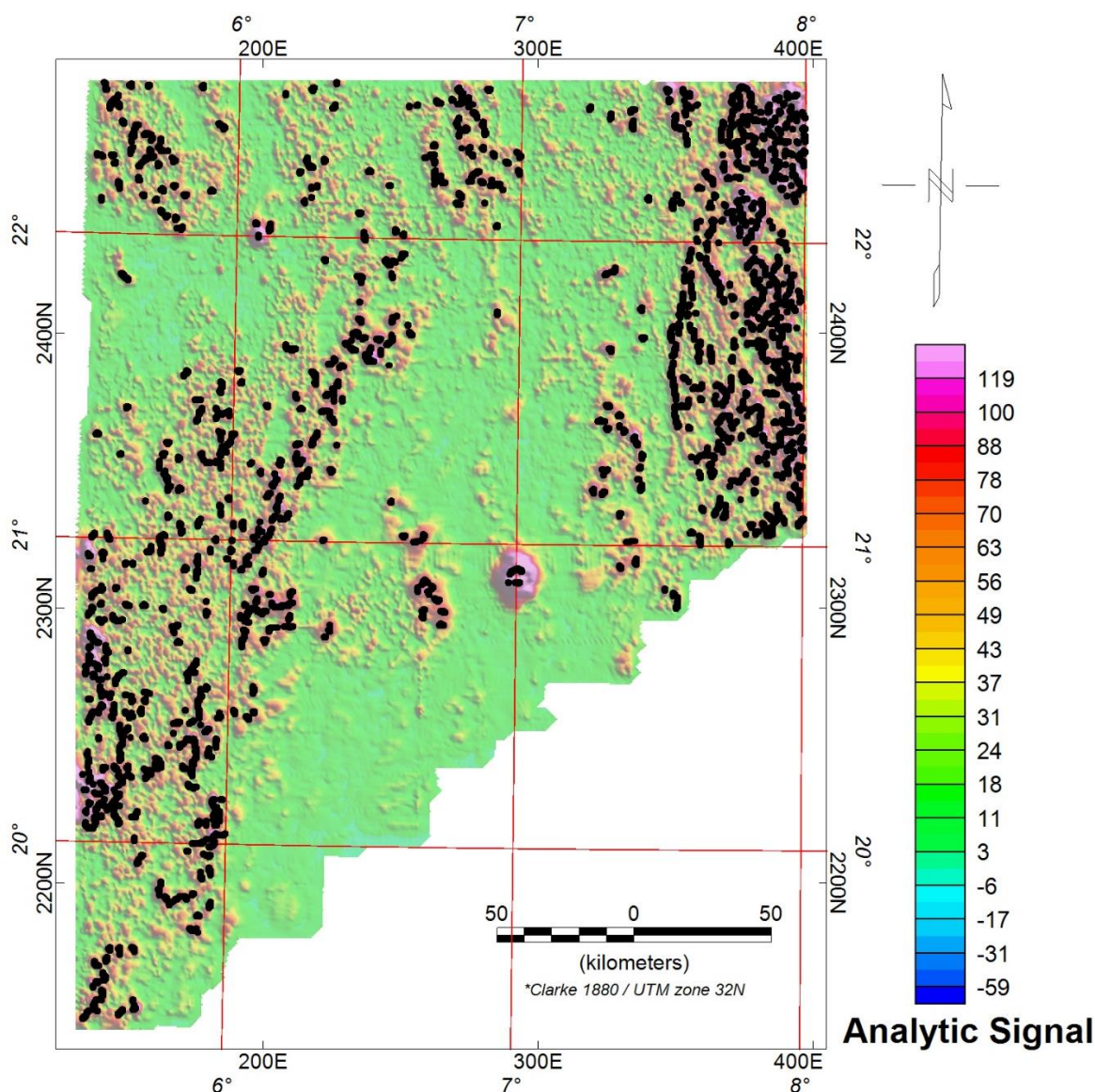


Figure 6.03 : Carte de l'amplitude du signal analytique sur laquelle sont superposés les pics calculés avec un seuil de détection des maxima de 40 nT/Km.

6.2.3.2 Méthode d'Euler localisée :

Basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler, la Déconvolution d'Euler classique 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 cette technique 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. Dans le but de mettre en évidence les éléments structuraux, il est nécessaire de choisir le 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 % (Groune, 2019). Dans notre cas, l'application de l'algorithme de calcul, avec les paramètres précédents synthétise **701** solutions (Figure 6.04).

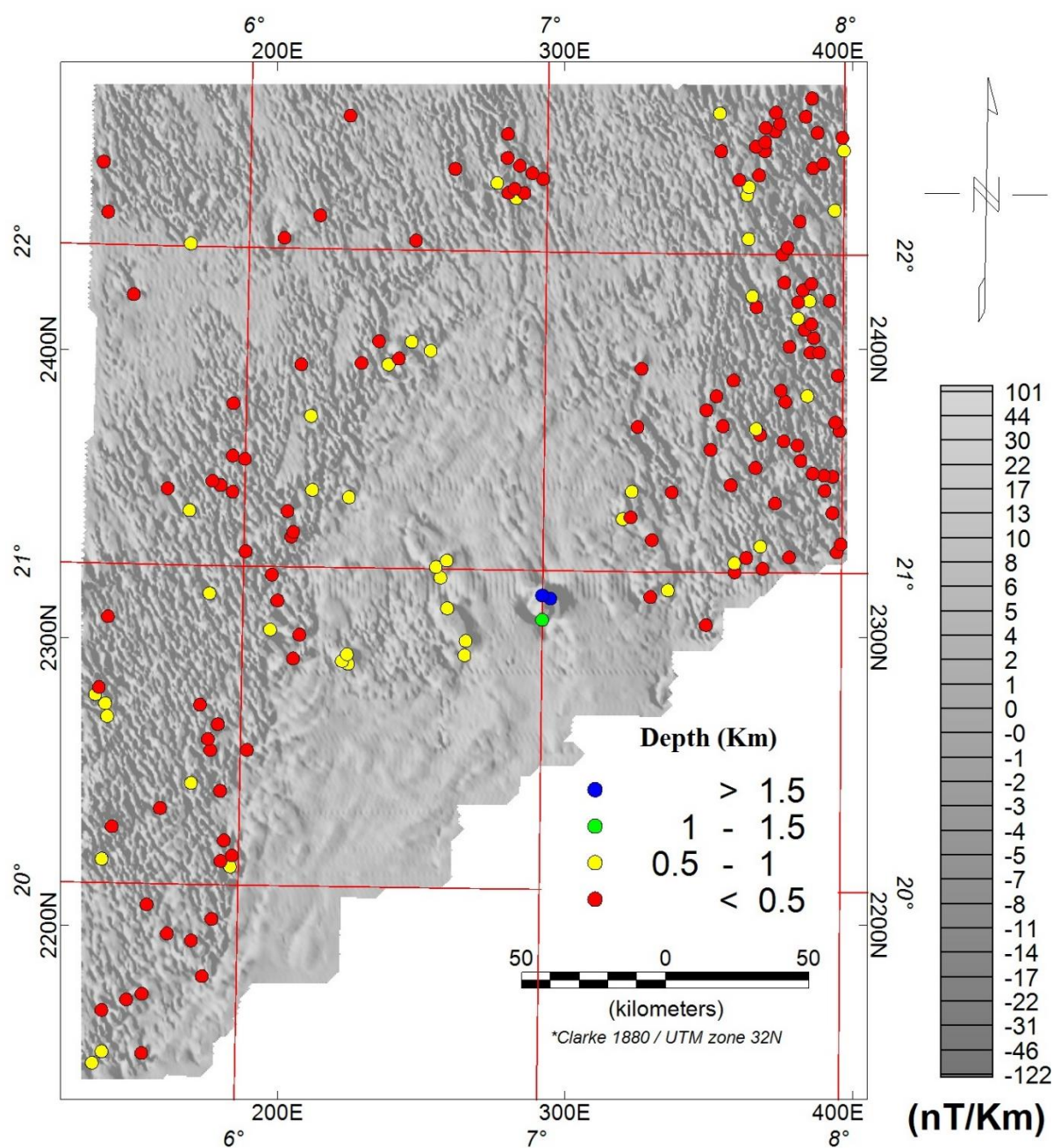


Figure 6.04 : Solutions d'Euler projetées sur la carte ombrée de la dérivée X.

D'une manière générale, l'arrangement des solutions dans la zone d'étude montre une orientation subméridienne, témoigne de la direction des structures majeures. La plupart de ces solutions se caractérisent par de petites profondeurs (< 0.5 Km). Elles correspondent au socle cristallin qui affleure autour du bassin sédimentaire de Tin Séririne. Les profondeurs moyennes (de 0.5 à 1.5 Km) correspondent aux différents systèmes de fracturation et contacts litho-structuraux de la zone d'étude. En fin, à l'exception des formations volcaniques du Dévonien, où des sources de profondeurs moyennes (>1.5 Km) sont localisées, on note une absence, presque totale, de solutions au niveau du bassin, due probablement à l'absence d'importants événements tectoniques.

6.3 Interprétation des données spectrométriques :

A partir des cartes des concentrations spectrométriques, décrites dans le chapitre précédent, nous effectuons, dans cette section, une interprétation qualitative et quantitative et ce, dans le but de mettre en évidence une loi de distribution des trois radioéléments selon les différentes formations lithologiques constituant la zone d'étude. Il est à noter que dans la pratique, on utilise souvent les rapports de concentrations au lieu des concentrations en radioéléments elles même. Ces derniers, 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.

6.3.1 Localisation des pics d'anomalies spectrométriques :

Dans le but de mettre en évidence, la répartition des trois éléments naturellement radioactifs, nous effectuons, dans cette section, une analyse statistique de données en se basant sur la technique de détermination des pics d'anomalies et ce, à partir des concentrations en radioéléments et leurs rapports. En analyse statistique, le seuil au-dessus duquel, les données sont considérées comme valeurs anormales est égale à la moyenne arithmétique plus deux fois l'écart type. Dans le cas des données d'*Aeroservice*, l'application de cette formule, purement empirique, aux teneurs spectrométriques a produit un nombre de valeurs anormales, jugé surestimé. Pour la détermination d'un seuil adéquat, des tests effectués sur la carte de concentration en Uranium, montrent une bonne corrélation au niveau des zones minéralisées connues en utilisant un facteur de multiplication compris entre 2.5 et 3 (Groune, 2019).

Dans le cadre de ce travail, nous avons opté pour un facteur égal à 2.75 fois l'écart-type pour la détermination des pics d'anomalies des teneurs des trois radioéléments et leurs rapports spectrométriques (Tableau 6.01).

Tableau 6.01 Statistiques des pics d'anomalies des teneurs et des rapports spectrométriques.

Canal	Min	Max	Moyenne	Ecart-type	Seuil de détection	Nombre de pics
<i>eK (%)</i>	0.33	19.03	8.59	2.26	14.80	108
<i>eU (ppm)</i>	1.69	16.36	5.09	1.09	8.08	1372
<i>eTh (ppm)</i>	1.35	22.39	5.22	1.5	9.34	1537
<i>eU/K</i>	0.2	16.57	0.62	0.19	1.14	7821
<i>eU/eTh</i>	0.17	3.24	1	0.16	1.44	1707
<i>eTh/K</i>	0.17	20.26	0.63	0.23	1.26	6013

6.3.2 Répartition des teneurs et des rapports spectrométriques :

6.3.2.1 Concentrations en radioéléments :

La superposition des pics, calculés à partir des teneurs des trois radioéléments, sur la carte géologique de la zone d'étude (Figure 6.05), montre une distribution très variable d'une formation à l'autre et d'un radioélément à l'autre ;

Pour le Potassium (Figure 6.05a), on remarque des petits regroupements de pics, localisés au niveau des systèmes de fracturation majeurs, au-dessus du socle cristallin, avec une absence presque totale de pics au niveau du bassin de Tin Séririne, cette absence peut être expliquée par les faibles teneurs en Potassium dans les formations sédimentaires.

Sur la carte des pics de l'Uranium (Figure 6.05b), on constate une nette corrélation, presque parfaite, avec la carte des anomalies mises en évidence sur terrain, décrite dans le deuxième chapitre. En effet, la distribution des pics de l'Uranium coïncide avec les zones indicielles du bassin sédimentaire de Tin Séririne où des regroupements de ces pics y sont localisés notamment le long du contact socle-couverture, au Nord-est du bassin, et autour des zones indicielles qui renferme les indices uranifères de Timouzeline et Tamart-n-Iblis dans la partie centrale du bassin. Dans cette dernière, on constate une tendance Uranifère des anomalies spectrométriques traduite par l'absence, presque totale, des pics de Thorium et de Potassium dans cette partie. D'autres regroupements de pics d'Uranium sont localisés dans le domaine du socle cristallin, au niveau des trois systèmes de fracturation majeurs contrôlés par les trois accidents régionaux : 6°15, 6°50 et 7°30.

A une échelle régionale, on peut dire que la carte de répartition des pics d'anomalies de Thorium (Figure 6.05c), 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 au Sud-ouest de la zone d'étude.

6.3.2.1 Répartition des rapports spectrométriques :

Trois rapports spectrométriques sont habituellement employés dans l'interprétation des données spectrométriques ; Les deux premiers (U/Th et U/K) donnent des renseignements sur la tendance des anomalies spectrométriques étudiées autrement dit, la nature des indices radiométriques tandis que le troisième (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. Il est à noter que dans le cadre de ce travail, et pour des besoins de calcul, les valeurs extrêmement petites ou nulles au dénominateur, qui peuvent causer des résultats surestimés, ne sont pas prises en compte lors du calcul des rapports spectrométrique (Figure 6.06).

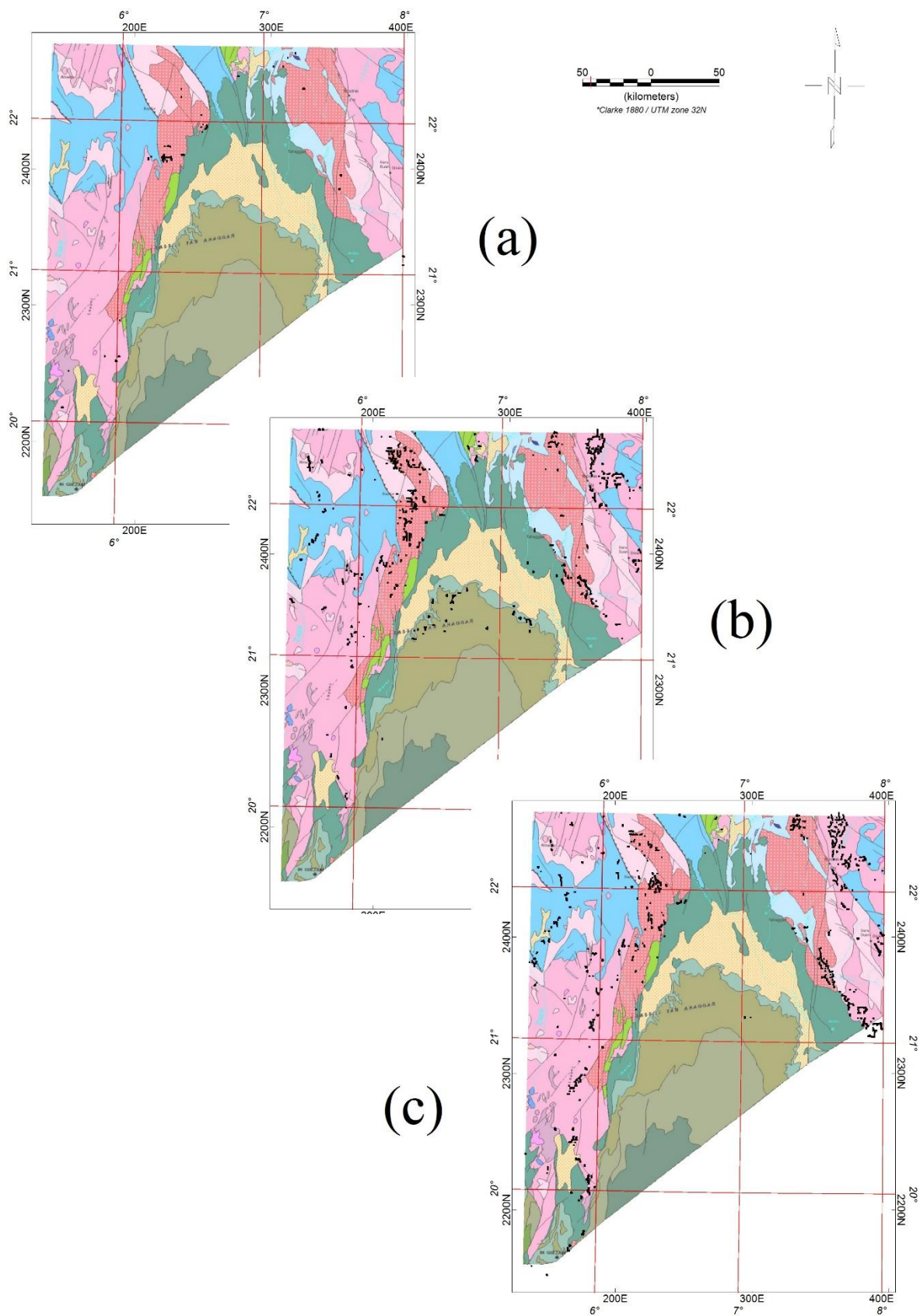


Figure 6.05 : *Pics d'anomalies des teneurs spectrométriques*
 (a) *Potassium*, (b) *Uranium*, (c) *Thorium*.

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 du bassin sédimentaire de Tin Séririne, dominée par une couverture paléozoïque. Dans cette partie de la zone d'étude, la carte du rapport U/K (Figure 6.06a) montre une nette tendance Uranifère, notamment le long du contact couverture sédimentaire - socle cristallin ainsi que pour les contacts entre les différentes formations litho-structurales du bassin, ceci peut être expliqué par l'existence d'éventuelles altérations Uranifères. Dans le domaine cristallin, on constate quelques regroupements de pics d'anomalies U/K , liés 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.

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. Dans notre cas, le rapport U/Th (Figure 6.06b) est relativement constant pour de vastes étendues et sur une variété de types de roches dans le domaine cristallin. Par contre, dans le domaine sédimentaire, on constate une domination presque totale de l'Uranium sur le Thorium, traduite par des regroupements de pics du rapport U/Th au niveau des horizons qui présentent des anomalies spectrométriques, ceci confirme la nature Uranifère des minéralisations dans ce domaine.

La carte de répartition des pics d'anomalies du rapport Th/K (Figure 6.06c), présente une certaine ressemblance avec celle des pics d'anomalies U/K (Figure 6.06a). Cette ressemblance peut être expliquée par la similitude des allures des anomalies de l'Uranium et du Thorium sur de 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 couverture ainsi qu'au niveau des contacts entre les formations litho-structurales du bassin sédimentaire.

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 vraiment 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 (Groune, 2019).

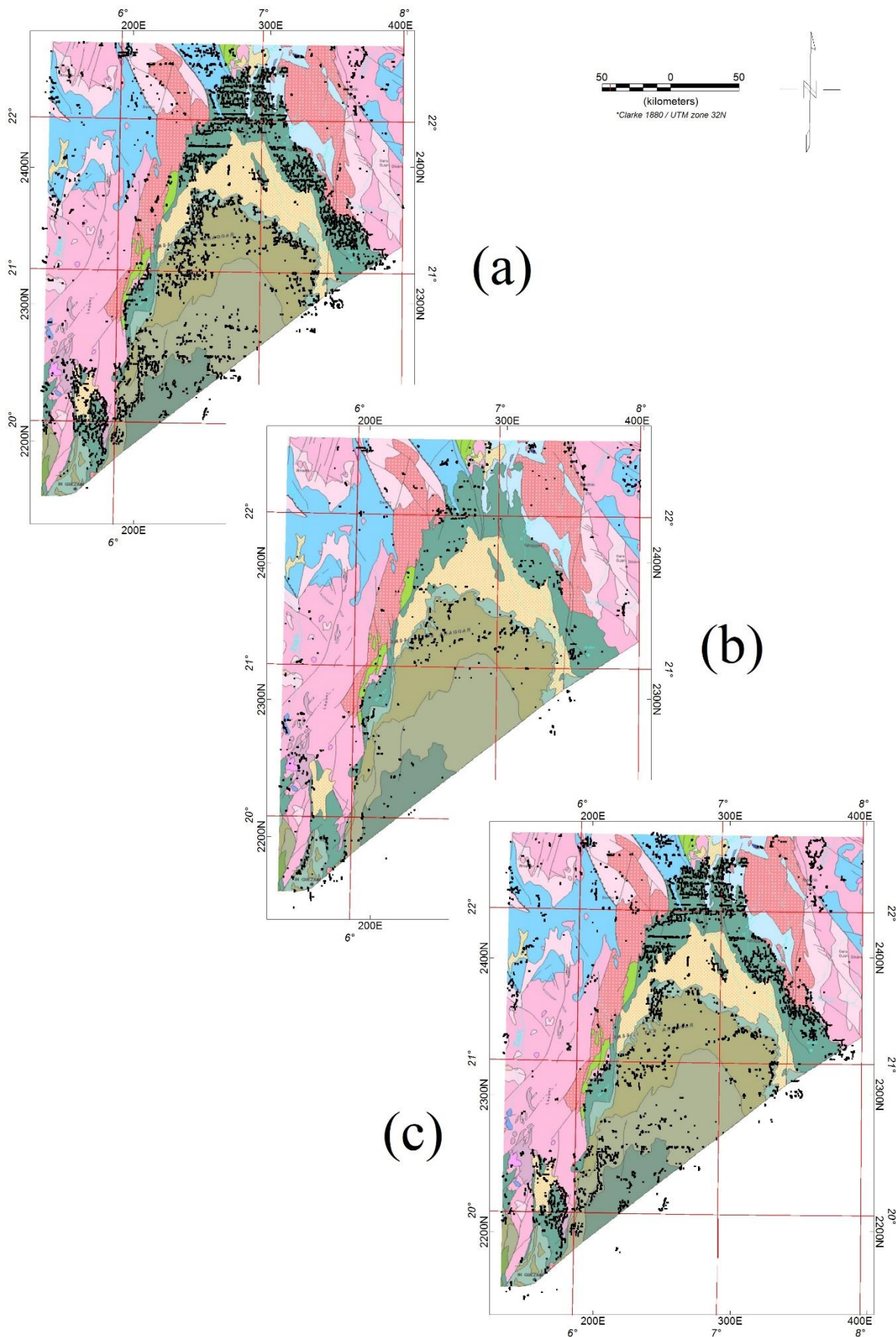


Figure 6.06 : Pics d'anomalies des rapports spectrométriques
 (a) U/K, (b) U/Th, (c) Th/K

6.3.3 Calage litho-spectrométrique :

Pour l'établissement d'une loi de variation des taux spectrométrique des trois radioéléments sur les formations litho-structurales de la zone d'étude, nous exploitons dans cette section les résultats de l'interprétation des cartes des teneurs spectrométriques en se basant sur les techniques de l'analyse statistique. Vu l'aspect régional du levé aéro-géophysique 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 zones indiciaires.

6.3.3.1 Répartition des radioéléments dans les roches :

Les concentrations des trois radioéléments *K*, *U* et *Th* dans la nature 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. Dans les roches de la croûte continentale, la teneur moyenne est de 6 à 10 ppm de *Th*, 2 ppm de *U* et 3 % de *K*. Ces valeurs donnent les rapports approximatifs $Th/K = 0.003$ et $U/Th = 0,33$. Le tableau 6.02 illustre les valeurs moyennes des teneurs des trois radioéléments dans les différentes lithologies de la croûte continentale (AIEA, 2003).

Tableau 6.02 : 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 / Rhyolites, Trachytes	6.5	30	134
Intrusives felsiques / Granites, Grano-Diorites	3.4	4.5	26
Effusives felsiques / Dacites, Pegmatites, Aplites	3.1	4.1	12
Intrusives intermédiaires / Diorites	2.1	3.2	12.2
Effusives intermédiaires / Andésites	1.1	1.1	2.4
Intrusives basiques / Gabbros, Dolérites	0.8	0.8	2.3
Effusives basiques / Basaltes	0.7	0.8	2.2
Basiques alcalines / Basaltes alcalines, Gabbros alcalins	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

Dans notre cas, l'examen des cartes des concentrations spectrométriques ainsi que leurs rapports, montre une répartition relativement variable des trois radioéléments en fonction de la lithologie. En effet on constate une interférence des intervalles de variation de ces derniers ce qui rend difficile la détermination d'une loi de répartition des radioéléments sur les formations litho-structurales constituant la zone d'étude. En plus, au niveau de la même formation, parfois ces teneurs varient considérablement, ceci peut être expliqué par l'hétérogénéité des formations lithologiques et la présence des intrusions de nature différentes dans plusieurs cas.

Tenant compte des insuffisances citées précédemment et vu le caractère régional du levé, pour l'étude de répartition des trois radioéléments en fonction de la lithologie, nous avons opté pour l'utilisation des moyennes arithmétiques des intervalles de variation calculées à partir des trois teneurs et leurs rapports (Tableaux 6.03 et 6.04).

Tableau 6.03 : Répartition des teneurs spectrométriques moyennes dans les principales formations lithologiques constituant la zone d'étude.

Lithologie	K(%)	eU (ppm)	eTh (ppm)
Formations Marno-calcaires et Greseuses Alternance de calcaire fins et de Marnes, Grès	7	4	4.5
Formations Argilo-Gréseuses Argile, Grès, microconglomérat.	5	4.5	4
Formations Gresio-Argeuses Grès, Grès Carbonates, Grès moyen à ciment Argileux, Microconglomérat, Argile.	4.5	4	5
Formations Intra-Tassiliennes Argile, Calcaires silts.	8	4	4.5
Formations du Tassili Interne Grès, Grès sarccharoïde, Conglomérat de base.	2	3	3
Socle cristallin	10	6	6

Tableau 6.04 : Variation des rapports spectrométriques moyens en fonction des principaux faciès constituant la zone d'étude.

Lithologie	eU/eTh	eU/K	Intervalle eTh/K	eTh/k (moyen)
Formations Marno-calcaires et Greseuses Alternance de calcaire fins et de Marnes, Grès	0.991	0.641	0.38-1.17	0.691
Formations Argilo-Gréseuses Argile, Grès, microconglomérat.	0.985	0.826	0.49-1.32	0.924
Formations Gresio-Argeuses Grès, Grès Carbonates, Grès moyen à ciment Argileux, Microconglomérat, Argile.	0.9	0.912	0.47-1.64	1.032
Formations Intra-Tassiliennes Argile, Calcaires silts.	0.954	0.544	0.41-0.57	0.469
Formations du Tassili Interne Grès, Grès sarccharoïde, Conglomérat de base.	1.051	1.295	0.89-2.44	1.371
Socle cristallin	0.968	0.818	0.46-0.93	0.711

6.3.3.2 Image ternaire :

La représentation des trois teneurs spectrométriques sur une même carte (image ternaire) constitue 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 zones minéralisées et ce, en se basant sur le fait que toutes les roches qui en proviennent contiennent des quantités détectables d'éléments naturellement radioactifs.

La comparaison de la carte ternaire (Figure 6.07) avec celle géologique montre une nette similitude quant à la répartition des différentes formations litho-structurales constituant la zone d'étude. Sur l'image ternaire, les régions à tendance Uranifère sont caractérisées par une couleur bleu verdâtre à bleu rougeâtre.

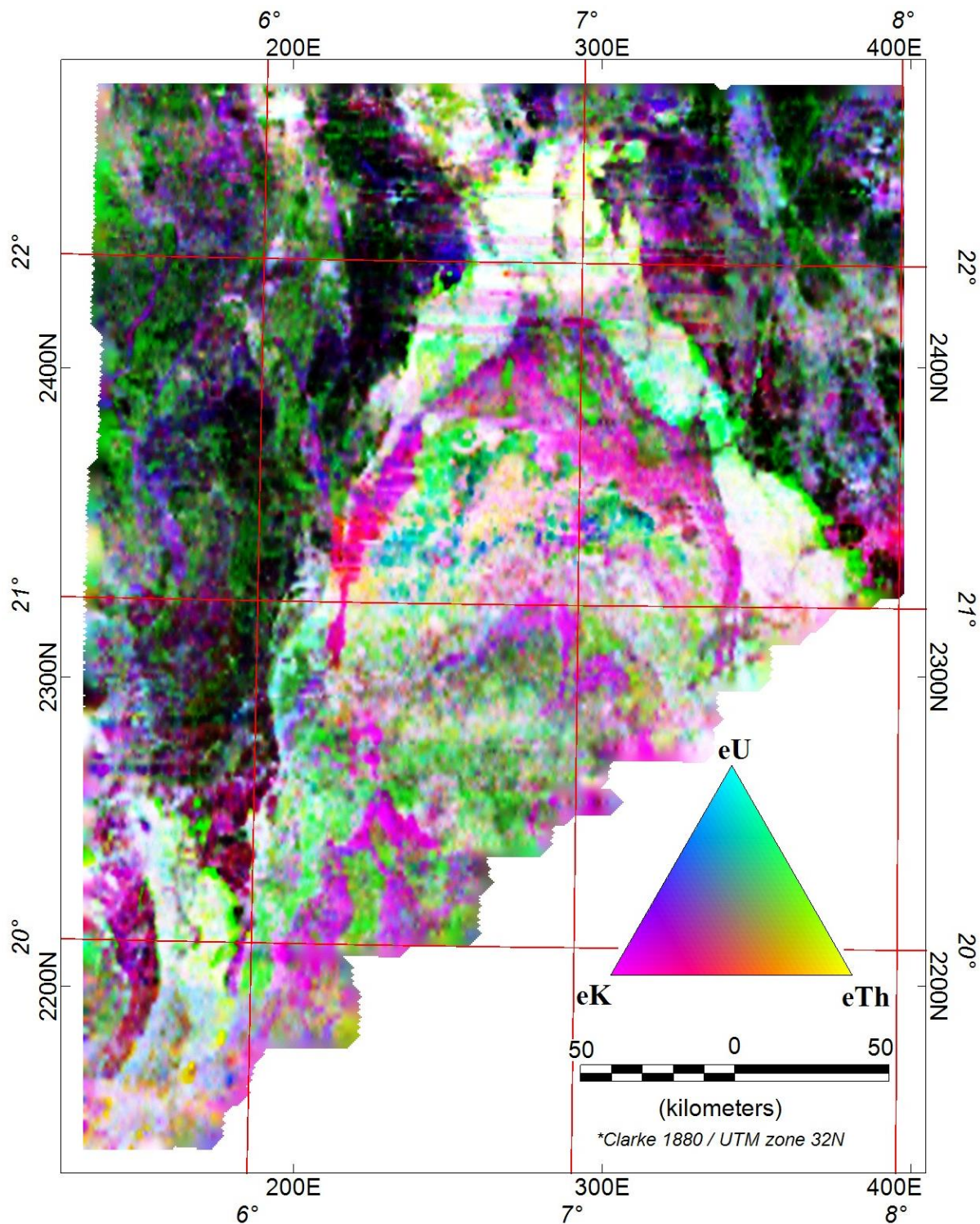


Figure 6.07 : Image ternaire de la zone d'étude.

A partir de l'analyse visuelle de cette carte, on constate que des concentrations relatives à tendance Uranifère sont localisées tout au long du contact socle cristallin-couverture sédimentaire, appelé aussi profil d'altération, délimitant le bassin sédimentaire de Tin Séririne. Au niveau de la partie centrale du bassin, autour des zones indicielles de Tamart-n-Iblis et Timouzeline, la tendance Uranifère est plus claire, elle est traduite sur l'image ternaire par une couleur bleuâtre. De même pour les contacts litho-structuraux entre les différentes formations de la couverture paléozoïque du bassin tout particulièrement, la base du Dévonien inférieur et la base du carbonifère où des bandes à tendance Uranifère peuvent être repérées sur la carte.

Dans le domaine cristallin, les régions à tendance Uranifères sont localisées au niveau des systèmes de fracturation majeurs et secondaires notamment ceux contrôlés par la faille régionale 7°30 au Nord-est de la zone d'étude. En fin, une région à tendance Thorifère peut être vu à l'extrême Sud-ouest de la zone d'étude.

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. 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 ($Bi214$) 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

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.

6.4 Délimitation des périmètres perspectifs :

Pour mettre en évidence les périmètres jugés potentiellement favorables à l'accumulation de minéralisations Uranifères dans la zone d'étude, nous procédons, dans cette section à la combinaison des différentes sources d'information disponibles, à savoir : Les résultats de la magnétométrie, pour l'aspect structural, les résultats de la spectrométrie, pour l'aspect litho-spectrométrique et ceux de la géologie, pour l'aspect litho-structural.

6.4.1 Localisation des zones anormales :

Dans le but de 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 et U/Th sur la carte des linéaments magnétiques (Figure 6.06a) et sur la carte géologique (Figure 6.06b) et ce, pour intégrer, à l'interprétation, les deux aspects : structural et lithologique. Il est à noter que, du fait du taux faible du Potassium dans les formations sédimentaires, le rapport U/K n'a pas été pris en compte.

Le regroupement des deux types de pics d'anomalies (U , U/Th) au-dessus de régions géographiquement restreintes indique des cibles potentielles pour l'existence de l'Uranium dans la zone d'étude. 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 périmètres qui présentent des signatures radiométriques importantes. Les principaux regroupements de pics d'anomalies sont localisés, principalement au niveau des régions suivantes :

- Le contact socle Précambrien – couverture Paléozoïque ou profil d'altération, d'orientation SE-NW, dans la limite Est du bassin.
- Le contact entre la couverture quaternaire et le Cambro-ordovicien, allongé parallèlement au profil d'altération.
- La base du Dévonien inférieur, autour des indices de Tamart-N-Iblis et Timouzeline, dans la partie centrale du bassin.
- La base du Carbonifère inférieur, dans la partie Sud-ouest du bassin.
- Les systèmes de fracturation majeurs correspondant aux trois failles régionale d'orientation subméridienne : In Guezzam ($6^{\circ}15$), Tahifet ($6^{\circ}50$) et In Azzaoua ($7^{\circ}30$).

6.4.2 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.

Suite au dépouillement des résultats et rapports des travaux de surface, disponibles à notre niveau, une dizaine de périmètres, géographiquement circonscrits et jugés perspectifs, ont été dégagés (Figures 6.08). La superposition, sur la carte géologique, des périmètres ciblés, montre une bonne corrélation avec les ressources en Uranium mises en évidence par les différents travaux de surface, effectués par les différentes équipes du COMENA, dans la zone d'étude, ce qui témoigne la fiabilité de l'approche adoptée. Les périmètres perspectifs sélectionnés sont répartis sur les cinq domaines sus-cités :

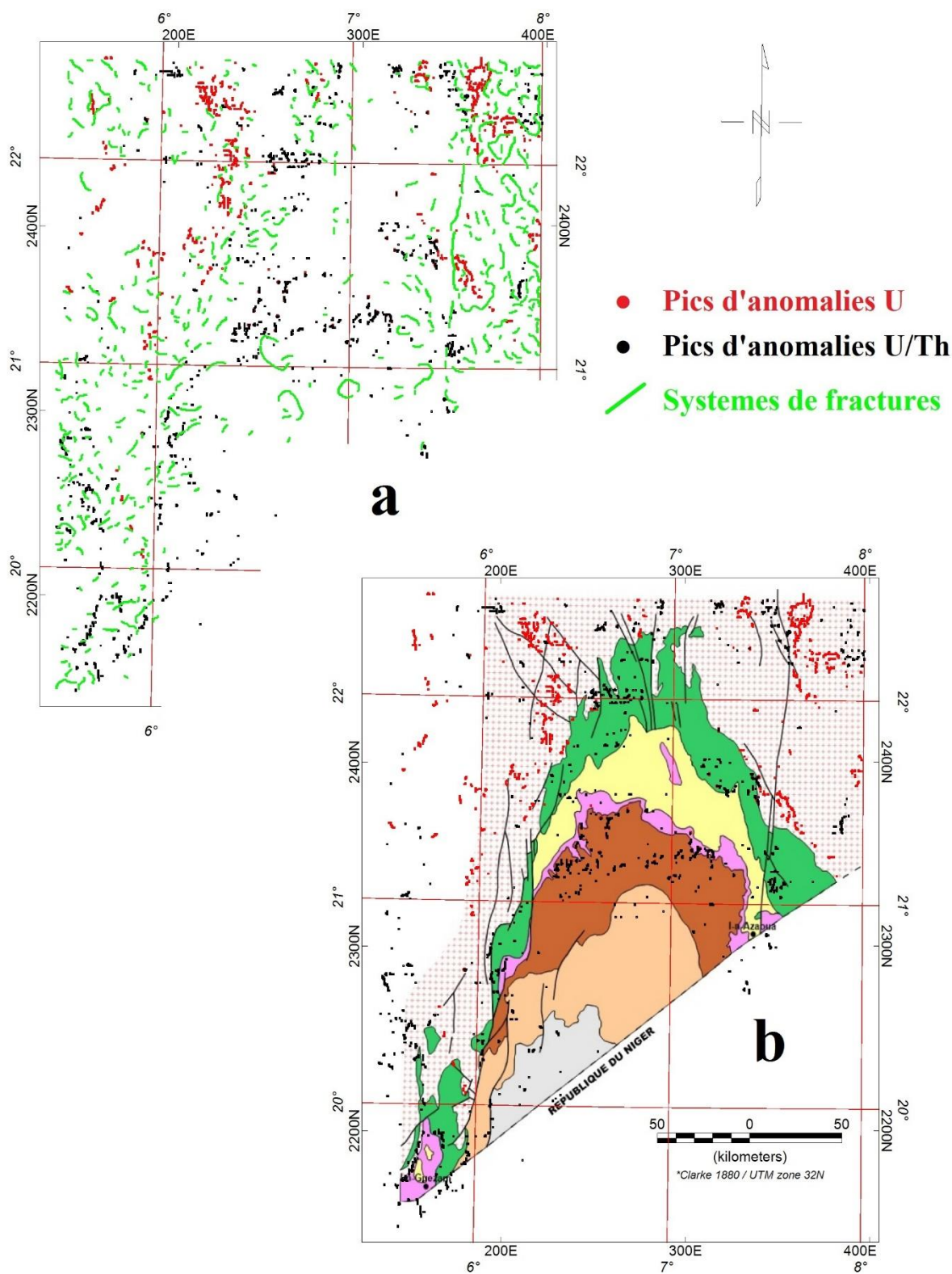


Figure 6.08 : Localisation des zones anormales.
 (a) Carte de localisation des linéaments magnétiques et pics spectrométriques.
 (b) Carte géologique sur laquelle sont superposés les pics spectrométriques.

➤ **Le profil d'altération :**

Deux périmètres sont sélectionnés dans ce domaine qui renferme le gîte Uranifère de Tahaggart, localisé sur le flanc oriental du bassin de Tin Séririne le long du contact socle précambrien - couverture sédimentaire paléozoïque. Il se matérialise par une suite d'indices uranifères et d'anomalies radiométriques.

Dans ce domaine les anomalies radiométrique, mises en évidence par les travaux de terrain, correspondent à des minéralisations Uranifères de type "inconformité" se développant au contact de la formation Gréso-conglomératique de base de l'Ordovicien et les séries métamorphiques altérées du socle Précambrien du Hoggar.

Sur le plan minéralogique, les minéralisations Uranifères, associées au profil d'altération, se présentent sous forme de minéraux secondaires d'uranium : Carnotite (jaunâtre), Autunite, Torbernite, Sabugalite, Uranophane, et Weeksite (Hallalouche, 1994).

➤ **Le Cambro-ordovicien :**

Le long du contact entre la couverture quaternaire et le Cambro-ordovicien, deux périmètres jugés favorable à l'accumulation de minéralisations Uranifères sont ciblés. Ces derniers, qui ne présentent aucun indice d'Uranium confirmés, sont allongés parallèlement au profil d'altération dans la direction SE-NW.

➤ **La base du Dévonien inférieur :**

Deux périmètres sont localisés dans ce domaine qui occupe la partie centrale du bassin de Tin Séririne, dont les anomalies radiométriques sont associées aux grès continentaux du Dévonien inférieur qui forment le Tassili externe de l'I Meskor. Elles montrent d'Est en Ouest une succession d'indices uranifères et d'anomalies radiométriques d'une extension régionale et se manifestent par deux importants : l'indice uranifères de Tamart N'Iblis et celui de Timouzeline.

➤ **La base du Carbonifère inférieur :**

Les anomalies de cette zone, sont associées aux grès continentaux et aux niveaux des argiles noires (blacks shales) du Carbonifère inférieur, à la frontière du Niger. D'après, les travaux antérieurs, elles sont générées par des minéralisations uranifères présentant des caractéristiques similaires à celles décrites dans les gisements d'Arlit et d'Akouta plus au Sud dans les formations carbonifères du bassin de Tim Mersoï au Niger.

➤ **Le socle cristallin :**

Dans le domaine du socle cristallin, les périmètres ciblés correspondent aux systèmes majeurs de fracturation, contrôlés par les trois failles régionales subméridiennes : 6°15, 6°50 et 7°30.

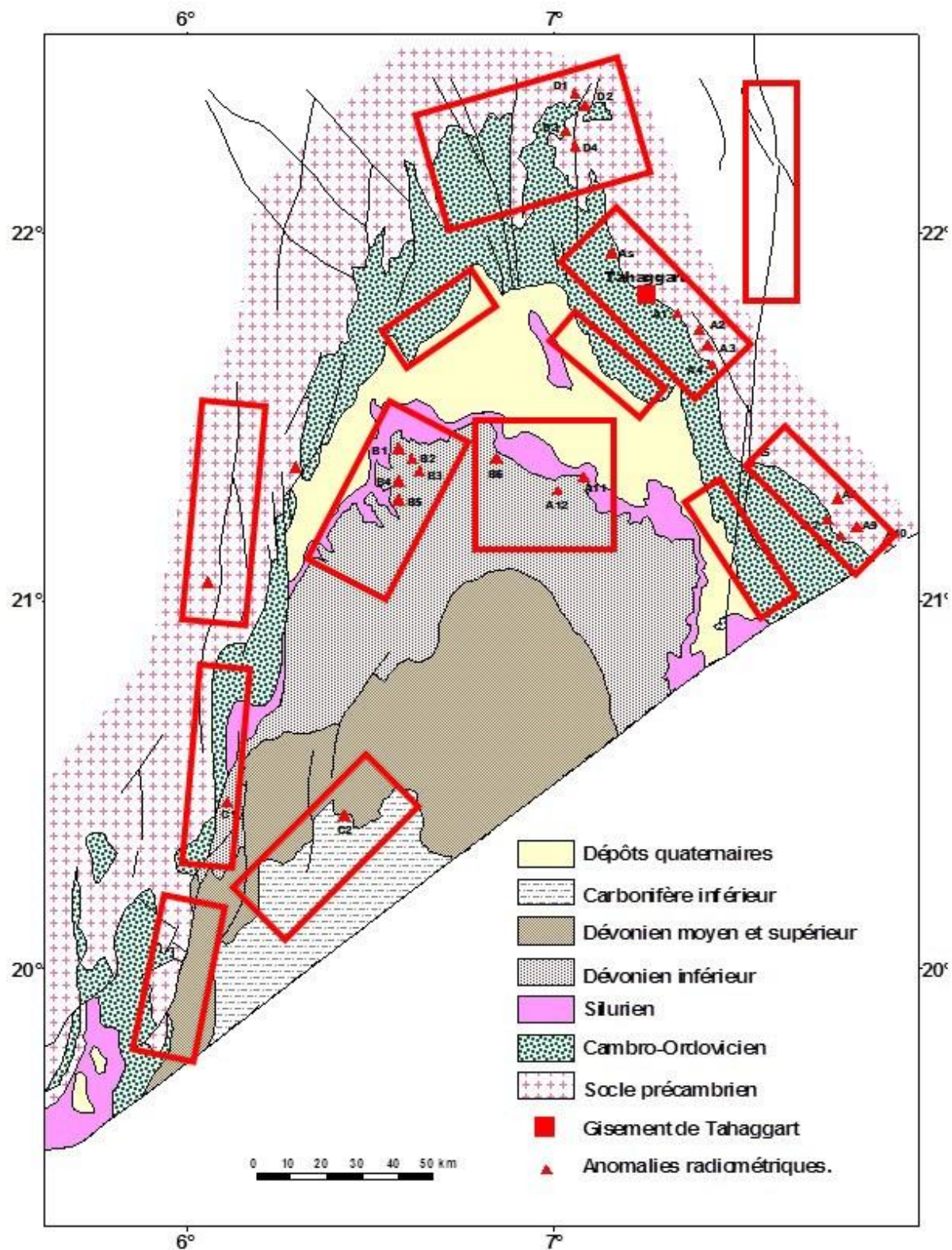


Figure 6.09 : Délimitation des périmètres prospectifs dans la zone d'étude.



Conclusions



Conclusions

Au terme de ce travail, qui vise la mise en évidence de cibles potentiellement favorable à la recherche de l'Uranium dans la région du bassin sédimentaire de Tin Séririne, nous avons pu délimiter une dizaine de périmètres, géographiquement restreints, susceptibles de contenir des minéralisations Uranifères. Les travaux réalisés ainsi que les résultats obtenus, dans le cadre de cette étude, peuvent être résumés en ce qui suit :

- L'analyse de la base de données aéro-géophysiques brutes, a montré que les données magnétométriques sont de qualité plus ou moins acceptable tandis que, les données spectrométriques sont de qualité relativement médiocre. Les différentes opérations du traitement préliminaire, introduites aux données originales, ont permis de réduire considérablement, l'effet des insuffisances que présentent les données brutes notamment celles des canaux spectrométriques.
- L'application des corrections et traitements nécessaires, aux mesures aéro-géophysiques brutes, a permis d'améliorer leur qualité et de mieux repositionner les anomalies magnétométriques et spectrométriques. En effet, dans la chaîne du traitement, l'application des différents filtres numériques a permis la mise en évidence des différents traits structuraux et des unités lithologiques. Ainsi, nous avons pu établir des cartes interprétatives, directement exploitable par les géologues.
- La combinaison des résultats obtenus par l'aéro-géophysique, et ceux des différents levés effectués au sol, ont permis de mettre en évidence, une dizaine de périmètres, potentiellement favorables pour l'accumulation de minéralisations uranifères . Il est à préciser que toutes les zones indicielles et les anomalies radiométriques, déjà localisées dans la zone d'étude, sont incluses dans les périmètres définis ce qui prouve la fiabilité de l'approche adoptée.

En fin, il est à noter que les résultats obtenus dans le cadre de cette étude ainsi que la mise en évidence de périmètres potentiellement favorables à l'exploration de l'Uranium, viennent reconforter les perspectives de la recherche et de l'exploration des ressources uranifères dans le Bassin sédimentaire de Tin Séririne. Les anomalies uranifères associées à ces zones, méritent d'être développées par des travaux géologiques et géophysiques au sol, pour se prononcer sur leurs potentiels réels.

Références Bibliographiques

- La structure générale de ce mémoire est extraite à partir de la Thèse de Doctorat, **GROUNE D, 2019**.
- **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.
- **Allek, K., 2005**. Traitement et interprétation des données aeromagnétiques acquises au dessus des régions de Tindouf et de l'Eglab (Sud-Ouest de l'Algérie) – 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.
- **Barraclough, D. R., 1987**. International geomagnetic reference field - the fourth generation, Phys. Earth Planet. Int., 48, 279-292.
- **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.
- **Beuf, S., Biju Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gabriel, O et Bennacef, A. 1971**. Les grès du Paléozoïque inférieur du Sahara – Sédimentation et discontinuités – Evolution structurale d'un craton. Pub. I.F.P. 464p.

- **Bhattacharyya, 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.
- **Blakely, R. J., 1995.** Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 441p.
- **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., 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.
- **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.
- **COMENA, 2006.** 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.
- **Cuny, 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.
- **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.
- **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 Central-Occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. Thèse Doctorat d'Etat Université Paris, 298 p.
- **GROUNE D., 2019.** Application des Filtres Numériques aux Données Aérogéophysiques pour la Délimitation des Indices Uranifères dans le Hoggar Occidental, Thèse de Doctorat UMBB – Boumerdes, 157p.
- **Hallalouche D., 1995.** Etude de l'altération du socle précambrien à la périphérie du bassin de Tin-séririne (Hoggar-Sud, Algérie) et minéralisations uranifères et thorifères associées. Thèse Doctorat. Université de Rennes I 222p.
- **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.
- **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.
- **Langmuir D et Hermann J.S., 1980.** The mobility of thorium in natural waters at low temperature. Geochim. Cosmochim. Acta, 44 p. 1753-1766.
- **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.
- **Lessard., 1962.** Les séries primaires des tassilis Oua-N-Ahaggar, au Sud du Hoggar entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas (Sahara méridional). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris. Vol.7, t.III, pp.501-513.
- **Le grand-Blain Ph., 1983.** Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. In : Afrique de l'Ouest-West Africa (édité par Fabre).
- **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.
 - **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.
 - **Minty, B.R.S., 1991.** Simple microleveling for aeromagnetic data. *Explor. Geophys.* 22, 591–592.
 - **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.
 - **Millot, G. 1964.** La géologie des argiles. Masson ed. Paris, 499p.
 - **Naudy, H. & Dreyer, H. 1968.** Essai de filtrage non-linéaire appliqué aux profils aéromagnétiques. *Geophysical Prospecting*, v. 16, 171-178.
 - **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 Ouzal, NO du Hoggar, Algérie. Thèse d'Etat. Université de Paris VI, 265p.
 - **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.
 - **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.
 - **Spector, A., & Grant, F., 1970.** Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-3302.
 - **Valsardieu C., 2000.** Regards sur l'uranium. Tome 3. Les concentrations naturelles d'uranium. Ed ESKA. 356p.
 - **Vitel G., 1975.** Mylonitisation, tectonique cassante et linéamentaire du Hoggar Central: leur rapports avec les granites d'âge Pharusien.