

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCCEN
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THESE

Présentée
Pour obtenir le grade de

Docteur en Sciences

Par
Kamar Eddine BENSEFIA

Spécialité
Géologie

**LES DEPOTS TRIASIQUES DE L'ORANIE :
GEOMETRIE ET CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET
GEOCHIMIQUE DES ARGILES**

Soutenue publiquement le.....mai 2021 devant les membres du jury :

Fouzia BENSOUALA, Professeur, UABB-Tlemcen
Abbas MAROK, Professeur, UABB-Tlemcen
Mabrouk BOUGHDIRI, Professeur, U-Carthage, Tunisie
Benali KHARROUBI, Professeur, UMB-Oran
Mohamed TLILI, Maître de Conférences (A), UBM-Annaba

Président
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Examineur

Je dédie ce modeste travail de recherche:

*A mon père Si Ahmed (Allah Yerhmou), homme de valeur, de principe et de science.
Que le Bon DIEU l'accueillera dans son vaste paradis.*

A ma mère, ma femme, mes enfants, mes frères et sœurs et ma belle famille.

A Houari Mrabet et Mohammed El Mehdi Bouayad.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	7
RESUME	8
ABSTRACT	9

INTRODUCTION

I. PROBLEMATIQUE	10
II. OBJECTIFS	10
III. STRUCTURE DE LA THESE	11
IV. DEPOTS TRIASIQUES EN ALGERIE : ETAT DES CONNAISSANCES	11
A. Nature des dépôts	11
B. Age des dépôts	12
1. Age des dépôts sédimentaires et les arguments paléontologiques	12
2. Age des coulées magmatiques et les arguments radiométriques	14

Chapitre 1: CONTEXTE GENERAL

I. PRESENTATION DES REGIONS CONSIDEREES	15
A. Contexte géographique	15
1. Monts des Traras	15
2. Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>)	16
3. Monts de Sidi El Abed	16
B. Contexte géologique	16
1. Présentation des Monts des Traras	16
1.1. Au plan structural	16
1.1.1. Tectonique souple	16
1.1.2. Tectonique cassante	16
1.2. Au plan stratigraphique	18
1.2.1. Substratum paléozoïque	18
1.2.2. Granite et auréole de métamorphisme	18
1.2.3. Couverture mésozoïque	20

1.2.4. Couverture cénozoïque	22
2. Présentation des Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>)	22
2.1. Monts de Rhar Roubane	23
2.1.1. Au plan structural	23
2.1.2. Au plan stratigraphique	23
2.2. Monts de Tlemcen (<i>s.s.</i>)	25
2.2.1. Au plan structural	25
2.2.2. Au plan stratigraphique	27
3. Présentation des Monts de Sidi El Abed	28
3.1. Au plan structural	28
3.1.1. Structure du socle	28
3.1.2. Structure de la couverture	28
3.2. Au plan stratigraphique	28
3.2.1. Trias	28
3.2.2. Lias	28
3.2.3. Dogger	29
3.2.4. Cénozoïque et Quaternaire	29

II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES AFFLEUREMENTS 30

A. Description des affleurements considérés 30

1. Affleurements dans les Monts des Traras	30
1.1. Complexe volcano-sédimentaire d'Amina Bou Djellil (secteur de Beni Berkoua, Traras septentrionaux)	30
1.2. Complexe volcano-sédimentaire de Dar El Hemmar et Djebel Kebir (secteur de Maaziz, Traras méridionaux)	31
2. Affleurements dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>)	32
2.1. Complexe volcano-sédimentaire d'Aïn Tellout	32
2.2. Complexe volcano-sédimentaire de Koudiat el Mellah	36
3. Affleurements dans les Monts de Sidi El Abed	40
3.1. Complexe volcano-sédimentaire de M'kam Sidi Abdel Kader	40

Chapitre 2: **MATERIEL ET METHODES**

I. SUR LE TERRAIN 43

II. AU LABORATOIRE 43

A. Plaques minces 43

B. Données aéromagnétiques 43

1. Principe 43

2. Appareils de mesure magnétique 44

3. Anomalie et cartes magnétiques transformées 45

3.1. Anomalie magnétique 45

3.2. Cartes magnétiques transformées 46

3.2.1. Réduction au pôle	46
3.2.2. Signal analytique	46
3.2.3. Les dérivées	46
3.2.4. L'opérateur « Tilt derivative »	46
3.2.5. Déconvolution Euler	47
C. Données du Système d'Information Géographique (SIG)	47
1. Données et information	47
2. Bases de données (DATABASE)	47
D. Analyses minéralogiques (DRX) et géochimiques (FX)	49
1. Analyse minéralogique (DRX)	50
1.1. Principe d'analyse	50
1.2. Caractérisation des échantillons	50
2. Analyse géochimique (FX)	51
2.1. Principe d'analyse	51
2.2. Caractérisation des échantillons	51
E. Indices d'altération	51
1. Définition	51
2. Indices	52
2.1. Indice résiduel de VOGT (ICV)	52
2.2. Indice d'altération de PARKER (WIP)	52
2.3. Indice d'altération chimique de NESBITT & YOUNG (CIA)	52
2.4. Indice d'altération chimique de HARNOIS (CIW)	53
2.5. Indice d'altération des plagioclases (PIA)	53
3. Rapports géochimiques	54
3.1. Rapport de RUXTON (R)	54
3.2. Rapport Al_2O_3/TiO_2	54
3.3. Rapport Fe_2O_3/K_2O	54
3.4. Rapport K_2O/Na_2O	54
3.5. Rapport $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$	55
3.6. Rapport K_2O/Al_2O_3	55
4. Rapports des minéraux argileux	55
5. Classification et provenance des sédiments	56
6. Paléoclimat	57

Chapitre 3: **ÉLABORATION D'UN SIG POUR LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES**

I. INTRODUCTION	58
II. METHODOLOGIE	58
A. Conversion des coordonnées et calage	58
B. Digitalisation	59
1. Données géographiques et alphanumériques	59

2. Définition des thèmes	60
III. RESULTATS ET INTERPRETATIONS	61
A. Unités telliennes	61
1. Description des affleurements	62
1.1. Secteur de Douar Chentouf	62
1.2. Secteur d'Arlal-Sidi Abdelli	63
1.3. Secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal	64
1.4. Secteur de Djebel Mendjel-Djebel Sidi Kassem	65
1.5. Secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna	66
1.6. Secteur de Feid el Ateuch, Aïn Alem et la Plâtrière	67
1.7. Secteur de Sebaa Chioukh	69
1.8. Secteur de Rechgoun-El Mokrane	70
B. Monts des Traras et les régions voisines	70
1. Description des affleurements	71
1.1. Dans les Traras septentrionaux	71
1.1.1. Secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled	71
1.1.2. Secteur des Beni Abed	74
1.1.3. Secteur des Beni Menir-Aïn Kebira	75
1.1.4. Secteur de Ghazaouet-Souahlia	76
1.1.5. Secteur de Djebel Ali Bensala	77
1.2. Dans les Traras méridionaux	78
1.3. Dans la région de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi	79
1.3.1. Secteur M'Sirda Fouaga	79
1.3.2. Secteur Marsat Ben M'Hidi	80
C. Monts de Tlemcen (s.l.)	81
1. Description des affleurements	82
1.1. Secteur d'Aïn Tellout	82
1.2. Secteur de Beni Bahdel	82
1.3. Secteur de Djebel el Arbi	82
1.4. Secteur de Sidi Yahia Ben Sefia	83
D. Monts de Sidi El Abed	83
1. Description des affleurements	84
1.1. Secteur de Bir Mellaha	84
1.2. Secteur de M'kam Sidi Abdelkader	84
1.3. Secteur de Hassi Sidi M'hamed	84
1.4. Secteur d'El Baaj	84
IV. CONCLUSION	85

Chapitre 4 : **CARTOGRAPHIE AEROMAGNETIQUE**

I. INTRODUCTION	89
II. RESULTATS ET DICUSSION	89

A. Monts des Traras	89
1. Anomalie magnétique	89
2. Réduction au pôle	90
3. Signal analytique	92
4. Les dérivées	93
5. L'opérateur « Tilt derivative »	95
5.1. Prolongement vers le haut et vers le bas	95
6. Déconvolution d'Euler	98
7. Conclusion	101
B. Monts de Tlemcen (s.l.)	101
1. Anomalie magnétique	101
2. Réduction au pôle	103
3. Signal analytique	103
4. Les dérivées	104
5. L'opérateur « Tilt derivative »	106
5.1. Prolongement vers le haut et vers le bas	106
6. Déconvolution d'Euler	109
7. Conclusion	110
C. Monts de Sidi El Abed	110
1. Anomalie magnétique	111
2. Réduction au pôle	112
3. Signal analytique	112
4. Les dérivées	113
5. L'opérateur « Tilt derivative »	115
5.1. Prolongement vers le haut et vers le bas	115
6. Déconvolution d'Euler	117
7. Conclusion	118
III. CONCLUSION	119

Chapitre 5: **C**ARACTERISATION MINERALOGIQUE ET **G**EOCHIMIQUE DES ARGILES

I. INTRODUCTION	120
II. COMPOSITION MINERALOGIQUE	120
A. Monts des Traras	120
B. Monts de Tlemcen (s.l.)	121
1. Les argiles d'Aïn Tellout	121
2. Les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel	123
C. Monts de Sidi El Abed	124
III. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE	126
A. Monts de Tlemcen (s.l.)	126

1. Les argiles d'Aïn Tellout	127
2. Les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel	129
B. Monts de Sidi El Abed	132
IV. CLASSIFICATION DES ARGILES	136
A. Monts de Tlemcen (s.l.)	136
B. Monts de Sidi El Abed	137
V. ALTERATION, PROVENANCE, PALEOCLIMATS ET CONDITIONS PALEOREDOX	138
A. Altération	138
1. Monts de Tlemcen (s.l.)	138
2. Monts de Sidi El Abed	141
B. Provenance	144
1. Monts de Tlemcen (s.l.)	144
2. Monts de Sidi El Abed	145
C. Paléoclimats et conditions paléoredox	147
1. Paléoclimats	147
1.1. Monts de Tlemcen (s.l.)	147
1.2. Monts de Sidi El Abed	148
2. Conditions paléoredox	150
2.1. Monts de Tlemcen (s.l.)	150
2.2. Monts de Sidi El Abed	150
VI. CONCLUSION	151

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

I. CONCLUSIONS	153
A. Sur le plan Système d'Information Géographique (SIG)	153
B. Sur le plan géophysique (cartographie aéromagnétique)	154
C. Sur le plan minéralogique	155
D. Sur le plan géochimique	155
E. Sur le plan classification des argiles et altération	155
F. Sur le plan provenance, paléoclimats et conditions paléoredox	156
II. PERSPECTIVES	156
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	158
LISTE DES FIGURES	171
LISTE DES TABLEAUX	176

REMERCIEMENTS

REMERCIEMENTS

Je ne saurais commencer cette thèse sans remercier le bon dieu (ALLAH) le tout puissant, qui m'a donné grâce et bénédiction pour mener à terme ce modeste travail.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde reconnaissance et mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, Monsieur **Abbas MAROK**, Professeur des Universités au Département des Sciences de la Terre et de l'Univers (Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et Sciences de la Terre et de l'Univers, Université Abou Bekr Belkaïd de Tlemcen) de m'avoir proposé ce sujet «sur-mesure», d'avoir dirigé cette thèse et surtout de m'avoir abreuvé de son savoir jusqu'à plus soif. J'espère encore en profiter longtemps. Les remarques avisées et les critiques constructives de Monsieur **Abbas MAROK** ont contribué de plus près à l'achèvement de ce travail. Modeste chercheur que je suis, je le remercie vivement pour sa disponibilité aussi bien au laboratoire que sur le terrain où j'ai appris beaucoup avec lui. Aujourd'hui, je lui suis très reconnaissant pour la confiance qui m'a accordé tout au long de ces années de recherche.

J'ai la plus vive gratitude envers Madame **Fouzia BENSAOULA**, Professeur des Universités au département d'Hydraulique (Faculté de Technologie, Université Abou Bekr Belkaïd de Tlemcen), d'avoir acceptée de présider le jury. Qu'elle trouve ici toutes les marques de ma grande estime.

J'adresse mes remerciements les plus sincères à Monsieur **Mabrouk BOUGHDIRI**, Professeur à l'Université de Carthage-Tunisie pour l'intérêt qu'il a témoigné à ce travail en participant au jury de cette thèse.

Ma profonde reconnaissance est adressée également à Messieurs **Benali KHERROUBI**, Professeur des Universités à l'Université Mohamed Boudiaf d'Oran, et **Mohammed TLILI**, Maître de conférences (classe A), à l'Université d'Annaba pour leur présence parmi les membres de mon jury. Je remercie également Mademoiselle **Louisa SAMAR** (Division Les Laboratoires-SONATRACH), Madame **Fatiha HADJI**, Monsieur **Boualam BOUYAHIAOUI** (CRAAG) et Monsieur **Mohammed KAHOUI** pour leur serviabilité et leur aide très efficace.

Je n'oublierais pas mes amis (es) et collègues: **Kamel Mustapha TALEB**, **Lamia YEBDRI**, **Salamet MAHBOUBI**, **Souhila GAOUAR**, **Soulimane CHOUKRI**, **Mustapha BENADLA** (Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Tlemcen), **Nour Eddine MOSTEFAI** (Département des Sciences forestières, Tlemcen), **Nasreddine BEDDI** (Département des Sciences économiques, Tlemcen), **MAROK-GUASMI Imen** (Département d'Hydraulique), **Hassina LOUHA** et **Ismahane CHAOUICHE** (USTHB d'Alger), **Bachir HALLOUCHE** (Université de Sidi Bel Abbès), **Abdelaziz KHERROUBI** (CRAAG), **Abdelkader MAHMOUDI** (Université de Moulay Ismail de Meknès, Maroc) et **Lahcène BENAABIDATE** (Université de Fès, Maroc).

RESUME

L'originalité de ce travail de thèse consiste à l'utilisation à la fois du Système d'Information Géographique (SIG) et de la cartographie aéromagnétique pour étudier la géométrie et la nature de certains dépôts attribués classiquement au Permo-Trias et au Trias en Oranie (NW algérien). Ainsi, l'élaboration d'une base de données intégrée dans un SIG, nous a permis de mettre en évidence 268 affleurements dont 135 sont de nature volcano-sédimentaires. Ces derniers se distinguent par la prédominance des formes elliptiques et très étirées (Monts des Traras et unités telliennes), des formes elliptiques et sphériques (Monts de Tlemcen)(*s.l.*) et enfin des formes sphériques (Monts de Sidi El Abed). L'utilisation pour la première fois de la cartographie aéromagnétique montre fort bien une parfaite relation entre la répartition spatiale des complexes volcano-sédimentaires des régions considérées et les structures tectoniques locales et/ou régionales.

Par ailleurs, l'étude minéralogique et géochimique des éléments majeurs et en traces a été réalisé sur 22 échantillons d'argiles provenant des Monts des Traras, de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed. La minéralogique montre que ces échantillons sont dominés par les minéraux argileux représentés par l'illite, la chlorite, la kaolinite et la smectite. Alors que, les minéraux non argileux sont constitués de quartz, calcite, dolomite, plagioclase, orthoclase, gypse, halite, hématite et anastase. Le calcul des rapports minéralogiques évoque une altération physique intense et dominante. Toutefois, la géochimie des éléments majeurs et en traces réalisée sur 17 échantillons des Monts de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed indique à partir des calculs des indices géochimiques que les argiles triasiques ont connu une forte altération avec une tendance vers la chlorite et une maturité faible à modérée des argiles classées dans la catégorie des shales, Fe-shales et Fe-sand pour les Monts de Tlemcen (*s.l.*). Dans les Monts de Sidi El Abed, les argiles sont classées plutôt dans la catégorie des shales et Fe-sand. Dans l'ensemble, la provenance des argiles étudiées correspond à une source formée de roches intermédiaires à felsiques.

Enfin, les valeurs de la «*C-value*» calculées pour avoir une idée sur le paléoclimat suggèrent que les argiles triasiques des Monts de Tlemcen (*s.l.*) ont été marquées par une variabilité climatique allant des conditions arides à semi humides. A Sidi El Abed, les valeurs obtenues témoignent en faveur d'un climat aride.

Mots-clés: SIG, Aéromagnétique, Trias, Oranie, Minéralogie, Géochimie, Altération, Provenance, Paléoclimat

ABSTRACT

ABSTRACT

The originality of this thesis work consists in the use of both Geographic Information System (GIS) and aeromagnetic cartography to study the geometry and nature of certain deposits attributed, in Oranie (NW Algerian), to Permo-Triassic and Triassic ages. Thus, the database development integrated into GIS enabled us to identify 268 outcrops, 135 of which are volcano-sedimentary in nature. The latter are distinguished by the predominance of elliptical and very stretched (Traras Mountains and tellian units), elliptical and spherical (Tlemcen Mountains) (*s.l.*) and spherical (Sidi El Abed Mountains) shapes. The use for the first time of aeromagnetic mapping shows very clearly a perfect relationship between the spatial distribution of the volcano-sedimentary complexes of the considered regions and the local and / or regional tectonic structures.

In addition, the mineralogical and geochemical studies of major and trace elements were carried out on 22 clay samples taken from the Traras, Tlemcen (*s.l.*) and Sidi El Abed Mountains. Mineralogical study shows that these samples are dominated by clay minerals represented by illite, chlorite, kaolinite and smectite, whereas, non-clay minerals consist of quartz, calcite, dolomite, plagioclase, orthoclase, gypsum, halite, hematite and anatase. Mineralogical ratios values suggest an intense and dominant physical weathering. However, major and trace elements geochemistry carried out on 17 samples taken from Tlemcen (*sl*) and Sidi El Abed Monts indicates from geochemical indices calculations that Triassic clays have undergone strong weathering with a tendency towards chlorite and low to moderate maturity. Clays are classified as shales, Fe-shales and Fe-sand for Tlemcen Mountains (*s.l.*). As for Sidi El Abed Mounts they belong to shales and Fe-sand classes. Provenance of the study clays corresponds, in general, to a source formed from intermediate to felsic rocks.

Finally, the “C-value” calculated suggest that the Triassic clays of Tlemcen Mountains (*s.l.*) were marked by climatic variability ranging from arid to semi-humid conditions. In Sidi El Abed, the obtained C-values indicated an arid climate.

Key-words: GIS, Aeromagnetics, Triassic, Oranie, Mineralogy, Geochemistry, Weathering, Origin, Paleoclimate

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I. PROBLEMATIQUE

A l'échelle de l'Afrique du Nord, les dépôts rapportés classiquement au Trias sont constitués de roches sédimentaires associées çà et là à des coulées basaltiques (SALVAN (1974). La mise en place de ces coulées de nature tholéitique et doléritique indiquent une première phase de rifting continental (MAROK, 1996) et correspondent à la province magmatique appelée **Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)** par MARZOLI & *al.* (1999).

Dans la présente thèse, une étude pluridisciplinaire sera appliquée sur les quelques pointements triasiques sélectionnés en Oranie. Ainsi, l'élaboration d'une base de données intégrée dans un **Système d'Information Géographique (SIG)** d'une part et l'utilisation des méthodes géophysiques aéroportées d'autre part vont nous permettre de déterminer pour la première fois la géométrie, la morphologie et la répartition spatiale des pointements en surface et en sub-surface. La relation de ces pointements sédimentaires et/ou volcaniques avec les structures tectoniques locales et/ou régionales sera également évoquée. Il est à noter que la forme (circulaire ou elliptique) ou les dimensions des pointements sont des éléments le plus souvent utilisés pour les classer selon: 1- le contexte géodynamique; 2- le faciès dominant; 3- le contact avec les autres formations. A titre d'exemple, PERTHUISOT (1994) a identifié deux types de structures caractérisant les diapirs maghrébins:

-structures elliptiques de direction NE-SW: ce sont des pointements triasiques situés le plus souvent à l'Est et sont constitués par une série sulfatée, détritique et carbonatée sans sel et au contact avec le Crétacé et le Cénozoïque;

-structures circulaires de faibles dimensions: elles se trouvent à la fois dans l'Atlas tellien et Saharien avec des masses de sel au contact avec les terrains mésozoïques et/ou cénozoïque.

Par ailleurs, les fractions argileuses qui constituent souvent ces complexes triasiques ont fait l'objet ici d'une caractérisation par la minéralogie et la géochimie. Cette caractérisation, nous donnera une idée sur l'intensité de l'altération des argiles, leur provenance et le paléoclimat.

II. OBJECTIFS

A partir de quelques pointements triasiques sélectionnés dans la partie nord occidentale de l'Algérie (Monts des Traras, Monts de Tlemcen au sens large et les Monts de Sidi El Abed), nous allons entreprendre une étude pluridisciplinaire de ces pointements qui vise essentiellement les objectifs suivants :

- décrire sur le plan lithostratigraphique et pétrologique les différents complexes volcano-sédimentaires considérés;
- élaborer une base de données concernant la géométrie des dépôts étudiés, en utilisant le SIG géologique;
- étudier par le biais de la cartographie aéromagnétique, la relation entre les structures tectoniques en surface et en sub-surface avec les complexes volcano-sédimentaires;
- caractériser qualitativement et quantitativement la fraction argileuse des complexes volcano-sédimentaires;
- estimer le degré de l'altération de la fraction argileuse et effectuer une classification de ces derniers;
- déterminer la provenance de la fraction argileuse et identifier dans la mesure de possible le paléoclimat.

III. STRUCTURE DE LA THESE

La présente thèse est organisée en cinq (05) chapitres avec une introduction où nous avons exposé la problématique, les objectifs du sujet de recherche et l'état des connaissances sur les dépôts triasiques en Algérie. Ces chapitres amplement référenciés sont étoffés par une conclusion générale et par des perspectives que nous comptons les réaliser après la soutenance de cette thèse.

-le premier chapitre réservé à la présentation sur le plan géographique et géologique des trois régions considérées comprend également une description lithostratigraphique et pétrologique des complexes volcano-sédimentaires considérés.

-le deuxième chapitre est consacré essentiellement au matériel utilisé pour la réalisation de cette thèse. Ainsi, les différentes méthodes retenues (SIG, aéromagnétique, DRX et FX) seront présentées ici. En outre, nous donnerons également un aperçu sur les rapports minéralogiques et géochimiques, les indices d'altération, la provenance et le paléoclimat.

-le troisième chapitre a pour objectif l'élaboration pour la première fois d'un SIG des dépôts triasiques de certaines régions de l'Oranie.

-le quatrième chapitre qui constitue l'ossature de cette thèse, correspond à une étude géophysique. La méthode aéromagnétique utilisée va nous permettre de proposer un modèle tectonique pour les dépôts permo-triasiques des Monts des Traras.

-enfin, le cinquième chapitre vise la caractérisation minéralogique et géochimique de la fraction argileuse.

IV. DEPOTS TRIASIQUES EN ALGERIE : ETAT DES CONNAISSANCES

Dans ce travail de recherche, nous avons jugé utile de donner une synthèse sur les dépôts attribués classiquement au « Trias » de l'Algérie. Ainsi, nous évoquerons les types de faciès et leur répartition spatio-temporelle, le problème brûlant de l'âge qui reste à ce jour contesté dans certaines régions et enfin les différents travaux réalisés sur ces faciès.

A. Nature des dépôts

D'après les travaux de VILLE (1852), GENTIL (1898), FLAMAND (1900, 1911), BRIVES (1918), FALLOT (1942), LUCAS (1942), GIGNOUX (1946), LAMBERT (1947), DAME (1950), KOVENKO & *al.* (1954), SADLAN (1958), DAVID & THIEBAUT (1955), DAVID (1956), POLVECHE (1960), AUGIER (1967); AUCLAIR & BIEHLER (1967), ALIEV & *al.* (1971), GALMIER (1972), BASSOULLET (1973), SALVAN (1974), GUARDIA (1975), FENET (1975), OBERT (1981), BENEST (1982), WILDI (1983), LAPIERRE & *al.*

(1984), CISZAK (1987, 1993), BOUDJEMA (1987), KAZI-TANI (1986), AMEUR (1988, 1999), MIDOUN (1989), AÏT OUALI (1991), HERKAT,(1992), PERTHUISOT (1994), BOUZENOUNE & *al.* (1995), MAROK (1996), MEDDAH (2010), les faciès rapportés classiquement au Trias et formant parfois des diapirs sont de composition lithologique variée dans toute l’Afrique du Nord (fig. 1). En affleurement comme en subsurface, et selon les régions, les faciès sédimentaires sont représentés par des conglomérats, grès, pélites, évaporites (gypse, halite, anhydrite) et des carbonates en proportion variable. Dans certaines régions, ils admettent des intercalations basaltiques indiquant une première phase de rifting continental (MAROK, 1996; LAPIERRE & *al.*, 1984). Notons que ces manifestations magmatiques de nature tholéitique et doléritique correspondent à la mise en place d’une province magmatique baptisée **Central Atlantic Magmatic Province (CAMP)**(MARZOLI & *al.*, 1999) qui caractérise généralement la limite Trias-Jurassique (MARZOLI & *al.*, 2004). En Algérie, le volcanisme triasique du bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental) (MEDDAH & *al.*, 2007) et celui du Môle de Tiffrit de Saïda LAPIERRE & *al.* (1984) constituent les témoins de la partie la plus orientale de la province magmatique de l’Atlantique central (CAMP) associée au rifting de l’Atlantique central.

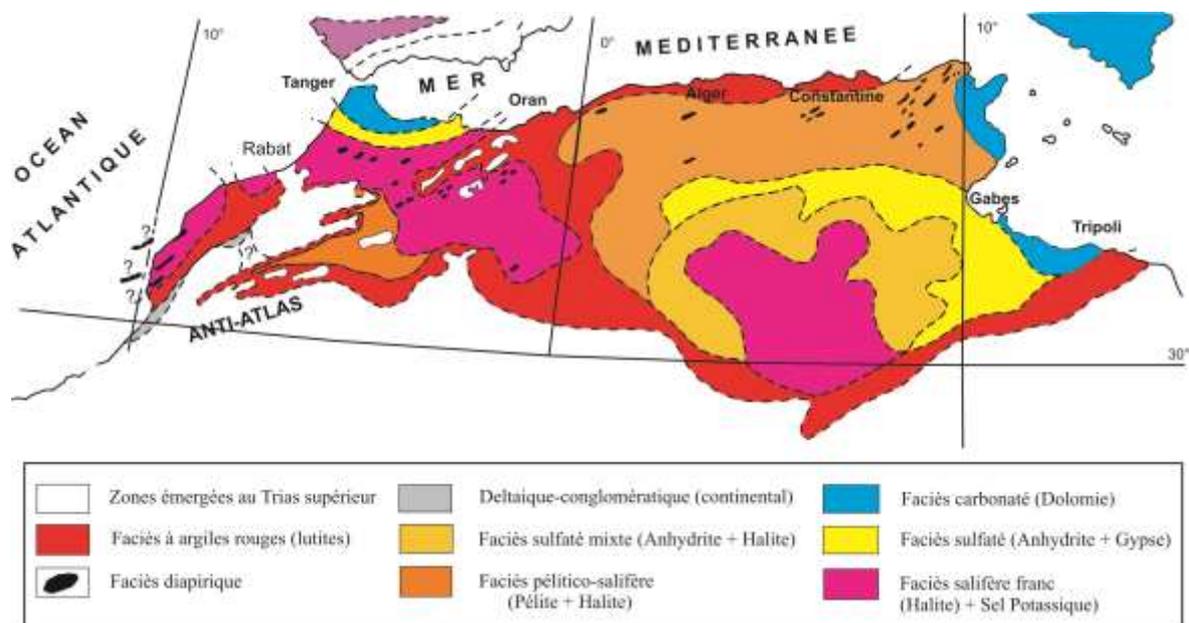


Figure 1: Carte schématique des faciès du Trias supérieur de l’Afrique du Nord (d’après SALVAN, 1974, modifiée).

B. Age des dépôts

1. Age des dépôts sédimentaires et les arguments paléontologiques

C’est bien en 1896, lors de la réunion extraordinaire de la société géologique de France à Alger que l’âge des complexes volcano-sédimentaires a été débattu pour la première fois par l’éminent géologue et l’académicien Marcel BERTRAND. Le problème des prétendues «éruptions geysériennes» des marnes et gypses à ophites (DURAND-DELGA, 2007) connues en Afrique du Nord trouve dès lors une solution après une visite de terrain à Djebel Chettaba dans le Constantinois. Ainsi, la détermination par Marcel BERTRAND et son équipe des exemplaires de bivalves appartenant à l’espèce *Myophoria vulgaris* du Trias moyen germanique permet de résoudre l’attribution stratigraphique des faciès. Cette découverte va également

permettre d'affiner l'âge du complexe triasique de Souk-Ahras, surtout après la découverte de nouveaux gisements fossilifères (*Mytilus psilonoti*) par BLAYAC & GENTIL en 1897. Quelques années après, et dans la même région de Souk-Ahras, FLANDRIN (1932) récolte à plusieurs endroits des espèces de *Myophoria vulgaris* qui lui permettent de dater le Trias moyen et supérieur (Muschelkak-Keuper). Cette attribution stratigraphique sera confirmée ultérieurement par DAVID (1956). Dans la région du Hodna, SAVORNIN (1920) data la série salifère à intercalations calcaires du Trias grâce à la récolte de quelques espèces de *Dimyopsis intustiata*. Dans la même réunion de la société géologique de France tenue à Alger, l'âge des conglomérats et grès rouges de l'Algérois et des «massifs kabyles, en particulier le Djurdjura» (Faciès Verrucano au sens de certains auteurs) attribué par FICHER (1890) au Jurassique supérieur sera revue. Pour Marcel BERTRAND, les arguments avancés sur le terrain donnent un âge plutôt triasique à Permien. Mais cet âge reste toujours contesté, malgré les avancées des travaux géologiques menés par FALLOT (1942), LAMBERT (1947), FLANDRIN (1952), GELARD (1979) et WILDI (1983).

Par ailleurs, l'utilisation pour la première fois de la datation palynologique dans la zone tellienne a apporté de nouvelles précisions. En 1991, TEFIANI et son équipe datent à partir d'une association sporo-pollinique le Trias du Djurdjura de l'Anisien moyen-Ladinien. Une telle datation sera généralisée aux zones internes des Maghrébides d'Afrique du Nord (TEFIANI & al., 1991). Dans sa thèse de Doctorat publiée en 1993, CISZAK apporte de nouveaux arguments qui consolident fort bien les attributions stratigraphiques de l'équipe de TEFIANI. Il dit dans la page 121 « la présence de calcaires à Myophories n'est pas un argument de l'antériorité (ou de la postériorité) du dépôt des évaporites par rapport au Muschelkak ». En 1994, DURAND-DELGA et TEFIANI, reviennent encore une fois sur les problèmes stratigraphiques et géodynamiques posés par le Trias des zones internes des Maghrébides et des cordillères bétiques. Nous tenons également à souligner la découverte de palynoflores du Trias supérieur (Carnien moyen-supérieur) dans les grès rouges du Djebel Mcid Aïcha dans la zone tellienne de l'Algérie nord-orientale par BOURMOUCHE & al. (1996).

En Oranie, et à l'exception des gisements d'Aïn Nouissy et de Beni Bahdel (partie orientale des Monts de Rhar Roubane), les différents modes de gisements triasiques (diapirs, affleurements des nappes de glissement superficiel et le Trias dans les massifs schisteux) sont souvent datés par analogie au Trias du domaine germanique comme partout en Afrique du Nord. Pour le gisement d'Aïn Nouissy, la découverte des fossiles représentés par des Myophories et des gastéropodes ont permis à FLAMAND (1900) de le dater du Trias moyen (Muschelkak). Par contre, le deuxième gisement de Beni Bahdel étudié par LUCAS (1942) est attribué avec beaucoup de réserves au Trias moyen (Ladinien). L'auteur a identifié dans les calcaires dolomitiques en plaquettes, interstratifiés entre les basaltes des bivalves (*Avicuta cf. caudata*) et des formes voisines à (*Anoplophora*). Dans le même gisement, LAPIERRE & al. (1984) parlent d'un complexe situé plutôt à la limite Trias-Jurassique ou légèrement après ; en tous cas il est antécariénien (= antépliensbachien inférieur).

Récemment, l'étude palynologique réalisée par FERHAT & AIT OUALI (2017) sur le complexe volcano-sédimentaire de la section d'Amina Bou Djellil (Monts des Traras) a permis de proposer une nouvelle datation. Ainsi, le Permo-Trias de GUARDIA (1975, p. 41) est remplacé par le Trias supérieur (Norien-Rhétien). Pour nous, ces arguments palynologiques sont loin d'être convaincants, en absence de marqueurs stratigraphiques plus fiables.

Dans l'Atlas Saharien au sens large, et en absence de fossiles marqueurs de valeur, les gisements triasiques généralement très nombreux sont datés par analogie (KULKE, 1972; GALMIER, 1972; BASSOULLET, 1973; AÏT OUALI, 1991; HERKAT, 1992 ;

PERTHUISOT, 1994). A titre d'exemple, le complexe volcano-évaporique des Monts des ksour est rapporté au Trias supérieur (Keuper) par GALMIER (1972) ou encore au Carnien-infralias par BASSOULLET (1973) et AÏT OUALI (1991).

Dans la plate-forme saharienne, l'intérêt pétrolier des réservoirs triasiques a rendu indispensable leur étude stratigraphique (ALIEV & *al.*, 1971; BOUDJEMA, 1987). Dans cette optique, plusieurs études palynologiques ont été réalisées à partir de puits répartis sur un bassin de 200 000 km². Nous citons ici, trois propositions stratigraphiques. Il s'agit de l'âge permotriasique attribué par ACHAB (1970) et l'intervalle Trias *p.p.* -Lias *p.p.* rapporté par REYRE (1973). Pour la troisième proposition, BOUDJEMA (1987, p. 63), et selon les travaux inédits de BEICIP et TOTAL évoqua pour les unités triasiques associées parfois à des coulées magmatiques un âge plutôt trias supérieur (Carnien-Rhétien).

Par ailleurs, la comparaison avec les études palynologiques réalisées sur les complexes volcano-sédimentaires marocains viennent confirmer l'existence d'une diachronie dans ces dépôts :

-Dans le Haut-Atlas, où la série dite « Permo-triasique » est bien développée, BIRON & COURTINAT (1982) confirment à partir d'une nouvelle playnoflore, un âge carnien.

-Dans la partie ouest du Moyen Atlas tabulaire, le sommet des séries infrabasaltiques est daté du Carnien supérieur. Alors que les faciès volcano-sédimentaires de la partie méridionale du Moyen Atlas plissé sont d'âge norien (LACHKAR & *al.*, 2000).

2. Age des coulées magmatiques et les arguments radiométriques

Pour obtenir un âge absolu, la géochronologie utilise plusieurs méthodes de datation, à savoir : la méthode K/Ar, la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar ou encore la méthode U/Pb. Dans le cas des coulées magmatiques préservées dans les niveaux supérieures argilo-gréseux et évaporitiques de l'Afrique du Nord, les premières datations radiométriques fournies par MANSPEIZER & *al.*, (1978) se situent aux environs de -180 Ma (LAPIERRE & *al.* (1984). Au Maroc, les nouvelles données radiométriques obtenues par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar évoquent pour la série volcanique de référence (Haut Atlas marocain) un âge situé autour de 199-200 Ma (SEBAI & *al.*, 1991, KNIGHT & *al.*, 2004, VERATI & *al.*, 2007). En Algérie, nous nous contenterons de citer deux méthodes de datation appliquées sur les roches vertes doléritiques. Il s'agit de la méthode K/Ar appliquée aux roches vertes situées dans la série flyschöide du massif para-autochtone du littoral oranais et qui donne un âge de 80 ± 8 Ma (CISZAK & *al.*, 1985). Ceci a permis aux auteurs de remettre en cause l'âge triasique de ces roches. La seconde méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar utilisée sur les dolérites du bassin de Tindouf et appartenant à la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien donne un âge de 198,9 ± 2,3 Ma.

Chapitre 1: **CONTEXTE GENERAL**

I. PRESENTATION DES REGIONS CONSIDEREES

A. Contexte géographique

Dans le présent travail consacré aux complexes triasiques de l'Oranie, nous avons sélectionné trois régions appartenant à des domaines paléostratigraphiques et paléogéographiques différents. Il s'agit du Nord vers le Sud : les Monts des Traras, les Monts de Tlemcen au sens large (orientés SW-NE) et les Monts de Sidi El Abed (orientés grossièrement NE-SW)(fig. 2).

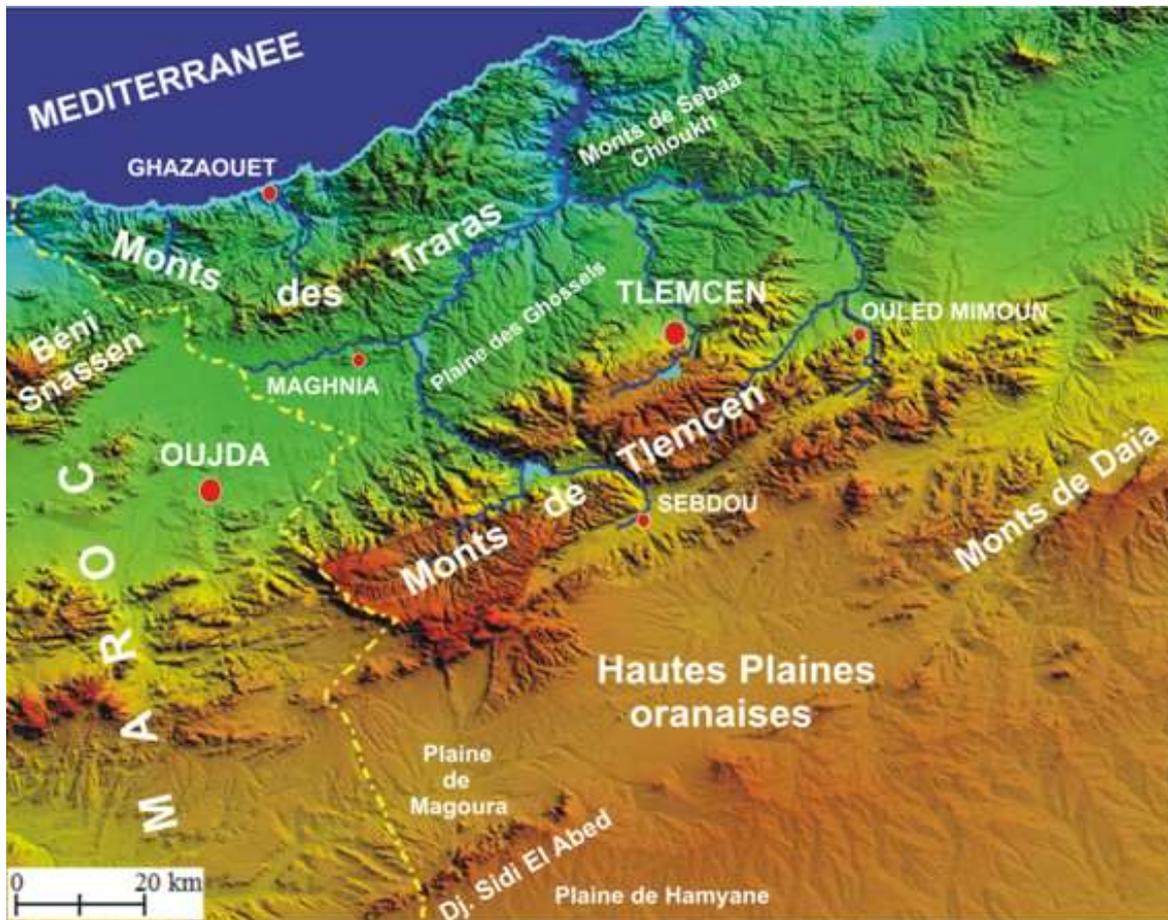


Figure 2 : Situation des régions considérées.

1. Monts des Traras

Occupant la partie septentrionale du Tell occidental, les Monts des Traras sont limités au Nord par la mer Méditerranéenne, au Sud par la plaine de Maghnia, à l'Est par les Monts de Sebaa Chioukh et enfin à l'Ouest par la terminaison orientale de Béni Snassen au Maroc.

D'après AMEUR (1988, 1999), cette chaîne de montagne peut être subdivisée en deux grandes zones : une zone nord (les Traras septentrionaux) et une zone sud (les Traras méridionaux) séparées par le linéament d'Aïn Tolba.

2. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Cette partie de relief est formée en réalité par les Monts de Rhar-Roubane et les Monts de Tlemcen (*s.s.*). Elle est limitée au Nord par la dépression miocène (représentée de l'Ouest vers l'Est par la plaine de Maghnia, la plaine des Ghossels et la plaine de Sidi Bel Abbès), au Sud par les Hautes Plaines oranaises, à l'Est par les Monts de Daïa et enfin à l'Ouest par la plaine des Angad d'Oujda, le plateau de Djorf Ouazzène et la plaine de Missiouine.

3. Monts de Sidi El Abed

Situés au Sud des reliefs précédents, les Monts de Sidi El Abed sont bordés au Nord par la Haute Plaine de Magoura, au Sud par la plaine de Hamyane (Haute Plaine d'El Ouidane, plus à l'Est par la plaine d'El Aricha et à l'Ouest par la partie orientale des Hauts Plateaux marocains.

B. Contexte géologique

1. Présentation des Monts des Traras

1.1. Au plan structural

D'après les travaux de GUARDIA (1975), l'architecture structurale des Traras montre l'existence d'une tectonique à la fois souple et cassante, avec une tectogénèse qui peut être subdivisée en deux grandes périodes, à savoir :

- une période pré-atlasique : elle est marquée par une tectonique polyphasée affectant le socle lors du remplissage du bassin ;
- une période atlasique : il s'agit de la tectonique produite durant le Crétacé supérieur et le tertiaire.

1.1.1. Tectonique souple

Elle se distingue le plus souvent par des plis dont la direction est relativement constante (N60), mais elle peut varier (N10, N20 et N90)(GUARDIA, 1975; AMEUR, 1988, 1999).

1.1.2. Tectonique cassante

Elle se résume aux accidents suivants :

- accidents de direction N40 et N90 : ils permettent de structurer les Traras en 5 panneaux (I à V) d'une orientation NE-SW (GUARDIA, 1975)(fig. 3):

I : Compartiment des Sidna Oucha-Beni Abed;

II : Compartiment des Beni Menir-Beni Khaled;

- III : Compartiment du Fillaoussène-Maaziz-Beni Ouarsous ;
- IV : Compartiment des Beni Mishel-Kourkar-Djerf Toumai ;
- V : Compartiment de Maghnia.

-accidents de direction moyenne N20 : il s'agit des accidents correspondant aux transversales de GLANGEAUD (1951). Nous les retrouvons dans la bordure orientale des Traras et la chaîne du Fillaoussène (GUARDIA, 1975).

-accidents de direction moyenne N120 : ces accidents sont très rares et de peu d'ampleur (GUARDIA, 1975).

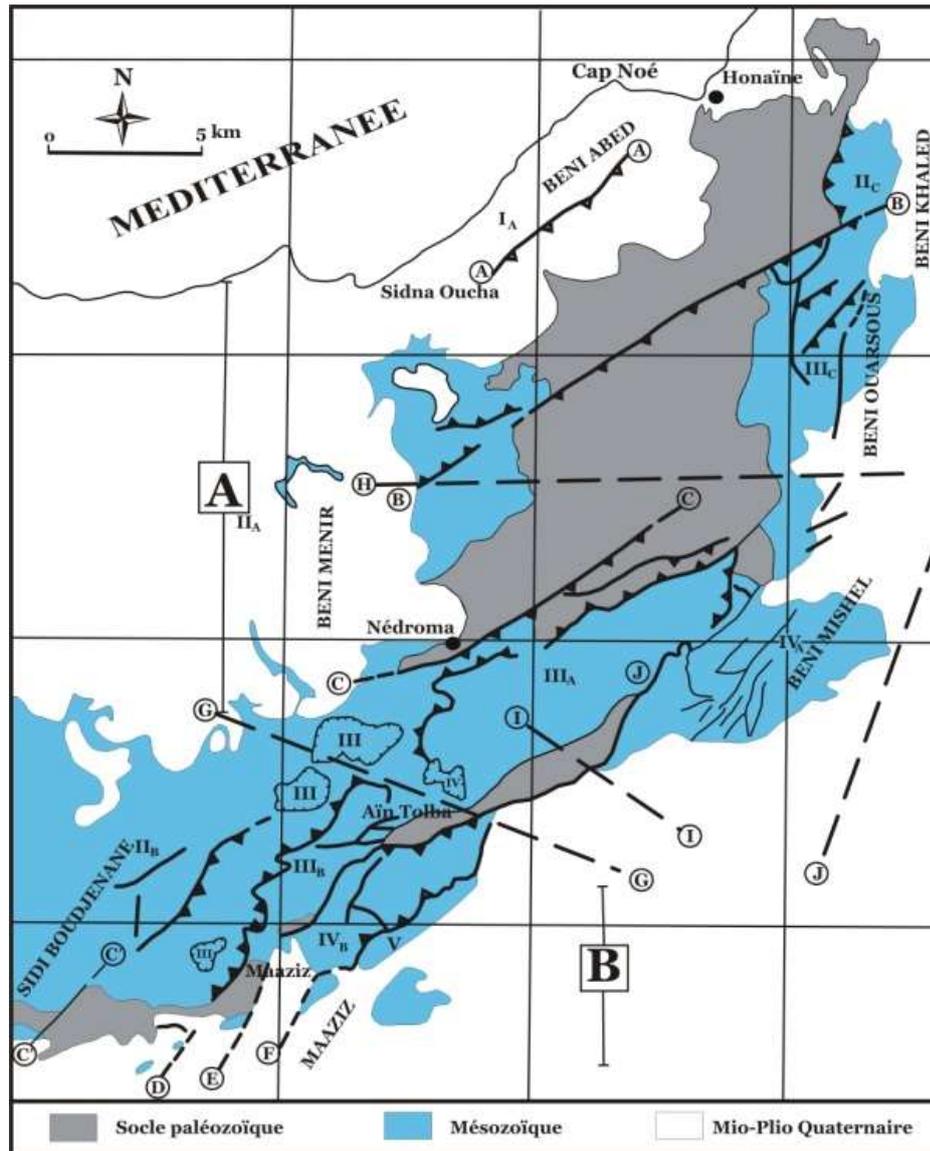


Figure 3 : Carte géologique des Monts des Traras montrant l'emplacement des principaux secteurs (d'après GUARDIA, 1975; AMEUR, 1988, modifiée).

A : Traras septentrionaux, **B** : Traras méridionaux ; **A** : Faille du Cap Noé ; **B** : Faille de Dahr ed Diss ; **C-C'** : Faille de Nedroma ; **D,E,F** : Failles chevauchantes des Traras orientaux ; **G** : Linéament d'Aïn Tolba ; **H** : Linéament de l'Oued Boukiou ; **I** : Linéament de l'Oued Chetibia ; **J** : Linéament de Fernane ; **IA** : Compartiment de Sidna Oucha-Beni Abed ; **IIA** : Compartiment des Beni Menir ; **IIB** : Compartiment de Sidi Boudjenane ; **IIC** : Compartiment des Beni Khaled ; **IIIA** : Compartiment du Fillaoussène ; **IIIB** : Compartiment des Djebala-Maaziz ; **IIIC** : Compartiment des Beni Ouarsous ; **IVA** : Compartiment des Beni Mishel ; **IVB** : Compartiment du Kourkar-Djerf Toumia ; **V** : Compartiment du Djebel Tiouina-Bentouila.

1.2. Au plan stratigraphique

La stratigraphie des Monts des Traras comprend (fig. 4):

1.2.1. Substratum paléozoïque

Selon GUARDIA (1975), le substratum paléozoïque est constitué de : grès et quartzites (Silurien inférieur), phtanites et pélites micacées (Silurien), calcaires à tentaculites et grès microconglomératiques (Dévonien) et enfin des dolomies et des dépôts volcano-détritiques (Carbonifère inférieur).

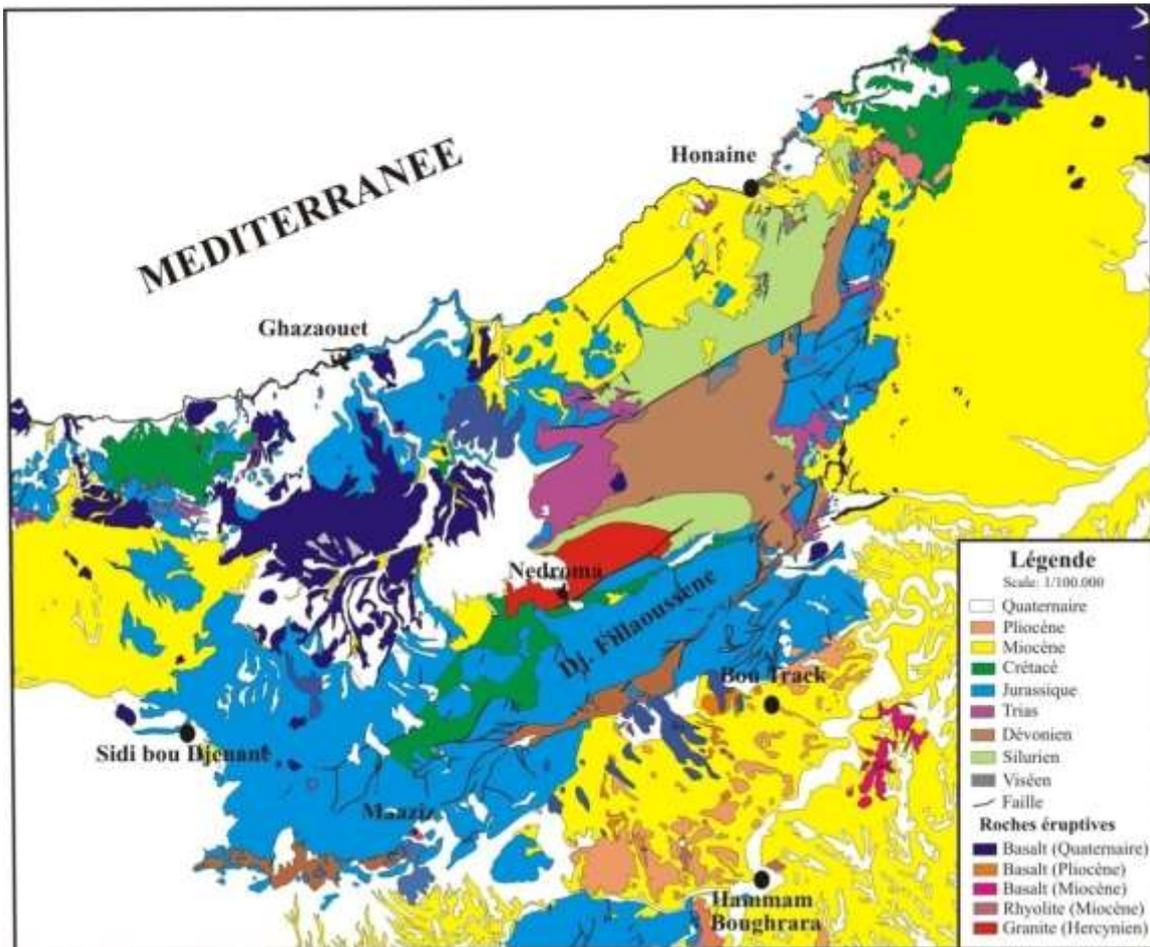


Figure 4: Carte géologique des Monts des Traras (d'après GUARDIA, 1975).

1.2.2. Granite et auréole de métamorphisme

Dans cette région, le substratum paléozoïque est recoupé et métamorphisé par le granite de Nedroma (ABDELHALIM, 1973 ; GUARDIA, 1975). Ce granite monzonique à quartz, biotite et feldspaths (orthose, microcline et plagioclase) (GUARDIA, 1975) et affecté par des filons de pegmatites et d'aplites (fig. 5).

Par ailleurs, l'auréole de métamorphisme (fig. 6) qui se développe autour du substratum paléozoïque est constituée de deux principales zones représentées par la zone des roches tachetées et celle des cornéennes micacées (GUARDIA, 1975).



Figure 5 : Massif granitique de Nedroma affecté par des filons de pegmatites et d'aprites.

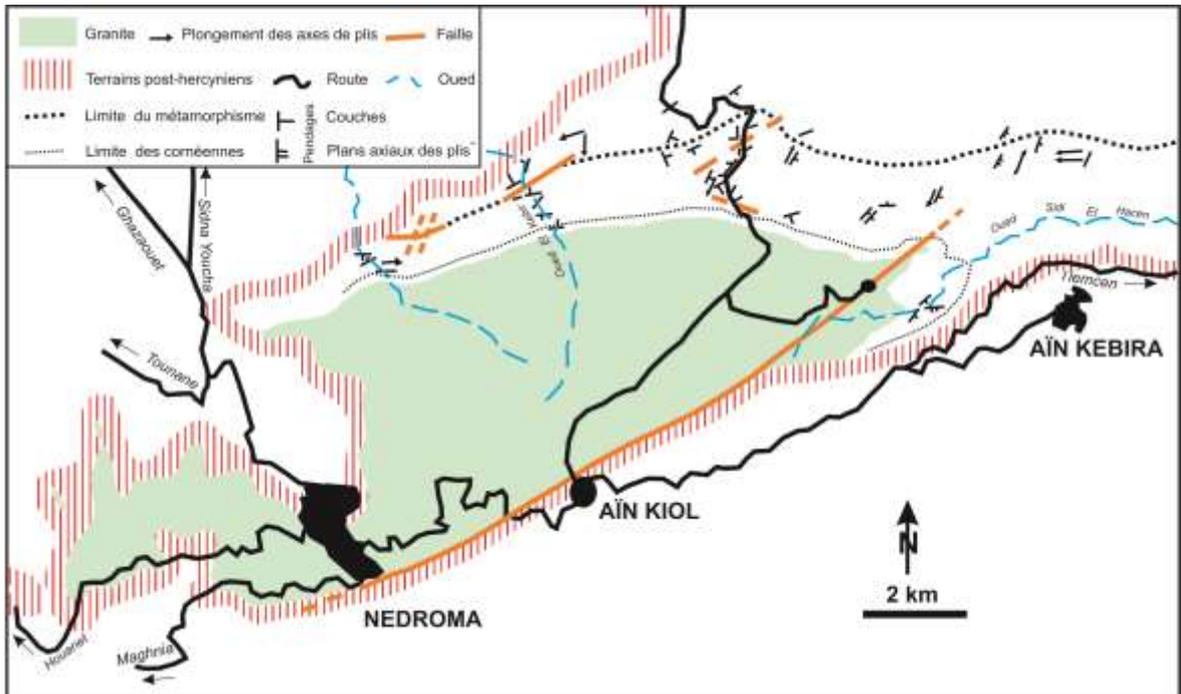


Figure 6 : Granite de Nedroma et son auréole de métamorphisme (d'après GUARDIA, 1974, modifiée).

1.2.3. Couverture mésozoïque

La couverture mésozoïque épaisse et largement étudiée (GUARDIA, 1974, 1975 ; ATROPS & ELM I, 1971 ; ELM I, 1971, 1979 ; ELM I & AMEUR, 1976 ; ELM I & *al.* 1974, 1998 ; AMEUR, 1978, 1988, 1999 ; AMEUR & ELM I, 1981, 1987 ; BENHAMOU, 1983 ; KHARROUBI, 1987 ; REOLID & *al.*, 2014) a été subdivisée par Guardia (1975) en cinq groupes sédimentaires (GUARDIA, 1975): le groupe permo-triassique, le groupe carbonaté inférieur (Jurassique inférieur et moyen), le groupe grésopélitique médian (Callovo-oxfordien), le groupe grésocarbonaté supérieur (Oxfordien-Crétacé inférieur) et enfin le groupe marnocalcaire (Crétacé supérieur).

a. Groupe permo-triassique

Les études antérieures (GUARDIA, 1975 ; AMEUR, 1988, 1999) complétées par nos observations sur le terrain (BENSEFIA & *al.*, 2020) ont permis de définir trois types de faciès appartenant au complexe triasique des Traras (fig. 7), à savoir:

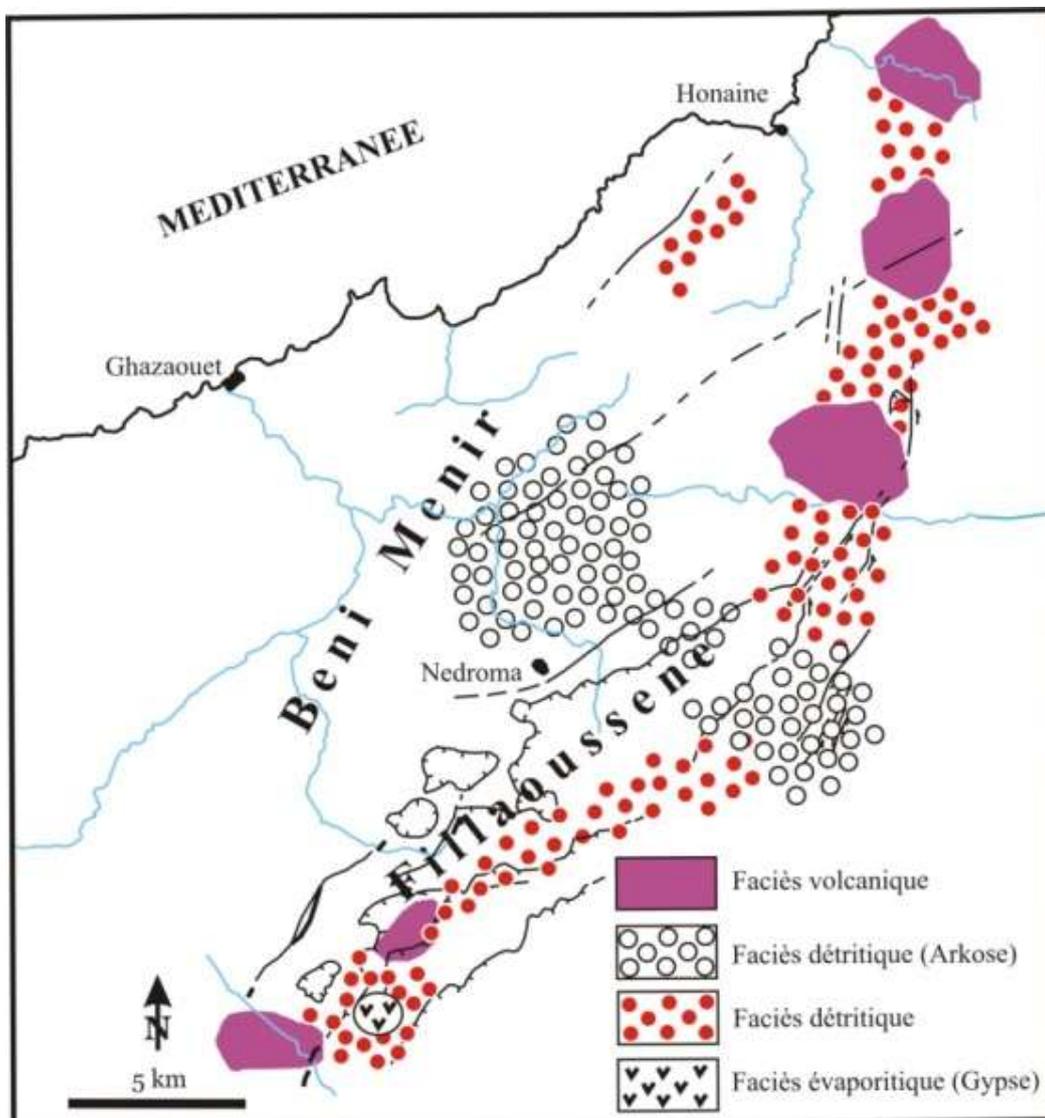


Figure 7: Différents types de faciès triasiques dans les Monts des Traras (d'après GUARDIA, 1975, modifiée).

-Faciès détritique

Il est représenté parfois par des brèches de couleur lie de vin (poudingues des Beni Menir). Dans certains endroits, nous avons observés à l’affleurement des séries détritiques associés à des bancs de calcaires et des dolomies. Ce type de faciès reposant en discordance sur les schistes du paléozoïque (secteurs de Sidna Oucha et Beni Mishel, Traras septentrionaux et secteur de Maaziz, Traras méridionaux) ou sur le granite de Nedroma (secteur d’Aïn Killoun-Beni Menir, Traras septentrionaux) constitue une réponse à l’érosion des parties hautes du bassin des Traras.

-Faciès évaporitique

Ce faciès typique du complexe triasique a été observé uniquement au SW des Traras. Il est constitué essentiellement de gypse.

-Faciès volcanique

Ce sont généralement des roches à texture doléritique et microlitique souvent altérées dans lesquelles s’intercalent parfois des niveaux carbonatés. Ces coulées volcaniques font partie du complexe volcano-sédimentaire de l’Algérie Nord occidentale (FENET, 1975 ; LAPIERRE & *al.*, 1984 ; MIDOUN, 1989 ; MAROK, 1996 ; AMEUR, 1988, 1999). Notons que les différents faciès que nous avons cités précédemment ont été datés du Permo-Trias (GUARDIA, 1975 ; LAPIERRE & *al.*, 1984 ; AMEUR, 1999).

b. Groupe carbonaté inférieur (Jurassique inférieur et moyen)

Dans les Monts des Traras, la série attribuée au Lias est très développée et présente des variations spectaculaires des faciès et des épaisseurs. Elle est constituée dans l’ordre ascendant par :

-Formation des « Calcaires compacts de Zaïlou » : ce sont des calcaires biodétritiques, à bioclastes associés souvent à des oolithes et à des structures fenestrées. Cette formation formée parfois de deux membres lithologiques superposés (calcaires graveleux des Djerf-el-Kebir et calcaires oolithiques de Taouïa) est d’âge Carixien (Pliensbachien inférieur)(AMEUR, 1978).

-Formation des « Calcaires du Tisseddoûra » : cette formation est constituée de calcaires à silex, de calcaires graveleux à bélemnites, et à brachiopodes. Elle est datée du Domérien (Pliensbachien supérieur)(ELMI, 1983).

-Formation des « Marno-calcaires de Bayada » : dans l’ensemble du bassin des Traras, nous distinguons le plus souvent des alternances régulières et rapprochées des marnes et des calcaires très riches en ammonites et en brachiopodes et qui sont attribuées au Toarcien (AMEUR, 1978, 1988, 1999). Il s’agit des trois membres : Marno-calcaires de Bayada inférieur, Ammonitico-rosso des Traras et Marno-calcaires de Bayada supérieur. Les dépôts sus-jacents du Dogger sont constitués des formations géologiques suivantes:

-Formation des « Calcaires des Traras » : elle comprend les calcaires graveleux à Zoophycos, les calcaires oolithiques à madréporaires, les dolomies à madréporaires, les calcaires et brèches à ammonites. Chronologiquement, cette formation débute dès le Toarcien inférieur pour atteindre dans certains secteurs des Traras, le Bathonien inférieur. Notons également que les variations spatio-temporelles enregistrées çà et là, permettent de distinguer d’autres formations

comme les « Marno-calcaires du Fenakech » (Aalénien moyen-Bajocien moyen et les « Marnes d'Aïn Killoun » (Bajocien supérieur)(AMEUR, 1988, 1999).

-Formation des « Marnes du Sekika » : ce sont essentiellement des marnes admettant quelques bancs carbonatés et datées du Bathonien moyen (AMEUR, 1988, 1999).

c. Groupe gréso-pélique médian (Callovo-oxfordien)

Ce groupe est constitué essentiellement d'une épaisse formation à caractère flyschöide, appelée « Argiles de Saïda ». C'est une alternance rythmique d'argiles et de grès très riches en ammonites et en structures et figures sédimentaire. Cette formation est d'âge callovien-oxfordien (GUARDIA, 1975 ; BENHAMOU, 1983).

d. Groupe gréso-carbonaté supérieur (Oxfordien-Crétacé inférieur)

Ces dépôts sont représentés par une alternance de grès et d'argiles avec des calcaires subrécifaux très riches en échinides et brachiopodes (Oxfordien supérieur). Cette alternance est surmontée par une formation essentiellement gréseuse (Kimméridgien) et par les dolomies massifs et les calcaires du Tithonien. En ce qui concerne les dépôts attribués au Crétacé inférieur, ils sont formés de calcaires graveleux, de calcaires sableux à foraminifères et à ostracodes, de grès à ciment argileux, de dolomies ferrugineuses à lentilles calcaires fossilifères et d'une alternance de grès ferrugineux et de calcaires roux, à grosses huîtres et à gastéropodes (SOULIMANE, 2018). A l'échelle du bassin des Traras, cette série présente des variations importantes des faciès et des épaisseurs.

e. Groupe marno-calcaire (Crétacé supérieur)

Cet enregistrement sédimentaire est localisé dans la partie Nord de la chaîne de Fillaoussène. Ce sont des argiles admettant des bancs de grès et passant vers le haut à un ensemble argilo-marneux (Cénomaniens) surmonté par des calcaires massifs, légèrement argileux et fossilifères (Turonien). La série se termine par des marnes crayeuses présentant quelques passées calcaires (Coniacien supérieur-Santonien basal)(GAOUAR, travaux en cours).

1.2.4. Couverture cénozoïque

La série stratigraphique des Monts des Traras se termine par les dépôts représentés essentiellement par les marnes du Miocène.

2. Présentation des Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Nous nous contenterons ici des travaux réalisés par LUCAS (1942, 1952), ELMI (1970, 1972, 1973, 1983), BENEST (1971,1982, 1985), BENEST & *al.* (1999), BENSALAH & *al.* (1987), MEKAHLI (1988), ELMI & *al.* (1998), MAROK & REOLID (2012) pour résumer le cadre géologique des Monts de Rhar Roubane et des Monts de Tlemcen (*s.s.*) qui forment une langue barrière orographique orientée SW-NE.

2.1. Monts de Rhar Roubane

2.1.1. Au plan structural

Avec une structure dominée par le horst paléozoïque, les Monts de Rahr Roubane correspondent à une bande étroite de 6 km et longue de 30 km. Cette bande orientée WSW-ENE est affectée par une tectonique souple marquée par les unités structurales WSW-ENE et les accidents décrochants (ELMI, 1973)(fig. 8):

-les grandes unités structurales sont représentés par : l'anticlinal du Djebel Hamra-Bou Hlou, la zone synclinale du Djebel Azira, la zone anticlinale du Djebel Tmalouft, le Synclinal du Djebel Ouinane, le Horst de Rhar Roubane formant une sorte de « pli de fond » et enfin la cuvette de Ras Asfour et la zone haute du Tenouchfi ;

-les accidents décrochants sont regroupés en deux familles, avec les décrochements senestres N10-N30E (fig. 8): l'accident du Djebel Tmalouft-Ayech (1), l'accident du Ras Asfour (2), l'accident du Djebel Maroui-Fernane-Tazemmouret (3) et l'accident du Mennchar (4) et les décrochements dextres N110-N145E : l'accident de Jorf Ouazzène-Djebel Dourdaz (5), l'accident Zouia-Sidi Djillali (6), les accidents Tissefsafine-Tazemmouret (7) et les accidents des Beni Snous (8).

D'après ELMI (1973), l'architecture structurale des Monts de Rhar Roubane témoigne d'un écrasement et d'un déplacement vers le Nord, corrélativement aux mouvements du bâti africain.

2.1.2. Au plan stratigraphique

Malgré les nombreux résultats publiés sur la stratigraphie des Monts de Rhar Roubane (ELMI, 1977, 1983; MEKAHLI, 1988, MAROK, 1989 ; MAROK & REOLID, 2012), la carte géologique au 100 000^{ème} de LUCAS (1942) et celle d'ELMI (1973) (fig. 8) restent les seules cartes disponibles pour décrire la géologie de la région. Ainsi, la série stratigraphique se résume comme suit :

a. le socle paléozoïque

Il est constitué essentiellement de schistes et de quartzites. On connaît également la présence de roches granitiques.

b. la couverture mésozoïque

Elle est représentée de bas en haut, par :

-le Trias : les dépôts attribués classiquement au Trias sont observés au bord sud du horst de Rhar Roubane et à travers les forages miniers de la mine d'El Abed. Il s'agit des marnes bariolées violacées, gypsifères admettant parfois des coulées basaltiques et doléritiques séparées par des niveaux carbonatés (e.g. Koudiat el Mellah de Beni Bahdel).

-le Jurassique : les premiers dépôts du Jurassique souvent discontinues et lacunaires reposent en discordance sur le socle plissé du Paléozoïque. Ils sont constitués lithostratigraphiquement des calcaires du Lias montrant des variations des épaisseurs et des faciès sur lesquels font suite les calcaires, les calcaires dolomitiques et les marnes de l'Aalénien-

Bajocien. Avec les dépôts des « Calcaires microgréseux » du Bathonien et des « Argiles de Saïda » du Callovo-oxfordien la série devint continue et ne présente que peu de variations latérales. Le reste de la série jurassique se termine par les « Grès de Bou Médine » (Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur), surmontés par les « Calcaires de Zarifet » et les « Dolomies de Tlemcen ».

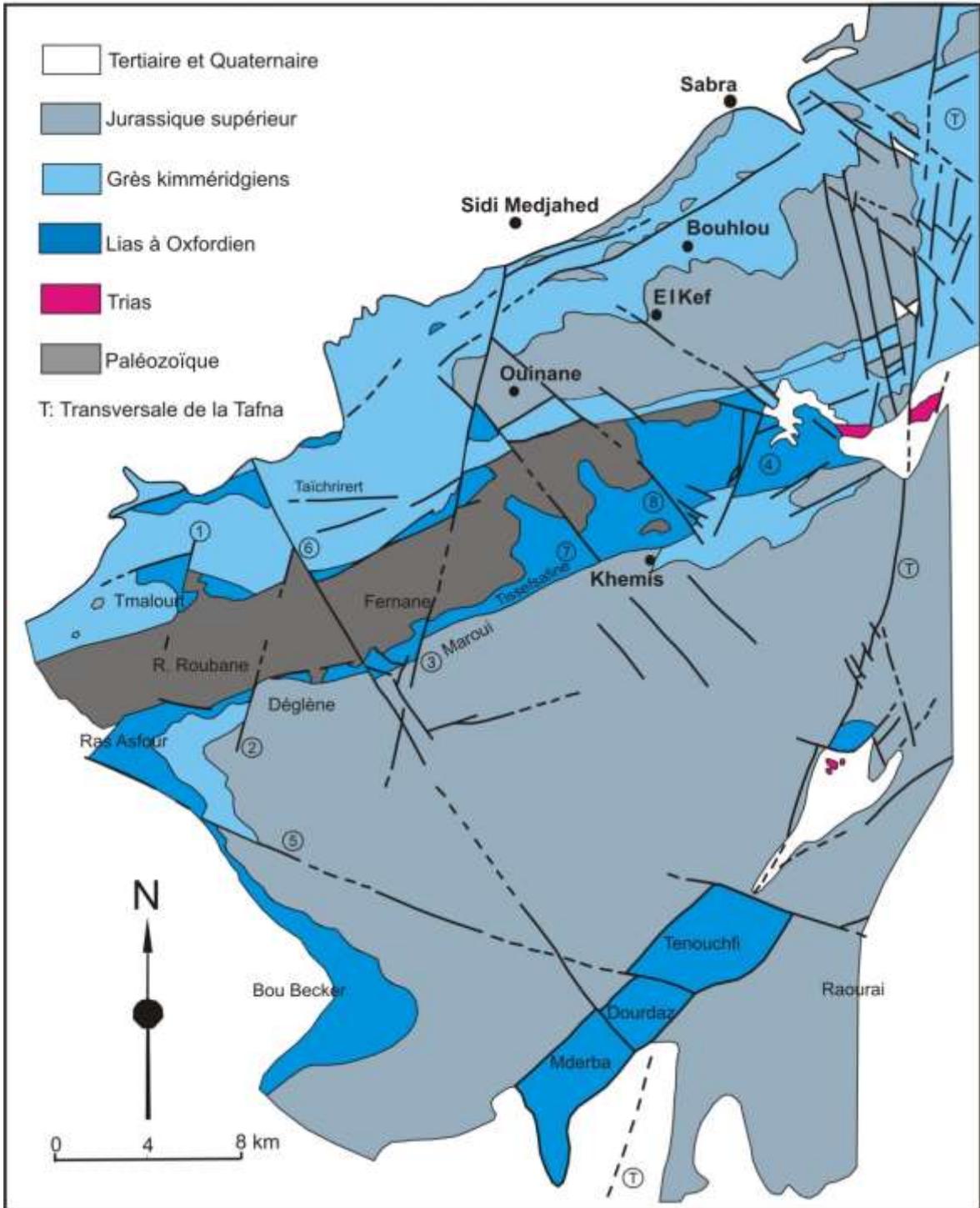


Figure 8: Carte géologique simplifiée des Monts de Rhar Roubane (d'après ELMi, 1973).

2.2. Monts de Tlemcen (s.s.)

2.2.1. Au plan structural

D'après BENEST (1982, 1985), les Monts de Tlemcen (s.s.) (fig. 9), montre une structure complexe marquée par l'individualisation de trois principaux segments limités par la transversale de Tafna-Magoura à l'Ouest et la transversale d'Aïn Tellout à l'Est. Il s'agit de :

-la zone sigmoïde de Sidi Yahia-Sebdou : dans cette zone les structures sub-méridiennes paraissent intercepter des éléments plus anciens de l'architecture NE-SW à E-W ;

-le panneau central arqué de Terni : il est nettement décroché vers le NW, le long de la faille bordière orientale du fossé de la Tafna. Sa faille bordière méridionale est parallèle à celui du synclinal de Titmokhen (BENEST, 1982, p. 352) ;

-le bloc sigmoïde de Lamoricière : il est compris entre la transversale N20° à rejeu sénestre d'Oued Chouly et la faille d'Aïn Tellout.

Notons que les Monts de Tlemcen (s.s.) qui présentent un double déversement résultent d'un serrage entre le môle rigide des Hautes Plaines oranaises et le horst paléozoïque de Rhar Roubane (BENEST, 1982, p. 345) sont affectés par des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W).

Par ailleurs, les cinq principaux événements tectoniques qui continuent durant le Tertiaire et le Quaternaire peuvent se résumer comme suit (BENEST, 1982):

-une phase éocène : la mise en évidence de cette phase a été faite grâce au contrôle de la subsidence durant l'intervalle du Jurassique supérieur-Eocène par le jeu ou le rejeu des accidents SW-NE, SE-NW et subméridiens ;

-une phase atlasique : elle correspond à des mouvements compressifs qui donnent les plis d'orientation moyenne E-W. Par contre, les mouvements distensifs contrôlés par le rejeu des accidents de socle sont représentés par des failles conjuguées N 55°-80° et N 140 ;

-une phase de compression N-S à SW-SE : cette importante phase qui se distingue probablement par un paroxysme miocène est à l'origine des grandes structures coulissantes et chevauchantes. Son effet a été ressenti à la fois dans les cuvettes encadrées par les panneaux les plus résistants et au voisinage des accidents subméridiens N 60° et N 140 ;

-une phase à dominante distensive : elle a contribué à la surrection des reliefs actuels;

-une phase plio-quaternaire : elle est marquée par des rejeux en compression responsables de certains chevauchements et des rejeux en distension (c'est le cas du Djebel el Arbi qui montre une structure de type pli-diapir).

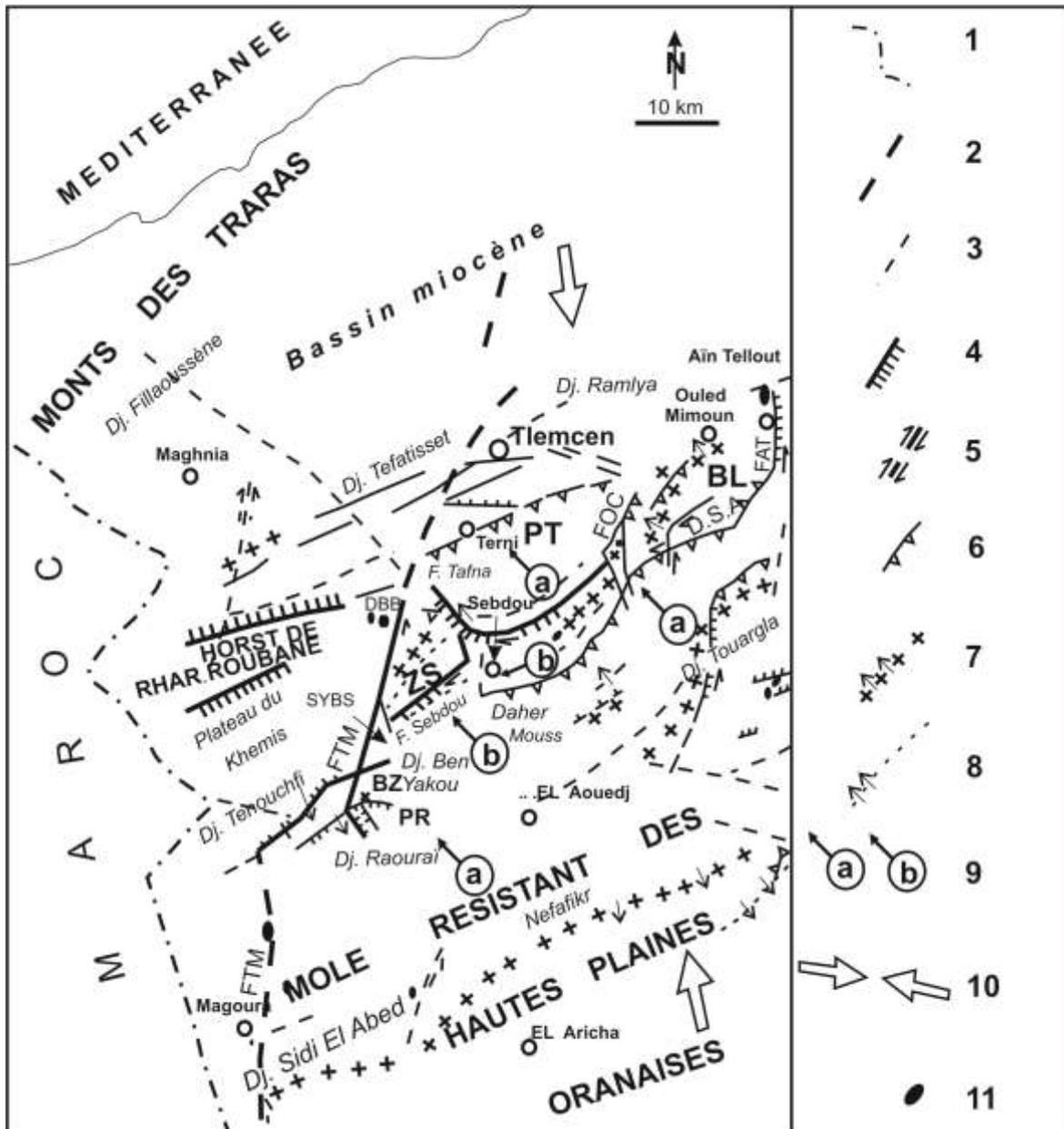


Figure 9: Carte structurale des Monts de Tlemcen au sens large (d'après BENEST, 1982).

1 : Frontière algéro-marocaine ; 2 : Faille majeure ; 3 : Faille mineure ; 4 : Faille normale ayant joué verticalement ; 5 : Sens de décrochement ; 6 : Faille inverse ou chevauchante ; 7 : Anticlinal (les flèches indiquent la vergence) ; 8 : Synclinal (les flèches indiquent la vergence), 9 : Sens des principaux chevauchements ou déplacements (premier temps a et deuxième temps b) ; 10 : Direction moyenne de compression ou de raccourcissement ; 11 : Extrusion gypsifère à faciès Keuper ; BL : Bloc sigmoïde de Lamoricière ; BZ : Dj. Bou Zatatt ; DBB : Dépression des Beni Bahdel ; DSA : Dépression de Sidi Abdallah ; FAT : Décrochement d'Aïn Tellout ; FOC, Transversale d'Oued Chouly ; FTM, Transversale Tafna-Magoura ; PR : Panneau coulissant du Dj. Raouraïa ; PT, Panneau central arqué de Terni ; SBYS : Sidi Yahia Ben Sefia ; ZS, Zone sigmoïde de Sidi Yahia.

2.2.2. Au plan stratigraphique

En absence d'une carte géologique récente qui intègre les nouvelles données stratigraphiques sur les Monts de Tlemcen (s.s.) (BENEST, 1985). Nous allons nous contenter de résumer ici la série lithostratigraphique type publiée par BENEST & al. (1999). Cette série est constituée de dépôts rapportés au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Elle montre dans l'ordre ascendant, la succession suivante :

a. Jurassique supérieur

Age	Formation géologique	Description
Tithonien supérieur à Berriasien basal	Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Grès de Merchih à la base)	Alternance d'argiles, de grès, de calcaires et des calcaires dolomitiques vers le haut.
Tithonien supérieur	Marno-calcaires de Hariga	Alternance de calcaires et de marnes. Latéralement le faciès passe à des calcaires dolomitiques.
Tithonien inférieur	Dolomies de Terni	Ce sont essentiellement des dolomies
	Calcaires de Lato	Calcaires micritiques parfois dolomitiques.
Tithonien basal	Marno-calcaires de Raouraï	Alternance de marnes et de calcaires admettant des niveaux gréseux.
Oxfordien terminal	Dolomies de Tlemcen	Ce sont essentiellement des calcaires dolomitiques.
Oxfordien supérieur	Calcaires de Zarifet	Calcaires dolomitiques.
Oxfordien supérieur- Kimméridgien supérieur <i>p.p.</i>	Grès de Bou Médine	Alternance d'argiles et de grès.
Callovo-Oxfordien	Argiles de Saïda	Alternance rythmique d'argiles et de grès.

b. Crétacé inférieur (Néocomien)

Age	Formation géologique	Description
Barrémien supérieur à Aptien	Calcaires de Zigyne (Sebdou)	Ce sont généralement des calcaires à madréporaires.
Hauterivien	Grès de Berthelot	Alternance de grès et d'argiles avec la présence de calcaires vers le haut.
Berriasien moyen à Valanginien	Argiles de Lamorcière (=Grès de Hassi Zerga)	Le faciès est essentiellement argilo-gréseux. Latéralement le faciès passe à des grès.

3. Présentation des Monts de Sidi El Abed

3.1. Au plan structural

Faisant partie du domaine des Hautes Plaines oranaises, les Monts de Sidi El Abed sont caractérisés généralement par une structure tabulaire découpée par une série d'accidents. En 1996, MAROK utilise une panoplie de méthodes géophysiques pour mieux connaître l'architecture structurale de cette bande de direction moyenne NE-SW.

3.1.1. Structure du socle

A l'exception des Monts des Traras et les Monts de Rhar Roubne où le socle est observé en affleurement, dans le Monts de Sidi El Abed ce socle n'est pas connu. Ainsi, les méthodes géophysiques utilisées pour la première fois par MAROK (1996) ont permis de mettre en évidence une structure organisée en trois blocs découpés par deux accidents subparallèles de direction WSW-ENE et SE-NW et accompagnés probablement d'un décrochement. On reconnaît, du Nord vers le Sud :

- un bloc affaissé plongeant vers le SW ;
- un bloc surélevé plongeant vers le NE ;
- un bloc affaissé plongeant vers le NW.

3.1.2. Structure de la couverture

Hormis les structures diapiriques du Trias qui seront étudiées plus loin, la structure de couverture des Monts de Sidi El Abed est marquée par une tectonique cassante et par des déformations dues aux compressions à partir de l'Eocène (MAROK, 1996). La tectonique dite cassante est représentée par le groupe de failles suivantes (fig. 10) :

- failles parallèles de direction tellienne (WSW-ENE) : ce sont des failles profondes N50° et N70° ;
- failles subméridiennes : il s'agit d'accidents décrochants représentés par la transversale Tafna-Magoura N10°-N20°, la faille N320° et la faille N315°.

3.2. Au plan stratigraphique

La série stratigraphique composée essentiellement de dépôts jurassiques a été décrite pour la première fois par LUCAS (1942, 1952) et affinée par MAROK (1996). Ce dernier distingua la succession lithostratigraphique suivante (fig. 10) :

3.2.1. Trias

Ce sont des marnes violacées, accompagnés parfois de bancs carbonatés et de roches volcaniques. Ce complexe triasique ne montre aucune suite stratigraphique avec les dépôts sus-jacents du Jurassique.

3.2.2. Lias

La série liasique des Monts de Sidi El Abed débute par les « Calcaires de Koudiat el Beia » d'âge Sinémurien supérieur, surmontés par les « Calcaires des Oulad Amor » rapportés au Pliensbachien inférieur (Carixien des anciens auteurs). Cette formation géologique unique des

Hautes Plaines oranaises est constituée de calcaires oolithiques à *Lithiotis*, de calcaires à silex et à grands bivalves, de calcaires à oolithes et à gros oncolithes, de dolomies massives et enfin de calcaires à bivalves à test épais. Vers le haut, la série liasique se termine par une alternance de marnes rouges, de calcaires dolomitiques et de dolomies pulvérulentes bariolées dénommée « Formation du Jbel Nador » et dont l'âge est rapporté au Toarcien.

3.2.3. Dogger

Il est représenté par une épaisse série dolomitique appelée « Dalle des Hauts-Plateaux). Cette série monotone est datée de l'Aalénien-Bajocien inférieur.

3.2.4. Cénozoïque et Quaternaire

Cet intervalle stratigraphique est représenté essentiellement par des dépôts silico-clastiques d'origine continentale (conglomérats, argiles, marnes et limons rouges)(BENSALAH & al., 1987).

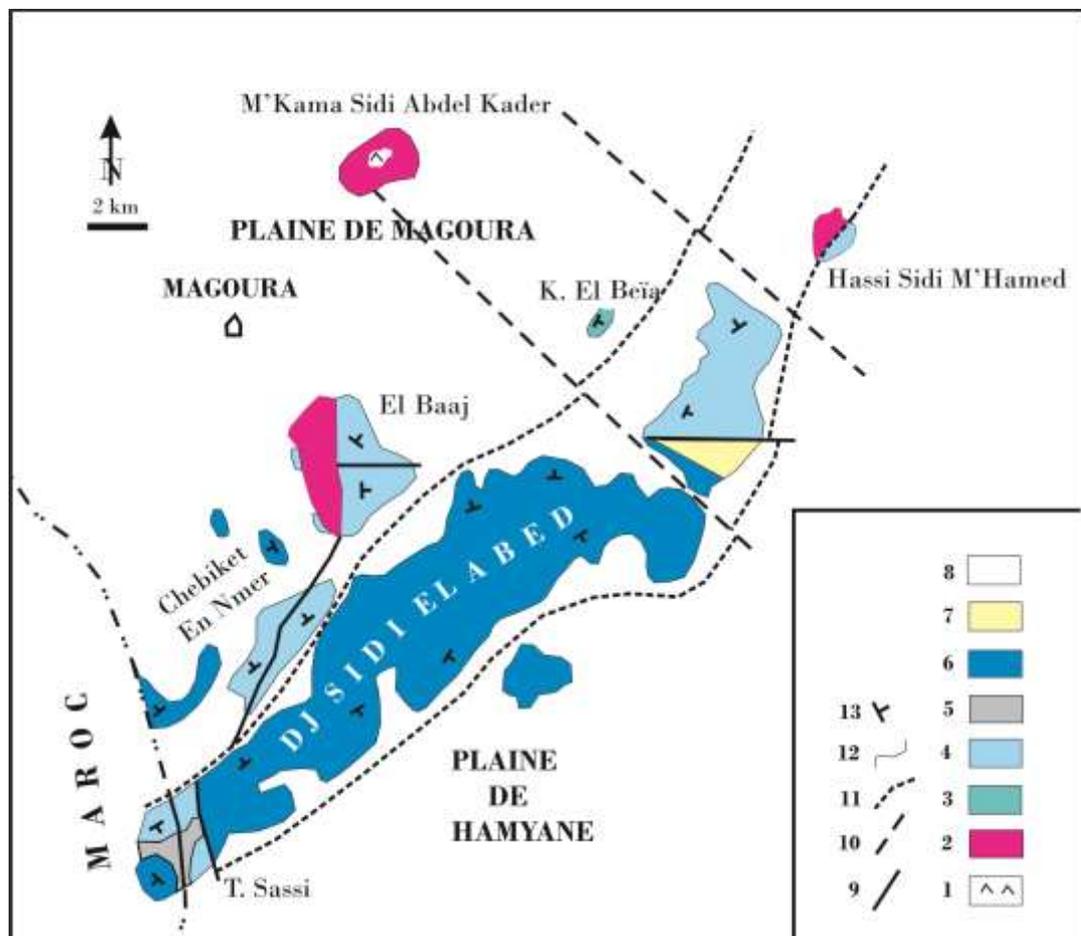


Figure 10 : Carte géologique des Monts de Sidi El Abed (d'après MAROK, 1996).

1, Basaltes du Trias ; 2, Argiles gypsifères et salifères (Trias) ; 3, Formation de Koudiat el Beïa (Sénimurien supérieur) ; 4, Formation des Oulad Amor (Pliensbachien inférieur) ; 5, Formation de Jbel Nador (Toarcien) ; 6, Formation de la Dalle des Hauts-Plateaux (Aaléno-Bajocien) ; 7, Conglomérats des Hauts-Plateaux (Eocène probable) ; 8, Dépôts continentaux cénozoïque et quaternaire ; 9, Faille visible ; 10, Faille masquée ou supposée ; 11, Linéament profond ; 12, limite de formation ; 13, Pendage de couches.

II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES AFFLEUREMENTS

Cette étude est consacrée à la description lithostratigraphique de quelques affleurements attribués classiquement au Permo-Trias ou au Trias et répartis sur trois régions situées à l'extrême Nord-Ouest de l'Algérie (domaine pré-tellien oranais au sens de CIZSAK, 1993). L'absence de continuité stratigraphique avec les couvertures sous-jacentes d'une part et la géométrie des affleurements parfois diapiriques d'autre part rendent très difficile les levés de sections.

A. Description des affleurements considérés

Du fait que les affleurements permo-triasiques des Monts des Traras présentent une particularité sur le plan dynamique et stratigraphique (GUARDIA, 1975; FERHAT & AIT OUALI, 2017), nous nous sommes contentés juste de reprendre les descriptions de deux sections pour bien montrer l'organisation des dépôts. Par ailleurs, les affleurements sélectionnés dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*) et dans les Monts de Sidi El Abed seront décrits ici en détail.

1. Affleurements dans les Monts des Traras

A cause de l'âge toujours imprécis des dépôts et de leur état dans les Traras, en particulier les dépôts volcaniques, nous avons jugé utile de rappeler sommairement la description lithostratigraphique des affleurements les plus représentatifs.

1.1. Complexe volcano-sédimentaire d'Amina Bou Djellil (secteur de Beni Berkoua, Traras septentrionaux)

Dans cette partie des Traras, c'est bien la section d'Amina Bou Djellil étudiée en détail par GUARDIA (1975) et FERHAT & AIT OUALI (2017) qui sera retenue comme affleurement type (figure 11). Ainsi, les 60 m des dépôts permo-triasiques reposent en discordance angulaire sur le socle schisto-quartzitiques du Paléozoïque. Ils montrent à la base la présence de deux coulées basaltiques très altérées admettant des passées de calcaires dolomitiques et de marnes. Vers le haut, le faciès essentiellement conglomératique, avec des passées de calcaires et d'argiles (figure 12a). Le tout est limité par un banc décimétrique de calcaires bréchiques (figure 12b).



Figure 11 : Vue panoramique de l'affleurement permo-triasique d'Amina Boudjellil.

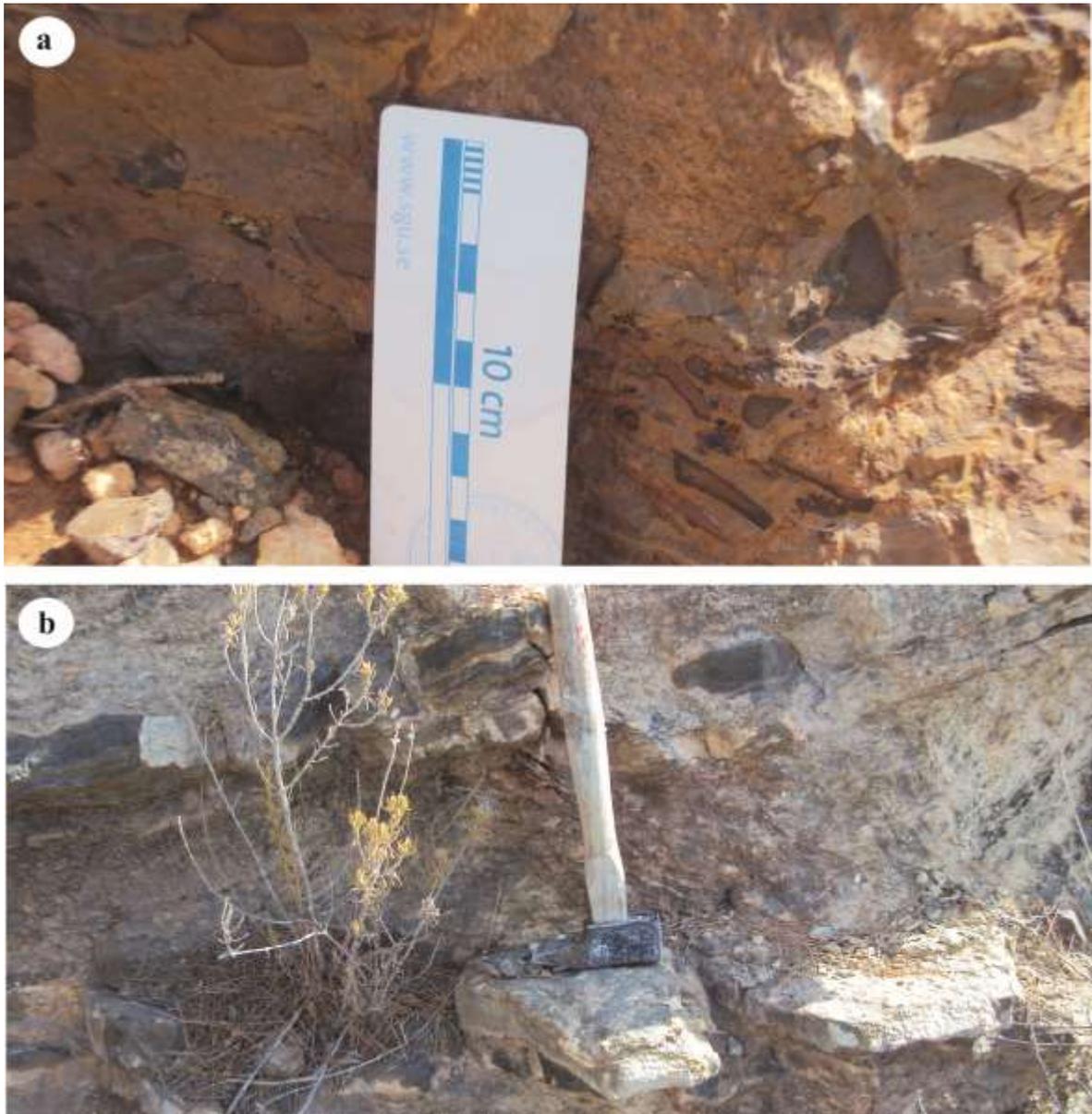


Figure 12: (A) Niveaux carbonatés dans le Permo-Trias, (B) Calcaires bréchiques, base de la «Formation des Calcaires Compacts de Zaïlou» (Carixien = Pliensbachien inférieur).

Dans ce secteur septentrional des Traras, seuls les échantillons d'argiles ont été prélevés pour effectuer des analyses minéralogiques.

1.2. Complexe volcano-sédimentaire de Dar El Hemmar et Djebel Kebir (secteur de Maaziz, Traras méridionaux)

A la différence de la partie septentrionale des Traras, les affleurements des Traras méridionaux sont moins épais et moins diversifiés sur le plan faciologique. Dans le cas de notre étude, et vu l'état très altéré des coulées basaltiques, nous nous sommes contentés de prendre quelques échantillons d'argiles rouges qui reposent sur la dernière coulée basaltique de Djebel Kebir.

2. Affleurements dans les Monts de Tlemcen (s.l.)

Au niveau des Monts de Tlemcen (s.l.), nous avons choisi l'étude de deux complexes volcano-sédimentaires. Il s'agit de l'Est vers l'Ouest: le complexe volcano-sédimentaire d'Aïn Tellout (partie orientale des Monts de Tlemcen au *sens strict*) et celui de Koudiat el Mellah (partie orientale des Monts de Rhar Roubane).

2.1. Complexe volcano-sédimentaire d'Aïn Tellout

Signalé pour la première fois par VILLE (1852) et décrit par GENTIL (1898), le complexe volcano-sédimentaire d'Aïn Tellout attribué par analogie au Trias est situé à environ 2 kilomètres au Nord du village d'Aïn Tellout (fig. 13a). La section levée à proximité du chemin de wilaya n° 5 (fig. 13b) est constituée de deux zones bien distinctes (fig. 14) :

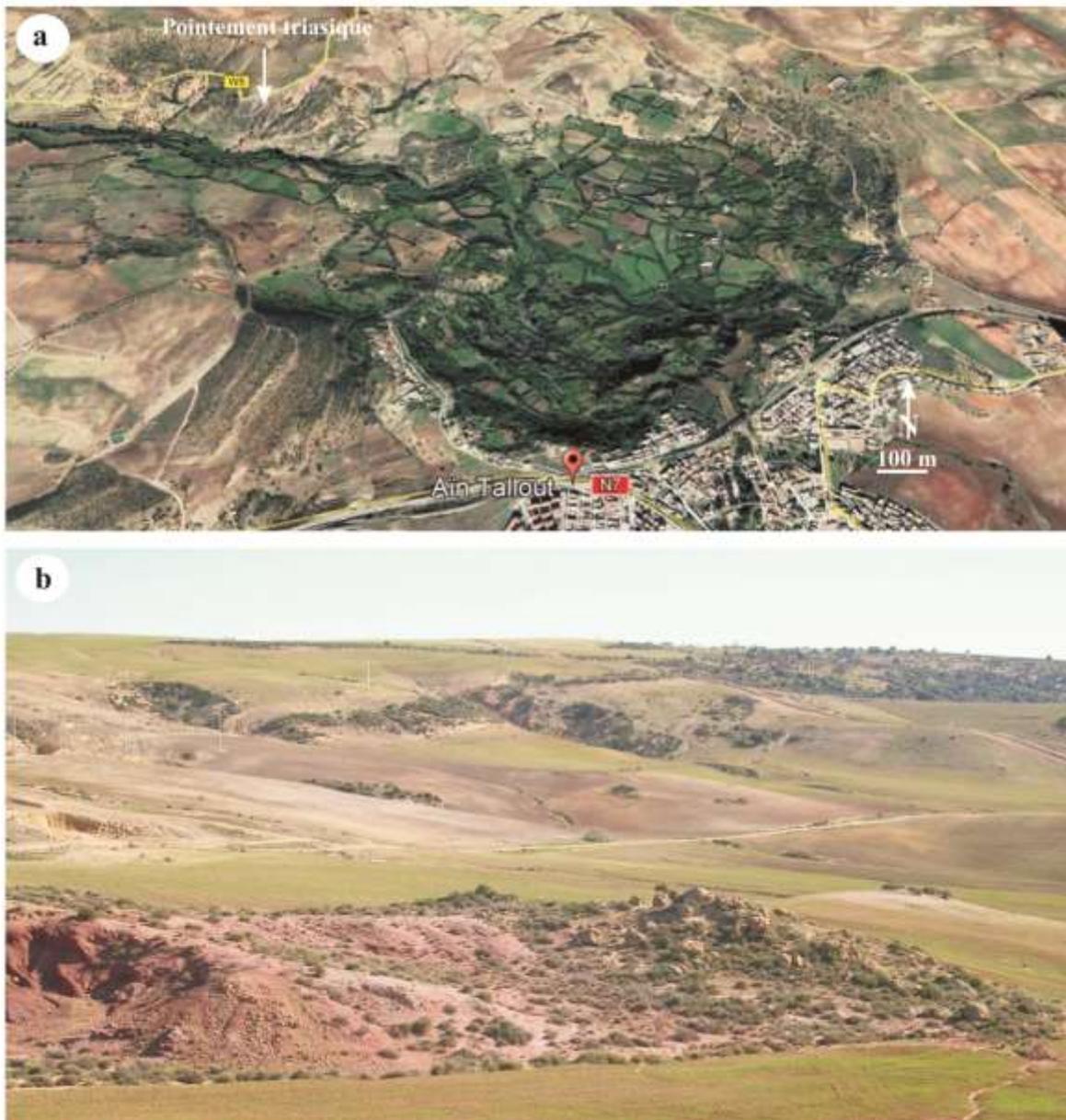


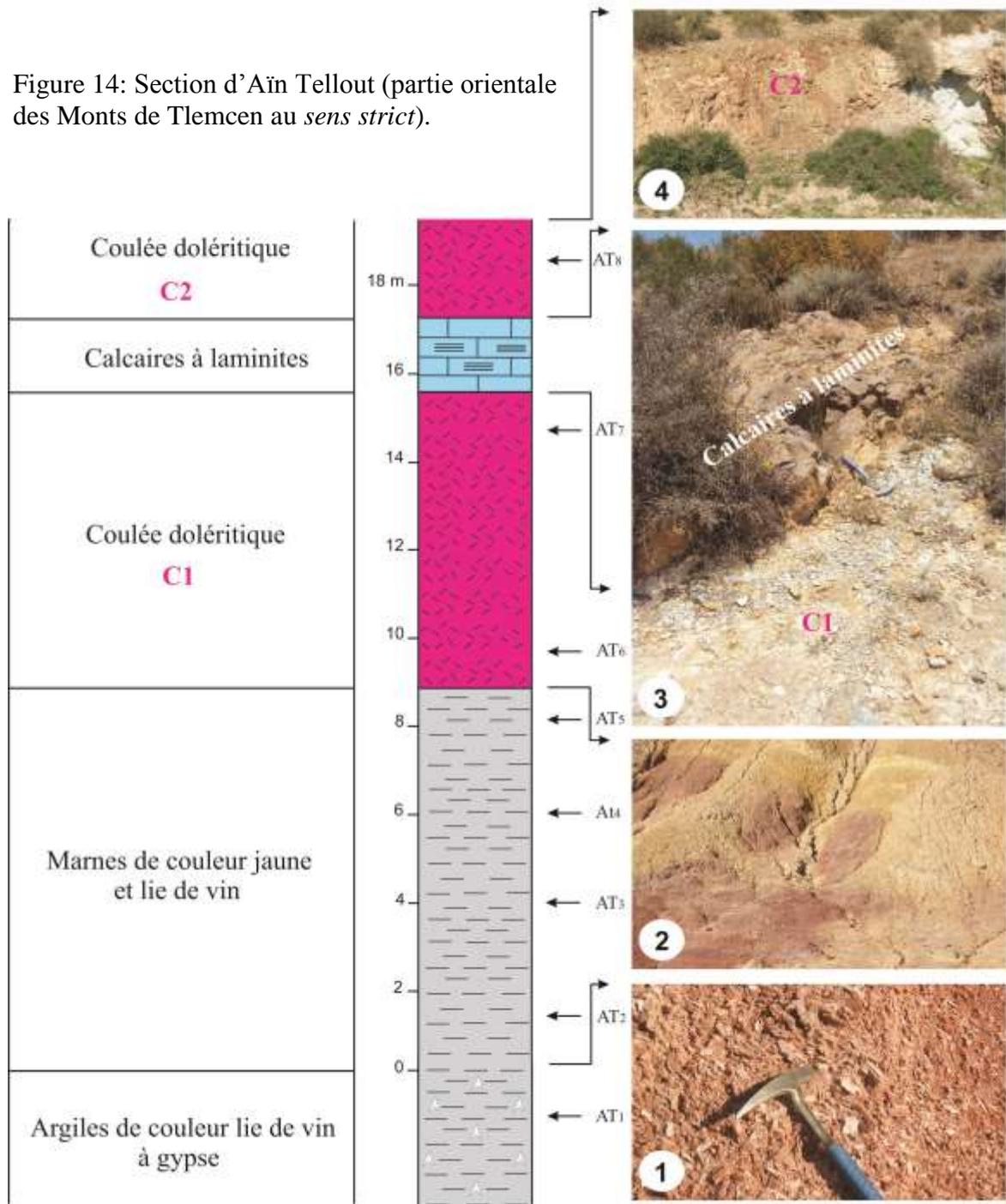
Figure 13: Localisation du complexe volcano-sédimentaire d'Aïn Tellout.

a. Zone évaporitique

Cette zone qui entoure la partie centrale de l’affleurement est constituée essentiellement d’argiles de couleur lie de vin à gypse (fig. 14-1).

A noter qu’en 1986, un forage minier d’exploration réalisé par l’E.R.E.M. (Entreprise des Recherches Minières) a montré l’existence des argiles riches en halite.

Figure 14: Section d’Aïn Tellout (partie orientale des Monts de Tlemcen au *sens strict*).



b. Zone centrale volcanique

Au-dessus de 9 m d'épaisseurs de marnes jaunes et violacées (fig. 14-2) vient le dépôt de deux coulées doléritiques séparées par des bancs carbonatés: Dans le détail, nous distinguons la succession suivante:

-une première coulée (C1)(fig. 14-3): il s'agit en réalité de coulées doléritiques très altérées de 6,50 m d'épaisseur;

-calcaires dolomitiques (fig. 14-3): c'est des bancs bien stratifiés de calcaires dolomitiques grisâtres à laminites, associés à des cargneules vacuolaires. Leurs épaisseurs est de 1,50 m.

-deuxième coulée (C2)(fig. 14-4): c'est une coulée doléritique verte, relativement moins altérée que la première. Elle est caractérisée d'une part, par un cœur massif tectonisé montrant deux familles de fractures de direction NNE-SSW et NNW-SSE et des bordures à faciès vacuolaires broyés, pouvant traverser le cœur de la coulée par endroits d'autre part (fig. 15).

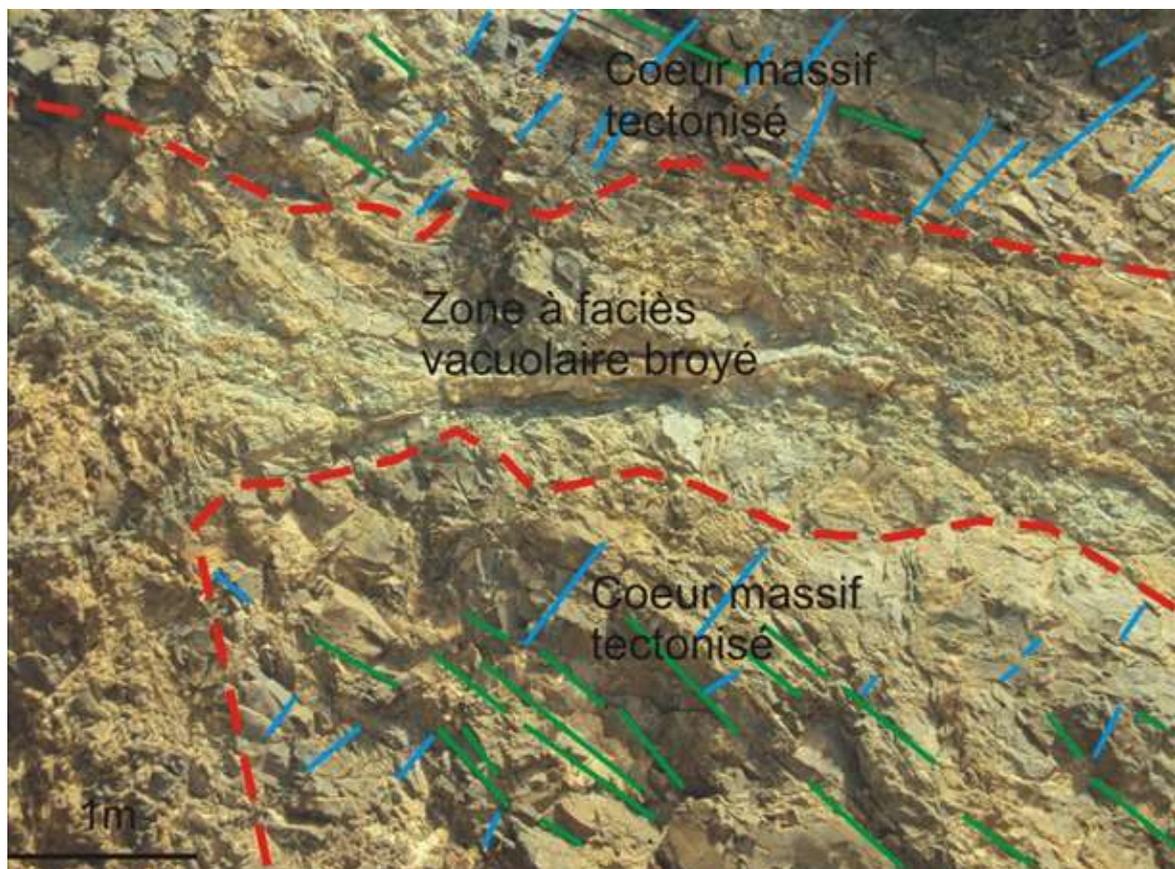


Figure 15: Description macroscopique de la coulée C2 de l'affleurement d'Aïn Tellout.

Sur le plan microscopique, la description des coulées, en particulier (C2) montre qu'il s'agit de textures subophitique au cœur du massif et microlitique interstale et aphanitique au bord (fig. 16). La texture subophitique et microlitique interstale montre un agencement des lattes de plagioclases laissant par endroits des intersticents où cristallisent des olivines, des pyroxènes et des minéraux opaques. Par contre la texture microlitique aphanitique est caractérisée surtout par des microlites flottant dans une matrice cryptocristalline.

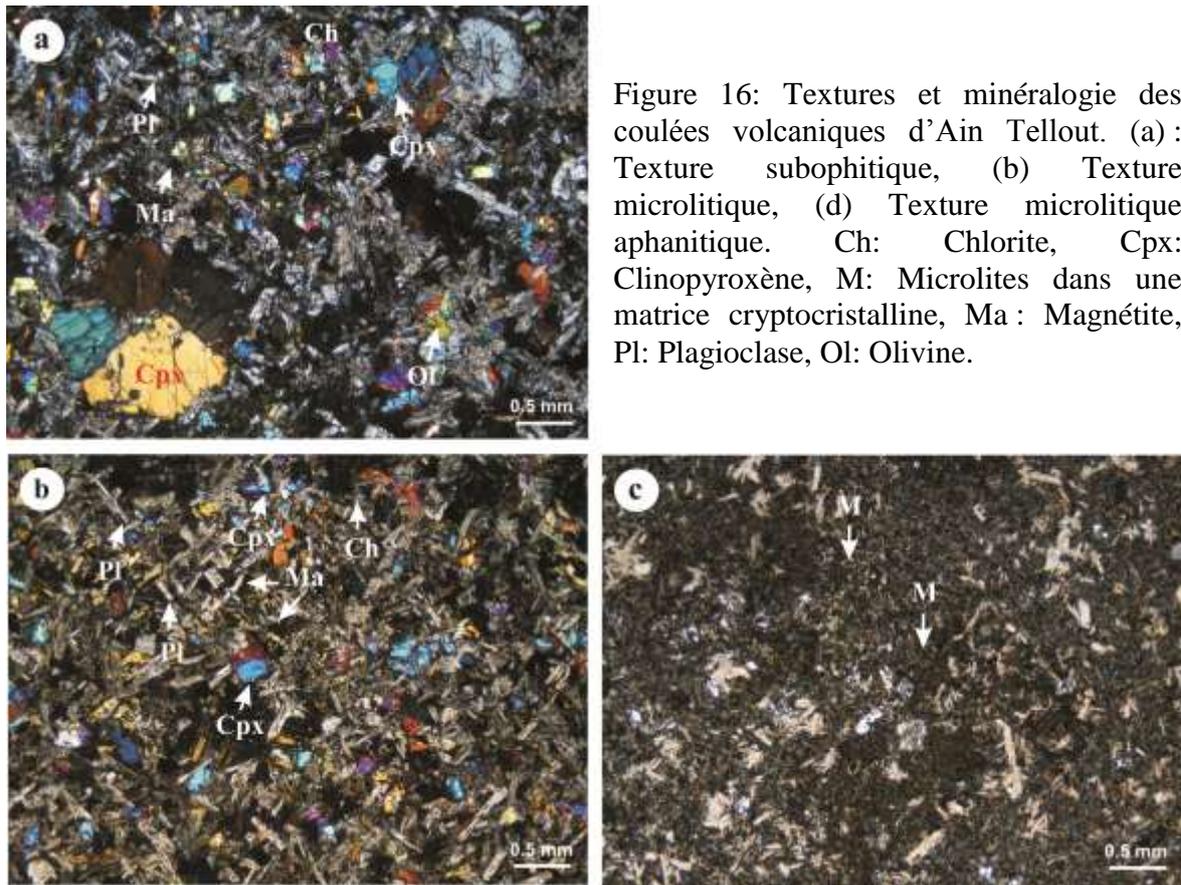


Figure 16: Textures et minéralogie des coulées volcaniques d'Ain Tellout. (a) : Texture subophitique, (b) Texture microlitique, (d) Texture microlitique aphanitique. Ch: Chlorite, Cpx: Clinopyroxène, M: Microlites dans une matrice cryptocristalline, Ma : Magnétite, Pl: Plagioclase, Ol: Olivine.

- La paragenèse primaire

La paragenèse primaire est représentée par l'olivine, le plagioclase, le clinopyroxène et la magnétite qui sont plus ou moins jointifs. Les coulées sont marquées par une variation de la minéralogie (abondance des plagioclases jusqu'à 60 % de la paragenèse). Le plagioclase souvent altéré en séricite, se présente en phénocristaux (0,5 à 1,5 mm) avec une macle polysynthétique indiquant un taux d'anorthite (30 et 50 %). Par contre, ceux qui se présentent sous forme de microlites de la mésostase, la taille varie entre 0,1 à 0,3 mm.

Le clinopyroxène sous forme d'augite représente entre 35 % de la paragenèse primaire montrant deux types des cristaux de tailles différentes (0,05 à 2 mm). Alors que, l'olivine souvent chloritisée se présente en phénocristaux au cœur du massif représente moins de 2 % de la paragenèse. Il est caractérisé par des cristaux globulaires avec des tailles entre 0,5 et 1 mm. Il est à noter que la magnétite (3 %) est sous forme de cristaux squelettique et subautomorphes avec une taille microscopique (jusqu'à 1 mm).

- La paragenèse secondaire

La paragenèse secondaire est constituée principalement par la chlorite et faiblement l'épidote qui sont des minéraux issues de la déstabilisation de l'olivine et du plagioclase respectivement.

Au bord de l'ophite, la texture microlitique ne présente que la paragenèse secondaire. Le seul minéral primaire est seulement le plagioclase et il est très altéré laissant des espaces occupés par de la matière vitreuse donnant l'aspect microlitique de la roche.

De ce fait, et par rapport à l'agencement des différents minéraux nous pouvons montrer que l'olivine, le plagioclase, le pyroxène et la magnétite se sont cristallisés les premiers. Après, il y a eu cristallisation du plagioclase et du clinopyroxène donnant la texture interstale. Enfin, le passage de la texture interstale à la texture microlitique est traduit par la présence du verre interstitiels formé tardivement.

2.2. Complexe volcano-sédimentaire de Koudiat el Mellah

Située à la rentrée nord du village historique de Tafessera (30 kilomètres au sud de Tlemcen)(fig. 17a), l'affleurement de Koudiat el Mellah (fig. 17b) a été cité par LUCAS (1942), mais étudié en détail par LAPIERRE & *al.*, (1984). La section levée sur la rive gauche d'Oued Tafna, comprend les faciès suivants (fig. 18) :



Figure 17: Localisation du complexe volcano-sédimentaire de Koudiat el Mellah.

a. Zone évaporitique

Elle entoure la partie centrale de l'affleurement est constituée essentiellement d'argiles de couleur lie de vin à gypse. Les échantillons prélevés dans cette zone seront analysés par la DRX (fig. 18-1).

b. Zone centrale volcanique

Nous avons relevée la succession de plusieurs coulées basaltiques, séparées à la base par des bancs de calcaires dolomitiques. Dans le détail, on distingue:

-une première coulée (C1) (fig. 18-1): c'est une coulée doléritique verte, masquée à la base. Elle présente d'environ 10 m d'épaisseur;

-bancs de calcaires dolomitiques (fig. 18-2): ce sont des bancs décimétriques à métriques, bien stratifiés, de couleur beige à la patine et grisâtre à la cassure. C'est calcaires dolomitiques laminés, se présentant parfois en plaquettes (fig. 18-2) et referment quelques traces de bivalves rappelant par leur forme, les *Anoplophora* et une espèce d'*Avicula* cf. *caudata* donnant ainsi un âge Trias à cette affleurement (LUCAS, 1942);

-deuxième coulée (C2) (fig. 18-3): il s'agit de la première coulée doléritique verte, très altérée, de 5 m d'épaisseur ;

-troisième coulée (C3) (fig. 18-4): elle correspond à une épaisse coulée doléritique verte, de forme prismatique (6 m d'épaisseur);

-alternance de coulées altérées et prismatiques (C4 à C7): c'est une alternance à la fois de coulées doléritiques vertes très altérées (5 à 6 m d'épaisseur) et de coulées prismatiques ((2 à 4 m d'épaisseur). D'après LAPIERRE & *al.*, (1984), cette succession admet la présence d'un banc de calcaire, que malheureusement nous n'avons pas pu le trouver;

-dernière coulée (C8): cette coulée doléritique présente les mêmes caractéristiques pétrographiques que la coulée (C1).

Sur le plan microscopique, nous avons décrit les trois types de coulées, à savoir:

-coulée doléritique (C2) très altérée montre une texture microlithique porphyrique (fig. 19a), avec l'agencement de phénocristaux de clinopyroxènes très altérés enrobés dans une mésostase microlithique aphanitique (fig. 19a) où les plagioclases sont creux et enchevêtrés (fig. 19b).

- La paragenèse primaire

Les minéraux primaires sont les plagioclases représentant 75 % et les clinopyroxènes à 25 % de la paragenèse. Notons que ces derniers sont très altérés et ne dépassant pas les 0,5 mm et 0,7 mm respectivement.

- La paragenèse secondaire

La paragenèse secondaire montre une recristallisation par endroits des plagioclases en chlorite, en phyllite et en calcite (fig. 19a,b). La taille moyenne de ces derniers ne dépasse pas les 0,3 mm. La chlorite représente 15 % de la paragenèse secondaire de couleur verte à verte claire à quelque peu jaune verdâtre, de forme aciculaire parfois lamellaire.

Figure 18: Section de Koudiat el Mellah (partie orientale des Monts de Rhar Roubane).

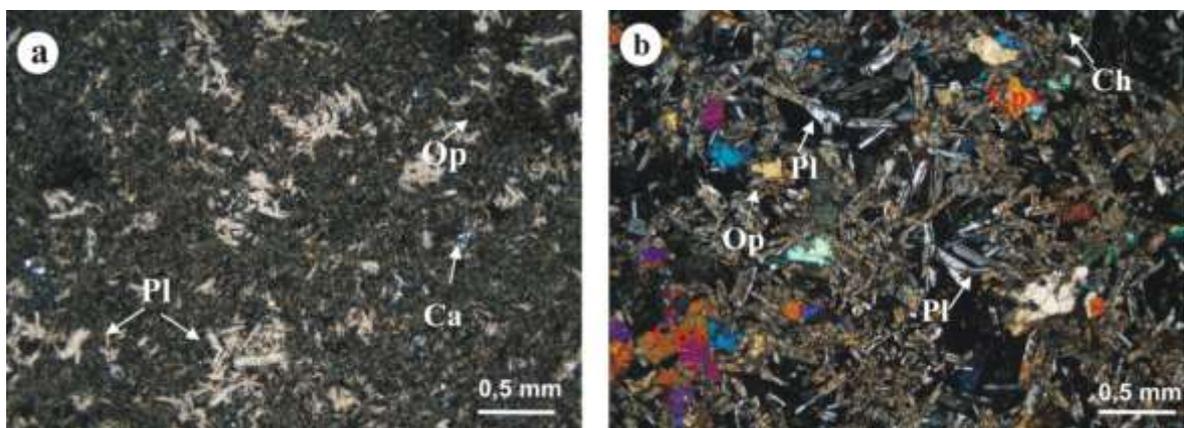
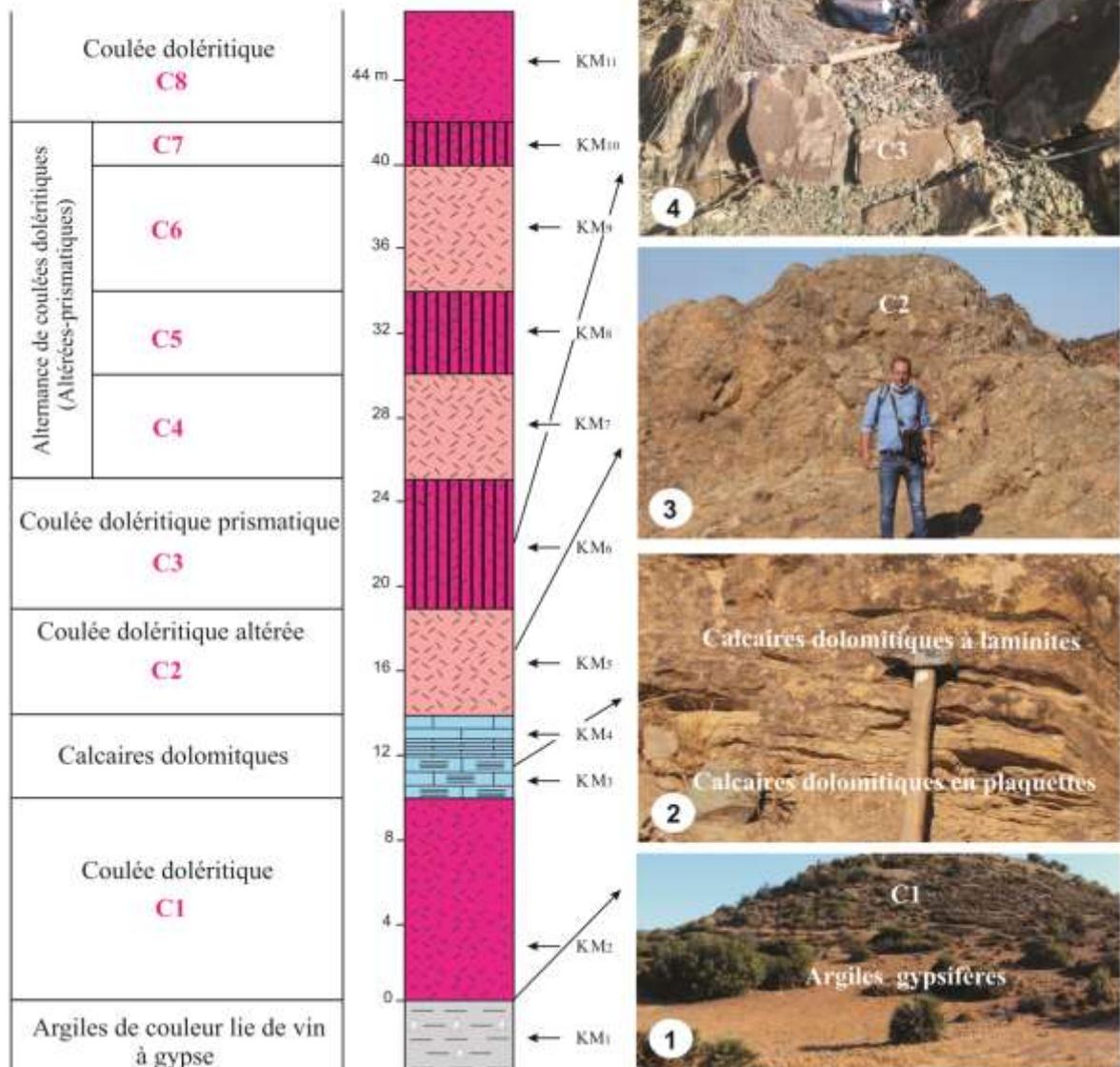


Figure 19: Texture et minéralogie de la coulée (C2) de Koudiat el Mellah. (a): Texture microlithique porphyrique, (b): Texture gloméroprphyrique. Pl: Plagioclase, Cpx: Clinopyroxène, Ch: Chlorite, Ca: Calcite, Op: Opaque.

Par ailleurs les phyllites (15 % de la paragenèse) de couleur grise claire à sombre, de formes aciculaires sont orientées dans toutes les directions et sans extinction. La calcite est présente çà et là avec un pourcentage moindre.

-coulée doléritique prismatique (C3) montre une textures doléritique à la base passant vers le sommet à une texture subophitique à interstale (fig. 20).

- La paragenèse primaire

La paragenèse primaire est représentée surtout par l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et le titano-magnétite. Plusieurs phénocristaux d'olivine rarement fraîche (> 10 %), se présentent sous forme de cristaux globulaires dont les dimensions ne dépassent pas les 0.5 mm (fig. 20a,b et d). Ces derniers sont moins abondants dans la coulée (C8) plutôt basaltique au sommet et ne dépassent pas les 3 % de la paragenèse. Elle est souvent iddingsitisée et corrodée, chloritisée, plus rarement serpentinisée. Quant au clinopyroxène (15 à 20 %), il se présente en microcristaux ou cristaux poecilitiques de taille de 0,1 à 2 mm (fig. 20a,b,c et d), plus ou moins altéré en amphibole verte claire et en épidote. Le plagioclase constitue plus de 40 % environ de la paragenèse primaire et se présente en tablette automorphes à subautomorphes non orientées. Ce dernier montrent des tailles différentes, soit en phénocristaux (fig. 20a,b,c et d) (0,7 à 1 mm) ou bien en microlites très altérées dans la mésostase (0,05 à 0,30 mm) (fig. 20d). Il est généralement saussuritisé, séricitisé et albitisé.

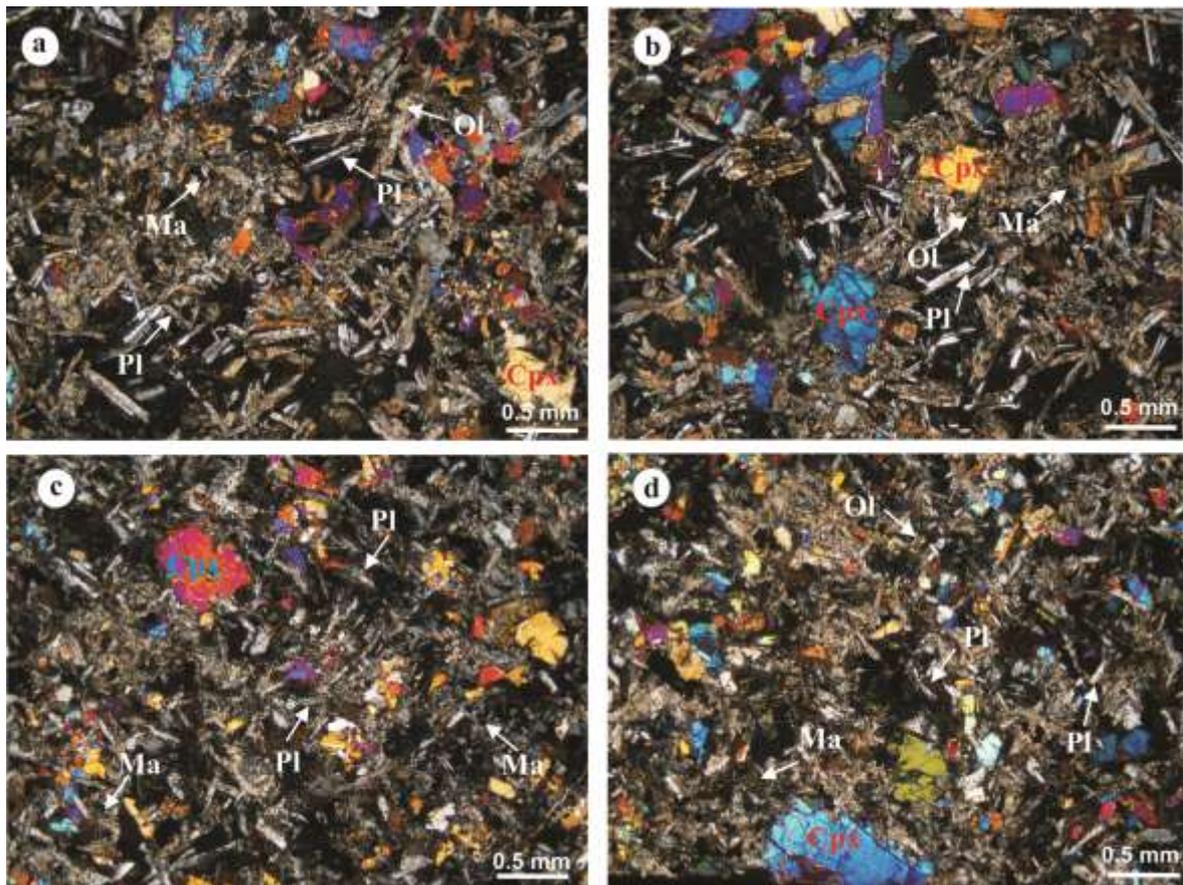


Figure 20: Texture et minéralogie de la troisième et la huitième coulée de Koudiat el Mellah. (a et b): Texture doléritique, (c): Texture subophitique, (d): Texture interstale, Ol: Olivine, Pl: Plagioclase, Cpx: Clinopyroxène, M: Magnétite.

Enfin, les minéraux opaques représentés par le titano-magnétite (2 à 10 %) se présentent sous forme de cristaux subautomorphes (fig. 20) de taille comprise entre 0,05 et 1,2 mm et incluse dans le verre et les clinopyroxènes.

- La paragenèse secondaire

Cette paragenèse est constituée par l'épidote, la chlorite et le sphène qui résulte de la déstabilisation des plagioclases primaires, des ferromagnésiens et de titano-magnétite. L'arrangement des cristaux montre que l'olivine, le pyroxène, le plagioclase et les minéraux opaques se cristallisent les premiers. Dans un second temps, la mésostase interstale est formée par le plagioclase et le clinopyroxène. Le verre volcanique se forme tardivement. L'iddingsite, la chlorite, l'albite, la séricite et l'amphibole représentent la phase secondaire post-magmatique.

3. Affleurements dans les Monts de Sidi El Abed

Dans les Monts de Sidi El Abed (Hautes Plaines oranaises), LUCAS (1942) et MAROK (1996) ont cartographié deux pointements formés exclusivement d'argiles gypsifères violacées (El Baaj et Hassi Sidi M'hamed) et un troisième constitué d'une association d'argiles et de coulées volcaniques. Ce dernier appelé « complexe volcano-sédimentaire de M'kam Sidi Abdel Kader » sera décrit ici.

3.1. Complexe volcano-sédimentaire de M'kam Sidi Abdel Kader

Situé à 12 kilomètres au Nord-Est du village de Magoura (fig. 21a), la section de M'kam Sidi Abdel Kader a été levée au niveau d'un petit piton (fig. 21b). Sur le plan pétrographique, le complexe volcano-sédimentaire montre dans l'ordre ascendant (fig. 22):

a. Zone évaporitique

Elle est formée essentiellement d'argiles violacées à cristaux de gypse et de marnes verdâtres (fig. 22-1).

b. Zone centrale volcanique

La zone volcanique se distingue par la présence de deux coulées superposées, séparées par un niveau carbonaté. Nous avons observé, de bas en haut:

-première coulée (C1)(fig. 22-2): c'est des coulées doléritiques vertes, très altérées, renfermant parfois de petites boules de calcite;

-calcaires à laminites (fig. 22-3): 2 m d'épaisseur de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires beiges à la patine, noirâtres à la cassure. Ces calcaires à laminites ondulées et horizontales débutent par un niveau décimétriques à aspect bréchiques;

-deuxième coulée (C2)(fig. 22-4): cette coulée a les mêmes caractéristiques pétrographiques que la première (C1).



Figure 21: Localisation du complexe volcano-sédimentaire de M'kam Sidi Abdel Kader (Monts de Sidi El Abed).

L'étude microscopique montre que la texture des deux coulées (C1 et C2) est doléritique (fig. 23).

- La paragenèse primaire

Les paragenèses primaires montrent la présence de plagioclase en phénocristaux (50 à 55 %), le plus fréquents de taille intermédiaire (0,7 à 1,6 mm). Ce dernier montre parfois une altération en séricite. Le clinopyroxène en phénocristaux (30 à 35 %) est relativement regroupé en plusieurs couleurs (jaune, orange et vert), taille (0,5 à 2 mm) et d'orientations différentes. A noter la présence de plusieurs minéraux opaques représentés par la magnétite.

- La paragenèse secondaire

Elle est formée principalement par la calcédonite sphérolitique dû probablement à l'intercalation d'un niveau carbonaté de deux mètres entre les deux coulées doléritiques. Il faut juste rappeler que la cristallisation a commencé par le plagioclase, le clinopyroxène et les minéraux opaques, ensuite viens la phase de cristallisation de la calcédonite.

Figure 22 : Section de M'kam Sidi Abdel Kader (Monts de Sidi El Abed).

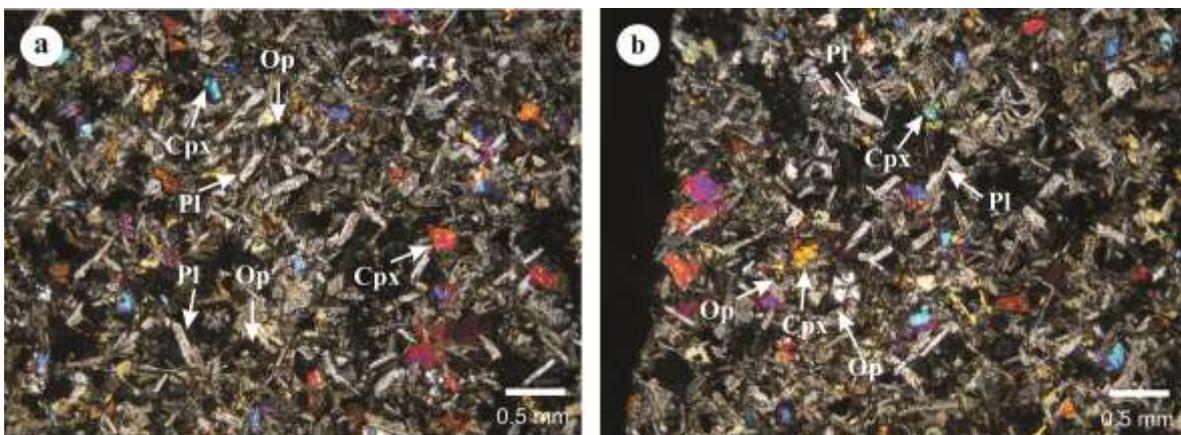
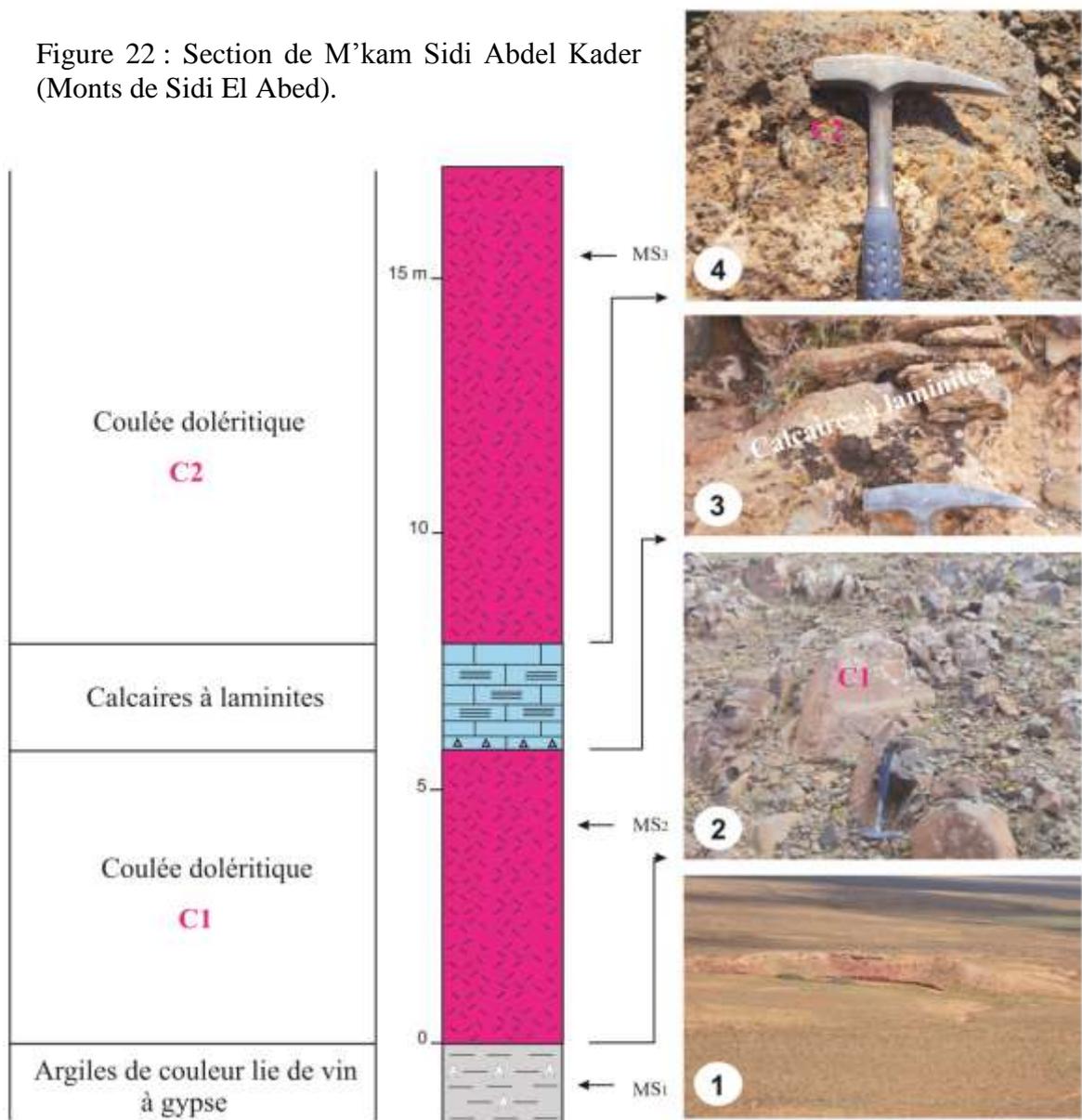


Figure 23 : Textures et minéralogie des coulées volcaniques de M'kam Sidi Abdel Kader. (a)(Ech. MS₂) et (b)(Ech. MS₃) : Texture microlitique. Cpx: Clinopyroxène, Pl: Plagioclase, Op: minéral opaque.

Chapitre 2: **M**ATERIEL ET METHODES

Chapitre 2 : **MATERIEL ET METHODES**

Les différents résultats qui seront exposés dans cette thèse découlent des observations et des analyses effectuées aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire.

I. SUR LE TERRAIN

La prospection des affleurements considérée dans cette étude (Monts des Traras, Monts de Tlemcen au sens large et Monts de Sidi El Abed), nous a permis de lever plusieurs sections dans les complexes volcano-sédimentaires attribués classiquement au Trias. Pour chaque complexe sélectionné, la description pétrographique réalisée sur le terrain est accompagnée d'un échantillonnage systématique des roches volcaniques et des argiles.

II. AU LABORATOIRE

Les travaux au laboratoire comportent:

A. Plaques minces

Une vingtaine de lames ont été confectionnées pour effectuer une étude microscopique des roches volcaniques.

B. Données aéromagnétiques

En géologie, la méthode géophysique aéroportée dite « Aéromagnétique » est utilisée le plus souvent pour évaluer le potentiel pétrolier ou minier d'une région (FLEURY, 2011; BOUYA & *al.*, 2013), pour mettre en évidence les structures géologiques en sub-surface (BOUIFLANE, 2008; AMAR & *al.*, 2015), pour déterminer les différents types de roches (GLEIZES, 1992; BOUCHEZ, 1997) ou encore pour identifier les différents aquifères (THOMAS & *al.*, 2002).

1. Principe

La méthode aéromagnétique consiste à mesurer le champ magnétique terrestre afin de détecter les variations locales dues aux magnétismes et au ferro-magnétisme des structures géologiques locales. Un tel levé est utilisé pour la cartographie géologique ainsi que pour l'exploration minière et pétrolière.

Dans le cas de la présente étude, les données aéromagnétiques sont issues d'un levé effectué par Aero Service Corporation, entre 1971 et 1974 à une altitude de vol constante de 150 m, avec une précision instrumentale d'environ 30 pieds (BOURNAS, 2001). Un drapage a été appliqué afin de corriger à nouveau l'altitude de vol.

L'acquisition a été réalisée suivant l'orientation des profils NW – SE, espacée de 2 km et l'espacement moyen entre les mesures était de 46 m. Afin d'identifier les structures profondes des régions étudiées, nous avons appliqué des techniques de rehaussement et de filtrage aux données magnétiques (signal analytique, gradient horizontal et vertical, continuation ascendante...).

La séquence de prétraitement des données comprend une application de plusieurs corrections. Ces corrections sont les ajustements de la position du point de mesure, la correction des données altimétriques et les positions des nœuds (les lignes de vol et l'intersection de croisement). Notons que, la variation diurne et la correction de l'effet régional ont été appliquées. Il est à préciser que les données sont corrigées en soustrayant le gradient magnétique régional déduit du modèle IGRF65 (IGRF: International Geomagnetic Reference Field). Dans notre cas, nous présentons les données magnétiques allant de - 2° 00' à - 1° 30' de longitude et de 34° 50' de latitude Nord à la côte.

Par ailleurs, pour localiser les structures responsables des anomalies magnétiques, nous utilisons la méthode de la transformation continue en ridgelet 2-D (BOUKERBOUT & GIBERT, 2006). Par définition, l'analyse du ridgelet correspond à la transformée en ondelettes bidimensionnelle (2D) et se réduit à la transformée en ondelette 1D appliquée dans le domaine du radon. La transformée en ondelettes utilise la propriété du degré homogène de la fonction analysée qui permet de détecter et de caractériser des singularités homogènes dans les signaux (GROSSMANN & *al.*, 1987; HOLSCHNEIDER, 1988). En pratique, la transformée en ridgelet dans le domaine du radon, devient une série de transformées en ondelettes 1D. Dans la présente étude, nous avons utilisé les ondelettes d'analyse complexes (SAILHAC & *al.*, 2000; BOUKERBOUT & *al.*, 2003). Nous tenons à rappeler ici que le module et la phase de la transformée en ridgelet présentent un motif conique apparent typique des sources homogènes (MOREAU & *al.*, 1999; SAILHAC & *al.*, 2009), associé à chaque anomalie analysée. L'apex du cône révèle la position de la structure causale homogène. La profondeur est déterminée en balayant l'axe de dilatation négative et pour chaque profondeur testée z_s , l'axe x de la transformée en ridgelet est balayé afin de détecter s'il existe un emplacement x_s où un sommet du cône est présent à $a = -z_s$. La probabilité, ρ , de l'occurrence d'un sommet en (x_s, z_s) est évaluée avec les critères d'entropie maximale (TASS & *al.*, 1998 ; BOUKERBOUT & *al.*, 2003).

2. Appareils de mesure magnétique

A partir de plusieurs types de capteurs magnétiques (tabl. 1), le champ magnétique terrestre est mesuré par un magnétomètre adapté dans des avions à des altitudes bien déterminées (fig. 24). Les différents paramètres géomagnétiques de la terre soit le champ magnétique total ou ses gradients seront ainsi mesurés. Notons que le principe de mesure consiste à soustraire l'influence du champ magnétique causé par l'avion, sur les données mesurées par les magnétomètres.

Dans notre étude, les magnétomètres utilisés lors de la campagne d'acquisition des données sont:

- le magnétomètre à pompage optique (Sécium de type *Varian*) ayant une résolution inférieure à 0,02 nT;
- le magnétomètre fluxgate (vanne de flux) ayant une résolution de 0,5nT.

Type de magnétomètre	Principe de fonctionnement	Mesure et précision
Instruments anciens	Manipulation avec aimants	Direction (boussole) Variation du champ Force horizontale (théodolites)
Search Coil	Loi de Faraday d'induction	Vecteur du champ (dB/dt)
A pompage optique	Fréquence de Larmor Effet de Zeeman	Mesure scalaire Précision 0,01 nT
A proton/Overhauser	Précision nucléaire	Mesure scalaire Précision 0,1 à 1 nT
Fluxgate	Saturation de flux	Mesure vectorielle Précision 1 nT
SQUID	Effet de Josephson	Mesure tensorielle Précision 0,0001 nT
Hall	Force de Lorentz	Mesure vectorielle
Magneto resistive	Effet magnéto-résistif anisotropique	Mesure vectorielle

Tableau 1: Types de magnétomètres, leur principe

de mesure et leur précision
(d'après BOUIFLANE, 2008).



Figure 24 : Levé aéromagnétique.

Pour procéder à l'établissement des différentes cartes d'anomalies magnétiques, plusieurs logiciels sont utilisés, à savoir:

- le Surfer 8, pour l'établissement des cartes de positionnement et l'élimination des valeurs aberrantes;
- l'Oasis Montaj, le principal logiciel qui permet l'application des différents filtres;
- SPO et Stereonet, pour le calcul des failles et l'établissement des roses diagrammes.

3. Anomalie et cartes magnétiques transformées

3.1. Anomalie magnétique

La carte des anomalies magnétiques est tracée à partir d'une grille régulière, de 50 km × 50 km (avec un espacement de 250 m) des valeurs des anomalies aéromagnétiques obtenues par interpolation, en utilisant la méthode interpolation (Minimum de Curvature).

3.2. Cartes magnétiques transformées

3.2.1. Réduction au pôle

L'application du filtre RTP (Reduce To the Pole) permet de replacer les anomalies magnétiques aux positions correspondant à l'aplomb de leurs sources. Ce filtre est calculé en choisissant un point se situant au centre de la carte d'anomalie magnétique ayant des valeurs d'inclinaison tirées du modèle du champ normal de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) à une époque, correspondant à la période de l'acquisition. Notons que ce type de carte facilite à la fois l'interprétation qualitative et l'analyse structurale.

3.2.2. Signal analytique

La méthode du signal analytique a été décrite pour la première fois par NABIGHIAN (1972 et 1984), qui a proposé l'utilisation de l'amplitude du signal analytique calculée à partir des profils magnétiques pour la détermination des profondeurs et des coordonnées des sources responsables des anomalies magnétiques. Contrairement aux autres techniques d'interprétation, cette méthode n'exige pas pour autant la connaissance des paramètres de la source et ceux du champ magnétique ambiant. Elle constitue donc un outil efficace pour l'interprétation préliminaire des données aéromagnétiques. Le calcul du signal analytique sert à éliminer le mieux possible, la partie du signal liée à la direction du champ magnétique et de l'aimantation (MHIYAOU, 2016). A titre d'exemple, en cas de forte rémanence, la localisation sur le plan horizontal de la source peut être obtenue plus facilement par le calcul du signal analytique de l'anomalie que par la double réduction au pôle (NABIGHIAN, 1972, 1984).

3.2.3. Les dérivées

Le filtre des dérivées est souvent utilisé pour des interprétations qualitatives, car il s'avère être un moyen très efficace pour faire ressortir les anomalies de petites longueurs d'ondes (BOUBEKRI, 2006). Ainsi, les dérivées horizontales font ressortir les linéaments perpendiculaires au sens de la dérivation. Alors que, les dérivées verticales focalisent les sources superficielles. Il faut signaler également que le filtre des dérivées (gradient) a été appliqué à la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle.

3.2.4. L'opérateur « Tilt derivative »

Le « Tilt derivative » (TDR) calcule l'inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique (MILLER & SINGH, 1994; VERDUZCO & *al.*, 2004). Pour certains auteurs comme SALEM & *al.*, (2005) ont montré que pour un contact vertical, la valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure ($h = 0$), la distance entre la valeur (0,785 sur la carte transformée) et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure ($h = Z_c$) (BOUIFLANE, 2008).

a. Prolongement vers le haut et vers le bas

La carte d'anomalie magnétique résulte de la superposition d'anomalies de courtes longueurs d'ondes, souvent dues aux corps superficiels de petites tailles et d'anomalies de grandes longueurs d'ondes, dues généralement aux structures plus profondes ayant des dimensions importantes (BOUBEKRI, 2006). A cet effet, si on s'intéresse aux sources profondes (grandes longueurs d'ondes) et on veut bien les suivre en profondeur, les sources superficielles

constituent alors un bruit qui peut être éliminé par l'application d'un filtre prolongement vers le haut, défini comme un filtre propre qui atténue les courtes longueurs d'ondes en faveur des plus grandes.

3.2.5. Déconvolution Euler

Afin de mieux caractériser les anomalies et les accidents tectoniques des régions d'étude, nous avons appliqué la déconvolution d'Euler (THOMPSON, 1982; REID & *al.*, 1990) aux données des champs d'anomalies magnétique réduite au pôle. Cette méthode permet l'estimation de la profondeur des sources automatiquement, à partir des données de champs de potentiel. Elle fournit également une indication sur le type de source en la caractérisant par un indice structural.

C. Données du Système d'Information Géographique (SIG)

Les SIG sont des systèmes informatiques d'enregistrement, de modélisation, d'analyse et de présentation de données géographiquement référencées. Ces données sont une représentation numérique des phénomènes naturels et anthropiques. Une base de données SIG contient des données liées à la position et d'autres de propriétés associées (MASCRET, 2010). Il est également le meilleur outil pour intégrer les résultats des études géologiques liées à la localisation, en cartographie (GREICHEN, 2009), en géophysique (KHAMMARI & *al.*, 2007), en exploration minière (AKMAN & *al.*, 2001), en hydrogéologie (JOURDA & *al.*, 2015) et en sismotectonique (REILENGER, 2002).

1. Données et information

Dans le cadre de cette thèse, le matériel utilisé est composé de données cartographiques, en particulier les cartes géologiques de: Monts des Traras au 100.000^{ème}, Monts de Tlemcen au 50.000^{ème}, Aïn Témouchent et Sidi Ali Boussidi au 50.000^{ème} et des extraits de la carte la géologique des Monts de Sidi El Abed (LUCAS, 1942; MAROK, 1996). Les données ainsi obtenues seront par la suite associées aux observations de terrain. Il est à noter qu'une démarche rationnelle est adoptée avant d'élaborer le système d'information géographique. Elle prend en considération l'organisation et l'interaction des données et des informations nécessaires à la répartition spatiale des dépôts triasiques. Il s'agit de traiter et/ou de consulter les données et de stoker l'information (fig. 25).

2. Bases de données (DATABASE)

Le but d'élaboration d'une base de données (DATABASE) est de disposer d'un outil de gestion à fin de comprendre et de maîtriser la manière selon laquelle interagissent les différents éléments du système à explorer. En d'autres termes, il s'agit de définir le contour du système à modéliser.

A cet effet, une numérisation des données cartographiques reste obligatoire. Cette opération est suivie d'un géoréférencement selon le système de projection UTM (Universel Transverse Mercator) et l'ellipsoïde (WGS84).

Pour les affleurements triasiques, l'étape de digitalisation à partir des cartes géologiques permettent de construire un SIG. Ce dernier consiste à identifier le faciès triasique et dans la mesure de possible la fracturation à fin d'élaborer une carte de répartition spatiale d'une part et à proposer un modèle en prenant en considération plusieurs critères comme les coordonnées géographiques, le périmètre, la surface ainsi que les caractéristiques lithologiques d'autre part.

Il faut souligner que le logiciel utilisé pour élaborer dudit système d'information géographique est le « MapInfo 7,8 Pro » qui est un outil dédié aux applications du SIG. Il permet l'acquisition, la gestion, l'analyse ainsi que la présentation des informations localisées géographiquement.

Dans cette optique, plusieurs cartes ont été élaborées dès que des croisements de couches ont été effectués grâce aux fonctions réalisées par « MapInfo 7.8 Pro qui sont comme suit:

- accéder à tous les types de données attributaires : Excel ... ;
- importer et exporter de nombreux formats cartographiques;
- géoréférencer et vectoriser les cartes de type raster;
- effectuer des analyses thématiques.

Ainsi, l'organigramme résumé dans la figure 26 montre en détail la méthodologie adoptée du *SIG*géol :

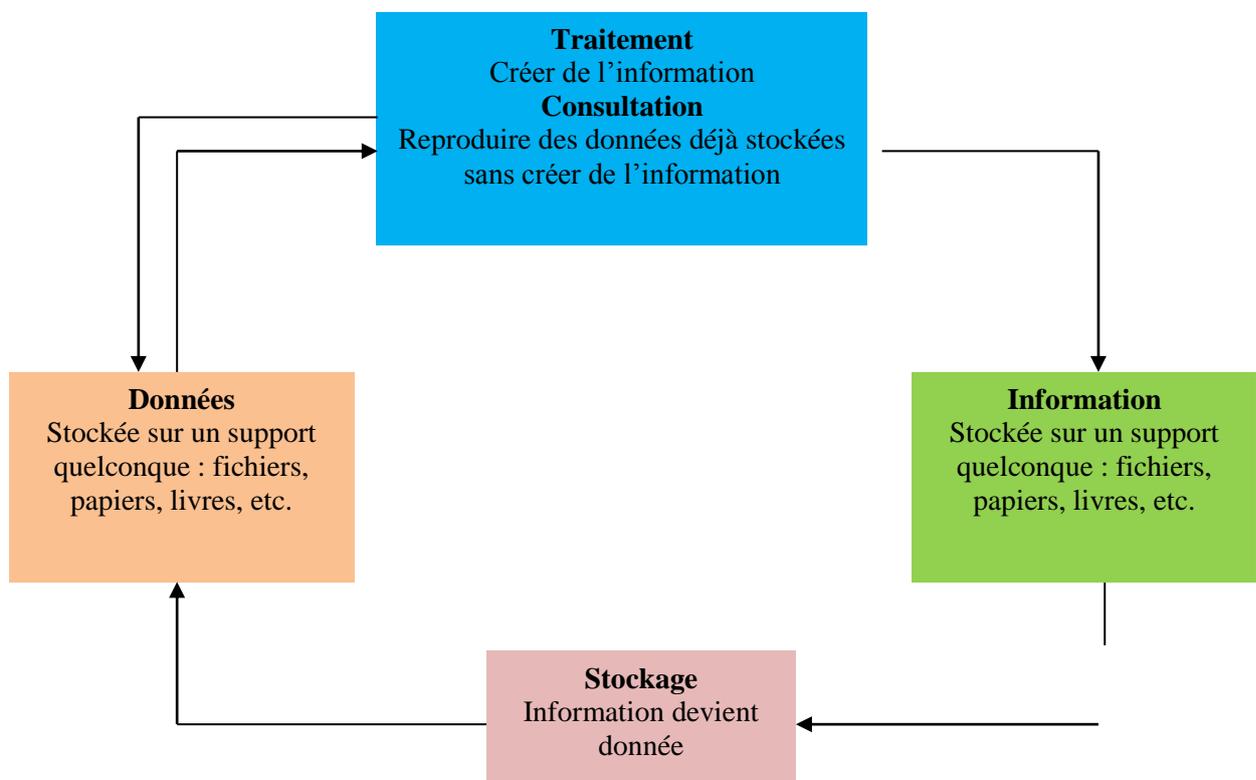


Figure 25: Données et informations.

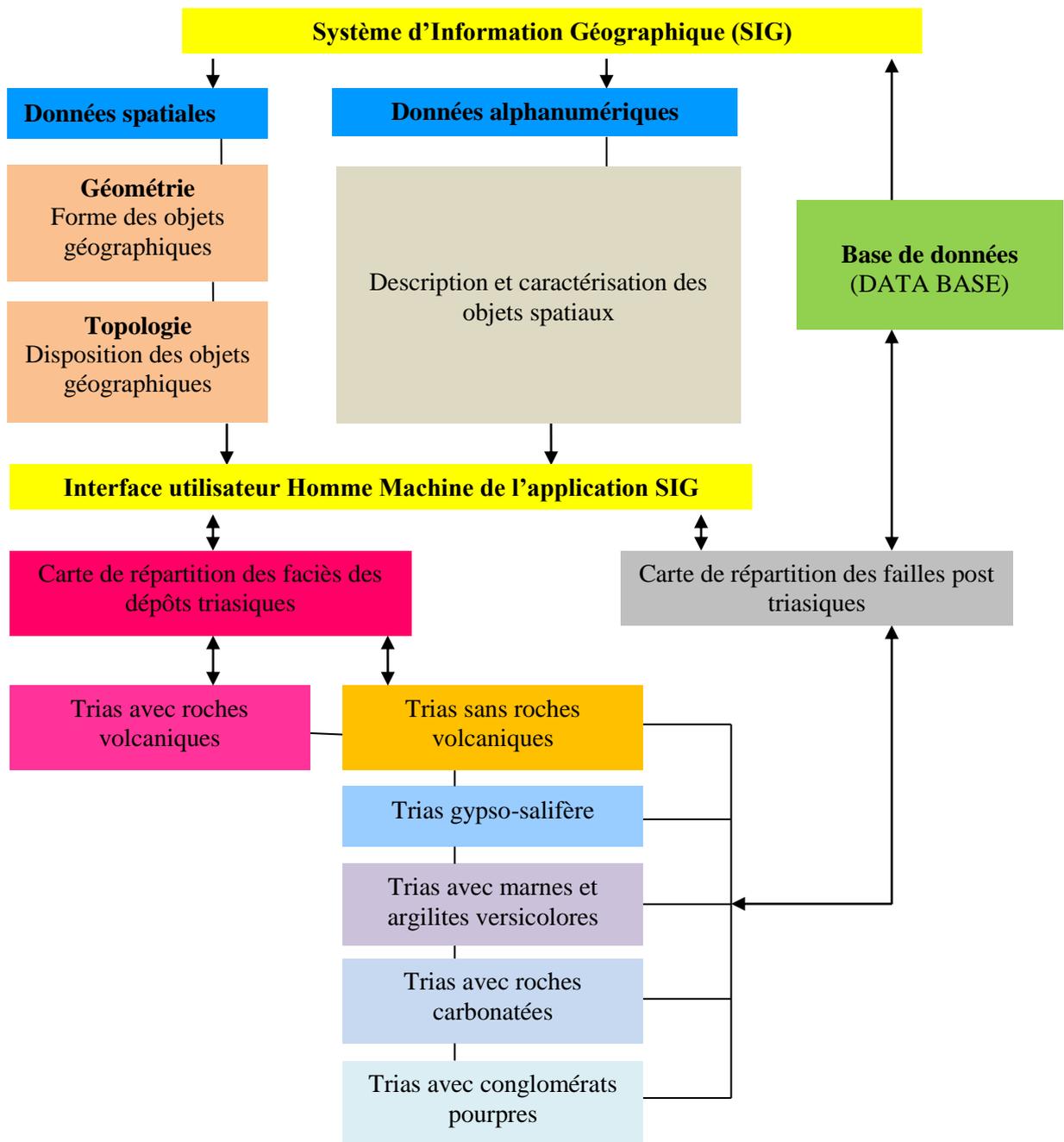


Figure 26: Méthodologie pour l'élaboration du SIG.

D. Analyses minéralogiques (DRX) et géochimiques (FX)

En vue d'une caractérisation minéralogique et géochimique des argiles triasiques de l'Oranie, vingt-trois (23) échantillons de la roche totale et de la fraction fine argileuse ont été analysés. Ils proviennent des Monts des Traras (5 échantillons), Monts de Tlemcen (*s.l.*) (11 échantillons) et enfin Monts de Sidi El Abed (7 échantillons). Les analyses minéralogiques ont porté sur les minéraux argileux et non argileux et les analyses géochimiques sur: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, SO₃, MnO, TiO₂, Cr₂O₃, ZrO₂, SrO, Rb₂O, ZnO, PbO, CuO, NiO et BaO.

1. Analyse minéralogique (DRX)

L'analyse par diffractométrie des rayons X (DRX) est une technique d'analyse non destructive utilisée largement pour l'identification et la caractérisation des différentes formes cristallines présentes dans un solide. Lesdites formes sont les minéraux argileux et non argileux. Selon la bibliographie consultée, cette technique a été discutée et améliorée par de nombreux auteurs, à l'exemple de CULLITY (1978), NUFFIELD (1966) et KLUG & ALEXANDER (1974).

1.1. Principe d'analyse

L'échantillon d'argile une fois broyé est soumis à un faisceau des rayons X pour être diffracté par les plans réticulaires des phases cristallines présentes. Notons qu'il existe une relation entre l'angle du faisceau diffracté et la distance réticulaire séparant les plans d'atomes au sein d'un réseau cristallin. Celle-ci est régie par la loi de Bragg (fig. 27):

$$n \lambda = 2d \sin \theta$$

Avec : n = nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction, λ = longueur d'onde en angströms, d = distance réticulaire en angströms et θ = angle de diffraction ou de réflexion en degrés.

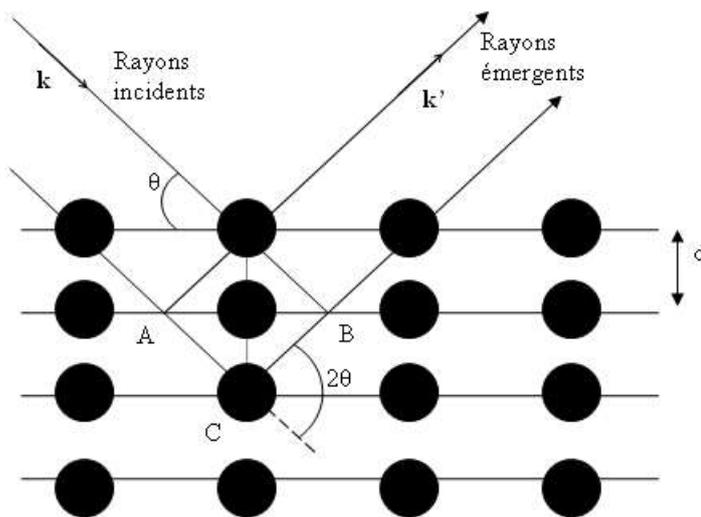


Figure 27 : Schéma de la loi de Bragg.

1.2. Caractérisation des échantillons

L'analyse minéralogique a été réalisée avec un diffractomètre de type : PANalytical (XPRT-PRO). Ce dernier utilise la radiation $\text{CuK}\alpha$ (1.5418 Å) avec un tube radiogène céramique à anticathode de cuivre. L'alimentation électrique est faite à partir d'un puissant générateur à rayon X par un courant de 45 kV sous une intensité de 40mA et avec les conditions d'analyses suivantes:

- angle de départ [$^{\circ}2\text{Th.}$]: 2,0000;
- angle final [$^{\circ}2\text{Th.}$]: 70,0000 pour les poudres en longs diagrammes et $35^{\circ}2\text{Th}$ pour les argiles orientées;
- taille du pas [2Th.]: 0,0170;
- temps du pas [s]: 87,2256;
- vitesse de balayage [$^{\circ}/\text{s}$]: 0,024757.

Les données sont acquises grâce au logiciel *DataCollector de PANalytical*. Elles seront ensuite traitées avec le logiciel *HighScore Plus de PANalytical*. Nous obtenons à la fin des diffractogrammes qui seront interprétés.

Dans ce type d'analyse par Diffraction des Rayons X, les résultats semi quantitatifs sont exprimés à +/- 10 à 15% massiques. Ils nous donnent ainsi une idée sur l'évolution relative des phases minéralogiques rencontrées. La somme des pourcentages des minéraux non argileux est donnée par rapport à la roche totale. Ainsi le complément à 100% de cette somme représente la fraction argileuse et les indosés (e.g. les phases amorphes et les phases minéralogiques présentes en quantités inférieures aux seuils de détection de la DRX).

2. Analyse géochimique (FX)

L'analyse par Fluorescence des Rayons X (FRX) est une méthode classique qui est utilisée pour déterminer les éléments majeurs, mineurs et en trace dans une roche.

2.1. Principe d'analyse

Réduit en poudre, l'échantillon calciné est mélangé à du tétra borate de lithium et porté à une fusion à 1200°C afin d'obtenir un verre transparent homogène appelé perle boratée. Ce dernier sera utilisé pour l'analyse des éléments majeurs. Par contre, pour l'analyse des traces, l'échantillon est mélangé à de la cire pour subir un pressage et obtenir une pastille. Cette pastille obtenue est soumise à une source de rayonnements X primaires. Il s'ensuit une excitation des atomes qui vont émettre un rayonnement X secondaire de fluorescence caractéristique de la composition chimique de l'échantillon analysé.

2.2. Caractérisation des échantillons

L'appareil utilisé dans cette étude est un spectromètre séquentiel (à dispersion de longueur d'onde) Bruker-Axs: SRS 3400 et S8 TIGER à anode en rhodium. Le logiciel de traitement des données est le Spectra plus. La concentration d'un échantillon inconnu est déterminée par des courbes d'étalonnage qui sont tracées pour chaque élément après avoir fixé tous les paramètres de mesure (kV-mA, cristal analyseur, collimateur, la longueur d'onde d'émission, le temps de mesure et le détecteur).

E. Indices d'altération

1. Définition

Il existe plusieurs indices chimiques de l'altération qui sont calculés à partir de la proportion moléculaire des oxydes suivants: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O et Na_2O calculée à partir du pourcentage massique des oxydes.

2. Indices

Les différents indices d'altération sont:

2.1. Indice résiduel de VOGT (ICV)

Cet indice permet d'estimer la maturité des sédiments résiduels (ROALDSET, 1972 ; MISHRA & SEN, 2012; FEDO & *al.*, 1997; AHMED & CHANDRA, 2013). L'indice résiduel de Vogt est calculé avec l'équation suivante:

$$\text{ICV} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$$

Notons que si l'ICV est inférieur à 1, les sédiments matures sont caractérisés avec une quantité importante de minéraux argileux. Par contre, les sédiments immatures riches en minéraux non argileux ont des valeurs de l'ICV supérieur à 1 (CULLERS & PODKOYROV, 2002).

2.2. Indice d'altération de PARKER (WIP)

L'indice d'altération de PARKER (1970) est utilisé pour les roches silicatées sur la base des concentrations des métaux alcalins (Na^+ et K^+) et alcalino-terreux (Ca^{2+} et Mg^{2+}). Il prend en considération la mobilité de (Na, K, Mg et Ca).

$$\text{WIP} = [(2\text{Na}_2\text{O}/0,35) + (\text{MgO}/0,9) + (2\text{K}_2\text{O}/0,25) + (\text{CaO}/0,7)] \times 100$$

A noter que Na_2O , MgO , K_2O et CaO sont en proportions moléculaires et CaO représente le contenu de l'oxyde de calcium des silicates. Il faut savoir également que cet indice n'est pas utilisé pour les roches altérées et les valeurs sont comprises entre 0 et 100. Plus les valeurs de (WIP) sont importantes, plus la roche est moins altérée.

2.3. Indice d'altération chimique de NESBITT & YOUNG (CIA)

Proposé par NESBITT & YOUNG (1982), cet indice chimique d'altération (CIA) donne une estimation du degré d'altération des roches dites continentales. Il est estimé en utilisant des proportions molaires (IMCHEN & *al.*, 2014). L'indice chimique d'altération (CIA) a été utilisé pour la conversion des feldspaths en argiles (NESBITT & YOUNG, 1984; FEDO & *al.*, 1995).

Le rapport CIA représente la relation entre Al_2O_3 (argiles aluminiques), $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (Plagioclase) et K_2O (Feldspaths potassiques) (PUREVJAV & ROSER, 2013). Cet indice est calculé comme suit:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

(En contenu molaire, avec Ca^* . O étant la teneur en CaO dans la fraction de silicate de l'échantillon).

Les valeurs du CIA comprises entre 45 et 55 n'indiquent pas d'altération. La kaolinite et le chlorite ont une valeur de CIA de 100, tandis que la smectite et l'illite ont des valeurs dans la gamme de 70-80 (DEPETRIS & PROBST, 1998). Elle augmente d'environ 50 et 75 pour les

feldspaths et 100 pour la kaolinite (KRISSEK & HORNER, 1989). Ceci représente le degré élevé d'altération (BAHLBURG & DOBRZINSKI, 2011). Les valeurs élevées du CIA sont caractérisées par des roches sédimentaires géochimiquement mûres (JEHLICKA, 2009).

Enfin, l'indice chimique d'altération (CIA) permet en utilisant le diagramme A-CN-K (fig. 28) (proportions molaires d' Al_2O_3 , $CaO^* + Na_2O$ et K_2O) de comprendre les tendances des altérations et la composition minéralogique des argiles triasiques d'une part et de limiter les compositions originales des roches sources (FEDO & *al.*, 1995).

Dans le diagramme A-CN-K, le plagioclase et le feldspath potassique sont à 50% à gauche et à droite pour former l'assemblage des feldspaths. L'illite et la smectite sur le diagramme sont entre 70 et 85% d' Al_2O_3 .

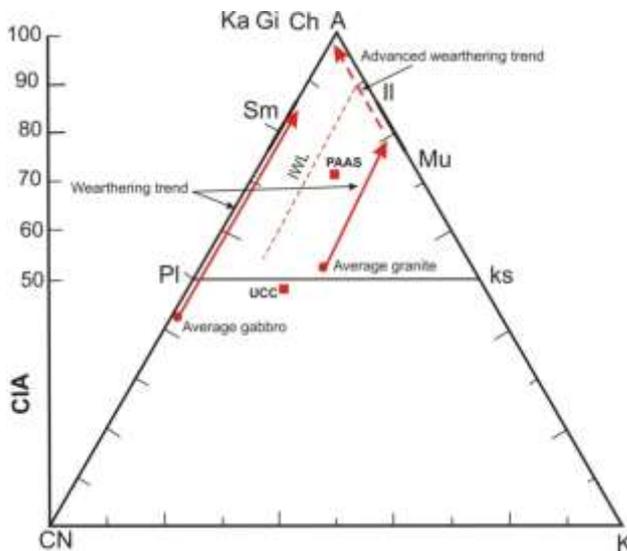


Figure 28: Diagramme A-CN-K.

2.4. Indice d'altération chimique de HARNOIS (CIW)

L'indice (CIW) a été développé par HARNOIS (1988). A la différence de l'indice CIA, le K_2O est éliminé de l'équation. Son but est de déterminer l'altération des produits et leurs relations avec la roche mère d'une part et de mesurer la conversion des feldspaths en argiles d'autre part. Son équation est :

$$CIW = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)]$$

A noter que Al_2O_3 , CaO et Na_2O sont en proportions moléculaires et CaO^* représente le CaO de la phase silicaté.

2.5. Indice d'altération des plagioclases (PIA)

L'augmentation des valeurs de l'indice d'altération de plagioclase PIA (FEDO & *al.*, 1995) a pour objectif d'évaluer l'intensité des altérations des silicates sur la base des éléments alcalins et alcalino-terreux. Ceci implique qu'avec l'augmentation de l'altération chimique, les sédiments sont constamment appauvris en plagioclases et enrichis en minéraux argileux (ROY & *al.*, 2008).

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O) \times 100]$$

Dans cet indice les éléments sont en proportions moléculaires et CaO* représente la fraction CaO de la phase silicatée.

Les valeurs maximales de PIA comprises entre 84 et 100 montrent que les sédiments sont fortement altérés. Par contre, des valeurs inférieures à 50 sont représentatifs des sédiments non altérée ou roches fraîches.

3. Rapports géochimiques

3.1. Rapport de RUXTON (R)

Développé en 1968 par RUXTON sur des roches magmatiques et métamorphiques des régions humides, ce rapport (SiO_2 / Al_2O_3) corrélé avec la taille des grains, le recyclage et la maturité des sédiments est utilisé pour distinguer à la fois les sédiments riches en quartz et ceux riches en minéraux argileux. Une bonne corrélation de SiO_2 avec Al_2O_3 indique que le contenu en SiO_2 dans le sédiment est contrôlé généralement par un apport du quartz (ABSAR & *al.*, 2008).

Si le rapport de RUXTON (R) diminue, les sédiments montrent une diminution de la taille des grains et ou une décroissance de la maturité texturale des sédiments. Par contre, si le rapport est supérieur à 18, la maturité texturale devint importante. Enfin, si ce rapport est inférieur à 9, la maturité texturale des sédiments sera faible (LOPEZ-GONZALEZ & *al.*, 2006). Pour AHMAD & CHANDRA (2013), les valeurs supérieures à 7 indiquent des sédiments fortement matures et les valeurs comprises entre 6 et 7 indiquent qu'il s'agit des sédiments matures. Entre 5 et 6 la maturité est progressive. Enfin, et d'après (ROSER & *al.* (1996) si le rapport est inférieur à 4, cela témoigne en faveur de sédiments immatures.

3.2. Rapport Al_2O_3 / TiO_2

Selon NESBITT (1979), si la valeur du rapport Al_2O_3 / TiO_2 est de 10, la nature de la roche mère est le basalte ou le gabbro. Par contre, si ce dernier est de l'ordre de 47, la source sera donc d'origine rhyolitique et granitique.

3.3. Rapport Fe_2O_3 / K_2O

Ce rapport est utilisé pour déterminer la stabilité minéralogique des sédiments (HERRON, 1988). Il permet ainsi de distinguer entre les fragments lithiques généralement riches en Fe et Mg et les feldspaths riches en potassium et relativement en Fe.

3.4. Rapport K_2O / Na_2O

Il s'agit d'un indicateur du degré de la lixiviation. Pendant cette dernière, le sédiment subi une perte remarquable de Na par rapport à K. Ceci nous donne des fortes valeurs du rapport K_2O / Na_2O .

3.5. Rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$

Il permet de représenter le rapport entre les éléments les plus immobiles (Al) et mobiles (Ca et Na).

3.6. Rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$

A fin de déterminer la différence entre les sédiments riches en minéraux argileux, COX & *al.*, (1995) montrèrent que les valeurs comprises entre 0 et 0,3 indiquent une composition riche en minéraux argileux et que la majorité des K_2O sont absents dans le feldspath potassique (ARMSTRONG-ALTRIN & *al.*, 2004). Si les valeurs du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varient entre 0,3 et 0,9, la composition est plutôt caractérisée par la présence des feldspaths. Selon LOPEZ & *al.*, (2005), une bonne corrélation positive d' Al_2O_3 avec K_2O montre la présence des feldspaths alcalins.

4. Rapports des minéraux argileux

Dans plusieurs travaux, il est connu que la répartition des minéraux argileux est contrôlée par plusieurs facteurs. Ainsi, le paléoclimat et les conditions géologiques indiquent la nature de l'altération qui peut être liée à des processus chimiques et/ou physiques. A titre d'exemple, les valeurs élevées du rapport illite/chlorite et d'illite, ainsi que les valeurs faibles de kaolinite coïncideraient avec un processus d'altération physique lié à une phase tectonique et érosion intense. Par ailleurs, les rapports kaolinite/chlorite et kaolinite/illite indiquent une altération chimique intense, ce qui conduit à déterminer le paléoclimat régnant par rapport à la variation de ces rapports (CHAMLEY, 1989).

Il est important de souligner que le rapport (illite+chlorite)/(kaolinite+smectite) permet de déterminer le paléoclimat. Ainsi, si les valeurs de l'illite et chlorite sont élevées, le climat est relativement très froid ou chaud et sec, tandis que l'augmentation de la kaolinite montre généralement un climat chaud et humide. Néanmoins, la présence des smectites est caractérisée par des environnements climatologiques humides et chaudes et la détermination de ces derniers est contrôlés par l'application de ce rapport. L'utilisation du rapport kaolinite/smectite est également un indicateur de sources de roches détritiques. Par contre, les rapports smectite/illite et kaolinite/smectite indiquent que l'origine de la fraction argileuse est plutôt mafiques et métamorphiques.

A noter que l'analyse qualitative et quantitative des minéraux argileux combinée aux calculs des coefficients de corrélations et l'utilisation de diagramme de distribution des minéraux argileux est très bien recommandée.

Dans les rapports des minéraux argileux, l'utilisation du diagramme de (LIU & *al.*, 2012) permet de déterminer à partir des minéraux argileux, trois facteurs de mise en place liées à la tectonique (chlorite + illite), la climatologie (kaolinite) et la lithologie (smectite).

En somme, les coefficients de corrélations permettent de voir la relation entre les minéraux argileux et la prépondérance d'un minéral par rapport à un autre dans le sens positif ou négatif. Cette corrélation, soit elle est bonne, moyenne ou faible. Dans le cas où la corrélation est bonne, cela indique la présence d'une relation parfaite entre les minéraux argileux. Si cette dernière est faible, cela montre que l'évolution d'un minéral est importante par rapport à l'autre.

A titre d'exemple, les coefficients de corrélations les plus utilisés sont: la corrélation de l'illite avec la chlorite, l'illite avec les feldspaths et enfin, la chlorite avec les feldspaths.

5. Classification et provenance des sédiments

Les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} / \text{K}_2\text{O}$ peuvent être utilisés pour classer chimiquement les roches silicoclastiques. Ces rapports reflètent l'abondance de la teneur en quartz, argile et feldspath (POTTER, 1978) d'une part et un meilleur classement des arkoses d'autre part.

Les logs des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en fonction de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ permettent de dessiner un diagramme de classification des sédiments (HERRON, 1988) et de classer les échantillons dans les classes des shales, Fe-shale, Fe-sand, wacke, litharenite, sublitharenite, arkose, subarkoses et quartz arenite (fig. 29).

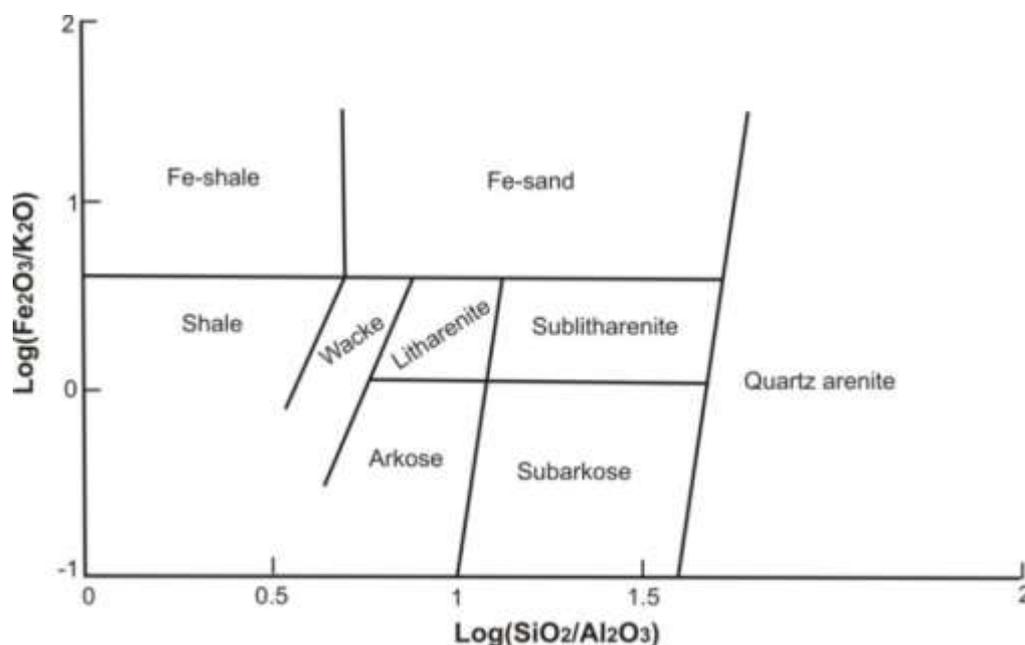


Figure 29: Diagramme de HERRON.

Le rapport entre K_2O et Al_2O_3 permet aussi de donner des indications sur l'origine des sédiments (minéraux argileux ou feldspaths) (COX & *al.*, 1995). Il est de 0,30 pour les argiles et entre 0,30 et 0,90 pour les sédiments à feldspaths dominants.

En conclusion, une bonne corrélation positive de Al_2O_3 avec TiO_2 montre que Ti est généralement contenu dans les phyllosilicates comme l'illite. Sachant que si ce coefficient de corrélation est élevé, il témoigne donc du contrôle des minéraux argileux. Par contre, s'il est faible, cela suggère que les minéraux argileux ne sont pas contrôlés par TiO_2 (DOKUZ et TANYOLU, 2006). Le diagramme d' Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (McLENNAN & *al.*, 1979)(fig. 30) indique que tous les échantillons sont dérivés de sédiments mixtes variant dans la composition des roches sources mafiques et felsiques.

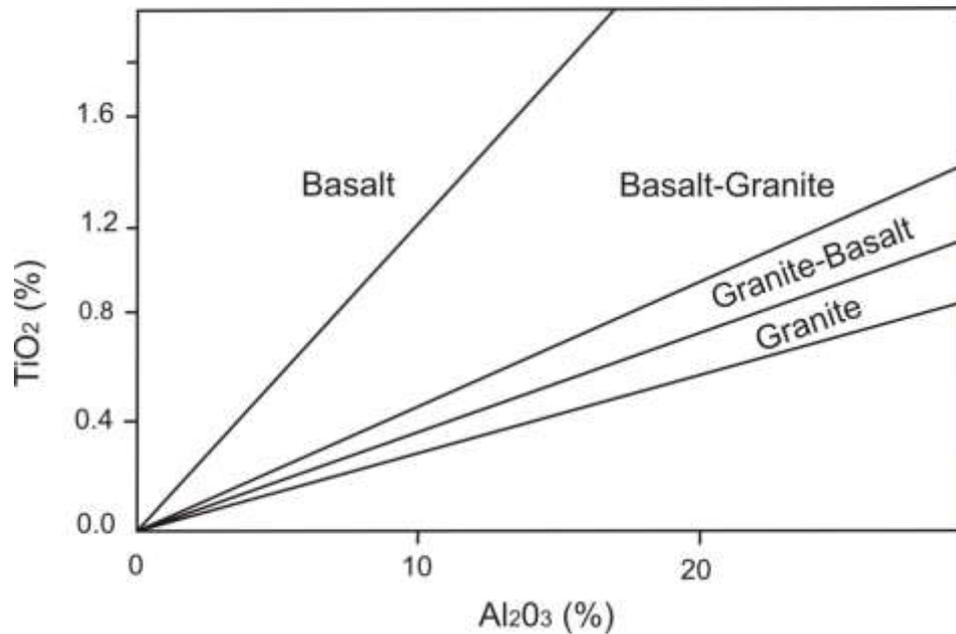


Figure 30: Diagramme de distribution des roches (d'après WILLIS & *al.*, 1988).

L'enrichissement de Fe_2O_3 , MgO et SiO_2 ainsi que l'appauvrissement de TiO_2 , Na_2O , CaO et K_2O permet de proposer des sources variées des sédiments (IMCHEN & *al.*, 2014).

Selon WILLIS & *al.* (1988), le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ permet de classer les sources en trois catégories de roches. Avec un rapport compris entre 3 et 8, la source est une roche mafique, de 8 à 21, le sédiment dérive des roches intermédiaires et entre 21 et 70, la source est une roche felsique.

6. Paléoclimat

Il est reconnu que les éléments comme le Fe, Mn, Cr, V, Ni et Co sont relativement enrichis dans des conditions humides. Par contre, dans les conditions arides Ca, Mg, K, Na, Sr et Ba sont concentrés après l'évaporation (CAO & *al.*, 2012).

Dans cette optique, ZHAO & *al.*, (2007) ont proposé le rapport $(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Cr}+\text{Ni}+\text{V}+\text{Co}) / (\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Sr}+\text{Ba}+\text{K}+\text{Na})$ appelé c-value, comme indicateur des changements climatiques. Si ce dernier est inférieur à 0,2, le climat est aride, entre 0,2 et 0,4, le climat est semi-aride. Alors qu'il est semi-aride à semi-humide, si le rapport est de 0,4 à 0,6. Pour le climat semi-humide, les valeurs de ce rapport sont comprises entre 0,6 et 0,8. Au-delà de 0,8, le climat est humide.

Notons que le diagramme de SUTTNER & DUTTA (1986) qui utilise SiO_2 en relation avec $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ suggère une augmentation de la maturité chimique et surtout des conditions climatiques arides et semi-arides dans la majorité des sédiments.

Chapitre 3: **E**LABORATION D'UN SIG POUR LES AFFLEUREMENTS
TRIASIQUES

Chapitre 3 : **ELABORATION D'UN SIG POUR LES AFFLEUREMENTS TRIASIQUES**

I. INTRODUCTION

Le recours à un Système d'Information Géographique (SIG) à pour objectif de développer des outils de manipulations et d'analyses afin de répondre aux interrogations des différents types d'utilisateurs (KHOLLADI, 2005).

A cet effet, et pour mieux comprendre la répartition des affleurements permo-triasiques et triasiques des régions étudiées, l'élaboration d'un Système d'Information Géographique s'avère très utile. Ainsi, ce chapitre sera consacré essentiellement à extraire:

- les faciès géologiques (avec présence ou absence des roches volcaniques)
- les structures tectoniques (en particulier les accidents);
- les données géographiques (coordonnées du centre de l'affleurement);
- les caractéristiques géométriques des affleurements (périmètre, superficie et forme);
- le contact avec les formations géologiques.

Nous tenons à souligner que l'utilisateur du SIG doit être capable par la suite de consulter des cartes thématiques à partir des données géoscientifiques et de terrain d'une part, et d'interroger, afficher et saisir des données numériques attributaires pour appréhender la géométrie bidimensionnelle d'autre part.

II. METHODOLOGIE

A. Conversion des coordonnées et calage

La conversion des coordonnées géographiques est une opération de base dans un Système d'Information Géographique (SIG). Elle permet de convertir des coordonnées exprimées en latitude et en longitude dans différents systèmes géodésiques.

En ce qui concerne les régions des Traras, Monts de Tlemcen et Sidi El Abed, les coordonnées Lambert choisies pour la conversion seront utilisées ici pour le calage. Ce calage est réalisé sur la carte géologique au 100.000^{ème} (GAURDIA, 1975) et quelques extraits des cartes géologiques.

A noter que le calage des coordonnées géographiques sur les cartes géologiques se fera en système de projection UTM (WGS 84. Zone: 30 N) et que l'erreur du calage est égale à 0.

B. Digitalisation

1. Données géographiques et alphanumériques

Parmi les avantages du Système d'Information Géographique (SIG) est de créer une relation entre les données graphiques représentées par des cartes géologiques et les données alphanumériques (terrain et bibliographie). Il s'agit là de faire le lien entre chaque élément géométrique et les données tabulaires. La digitalisation des cartes géologiques en mode vecteur (fig. 31) consiste en la représentation du contenu d'une image à partir d'éléments géométriques simples (les points pour la toponymie, les lignes pour les failles, la côte et les frontières et enfin les polygones pour les contours des faciès triasiques).

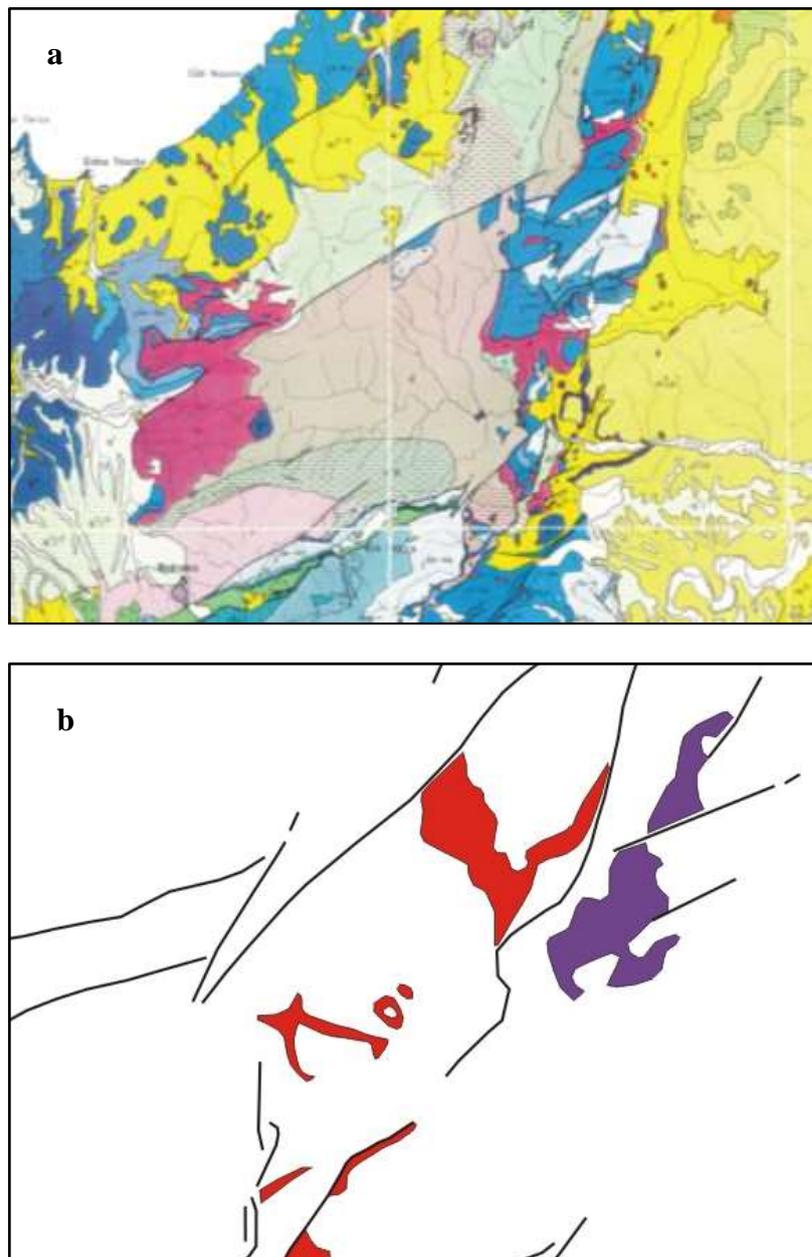


Figure 31: Exemple de carte géologique en mode Raster (a) digitalisée en mode Vecteur (b).

Comme nous l'avons évoqué précédemment, l'ensemble des informations nécessaires à l'élaboration du SIG devront permettre la création d'une base de données et de répondre avec précision aux interrogations futures des utilisateurs. Dans le cas des dépôts étudiés, et vu leur spécificité sur le plan de la qualité et la structure des affleurements, nous étions amené d'organiser les données en plusieurs tables et couches distinctes. Ainsi, la saisie des informations s'effectue dans des « tables » dont chaque ligne « *enregistrement* » représente un objet graphique et chaque colonne représente une information.

Par ailleurs, chaque couche de données correspond à une table d'information correspondante. Ainsi, les polygones créer représente les différents faciès permo-triasiques et triasiques (fig. 32). Ces derniers seront détaillés par plusieurs tables.

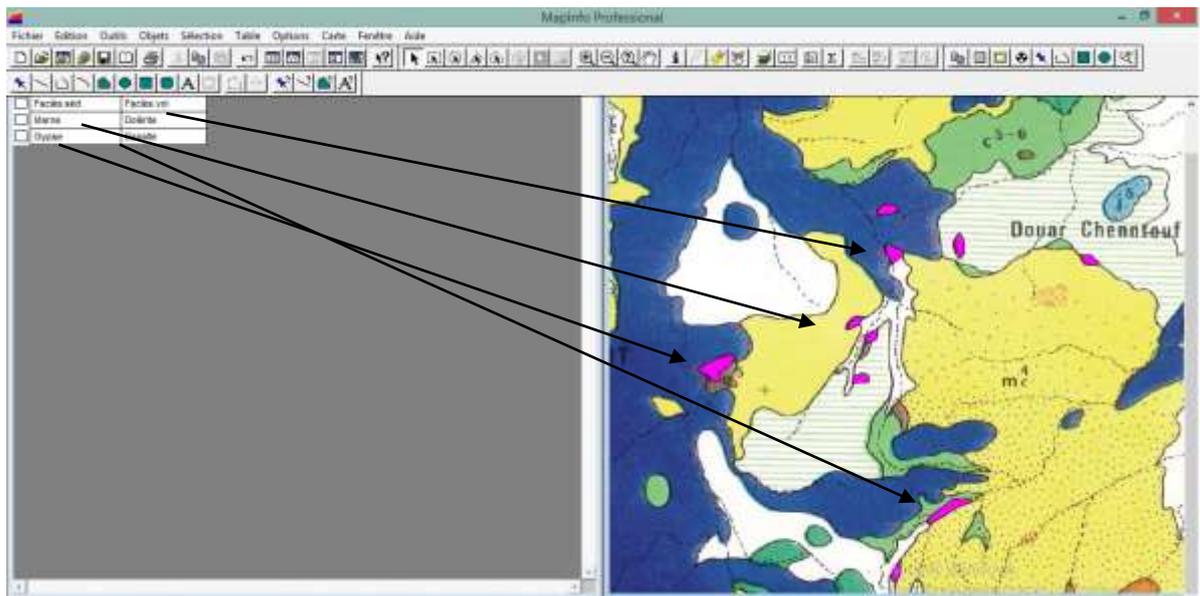


Figure 32: Relation entre les affleurements digitalisés et la base de données.

2. Définition des thèmes

La définition des tables consiste à organiser les différentes informations des cartes géologiques des régions considérées selon des couches afin de faire ressortir les informations essentielles des affleurements permo-triasiques et triasiques (fig. 33). Ces derniers seront traités essentiellement par rapport à la nature, la répartition spatiale et les caractéristiques géométriques.

Néanmoins, et vu la répartition hétérogène, la nature diversifiée et complexe des affleurements, les contacts anormaux avec les formations géologiques adjacentes et les structures anté et post triasiques, nous avons défini les thèmes et le vocabulaire suivants:

- les faciès sédimentaires (S);
- les faciès volcano-sédimentaires (V);
- les blocs exotiques (E);
- les failles.

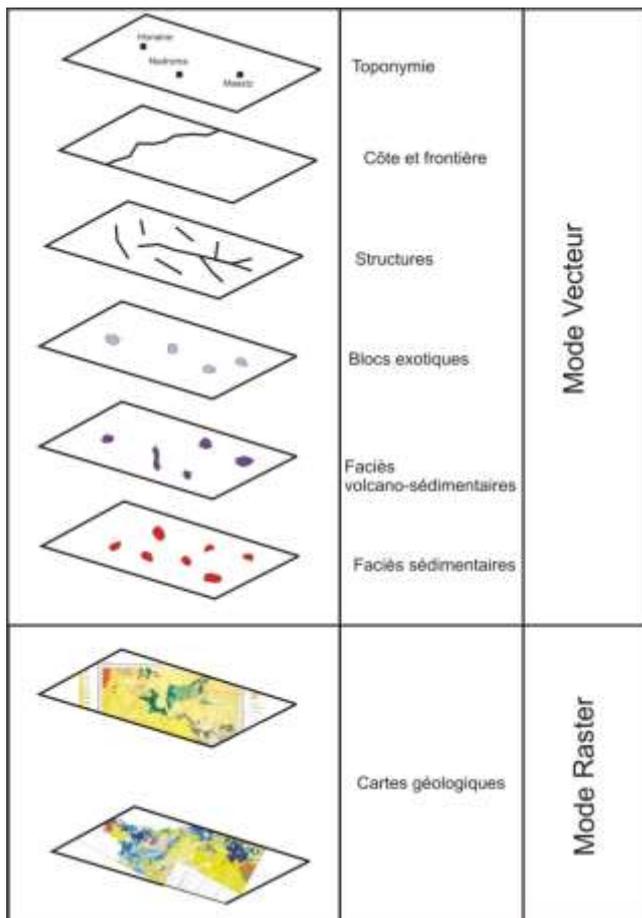


Figure 33: Différentes couches de données graphiques.

III. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Dans le cas de notre étude étendue à la région d'Aïn Témouchent, l'élaboration du Système d'Information Géographique (SIG) combiné à la fois aux données géoscientifiques et de terrain a révélé la présence de 268 affleurements permo-triasiques et triasiques. Leur caractérisation montre fort bien une hétérogénéité sur les plans: natures lithologiques, formes et dimensions.

Notons que la répartition spatiale de chaque affleurement sera caractérisée par: les coordonnées géographiques du centre de l'affleurement, la superficie, le périmètre (afin de définir sa forme et sa géométrie bidimensionnelle), la nature très diversifiée (représentée par les faciès sédimentaires, volcaniques ou par les blocs exogènes) et enfin les structures associées.

A. Unités telliennes

Dans les unités dites telliennes, les affleurements triasiques sont répartis dans plusieurs secteurs des Wilayas d'Aïn Témouchent et de Tlemcen (Douar Chentouf, Arlal, Sidi Abdelli, Aïn Tolba, Aïn Kihal, Dj. Mendjel, Dj. Sidi Kassem, la Platrière, Feid el Ateuch, Aïn Alem, Sebaa Chioukh, Dj. Skouna; Sidi Safi, Rechgoun et El Mokrane (fig. 34). Ils sont de l'ordre de 94 caractérisés par des surfaces, des périmètres et des formes géométriques différentes. Les unités dites telliennes se distinguent également par la présence d'affleurements de basaltes d'âge plio-quadernaire.

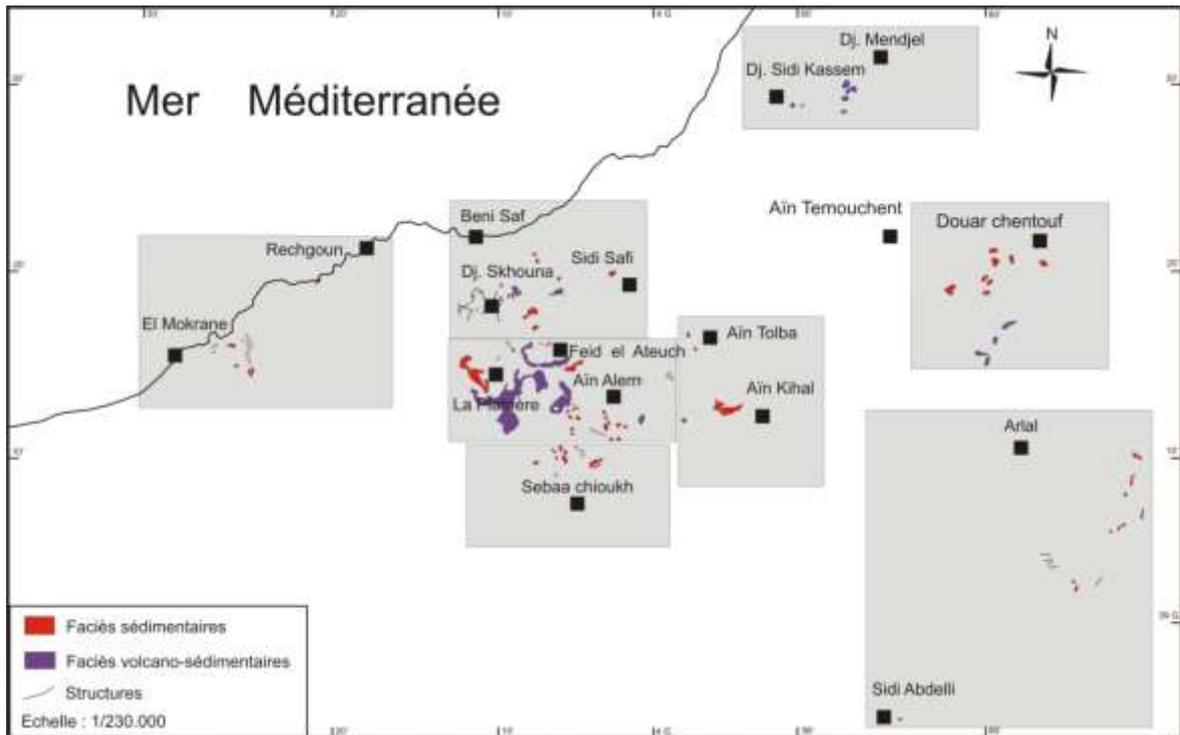


Figure 34: Répartition spatiale des affleurements triasiques dans les unités telliennes (Aïn Témouchent-Tlemcen).

1. Description des affleurements

1.1. Secteur de Douar Chentouf

Dans le secteur de Douar Chentouf, nous avons digitalisé douze (12) affleurements triasiques dont quatre (4) sont constitués de faciès volcano-sédimentaires (fig. 35). Les affleurements à faciès sédimentaires sont constitués de marnes bariolées de couleur jaune à verdâtre et des argiles gypseux lie de vin. Les formes géométriques les plus fréquentes sont de types elliptiques et très étirées et sub-arrondies en contact avec des terrains attribués au Jurassique, Crétacé, Miocène et Quaternaire. Ces affleurements montrent après digitalisation des superficies entre 0,02655 et 0,1050 km² et des périmètres allant de 0,7030 à 1,653 km (tabl. 2). Notons également la présence d'affleurements du socle dans ce secteur.

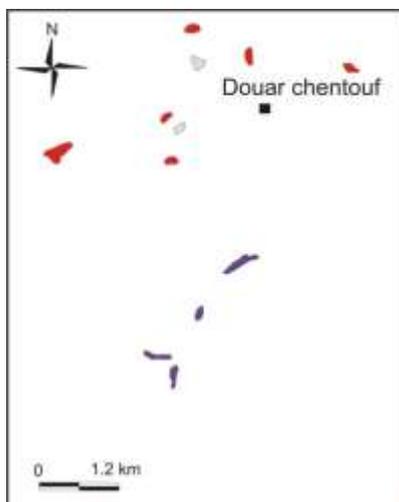


Figure 35: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Douar Chentouf).

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
1	679 048,99	3 908 103,68	0,02655	0,7435	Elliptique	X		
2	677 061,98	3 908 214,75	0,04059	0,8681	Elliptique	X		
3	675 951,95	3 908 673,42	0,03675	0,7778	Elliptique	X		
4	676 075,53	3 908 003,25	0,04079	0,8492	Sub-arrondie	X		X
5	675 545,33	3 906 950,26	0,03077	0,7398	Elliptique	X		
6	675 795,81	3 906 750,85	0,02781	0,7312	Elliptique	X		X
7	675 674,66	3 906 104,10	0,02921	0,7030	Elliptique	X		
8	673 463,34	3 906 149,09	0,1050	1,577	Elliptique	X		
9	677 023,92	3 904 167,00	0,07305	1,653	Très étirée	X	X	
10	676 344,10	3 903 220,22	0,02842	0,7807	Elliptique	X	X	
11	675 592,21	3 902 332,11	0,04919	1,358	Très étirée	X	X	
12	675 898,65	3 901 933,64	0,03578	1,181	Très étirée	X	X	

Tableau 2: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur

ur
de Douar Chentouf.

1.2. Secteur d'Arlal-Sidi Abdelli

Dans ce secteur, nous avons digitalisé huit (8) affleurements à faciès sédimentaires ayant les mêmes caractéristiques lithologiques que le secteur précité de la région d'Aïn Témouchent et un seul affleurement constitué de faciès volcano-sédimentaires dans la zone de Sidi Abdelli (Tlemcen). Les affleurements à faciès sédimentaires se distinguent par des formes surtout elliptiques et très étirées et sub-arrondies en contact avec les terrains d'âge crétacé et miocène (fig. 36). Leur superficie et leur périmètre ne dépassent guère les 0,06405 km² et 1,514 km respectivement. Pour l'affleurement volcanique de Sidi Abdelli, il est caractérisé par une forme très étirée au milieu des terrains miocènes, avec une superficie de l'ordre de 0,03834 km² et un périmètre de 0,8990 km. Les roches volcaniques constituant l'affleurement sont de nature doléritique (tabl. 3).

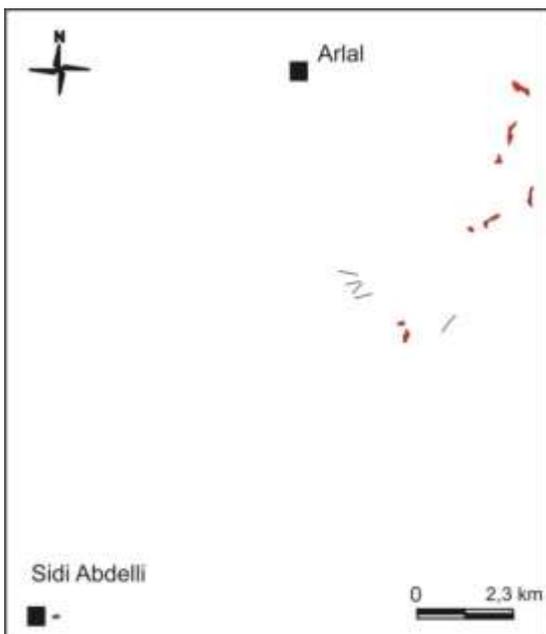


Figure 36: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur d'Arlal-Sidi Abdelli).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Arlal	681 417,73	3 897 269,72	0,06405	1,388	Elliptique	X	
//	681 201,71	3 896 093,87	0,05334	1,514	Très étiré	X	
//	680 947,34	3 895 421,23	0,02101	0,6918	Sub-arrondie	X	
//	681 814,05	3 894 489,53	0,03151	1,140	Très étiré	X	
//	680 753,54	3 893 797,54	0,03822	1,204	Très étiré	X	
//	680 310,38	3 893 532,52	0,01387	0,4553	Sub-arrondie	X	
//	678 784,45	3 890 693,70	0,03067	0,8297	Elliptique	X	
//	678 630,99	3 890 993,83	0,01243	0,4807	Elliptique	X	
Sidi Abdelli	670 239,87	3 882 783,24	0,03834	0,8990	Très étiré	X	X

Tableau 3: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur d'Arlal-Sidi Abdelli.

1.3. Secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal

Dans le secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal (fig. 37), quatre (4) affleurements triasiques sont digitalisés. Ils sont de formes elliptiques et sub-arrondies dont un (1) est de nature volcano-sédimentaire présentant une forme sphérique. Les affleurements sont en contact avec des terrains d'âge miocène. La superficie et le périmètre ne dépasse pas 0,6907 km² et 5,644 km (tabl. 4).

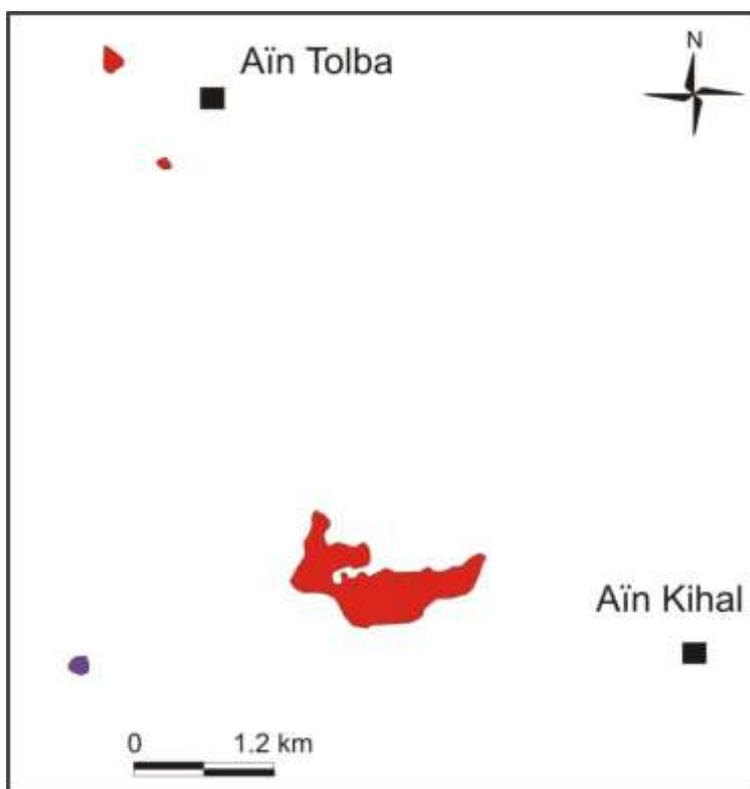


Figure 37: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Aïn Tolba	657 625,11	3 902 438,23	0,02480	0,6038	Sub-arrondie	X	
//	658 117,87	3 901 551,52	0,008312	0,3555	Elliptique	X	
Aïn Kihal	660 242,01	3 898 089,92	0,6907	5,644	Elliptique	X	
//	657 589,86	3 897 135,26	0,02250	0,6000	Sphérique	X	X

Tableau 4: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal.

1.4. Secteur de Djebel Mendjel-Djebel Sidi Kassem

Au Nord du secteur de Djebel Mendjel-Djebel Sidi Kassem (fig. 38), nous avons inventorié six (6) affleurements constitués des faciès volcano-sédimentaires. Il s'agit d'affleurements de formes plutôt elliptiques, étirées et sub-arrondies en contact avec le Jurassique et le Quaternaire de la région. La superficie s'étend entre 0,004943 et 0,1384 km². Le périmètre est compris entre 0,2773 et 2,048 km (tabl. 5).

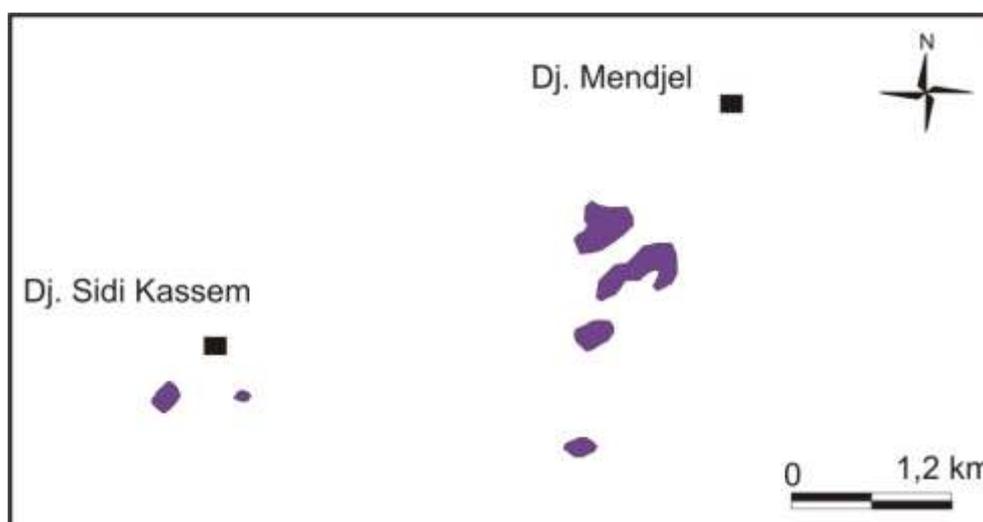


Figure 38: Superposition des faciès volcano-sédimentaires et géométrie des affleurements (secteur de Djebel Mendjel-Djebel Sidi Kassem).

Secteur ^o	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Djebel Sidi Kassem	663 298,27	3 916 824,80	0,02626	0,6349	Sub-arrondie	X	X
//	663 874,92	3 916 851,75	0,004943	0,2773	Elliptique	X	X
Djebel Mendjel	666 523,04	3 918 276,87	0,1049	1,377	Elliptique	X	X
//	666 792,23	3 917 971,16	0,1384	2,048	Etirée	X	X
//	666 491,61	3 917 463,75	0,04148	0,7702	Sub-arrondie	X	X
//	666 421,65	3 916 616,78	0,02367	0,6288	Elliptique	X	X

Tableau 5: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Djebel Sidi Kassem-Djebel Mendjel.

1.5. Secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna

A Sidi Safi, un seul affleurement triasique a été digitalisé (fig. 39). Il est constitué d'un faciès sédimentaire composé de dolomies et d'argiles rouges violacées. Cet affleurement de forme elliptique est en contact avec des terrains du Jurassique, Miocène et Quaternaire. Il se distingue par une surface de l'ordre de 0,01093 km² et par un périmètre ne dépassant pas les 0,4515 km (tabl. 6). Plus à l'Ouest, à Djebel Skhouna (fig. 39), nous avons digitalisé neuf (9) affleurements triasiques dont sept (7) se caractérisent par des faciès sédimentaires (argiles violacées, marnes bariolées verdâtres et des calcaires cargneules). Deux affleurements représentés par des faciès volcano-sédimentaires sont digitalisés. Ils sont en contact avec le Jurassique, le Miocène et le Quaternaire et correspondent à des formes géométriques différentes. Les surfaces sont comprises entre 0,01190 et 0,2211 km² et les périmètres entre 0,4315 et 3,433 km (tabl. 6).

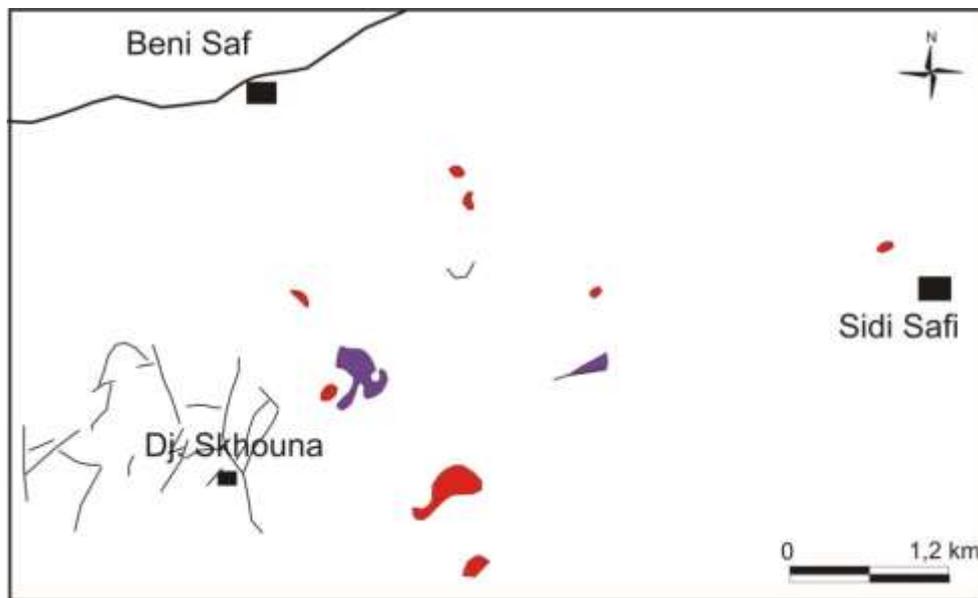


Figure 39: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcao-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Sidi Safi	652 789,69	3 905 878,89	0,01093	0,4515	Elliptique	X	
Djebel Skhouna	649 615,75	3 904 610,76	0,04490	1,166	Très étirée	X	X
//	646 998,50	3 904 423,11	0,2211	3,433	Elliptique	X	X
//	648 043,72	3 906 712,55	0,01783	0,5195	Sphérique	X	
//	648 169,49	3 906 367,46	0,01244	0,4315	Elliptique	X	
//	646 314,10	3 905 306,21	0,01490	0,5880	Très étirée	X	
//	646 631,80	3 904 272,78	0,02494	0,6176	Elliptique	X	
//	647 936,00	3 903 139,07	0,1862	2,249	Elliptique	X	
//	648 266,99	3 902 316,26	0,04596	0,8483	Elliptique	X	
//	649 564,27	3 905 380,65	0,01190	0,4647	Elliptique	X	

Tableau 6: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna.

1.6. Secteur de Feid el Ateuch, Ain Alem et la Plâtrière

Dans ce secteur compris entre le plateau de Sidi Safi-Djebel Skouna au Nord et Djebel Sebaa Chioukh au Sud, nous avons pu identifier trente deux (32) affleurements triasiques répartis comme suit (fig. 40):

-pour la zone de Feid el Ateuch, sept (7) affleurements sont digitalisés dont un (1) est constitué de faciès volcano-sédimentaires. Ces affleurements en contact avec des terrains éocènes, miocènes et quaternaires ont des formes elliptiques, très étirées et étirées. Leurs surfaces sont comprises entre 0,009929 et 0,7497 km² et leurs périmètres ne dépassent guère les 9,580 km (tabl. 7). Notons que pour l'ensemble des affleurements sédimentaires, les faciès sont représentés par des conglomérats pourprés, avec la présence de quelques blocs exotiques du socle.

-pour la zone de Ain Alem, douze (12) affleurements sont identifiés dont un (1) est formé par des faciès volcano-sédimentaires. Le contact de ces affleurements est avec le Jurassique, le Crétacé et le Miocène montrant ainsi des formes très étirées, elliptiques et sub-arrondies. Les surfaces sont réparties entre 0,005880 et 0,1122 km² et les périmètres entre 0,3447 et 2,422 km (tabl. 7).

-pour la zone de la Plâtrière de la Tafna, treize (13) affleurements ont été identifiés, avec dix (10) à faciès sédimentaires (marnes bariolées, argiles rougeâtres, dolomies et cargneules) et trois (3) à faciès volcano-sédimentaires. Ayant les mêmes contacts géologiques observés dans la zone de Feid el Ateuch-Aïn Alem, les affleurements de la Plâtrière présentent des formes elliptiques, très étirées, étirées et sub-arrondies, avec des surfaces allant de 0,006977 à 4,204 km² et des périmètres compris entre 0,3207 et 21,30 km (tabl. 8). A noter la présence de quelques blocs exotiques formés par des gneiss pegmatitiques et des calcaires grises à noires totalement recristallisés.

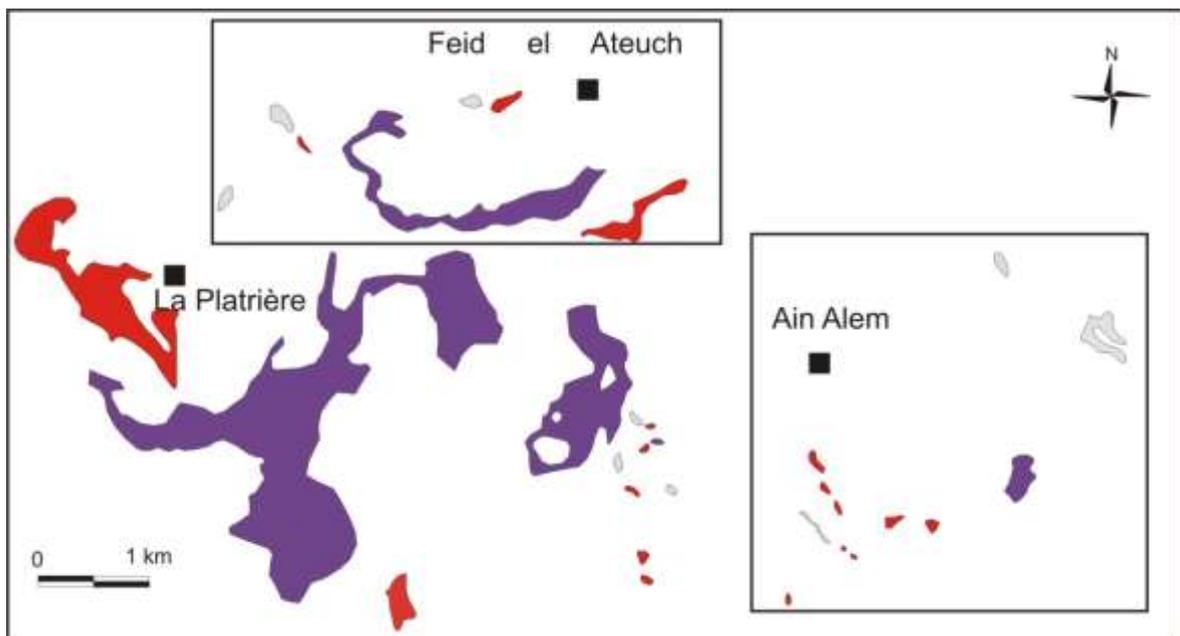


Figure 40: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Feid el Ateuch, Ain Alem et la Plâtrière).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
Feid el Ateuch	646 977,79	3 900 869,51	0,009929	0,5127	Très étirée	X		
//	648 856,08	3 901 362,58	0,02616	0,6897	Elliptique	X		X
//	649 264,39	3 901 352,38	0,03668	0,9839	Elliptique	X		
//	647 704,44	3 900 568,60	0,7497	9,580	Très étirée	X	X	
//	646 731,69	3 901 169,90	0,04829	0,9280	Elliptique	X		X
//	646 106,66	3 900 258,09	0,02454	0,7202	Etirée	X		X
//	650 714,64	3 900 116,54	0,1863	3,280	Très étirée	X		
Aïn Alem	656 465,42	3 899 025,76	0,1122	2,422	Très étirée	X		X
//	654 855,18	3 899 498,66	0,02325	0,6985	Elliptique	X		X
//	655 062,03	3 897 066,56	0,1073	1,468	Elliptique	X	X	
//	654 070,10	3 896 532,42	0,01195	0,4511	Sub-arrondie	X		
//	653 618,52	3 896 561,41	0,01462	0,5322	Sub-arrondie	X		
//	652 860,55	3 896 450,59	0,03696	0,8048	Elliptique	X		
//	652 996,74	3 896 726,63	0,005880	0,3867	Très étirée	X		
//	652 863,33	3 896 953,31	0,006340	0,3712	Très étirée	X		
//	652 763,07	3 897 266,79	0,01795	0,6442	Très étirée	X		
//	652 745,36	3 895 221,73	0,04576	2,094	Très étirée	X		X
//	653 694,30	3 894 766,74	0,007422	0,3447	Elliptique	X		
//	653 520,38	3 894 936,07	0,01117	0,4132	Elliptique	X		

Tableau 7: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Feid el Ateuch-Aïn Alem.

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
1	644 651,26	3 899 186,23	1,016	8,796	Très étirée	X		
2	646 899,67	3 897 685,44	4,204	21,30	Etirée	X	X	
3	650 096,37	3 898 086,08	1,246	8,631	Elliptique	X	X	
4	650 732,50	3 897 766,12	0,01290	0,5177	Elliptique	X		X
5	650 907,62	3 897 677,80	0,006977	0,3608	Elliptique	X		
6	650 978,74	3 897 490,80	0,01032	0,4800	Elliptique	X	X	
7	650 828,17	3 897 426,76	0,005866	0,3207	Elliptique	X		
8	650 528,77	3 897 247,94	0,01324	0,5715	Très étirée	X		X
9	650 686,29	3 896 927,64	0,009185	0,4917	Très étirée	X		
10	651 111,86	3 896 929,68	0,009725	0,4073	Elliptique	X		X
11	650 815,34	3 896 182,31	0,01586	0,4820	Sub-arrondie	X		
12	650 850,93	3 895 931,01	0,01163	0,4310	Elliptique	X		
13	648 044,18	3 895 768,91	0,08563	1,388	Elliptique	X		

Tableau 8: Caractéristiques des affleurements triasiques de la Plâtrière.

1.7. Secteur de Sebaa Chioukh

Le secteur de Sebaa Chioukh compte douze (12) affleurements formés essentiellement de faciès sédimentaires (argiles de couleur lie de vin, légèrement gypsifère et de marnes jaunâtres)(fig. 41). Lesdits affleurements sont en contact surtout avec des terrains attribués au Jurassique et au Miocène. Ils montrent des formes géométriques différentes (très étirées, elliptiques, sphériques et sub-arrondies). Les surfaces et les périmètres ne dépassent pas les 0,008936 km² et 1,204 km respectivement (tabl. 9). Parmi les blocs exotiques emballés dans ce secteur, nous citons les gneiss et les calcaires.

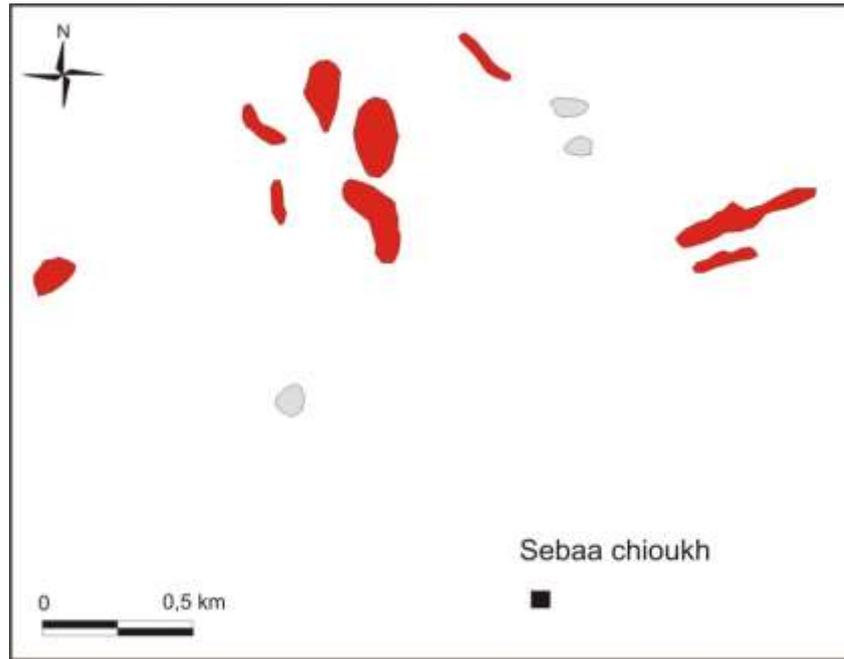


Figure 41: Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements (secteur de Sebaa Chioukh).

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	E
1	652 435,98	3 894 296,44	0,07253	1,752	Très étirée	X	
2	652 312,80	3 894 068,65	0,01975	0,8256	Très étirée	X	
3	651 538,74	3 894 675,17	0,008936	0,3561	Sphérique	X	X
4	651 495,42	3 894 894,45	0,01477	0,4973	Sub-arrondie	X	X
5	651 041,35	3 895 172,29	0,01970	0,8453	Très étirée	X	
6	650 165,65	3 894 978,36	0,05694	0,9986	Elliptique	X	
7	650 463,73	3 894 730,03	0,07499	1,092	Elliptique	X	
8	650 427,68	3 894 285,16	0,07277	1,204	Elliptique	X	
9	649 799,65	3 894 806,57	0,01837	0,7252	Très étirée	X	
10	649 935,79	3 894 382,58	0,01485	0,5762	Très étirée	X	
11	650 000,36	3 893 316,01	0,02357	0,5615	Sphérique	X	X
12	648 754,21	3 893 976,79	0,03043	0,6635	Sub-arrondie	X	

Tableau 9: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Sebaa Chioukh.

1.8. Secteur de Rechgoun-El Mokrane

En ce qui concerne les deux secteurs situés dans le Nord, Rechgoun (Aïn Témouchent) et El Mokrane (à l'Est de Honaïne, Tlemcen) (fig. 42), nous avons inventorié neuf (9) affleurements à faciès sédimentaires (marnes bariolées jaunâtres et verdâtres, argiles rouges à gypses et conglomérats pourprés). Géologiquement, ils sont en contact avec le Jurassique et présentent des formes très étirées, elliptiques et sphériques avec des surfaces comprises entre 0,004947 et 0,1470 km² et des périmètres ne dépassant pas les 4,614 km (tabl. 10).

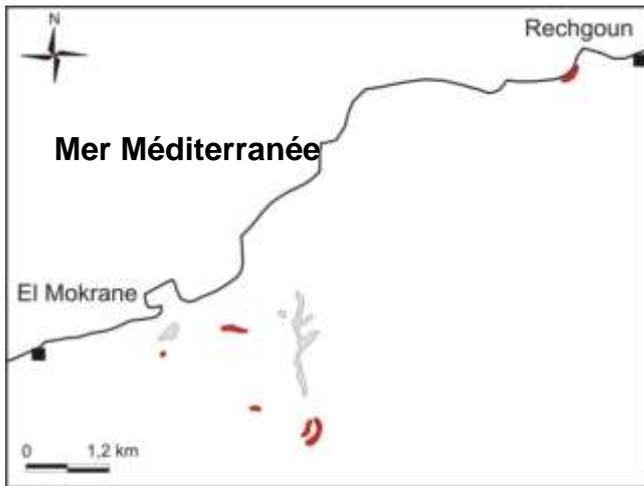


Figure 42: Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements (secteurs de Rechgoun et d'El Mokrane).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
Rechgoun	634 873,98	3 904 456,73	0,02643	0,9186	Très étirée	X		
El Mokrane	631 145,68	3 898 588,39	0,04319	1,267	Très étirée	X		
//	630 977,02	3 898 648,85	0,01760	0,7196	Très étirée	X		
//	630 873,10	3 899 973,02	0,1470	4,614	Très étirée	X		X
//	630 471,32	3 900 409,68	0,008149	0,3364	Sphérique	X		X
//	630 124,19	3 898 901,19	0,009614	0,4022	Elliptique	X		
//	629 740,37	3 900 131,19	0,001966	0,8114	Très étirée	X		
//	628 730,44	3 900 021,95	0,04223	0,9166	Elliptique	X		X
//	628 647,39	3 899 683,83	0,004947	0,2686	Sphérique	X		

Tableau 10: Caractéristiques des affleurements triasiques dans les secteurs de Rechgoun (Aïn Témouchent) et d'El Mokrane (Tlemcen).

B. Monts des Traras et les régions voisines

Dans cette vaste région, les cent soixante deux (162) affleurements identifiés sont rapportés stratigraphiquement au Permo-Trias et rarement aux Trias (GUARDIA, 1975; AMEUR, 1988,1999; BENSEFIA & al., 2020)(fig. 43). Ils sont représentés par des faciès sédimentaires (conglomérats à intercalations de bancs de calcaires, de dolomies et de gypse) associés parfois à des coulées volcaniques (dolérites altérées).

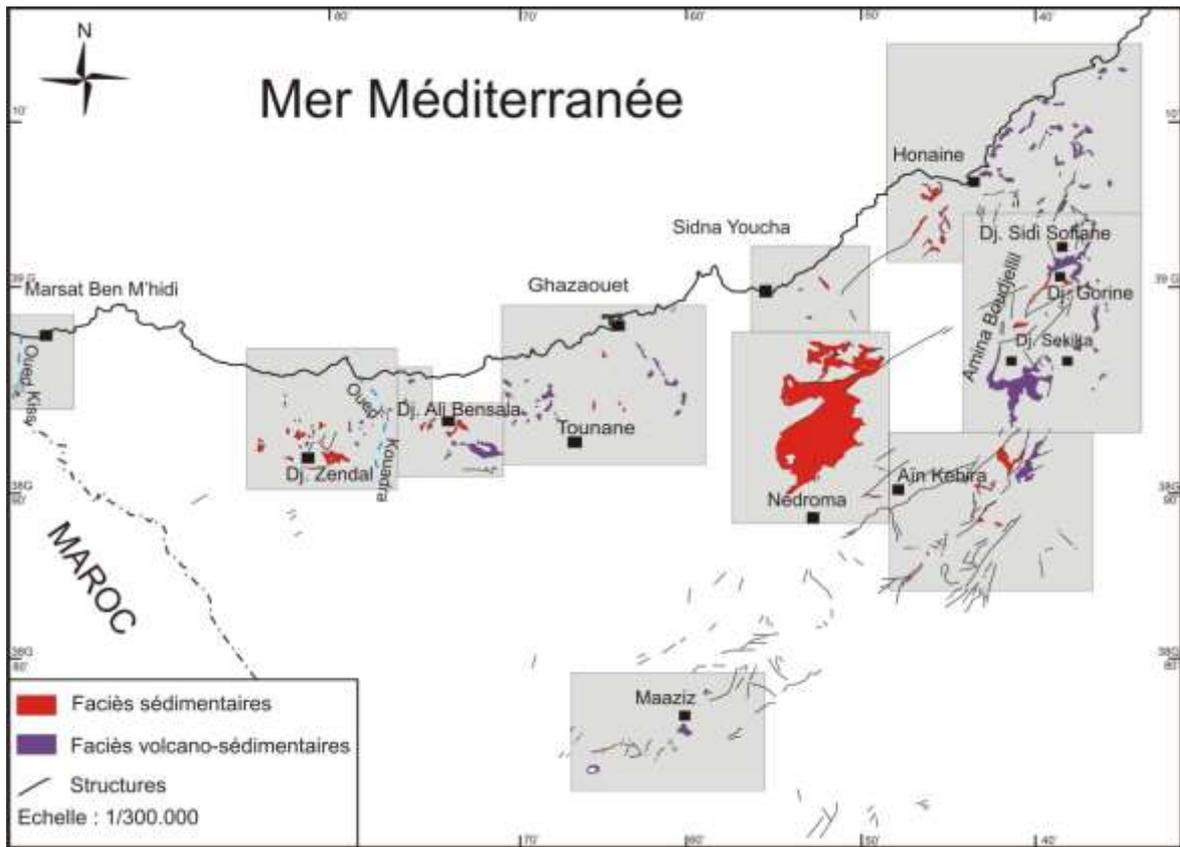


Figure 43: Répartition spatiale des faciès triasiques et permo-triasiques dans les Monts des Traras et les régions voisines.

1. Description des affleurements

1.1. Dans les Traras septentrionaux

Dans cette partie des Monts des Traras, les affleurements digitalisés sont répartis principalement entre les secteurs des Beni Ouarsous-Beni Khaled, des Beni Abed et des Beni Menir.

1.1.1. Secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled

A Beni Ouarsous, les différents faciès reposant sur les schistes paléozoïques sont formés de marnes et d'argiles de couleur lie de vin associées à de calcaires, de dolomies noires et de cargneules. L'ensemble comprend çà et là des roches volcaniques à texture doléritique microlitique souvent altérée faisant partie du complexe volcano-sédimentaire.

Dans la zone de Honaine, trente quatre (34) affleurements triasiques ont pu être digitalisés dont vingt-sept (27) sont des faciès volcaniques (fig. 44). Il s'agit des affleurements de formes généralement très étirées, elliptiques, étirées, sphériques et sub-arrondies. La plupart sont en contact avec les terrains du Mésozoïque et du Cénozoïque. Sur le plan géométrique, nous avons enregistré des superficies comprises entre 0,003258 et 0,3385 km² et des périmètres allant de 0,2192 à 4,802 km (tabl. 11).

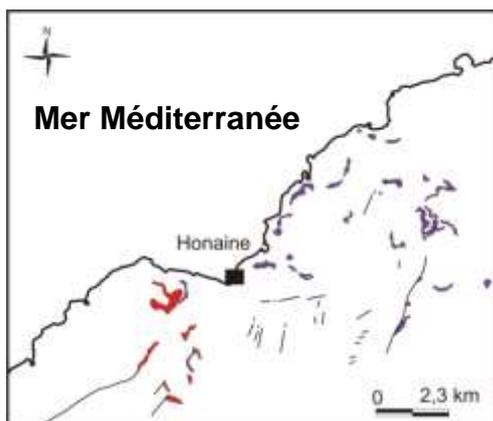


Figure 44 : Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Honaine).

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
1	626 529,95	3 898 083,69	0,02860	1,057	Très étirée	X	X
2	625 755,61	3 898 131,83	0,02152	0,6259	Elliptique	X	X
3	625 367,64	3 898 299,78	0,005695	0,2885	Sphérique	X	X
4	625 059,62	3 897 167,84	0,03740	1,302	Très étirée	X	X
5	624 700,04	3 896 662,19	0,04121	1,219	Très étirée	X	X
6	623 595,97	3 896 279,72	0,1171	2,456	Très étirée	X	X
7	623 138,39	3 895 375,92	0,08005	2,542	Très étirée	X	X
8	625 168,31	3 895 700,08	0,02756	1,191	Très étirée	X	X
9	626 081,90	3 896 466,63	0,003258	0,2192	Sphérique	X	X
10	626 254,88	3 896 801,78	0,07710	1,523	Etirée	X	X
11	627 386,15	3 897 000,83	0,01603	0,5932	Etirée	X	X
12	627 790,76	3 896 625,00	0,09978	2,967	Très étirée	X	X
13	627 627,66	3 895 999,89	0,03642	1,530	Très étirée	X	X
14	628 339,99	3 895 547,68	0,04267	1,549	Très étirée	X	X
15	627 581,10	3 895 654,01	0,2501	4,802	Très étirée	X	X
16	626 489,48	3 895 097,09	0,05112	1,911	Très étirée	X	X
17	629 409,36	3 893 954,89	0,03757	0,7706	Sub-arrondie	X	X
18	627 849,05	3 893 782,11	0,03744	1,365	Très étirée	X	X
19	627 363,13	3 893 958,88	0,01048	0,6605	Très étirée	X	X
20	627 073,99	3 893 208,82	0,01197	0,4080	Sphérique	X	X
21	626 922,99	3 892 560,52	0,06750	1,631	Très étirée	X	X
22	623 902,49	3 893 861,95	0,04475	1,464	Elliptique	X	X
23	623 597,93	3 894 064,13	0,01762	0,6085	Elliptique	X	X
24	623 480,88	3 894 401,43	0,02182	0,5669	Sub-arrondie	X	X
25	622 762,55	3 894 122,52	0,08839	1,752	Etirée	X	X
26	620 469,95	3 893 135,31	0,05611	2,046	Très étirée	X	X
27	620 115,45	3 892 939,85	0,3385	4,621	Très étirée	X	
28	620 590,24	3 891 974,76	0,05443	1,534	Très étirée	X	
29	619 384,18	3 891 189,77	0,09547	2,379	Très étirée	X	
30	620 926,04	3 891 360,06	0,01889	0,7687	Très étirée	X	
31	620 626,51	3 891 187,92	0,05124	1,817	Très étirée	X	X
32	620 693,24	3 890 586,69	0,02221	0,7063	Elliptique	X	
33	620 013,45	3 890 303,65	0,01686	0,6946	Très étirée	X	
34	620 236,43	3 889 942,71	0,05793	1,278	Très étirée	X	

Tableau 11: Caractéristiques des affleurements permotriasiens dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Honaine, Traras septentrionaux).

Plus au Sud, dans les zones de Djebel Sidi Sofiane et Djebel Gorine (fig. 45), nous avons identifié douze (12) affleurements dont la majorité est formée à la fois de faciès volcaniques et sédimentaires. Ces affleurements liés à des accidents subméridiens et/ou à des directions NE-SW correspondent à des formes très étirées, étirées, sphériques, elliptiques et sub-arrondies. Ils montrent des superficies allant de 0,004623 km² jusqu'à 1,077 km² et des périmètres compris entre 0,2505 km et 10,44 km (tabl. 12).

Zone	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Dj. Sidi Sofiane	628 207,92	3 891 918,75	0,04256	1,261	Très étirée	X	X
//	628 609,97	3 891 380,74	0,1027	2,218	Très étirée	X	X
//	627 386,28	3 889 696,09	1,077	10,44	Très étirée	X	X
//	628 257,51	3 889 930,45	0,004623	0,2505	Sphérique	X	X
//	628 471,20	3 889 829,51	0,01263	0,4110	Sphérique	X	X
Dj. Gorine	626 108,08	3 888 104,26	0,1662	4,568	Très étirée	X	
//	627 422,69	3 888 526,78	0,06877	1,357	Elliptique	X	
//	627 964,71	3 888 552,61	0,008723	0,3509	Sphérique	X	X
//	628 000,78	3 888 264,99	0,04475	0,8772	Elliptique	X	X
//	628 446,42	3 888 501,3	0,2898	0,6960	Elliptique	X	X
//	628 977,50	3 888 693,32	0,01757	0,4963	Sphérique	X	X
//	628 648,69	3 888 281,80	0,01871	0,5124	Sphérique	X	X

Tableau 12: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Djebel Sidi Sofiane et Djebel Gorine, Traras septentrionaux).

Par ailleurs, dans les zones de Djebel Sekika et Amina Boudjellil (fig. 45), douze (12) affleurements constitués de faciès mixtes (volcano-sédimentaires) et un (1) faciès typiquement sédimentaire sont digitalisés. Leur forme prend généralement des allures très étirées, sphériques et faiblement elliptiques. Les superficies varient entre 0,007724 et 3,220 km² et les périmètres entre 0,3441 et 21,97 km (tabl. 13). Il est à noter que l'affleurement le plus important dans ledit secteur est situé dans la zone d'Amina Boudjellil, avec une superficie de 3,220 km² et un périmètre de l'ordre de 21,97 km.

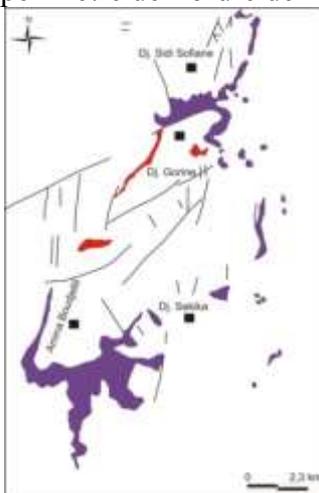


Figure 45: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteurs de Djebel Sofiane-Djebel Gorine, Amina Boudjellil-Sekkika).

Zone	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Dj. Sekika	629 513,30	3 887 496,49	0,009885	0,4646	Très étirée	X	X
//	629 549,55	3 887 165,85	0,007724	0,4004	Très étirée	X	X
//	629 015,62	3 886 755,88	0,1765	3,556	Très étirée	X	X
//	628 073,53	3 885 111,25	0,1050	1,475	Elliptique	X	X
//	628 998,70	3 885 084,09	0,008495	0,3441	Sphérique	X	X
//	629 142,99	3 884 996,25	0,01295	0,4387	Elliptique	X	X
//	629 045,33	3 884 928,90	0,01051	0,4847	Elliptique	X	X
//	629 502,78	3 883 625,32	0,03354	1,204	Très étirée	X	X
//	629 027,34	3 882 907,19	0,01163	0,4026	Sphérique	X	X
A. Boudjellil	625 088,43	3 882 864,76	3,220	21,97	Elliptique	X	X
//	626 530,98	3 884 427,87	0,05924	1,208	Très étirée	X	X
//	625 018,53	3 886 072,58	0,1279	1,885	Très étirée	X	

Tableau 13: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Djebel Sekika et Amina Boudjellil, Traras septentrionaux).

1.1.2. Secteur des Beni Abed

Il s'agit ici de deux (02) pointements digitalisés au Sud-Est de Sidna Youcha (fig. 46). Ces affleurements formés essentiellement d'argiles montrent une géométrie de forme elliptique en contact avec le Jurassique et le Miocène. Ils se caractérisent par des superficies et des périmètres ne dépassant pas les 0,08375 km² et 0,55478 km respectivement (tabl. 14).

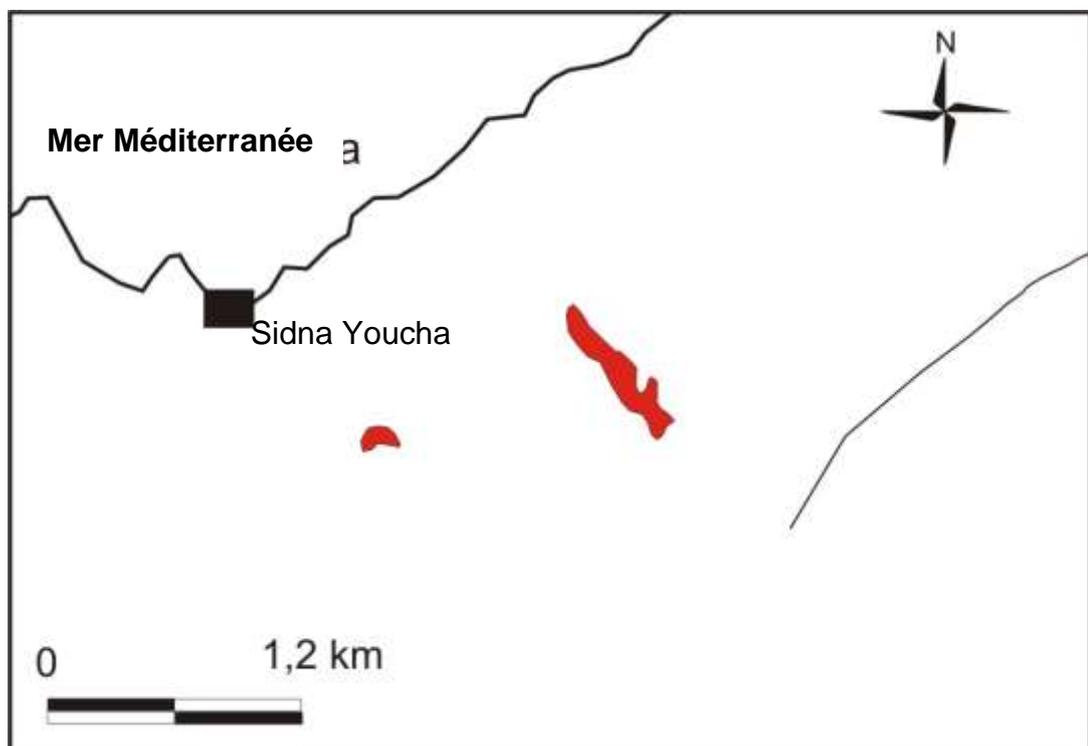


Figure 46: Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements dans le secteur de Sidna Youcha.

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
1	614 509,01	3 887 737,51	0,08375	1,881	Elliptique	X	
2	613 367,12	3 887 327,04	0,01237	0,55478	Elliptique	X	

Tableau 14: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Sidna Youcha, Traras septentrionaux).

1.1.3. Secteur des Beni Menir-Aïn Kebira

Le secteur de Beni Menir-Aïn Kebira regroupe quinze (15) affleurements rapportés au Permo-Trias. Dans la zone de Beni Menir, les deux affleurements digitalisés sont constitués de faciès sédimentaires (conglomérats de Beni Menir, de couleur lie de vin) (fig. 47a). C'est le plus grand affleurement dans toute la région des Traras, avec une superficie de 16,64 km² et un périmètre de l'ordre de 46,83 km (tabl. 15). L'affleurement de Beni Menir affecté par des failles de directions NE-SW montre une forme elliptique, très développée, allongée et en contact avec les terrains paléozoïques et jurassiques. Par contre, dans la zone d'Aïn Kebira, nous avons identifié treize (13) affleurement permo-triasiques dont deux (02) seulement sont constitués de faciès volcano-sédimentaires (fig. 47b). Les affleurements sont de formes elliptiques, très étirées, sub-arrondies et étirées. Leur superficie est répartie entre 0,006069 et 0,4910 km² et leur périmètre ne dépassent pas les 5,526 km (tabl. 15). Notons que plusieurs affleurements à faciès surtout sédimentaires sont en contact anormal sur le granite de Nedroma.

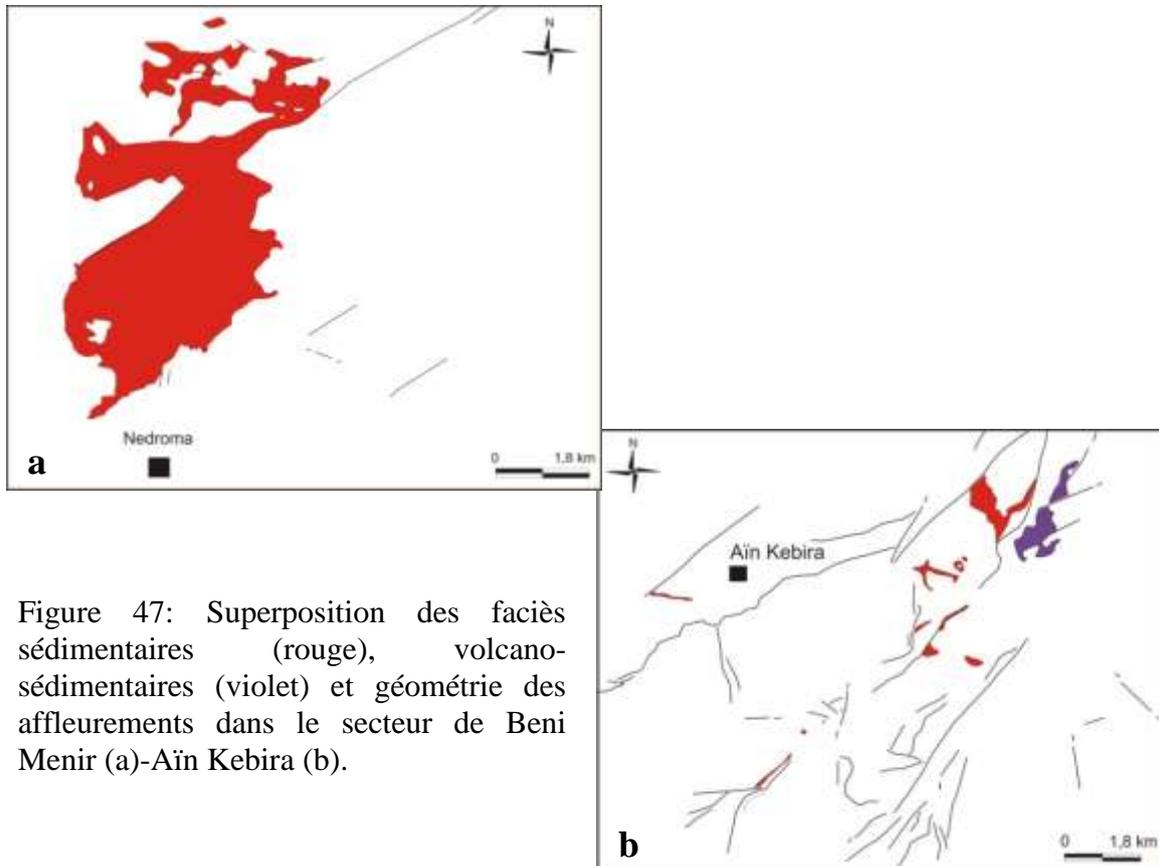


Figure 47: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Beni Menir (a)-Aïn Kebira (b).

Zone	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Beni Menir	615 034,42	3 880 635,58	16,64	46,83	Elliptique	X	
//	615 485,63	3 884 786,48	0,02411	0,7440	Elliptique	X	
Aïn Kebira	626 021,81	3 879 402,13	0,1544	2,441	Elliptique	X	X
//	625 557,57	3 878 350,75	0,4530	4,603	Elliptique	X	X
//	624 499,42	3 878 783,61	0,4910	5,526	Etirée	X	
//	624 149,57	3 877 773,48	0,006069	0,3018	Sphérique	X	
//	623 984,20	3 877 631,23	0,03704	1,016	Sphérique	X	
//	623 367,79	3 877 440,09	0,1023	3,070	Très étirée	X	
//	623 888,44	3 876 621,64	0,03752	1,718	Très étirée	X	
//	623 342,16	3 876 397,97	0,02233	1,003	Très étirée	X	
//	623 571,17	3 875 975,28	0,04296	0,9479	Elliptique	X	
//	624 436,65	3 875 791,97	0,04029	0,8788	Elliptique	X	
//	621 165,15	3 874 219,36	0,006790	0,3310	Sub-arrondie	X	
//	620 655,35	3 873 452,33	0,04240	2,132	Très étirée	X	
//	618 223,70	3 876 726,19	0,03567	1,797	Très étirée	X	

Tableau 15: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Menir-Aïn Kebira (Traras septentrionaux).

1.1.4. Secteur de Ghazaouet-Souahlia

Vingt-huit (28) affleurements permo-triasiques ont été digitalisés entre Ghazaouet et Souahlia (fig. 48). Il s'agit de vingt-quatre (24) affleurements à faciès volcano-sédimentaires et quatre (04) à faciès sédimentaires (marnes bariolées verdâtres et argiles peu gypsifères). Ce sont des affleurements caractérisés par des formes hétérogènes (sphériques, elliptiques, très étirées, étirées et sub-arrondies), avec des superficies allant de 0,003385 à 0,2357 km² et des périmètres compris entre 0,2229 et 2,898 km (tabl. 16).

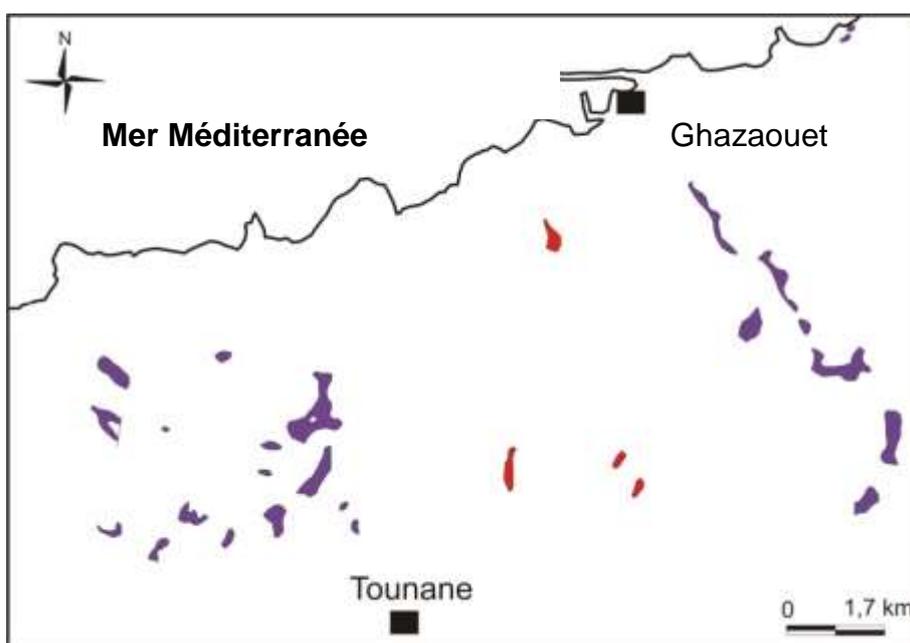


Figure 48: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Ghazaouet-Souahlia.

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
1	606 465,40	3 886 156,62	0,007449	0,3273	Sub-arrondie	X	X
2	606 396,85	3 886 024,88	0,006509	0,3518	Elliptique	X	X
3	604 835,06	3 883 654,04	0,07930	2,505	Très étirée	X	X
4	605 686,46	3 882 875,39	0,07880	2,113	Très étirée	X	X
5	605 367,76	3 882 312,21	0,07735	1,192	Elliptique	X	X
6	606 057,63	3 882 303,91	0,01834	0,5486	Elliptique	X	X
7	606 238,16	3 881 863,25	0,1438	2,627	Très étirée	X	X
8	607 235,41	3 880 964,14	0,1127	1,747	Très étirée	X	X
9	606 957,52	3 880 147,24	0,05995	1,077	Elliptique	X	X
10	602 788,36	3 883 290,34	0,04799	1,106	Elliptique	X	
11	603 781,97	3 880 482,79	0,01881	0,5843	Elliptique	X	
12	604 040,45	3 880 129,88	0,02091	0,6519	Elliptique	X	
13	602 402,30	3 880 277,43	0,04650	1,271	Très étirée	X	
14	599 884,06	3 880 925,44	0,2357	2,898	Etirée	X	X
15	600 003,10	3 880 102,57	0,1021	1,744	Très étirée	X	X
16	600 310,88	3 879 679,61	0,008186	0,3638	Elliptique	X	X
17	600 467,41	3 879 415,28	0,01341	0,5149	Elliptique	X	X
18	598 684,06	3 881 490,08	0,01936	0,5509	Sub-arrondie	X	X
19	599 352,11	3 880 404,21	0,01744	0,5888	Elliptique	X	X
20	599 278,23	3 880 056,16	0,009807	0,4642	Elliptique	X	X
21	599 429,08	3 879 437,39	0,06813	1,138	Elliptique	X	X
22	598 861,26	3 879 177,14	0,01954	0,6415	Elliptique	X	X
23	598 405,35	3 879 487,65	0,04809	1,267	Etirée	X	X
24	597 937,39	3 878 975,32	0,03135	0,9373	Elliptique	X	X
25	597 215,40	3 879 223,54	0,02212	0,9812	Très étirée	X	X
26	597 222,79	3 880 567,44	0,06261	1,547	Très étirée	X	X
27	597 991,88	3 880 530,96	0,003385	0,2229	Sphérique	X	X
28	597 300,42	3 881 221,55	0,08069	1,235	Elliptique	X	X

Tableau 16: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Ghazaouet-Souahlia (Traras septentrionaux).

1.1.5. Secteur de Djebel Ali Bensala

Dans ce secteur des Traras septentrionaux, dix sept (17) affleurements ont pu être digitalisés dont treize (13) correspondent à des faciès volcano-sédimentaires (e.g. dolérites)(fig. 49).

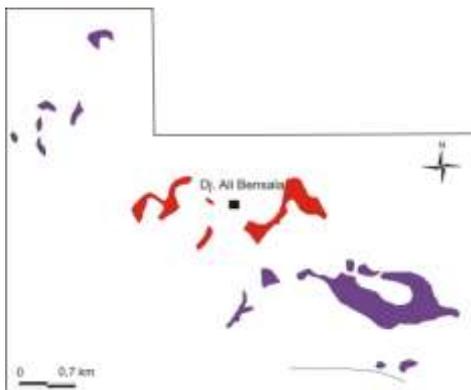


Figure 49: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Djebel Ali Bensala.

C'est des formes le plus souvent très étirées, étirées, sub-arrondies et elliptiques ayant des superficies allant de 0,004796 à 0,5905 km² et des périmètres compris entre 0,3216 et 5,984 km (tabl. 17).

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
1	597 298,91	3 876 877,43	0,02066	0,6383	Elliptique	X	X
2	596 943,46	3 876 874,70	0,007861	0,3482	Sub-arrondie	X	X
3	596 873,49	3 877 686,71	0,5905	5,984	Etirée	X	X
4	596 745,11	3 878 043,87	0,02341	0,7139	Elliptique	X	X
5	596 507,20	3 878 082,15	0,01231	0,4311	Sub-arrondie	X	X
6	595 529,06	3 877 868,98	0,03559	0,7913	Sub-arrondie	X	X
7	595 168,04	3 877 466,29	0,03316	1,385	Très étirée	X	X
8	595 671,43	3 878 708,67	0,2132	3,385	Très étirée	X	
9	594 674,60	3 878 325,27	0,02299	0,7883	Très étirée	X	
10	594 722,49	3 878 776,71	0,004796	0,3216	Etirée	X	
11	594 125,93	3 878 765,79	0,1178	2,855	Très étirée	X	
12	593 176,18	3 880 710,84	0,03814	1,026	Etirée	X	X
13	593 024,30	3 879 777,42	0,01929	0,7373	Etirée	X	X
14	592 652,95	3 879 896,78	0,02807	0,7777	Elliptique	X	X
15	592 509,91	3 879 635,06	0,008950	0,4247	Elliptique	X	X
16	592 577,22	3 879 369,16	0,01102	0,5609	Etirée	X	X
17	592 213,57	3 879 496,14	0,007607	0,3485	Sub-arrondie	X	X

Tableau 17: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Djebel Ali Bensala (Traras septentrionaux).

1.2. Dans les Traras méridionaux

D'après les travaux antérieurs les affleurements permo-triasiques des Traras méridionaux sont constitués lithologiquement par des faciès sédimentaires (brèches, grès, calcaires dolomitiques, pélites, argiles à gypse) et volcaniques représentés par des basaltes vacuolaires (GUARDIA, 1975; AMEUR, 1999).

Dans le secteur de Maaziz (Dj. Kebir, Dj. Msama, Oued Benserria, Kourkar, Tiouina, Bentouila et Bouokba (fig. 50), les affleurements se distinguent par des formes arrondies, sub-arrondies et très étirées. Ainsi, les superficies sont réparties entre 0,03265 et 0,2849 km² et les périmètres entre 0,8059 et 3,202 km (tabl. 18).

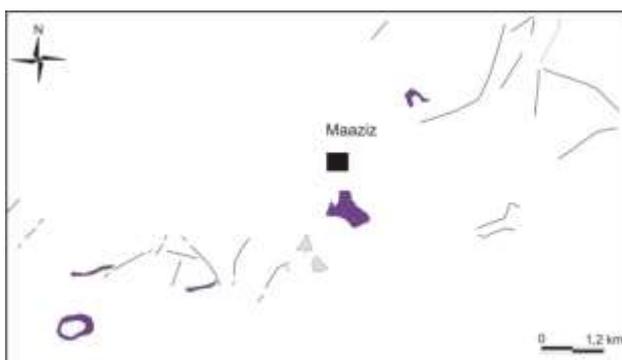


Figure 50: Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements dans le secteur de Maaziz

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
1	609 044,36	3 865 203,12	0,03803	1,292	Très étirée	X	X	
2	608 144,13	3 863 449,36	0,1929	2,118	Sub-arrondie	X	X	
3	607 466,14	3 862 889,50	0,03265	0,9002	Etirée	X	X	X
4	607 736,50	3 862 573,68	0,03648	0,8059	Sub-arrondie	X	X	X
5	605 830,28	3 862 124,56	0,01923	1,063	Très étirée	X	X	
6	604 065,33	3 862 263,14	0,03295	1,485	Très étirée	X	X	
7	603 578,12	3 861 391,00	0,2849	3,202	Sub-arrondie	X	X	

Tableau 18: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Maaziz (Traras méridionaux).

1.3. Dans la région de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi

1.3.1. Secteur M'Sirda Fouaga

Dans ce vaste secteur de M'Sirda Fouaga, trente deux (32) affleurements permo-triasiques ont été digitalisés (fig. 51). Dix neuf (19) affleurements sont constitués de faciès volcano-sédimentaires (dolérites à texture grenue) et le reste sont des faciès typiquement sédimentaires (argiles rouges, dolomies et cargneules). Avec des formes, elliptiques, sub-arrondies, étirées et très étirées, l'ensemble des affleurements se caractérise par des superficies qui varient entre 0,005298 et 0,6507 km² et des géométries comprises entre 0,3198 et 5,208 km (tabl. 19).

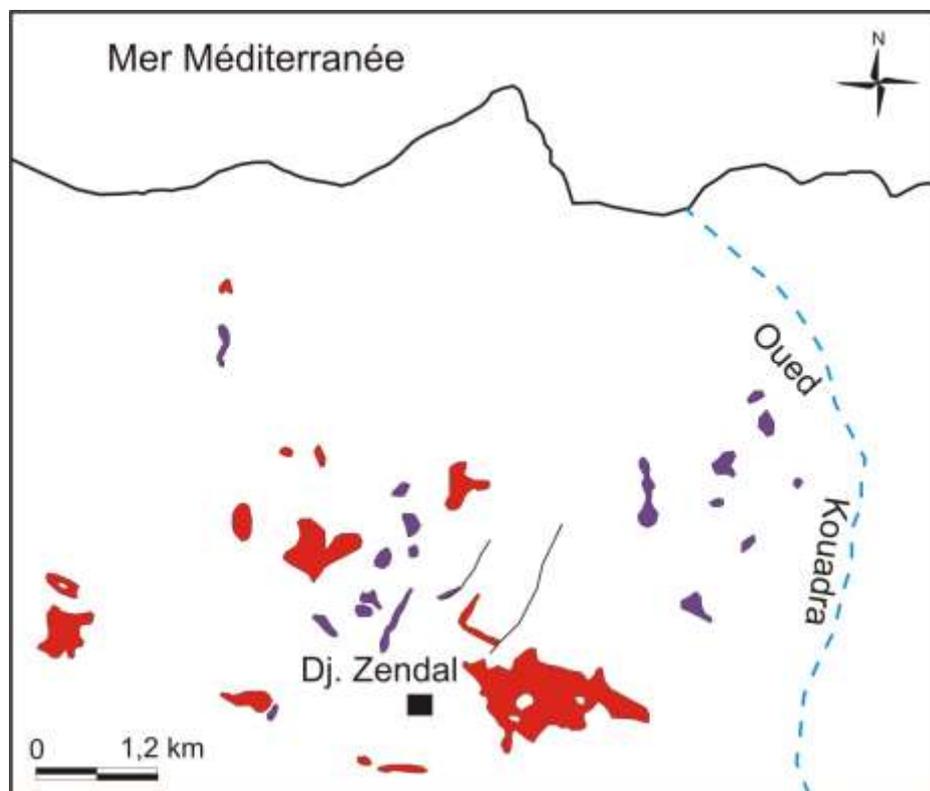


Figure 51: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de M'Sirda Fouaga.

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
1	591 317,34	3 879 672,24	0,009535	0,4341	Elliptique	X	X
2	591 417,79	3 879 450,42	0,02211	0,6132	Elliptique	X	X
3	591 722,19	3 878 935,29	0,006333	0,3140	Sub-arrondie	X	X
4	591 059,01	3 879 070,05	0,03031	0,7679	Sub-arrondie	X	X
5	591 007,18	3 878 727,44	0,007045	0,3292	Elliptique	X	X
6	591 302,50	3 878 375,93	0,009456	0,4596	Elliptique	X	X
7	590 874,23	3 877 799,74	0,03192	0,8492	Etirée	X	X
8	590 410,66	3 878 785,99	0,05458	1,487	Très étirée	X	X
9	588 838,40	3 878 740,00	0,07205	1,475	Etirée	X	
10	588 695,81	3 877 797,75	0,008008	0,5314	Très étirée	X	X
11	588 849,82	3 877 582,21	0,03475	1,431	Très étirée	X	
12	589 677,98	3 876 890,05	0,6507	5,208	Elliptique	X	
13	588 233,25	3 878 674,70	0,01442	0,4936	Elliptique	X	X
14	588 344,15	3 878 390,08	0,02081	0,6134	Elliptique	X	X
15	588 374,63	3 878 141,67	0,006702	0,3254	Sub-arrondie	X	X
16	588 112,21	3 878 077,89	0,01809	0,5168	Sub-arrondie	X	X
17	588 253,24	3 877 525,94	0,03159	1,355	Très étirée	X	X
18	588 028,72	3 877 707,98	0,01563	0,6425	Etirée	X	X
19	587 965,51	3 877 596,00	0,01358	0,4489	Elliptique	X	X
20	587 620,45	3 877 438,82	0,01939	0,6746	Etirée	X	X
21	587 514,99	3 878 935,60	0,01084	0,4439	Elliptique	X	
22	587 225,01	3 878 948,90	0,006381	0,3198	Elliptique	X	
23	587 577,27	3 878 112,51	0,1790	2,237	Etirée	X	
24	586 864,65	3 878 311,70	0,04312	0,8402	Elliptique	X	
25	587 209,01	3 876 667,10	0,006622	0,3732	Très étirée	X	X
26	586 964,21	3 876 746,48	0,05006	1,117	Elliptique	X	
27	585 360,53	3 877 256,07	0,1241	1,842	Etirée	X	
28	585 250,44	3 877 663,47	0,03092	1,205	Elliptique	X	
29	588 029,15	3 876 277,29	0,005298	0,3553	Très étirée	X	
30	588 376,55	3 876 237,75	0,02060	0,9308	Très étirée	X	
31	586 622,25	3 879 853,18	0,02085	0,9204	Elliptique	X	X
32	586 618,96	3 880 381,12	0,009281	0,4397	Elliptique	X	

Tableau 19: Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de M'Sirda Fouaga.

1.3.2. Secteur Marsat Ben M'Hidi

Vers l'Ouest, à la frontière algéro-marocaine, le secteur de Marsat Ben M'Hidi est connu à la fois par la présence de plusieurs affleurements basaltiques attribués au Miocène et par seulement de trois (03) affleurements triasiques de formes étirées et sub-arrondie. Ces derniers sont constitués d'argiles rouges et des dolomies sombres avec cargneules dans lesquelles sont emballés des blocs exotiques représentés par des calcaires (fig. 52). La superficie des affleurements est comprise entre 0,02811 et 0,04470 km² tandis que le périmètre varie entre 0,8611 et 1,057 km (tabl. 20).

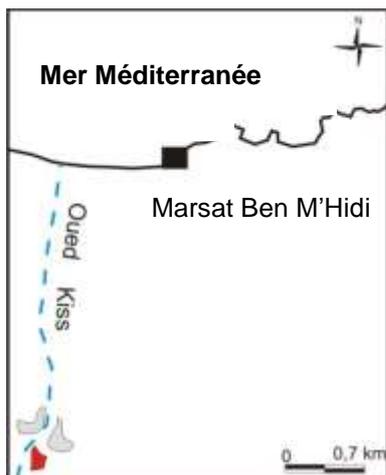


Figure 52: Superposition des faciès sédimentaires (rouge), blocs exotiques (gris) et géométrie des affleurements dans le secteur de Marsat Ben M'Hidi.

N°	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès		
	X (m)	Y (m)				S	V	E
1	571 603,58	3 879 669,64	0,04044	1,049	Etirée	X		X
2	571 831,61	3 879 529,10	0,04470	1,057	Etirée	X		X
3	571 610,12	3 879 269,12	0,02811	0,8611	Sub-arrondie	X		

Tableau 20: Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Marsat Ben M'Hidi.

C. Monts de Tlemcen (s.l.)

Dans les Monts de Tlemcen au *sens large*, les affleurements triasiques sont souvent localisés le long des accidents tectoniques. Leur nombre par rapport aux Monts des Traras reste très réduit. Du Nord vers le Sud, nous avons digitalisé plusieurs affleurements situés dans les secteurs: Aïn Tellout (avec un affleurement), Beni Bahdel (avec trois affleurements), Djebel el Arbi (avec un affleurement) et enfin Sidi Yahia Ben Sefia (avec trois affleurements)(fig. 53).

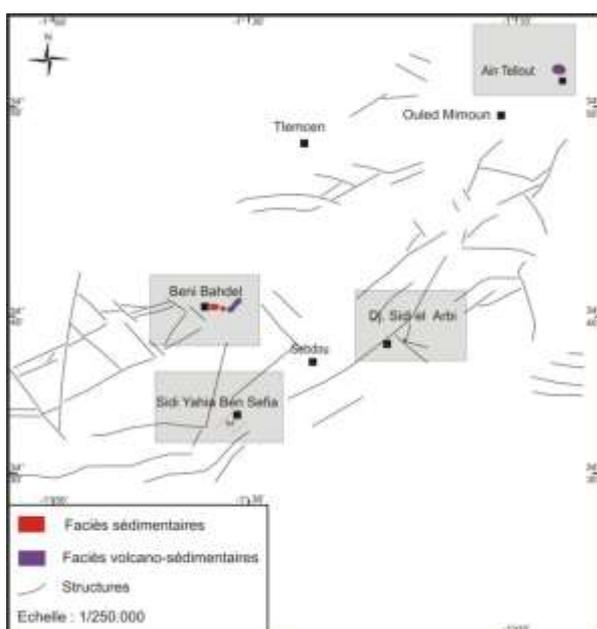


Figure 53: Répartition des affleurements triasiques dans les Monts de Tlemcen (s.l.).

Par ailleurs, les faciès formant ces affleurements sont constitués essentiellement des argiles violacées et verdâtres à évaporites associées parfois à des roches volcaniques vertes, de texture doléritique. Dans les secteurs d'Aïn Tellout, Beni Bahdel et Koudiat el Mellah, les roches volcaniques admettent des intercalations de bancs carbonatés.

1. Description des affleurements

1.1. Secteur d'Aïn Tellout

L'affleurement triasique d'Aïn Tellout correspond à un complexe volcano-sédimentaire. Il est formé d'argiles à gypse et de roches volcaniques (dolérites vertes) à intercalations de bancs carbonatés (fig. 54). Cet affleurement en contact avec des terrains d'âges jurassiques, miocènes et quaternaires est le plus large dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*). Il présente une forme sphérique avec une surface de 5,267 km² et une superficie allant jusqu'à 10,768 km (tabl. 21).

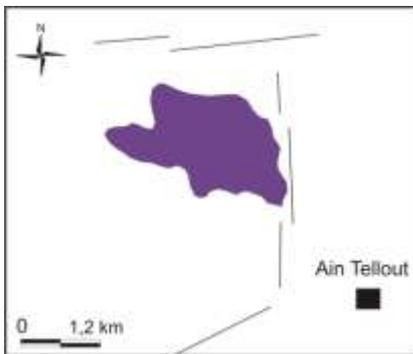


Figure 54: Trias d'Aïn Tellout (nature et géométrie de l'affleurement).

1.2. Secteur de Beni Bahdel

Dans ce secteur, nous avons digitalisé trois (3) affleurements triasiques avec un seul faciès volcaniques (dolérites de Koudiat el Mellah) (fig. 55). La géométrie des affleurements est caractérisée surtout par une forme elliptique avec des surfaces allant de 0,2268 à 1,079 km² et des périmètres entre 1,836 et 4,791 km (tabl. 21).

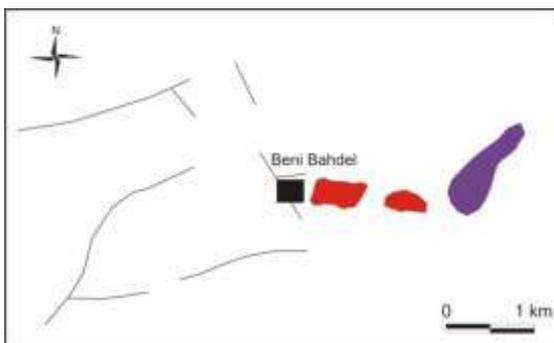


Figure 55: Superposition des faciès sédimentaires (violet), volcaniques (rouge), structures et géométrie des affleurements (secteur de Beni Bahdel).

1.3. Secteur de Djebel el Arbi

A l'Est de Sebdou, Djebel el Arbi correspond à un seul affleurement triasique à faciès sédimentaire (Argiles gypsifères)(fig. 56). De forme sub-arrondie, l'affleurement se distingue par une surface et un périmètre de l'ordre de 0,1093 km² et 1,383 km respectivement (tabl. 21).

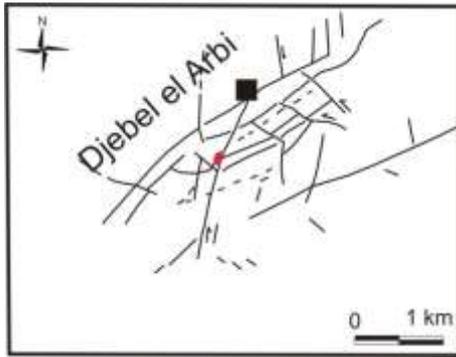


Figure 56: Trias de Djebel el Arbi (nature, structure et géométrie de l'affleurement).

1.4. Secteur de Sidi Yahia Ben Sefia

Dans cette partie des Monts de Tlemcen, le secteur de Sidi Yahia Ben Sefia se caractérise par la présence de trois (3) affleurements triasiques à faciès sédimentaires (argiles gypsifères)(fig. 57, tabl. 21). Il s'agit des affleurements de forme très étirée (surface = 0,3974 km², périmètre = 2,995 km), elliptique (surface = 0,2411 km², périmètre = 1,970 km) et sphérique (surface = 0,1458 km², périmètre = 1,002 km).

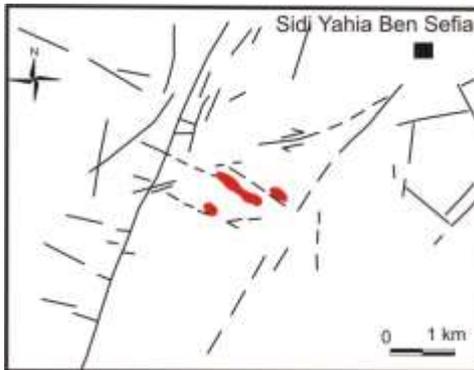


Figure 57: Superposition des faciès sédimentaires, structures et géométrie des affleurements (secteur de Sidi Yahia Ben Sefia).

Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Ain Tellout	684963,51	3869248,41	5,267	10,768	Sphérique	X	X
Beni Bahdel	639628,59	3840247,21	0,2268	1,836	Elliptique	X	X
//	641642,14	3838398,27	1,079	4,791	Elliptique	X	
//	642936,41	3840297,91	0,3622	2,489	Elliptique	X	
Djebel el Arbi	662918,73	3838749,57	0,1093	1,383	Sub arrondie	X	
Sidi Yahia Ben Sefia	639855,93	3825213,64	0,3974	2,995	Très étirée	X	
//	639371,70	3825206,34	0,2411	1,970	Elliptique	X	
//	639218,78	3825204,04	0,1458	1,002	Sphérique	X	

Tableau 21: Caractéristiques des affleurements triasiques dans les Monts de Tlemcen (s.l.).

D. Monts de Sidi El Abed

Dans cette région des Hautes Plaines oranaises, les principaux affleurements triasiques digitalisés sont ceux de Bir Mellaha, M'kam Sidi Abdelkader, Hassi Sidi M'hamed et El Baaj (fig. 58, tabl. 22). Sur le plan faciologique, ces affleurements sont constitués principalement d'argiles violacées verdâtres, riches en gypse, halite et en quartz. Au niveau de M'kam Sidi

Abdelkader, le Trias est formé de coulées doléritiques, avec des intercalations de bancs carbonatés.

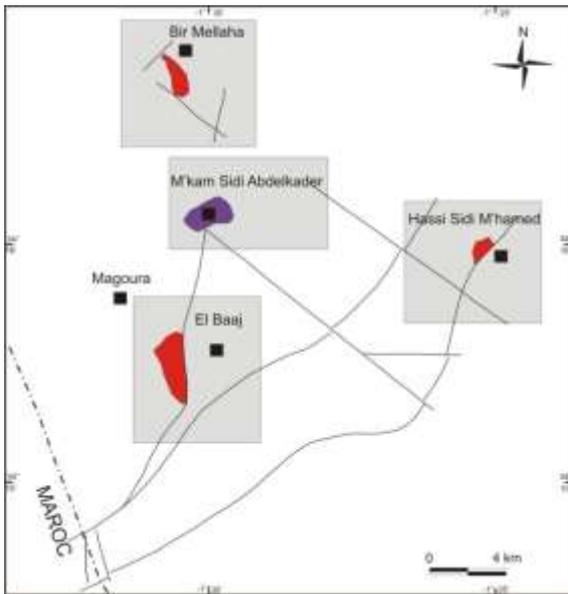


Figure 58: Répartition spatiale des affleurements triasiques dans les Monts de Sidi El Abed.

1. Description des affleurements

1.1. Secteur de Bir Mellaha

Situé au Nord de Djebel Sidi El Abed, l'affleurement triasique de Bir Mellaha est formé de faciès sédimentaires (Argiles violacées gypsifères). C'est un affleurement de forme elliptique présentant une surface de l'ordre de $2,927 \text{ km}^2$ et un périmètre d'environ $7,42 \text{ km}$. Il est en contact avec les terrains continentaux cénozoïques et quaternaires.

1.2. Secteur de M'kam Sidi Abdelkader

Dans ce secteur, l'affleurement volcano-sédimentaire localisé au niveau du Marabout de M'kam Sidi Abdelkader est formé d'argiles à évaporites et à cristaux de quartz, avec la présence de deux coulées volcaniques doléritiques admettant des bancs de calcaires. Cet affleurement de forme sphérique, en contact avec les dépôts cénozoïques et quaternaires se caractérise par une surface de l'ordre de $3,57 \text{ km}^2$ et un périmètre ne dépassant pas les $7,70 \text{ km}$.

1.3. Secteur de Hassi Sidi M'hamed

L'affleurement triasique du secteur de Hassi Sidi M'hamed est de forme elliptique. Il est constitué uniquement de faciès sédimentaires (Argiles violacées gypsifères). Il s'agit d'un affleurement en contact anormal avec les terrains du Jurassique inférieur et qui se caractérise par une surface de $1,069 \text{ km}^2$ et un périmètre de l'ordre de $4,591 \text{ km}$.

1.4. Secteur d'El Baaj

Au niveau de ce secteur, nous avons relevé les mêmes caractéristiques faciologiques et géométriques que l'affleurement précédent de Hassi Sidi M'hamed. Cet affleurement se distingue par une surface de $2,8 \text{ km}^2$ et un périmètre de $8,94 \text{ km}$.

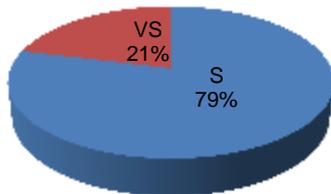
Secteur	Coordonnées géographiques		Surface (km ²)	Périmètre (km)	Forme	Faciès	
	X (m)	Y (m)				S	V
Bir Mellaha	629 629,27	3 801 864,01	2,927	7,421	Elliptique	X	
M'kam Sidi Abdelkader	646 554,70	3 795 012,12	3,574	7,701	Sphérique	X	X
Hassi Sidi M'hamed	629 110,83	3 791 484,01	1,069	4,591	Elliptique	X	
El Baaj	629 110,83	3 785 589,22	2,801	8,948	Elliptique	X	

Tableau 22: Caractéristiques des affleurements triasiques dans les Monts de Sidi El Abed.

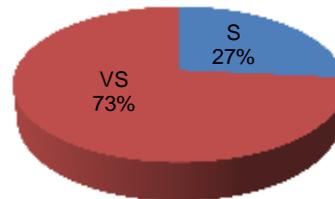
IV. CONCLUSION

L'élaboration d'une base de données intégrée dans un Système d'Information Géographique (SIG) pour les régions considérées a permis de digitaliser 268 affleurements permo-triasiques et triasiques répartis comme suit: 94 dans les unités telliennes, 127 dans les Monts des Traras, 35 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi, 8 dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*) et 4 dans les Monts de Sidi El Abed. Ces affleurements dont 135 (soit 51%) sont formés de faciès volcano-sédimentaires sont localisés le plus souvent le long des accidents (fig. 59).

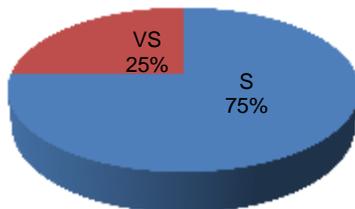
Unités telliennes



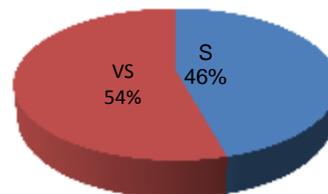
Monts des Traras



Monts de Tlemcen (*s.l.*)



M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi



Monts de Sidi El Abed

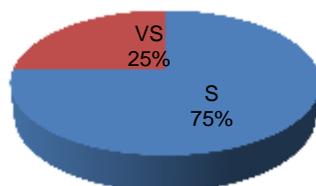
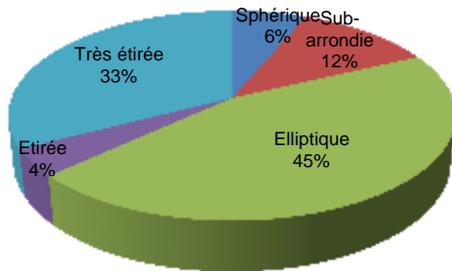


Figure 59: Pourcentages des affleurements sédimentaires et volcano-sédimentaires.

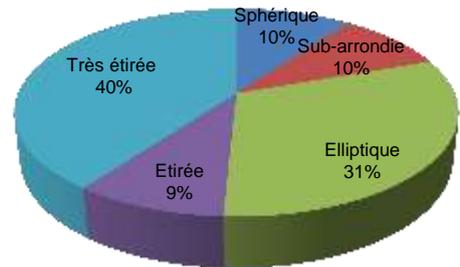
V : Faciès sédimentaires, VS : Faciès volcano-sédimentaires.

Par ailleurs, la géométrie bi-dimensionnelle des affleurements triasiques et permotriasiques à faciès sédimentaires montre fort bien la prédominance des formes elliptiques (104) et très étirées (90) par rapport aux formes sub-arrondies (29), étirées (23) et sphériques (22)(fig. 60). Par contre, les affleurements à faciès volcano-sédimentaires sont caractérisés par la prédominance des formes géométrique très étirées (45) et elliptiques (44). Les autres formes sont sub-arrondies (17), étirées (15) et sphériques (14)(fig. 61).

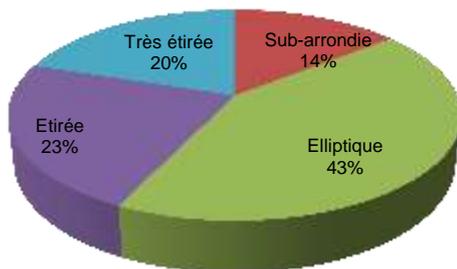
Unités telliennes



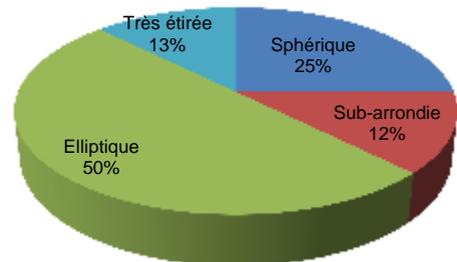
Monts des Traras



M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi



Monts de Tlemcen (s.l.)



Monts de Sidi El Abed

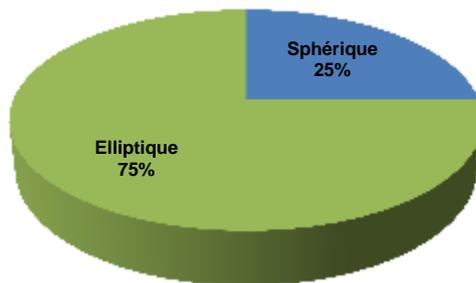


Figure 60: Pourcentages des formes géométriques des affleurements à faciès sédimentaires.

Selon les régions considérées dans cette étude, nous remarquons que:

-les unités telliennes se distinguent par l'abondance des formes elliptiques (45%), étirées et très étirées (37%) par rapport aux formes sphériques et sub-arrondies (18%).

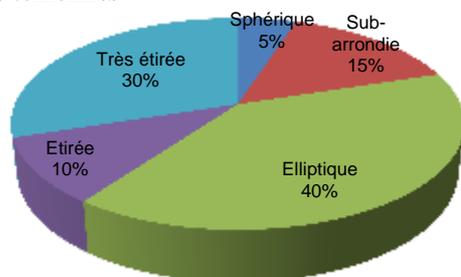
-les Monts des Traras et les régions voisines, c'est plutôt les formes étirées et très étirées (46%) et elliptiques (37%) qui prédomine sur les formes sphériques et sub-arrondies (17%)(fig. 62).

-les Monts de Tlemcen (*s.l.*) sont caractérisés par l'abondance des formes elliptiques (50%) par rapport aux formes sphériques et sub-arrondies (37%) et étirées et très étirées (13%) (fig. 62).

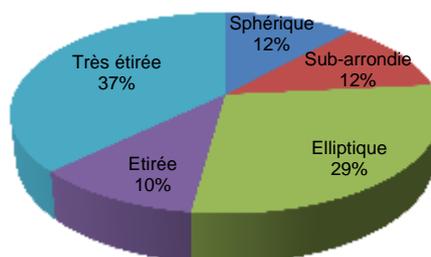
-la région de Sidi El Abed est constituée d'une large dominance des formes elliptiques (75%) par rapport aux formes sphériques et sub-arrondies (25%) (fig. 62).

Notons que les affleurements elliptiques, étirées et très étirées dans les unités telliennes montrent fort bien la prédominance des directions NE-SW et NNE-SSW par rapport aux directions NW-SE et E-W. Par contre, dans les Monts des Traras et les régions voisines les formes ont plutôt des orientations NE-SW et légèrement NW-SE, E-W et N-S. Pour les Monts de Tlemcen, les affleurements sont plutôt de directions NE-SW et NW-SE. Enfin, dans les Monts de Sidi El Abed, les affleurements présentent des directions NE-SW et N-S.

Unités telliennes



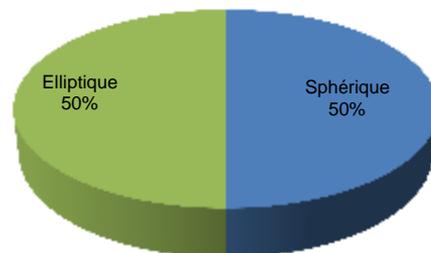
Monts des Traras



M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi



Monts de Tlemcen (*s.l.*)



Monts de Sidi El Abed

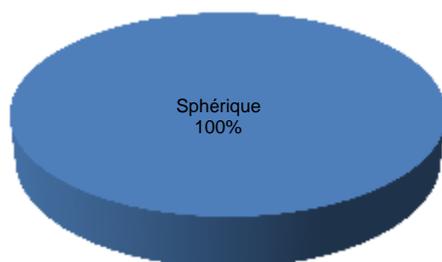


Figure 61: Pourcentages des formes géométriques des affleurements à faciès volcano-sédimentaires.

En somme, il faut souligner que les blocs exotiques (schiste, gneiss, calcaires cristallisés) ont été observés uniquement dans les affleurements permo-triasiques et triasiques des unités telliennes et des Monts des Traras et les régions voisines.

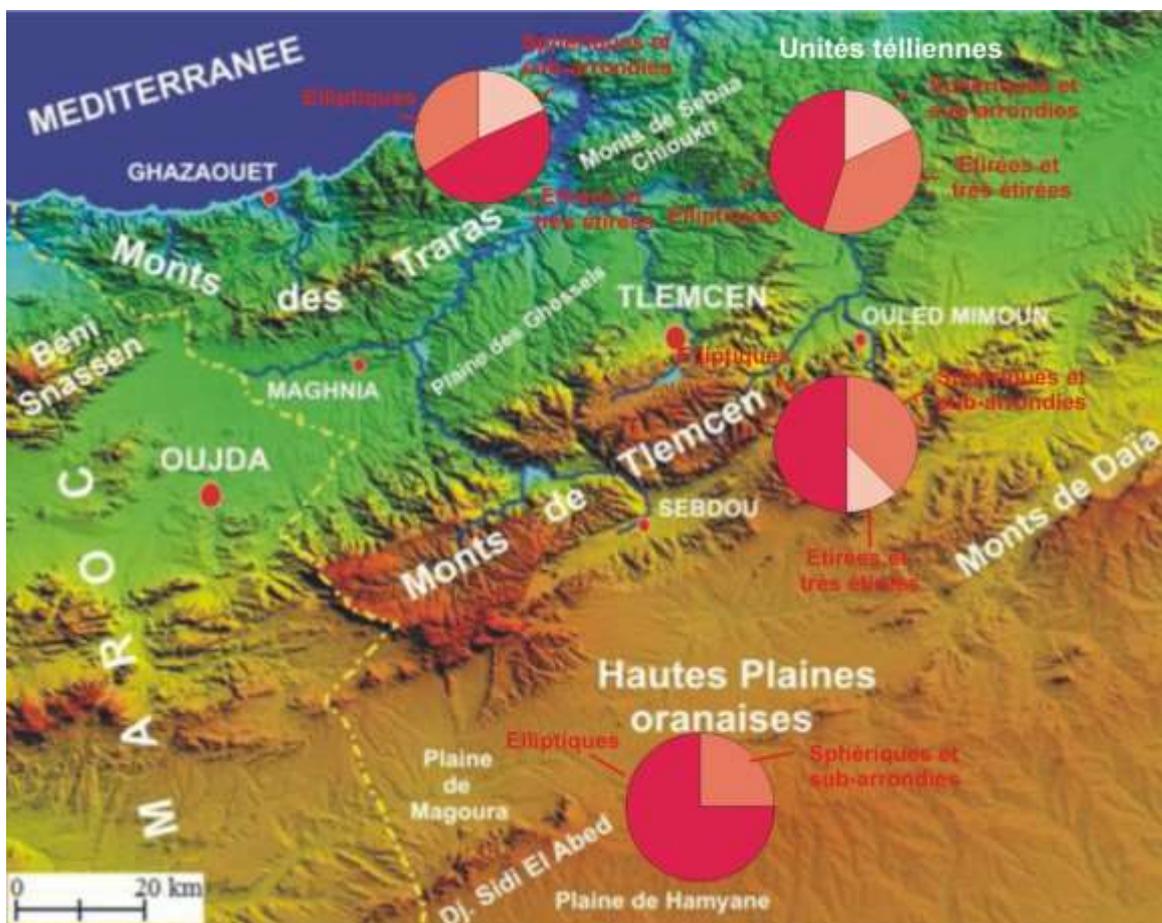


Figure 62: Répartition des formes géométriques des différents affleurements permo-triasiques et triasiques dans les régions considérées.

Chapitre 4 : **CARTOGRAPHIE AEROMAGNETIQUE**

Chapitre 4 : **CARTOGRAPHIE AEROMAGNETIQUE**

I. INTRODUCTION

Dans le but de contribuer à l'étude de la structure profonde des complexes triasiques des quelques régions de l'Oranie (Monts des Traras, Monts de Tlemcen et Monts de Sidi El Abed), nous avons utilisé pour la première fois au Nord de l'Algérie, la technique de susceptibilité magnétique à partir des données aéroportées. Cette technique permet d'améliorer les reconnaissances sur les types d'accidents et sur la structure géométrique et la nature lithologique des pointements en surface et en subsurface, par l'interprétation de la carte d'anomalie magnétique résiduelle et les cartes mathématiquement transformées.

II. RESULTATS ET DISCUSSION

A. Monts des Traras

Dans cette première région de l'Oranie, et en plus de l'interprétation qualitative des différentes anomalies magnétiques, nous allons proposer un modèle structural pour les Monts des Traras afin de bien montrer l'existence des linéaments profonds dont certains se prolongent en offshore. Ces linéaments indiquent également l'existence d'une parfaite relation entre la répartition des dépôts triasiques et la tectonique locale et/ou régionale.

1. Anomalie magnétique

La carte de l'anomalie magnétique (fig. 63) est tracée à partir d'une grille régulière de 50 km x 50 km (avec un espacement de 250 m) en utilisant la méthode d'interpolation (Minimum de Curvature). Elle présente des valeurs d'anomalies allant de -22,92 à + 43,42 nT. Ainsi, on observe sur l'ensemble de la carte d'importantes anomalies, de formes, de tailles et d'orientation différentes de très forte intensité (fig. 63). Les anomalies positives sont situées à l'Ouest et à l'Est de la région d'étude (> 30 nT), alors que la partie médiane correspond à des anomalies positives faibles (couleur verte « vallée de Nedroma », avec une orientation NS et plus 10 km de longueur d'onde. Les anomalies positives (violet et rouge sur la figure) de forme relativement circulaire sont généralement des anomalies avec un allongement globale E-W ou N-S. Elles correspondent à des roches volcaniques basaltiques du Quaternaire ou du Miocène (à l'Ouest de Ghazaouet- Nedroma et au Sud de la région). A l'Est de Honaine, les anomalies les plus importantes correspondent à des roches métamorphiques et volcano-sédimentaires du Paléozoïque. Les anomalies négatives d'intensité 40 nT indiquent des zones à réponses faibles et qui sont situées au Sud de Ghazaouet et de Nedroma. Ce sont des zones de formes allongées, correspondant à des formations géologiques du Mésozoïque (calcaires et marnes) et du Cénozoïque (marnes, grès et conglomérats). Pour les complexes permo-triasiques, nous distinguons la présence des faciès volcaniques associés à la couleur violet et rouge (triangles noirs) et des faciès typiquement détritiques associés à la couleur verte et bleue (triangles blancs)(fig. 63).

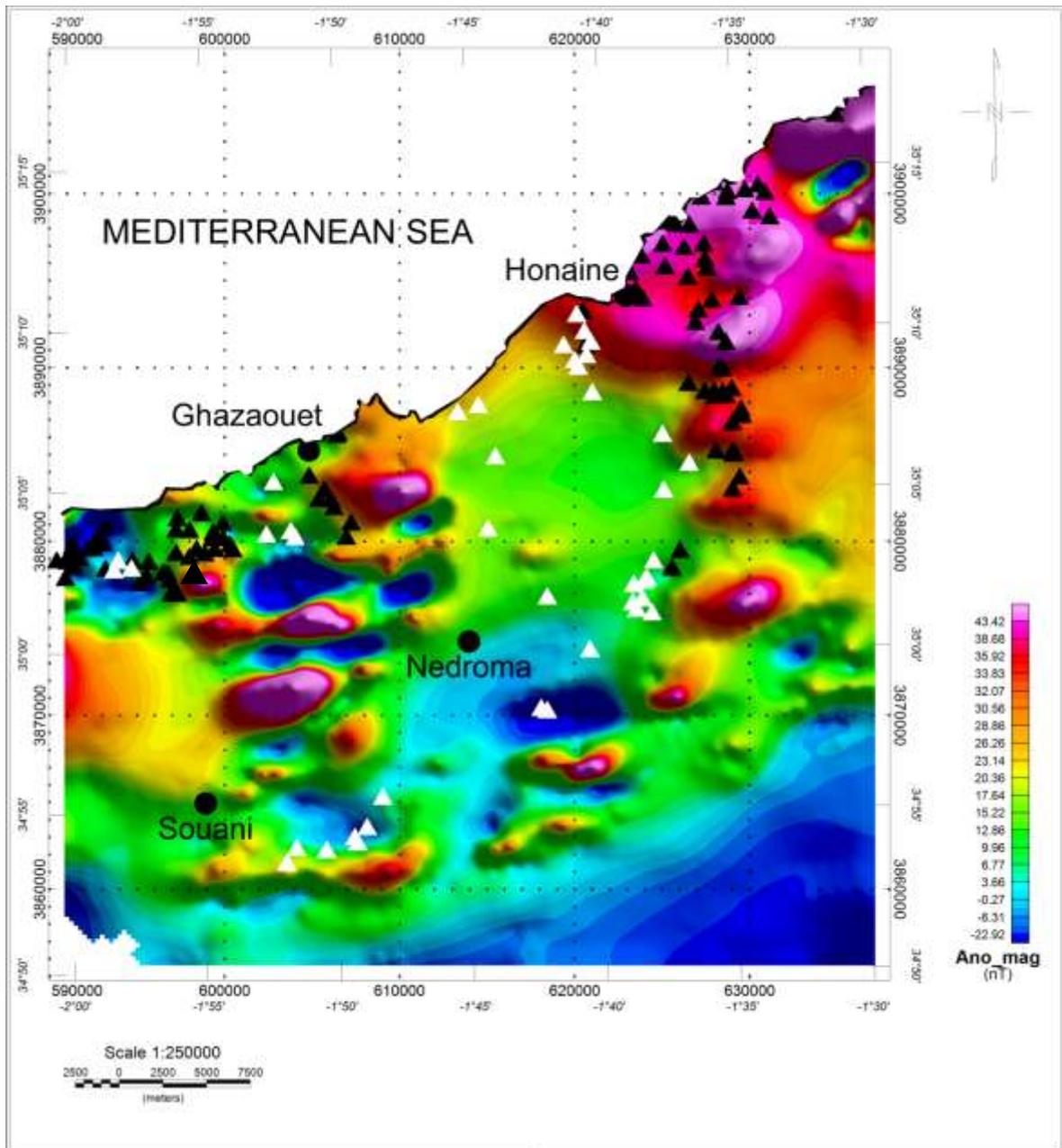


Figure 63: Carte de l'anomalie magnétique des Monts des Traras.

2. Réduction au pôle

L'application du filtre RTP (Reduce To the Pole) a pour objectif d'éliminer la distorsion des anomalies engendrée par l'inclinaison du champ magnétique terrestre (ROEST & *al.*, 1992; SANCHEZ & *al.*, 2014). Le maximum des anomalies obtenues sont centrées sur les sources magnétiques (BARANOV, 1957). Dans notre cas, le filtre est calculé en choisissant un point se situant au centre de la carte d'anomalie magnétique (nous avons choisi la longitude 1°45' Ouest et la latitude 35°00' Nord) ayant des valeurs d'inclinaison et de déclinaison tirées du modèle du champ normal de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) à une époque, correspondant à la période de l'acquisition (nous avons choisi la date du 01 Janvier 1973). Ce type de carte, nous permet de quantifier l'interprétation de la carte de l'anomalie magnétique résiduelle (e.g. analyse structurale). Elle sera également utilisée par la suite comme document de

base pour les différents traitements : le signal analytique, les dérivées horizontale et verticale, le prolongement vers le haut du RTP et la Déconvolution d'Euler. Dans le présent cas, la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle montre plusieurs anomalies positives (fig. 64), le plus souvent circulaires et qui correspondent à des structures du socle magnétique et des roches magnétiques du Permo-Trias. Ces anomalies sont concentrées principalement dans la région de Ghazaouet. Par contre, elles suivent une ligne presque droite N-S dans la région de Honaine (fig. 64). Les anomalies négatives sont concentrées surtout au Sud, dans la partie nord du bassin de Maghnia.

En général, la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle montre un léger décalage des anomalies vers le Nord avec l'apparition d'une série d'anomalies positives à l'Ouest de Ghazaouet.

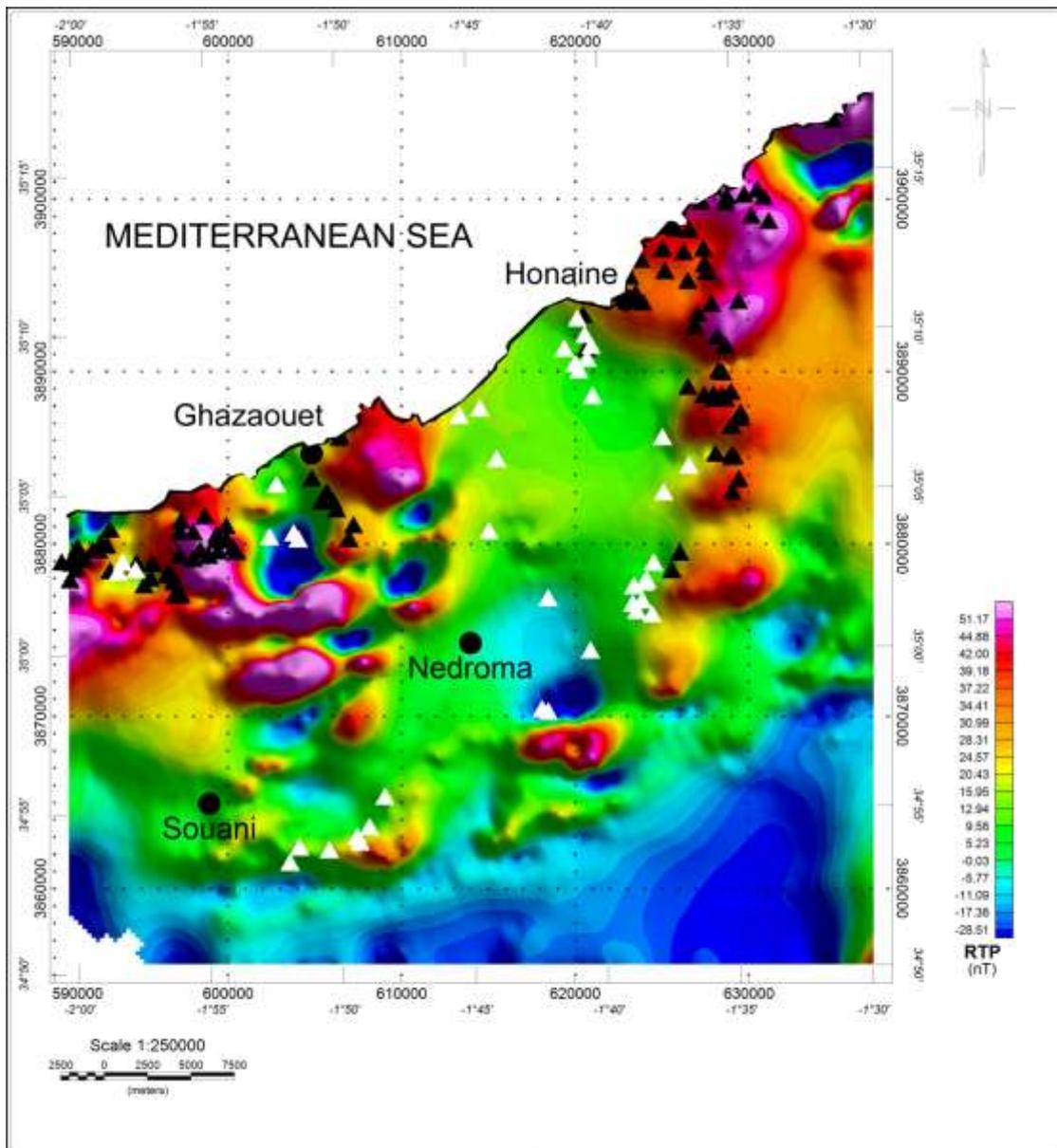


Figure 64: Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts des Traras.

3. Signal analytique

Le calcul du signal analytique sert à éliminer le mieux possible, la partie du signal liée à la direction du champ magnétique et de l'aimantation (MHIYAOUÏ & *al.*, 2016). Par exemple, en cas de forte rémanence, la localisation sur le plan horizontal de la source peut être obtenue plus facilement par le calcul du signal analytique de l'anomalie que par la double réduction au pôle (NABIGHIAN, 1972, 1984). Ainsi, la carte du signal analytique des Monts des Traras montre des valeurs maximales de l'énergie du signal bien enregistrées dans les foyers volcaniques (Quaternaire et Miocène), dans les roches métamorphiques et le long des accidents visibles à partir des dépôts représentant le complexe Permo-triasique (voir disposition des triangles)(fig. 65).

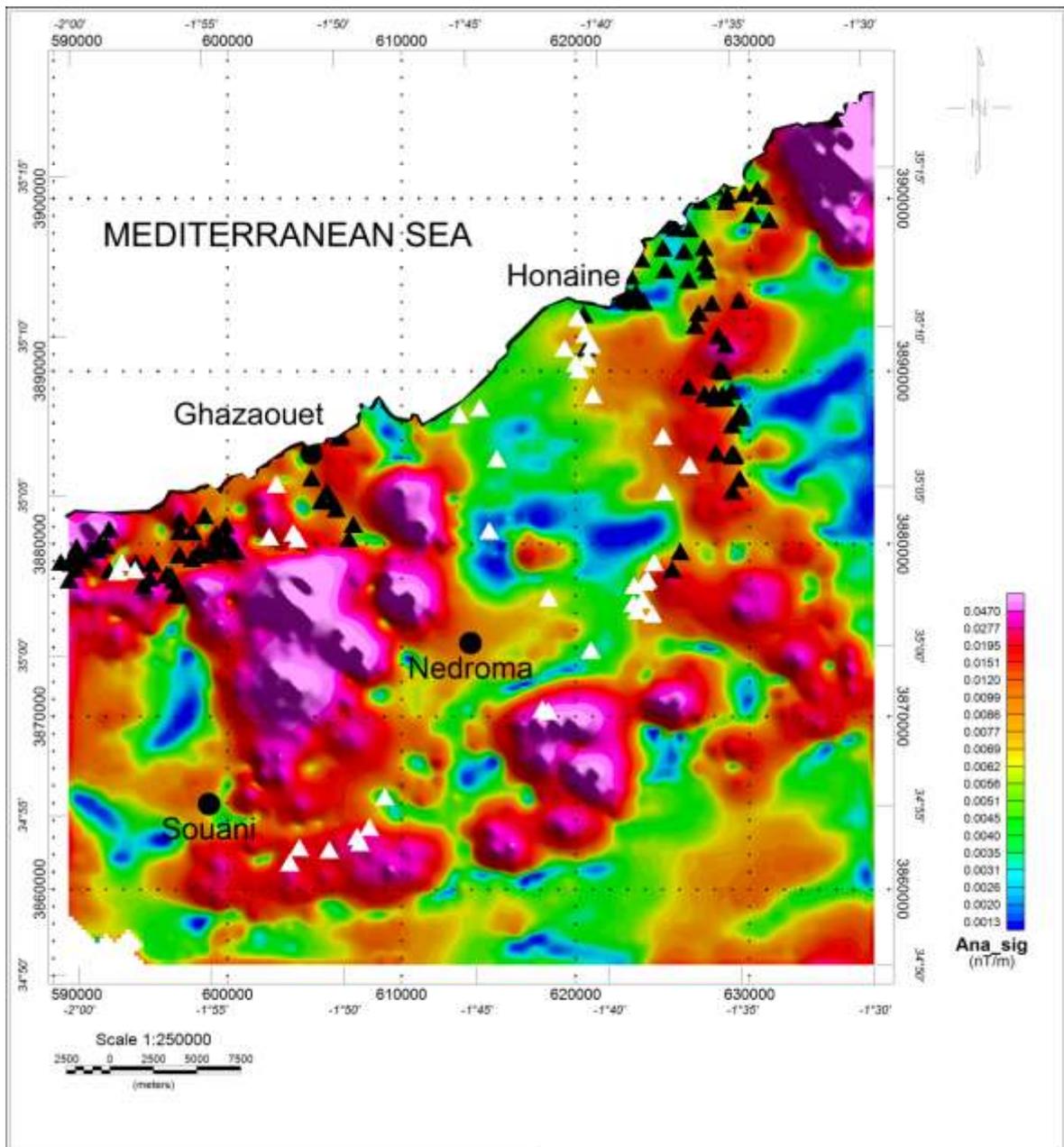


Figure 65: Carte du signal analytique des Monts des Traras.

4. Les dérivées

Le filtre de dérivée est souvent utilisé pour des interprétations qualitatives. Ainsi, les dérivées horizontales selon la direction (X et/ou Y) font ressortir les linéaments perpendiculaires au sens de la dérivation. Alors que, les dérivées verticales focalisent les sources superficielles (figs 66 et 67). Elles définissent ainsi l'emplacement des structures.

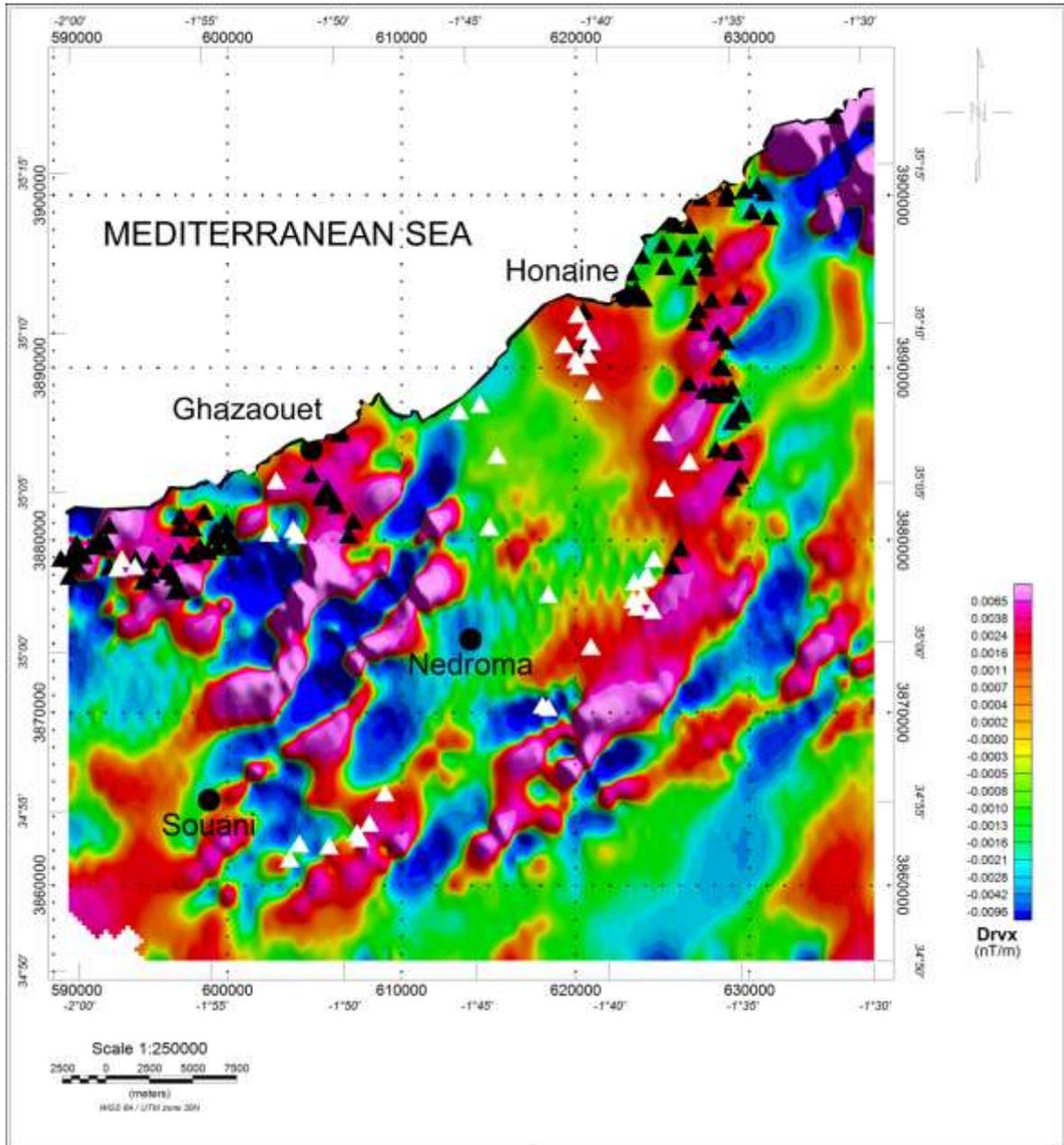


Figure 66- Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction X.

Dans notre cas, la carte de la dérivée verticale de l'anomalie magnétique montre des zones de différentes intensités magnétiques qui correspondent aux limites des corps géologiques et aux accidents et linéaments affectant les Monts des Traras.

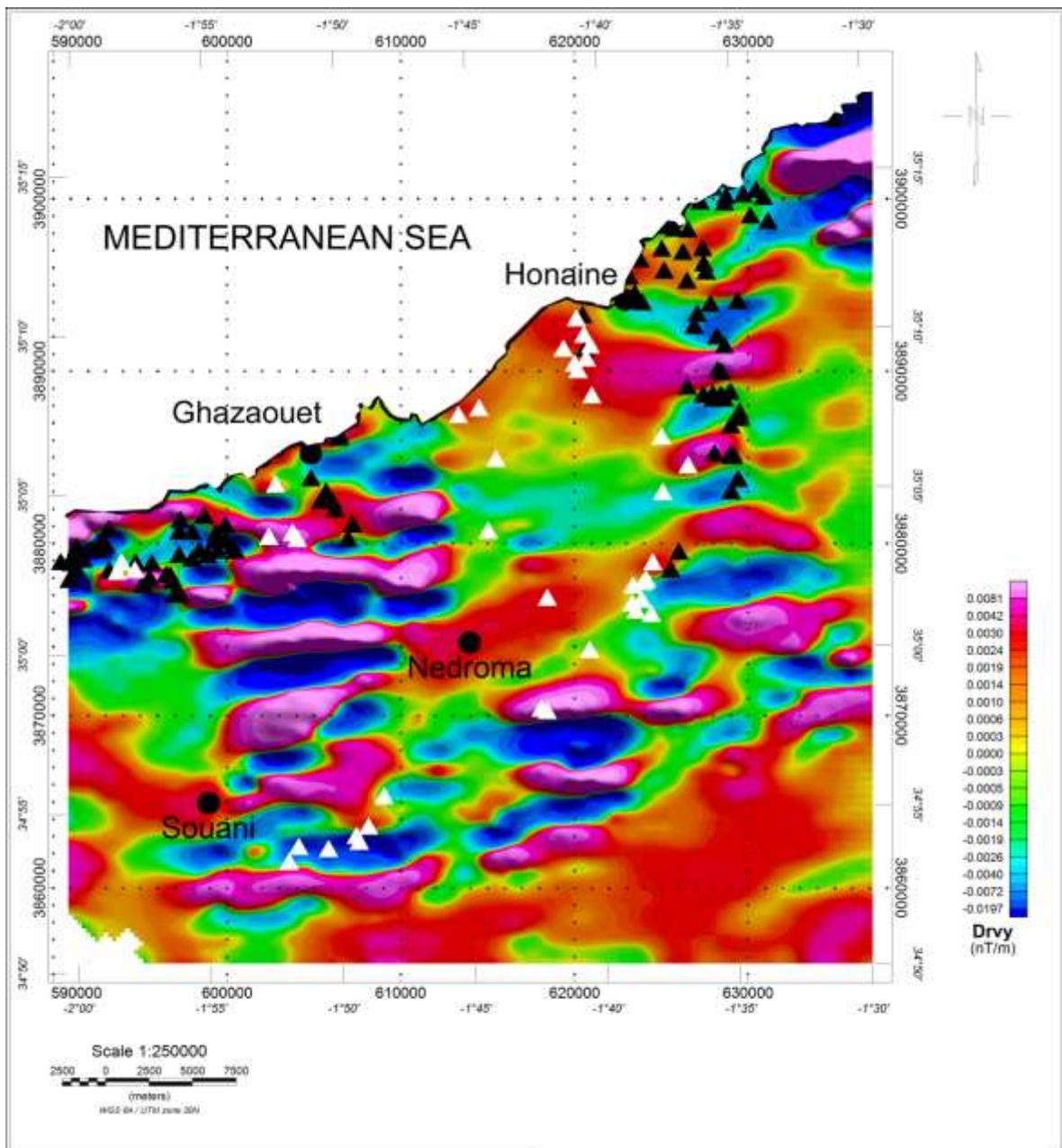


Figure 67: Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction Y.

Les anomalies magnétiques (fig. 68) enregistrées montrent une tendance E-W dans la partie occidentale et NE-SW dans la partie orientale de la zone d'étude. Les différentes structures énumérées sur cette carte correspondent à un système d'accidents de direction tellurienne qui sont parfois découpés par des accidents obliques dont les principaux sont de direction subméridienne (fig. 68).

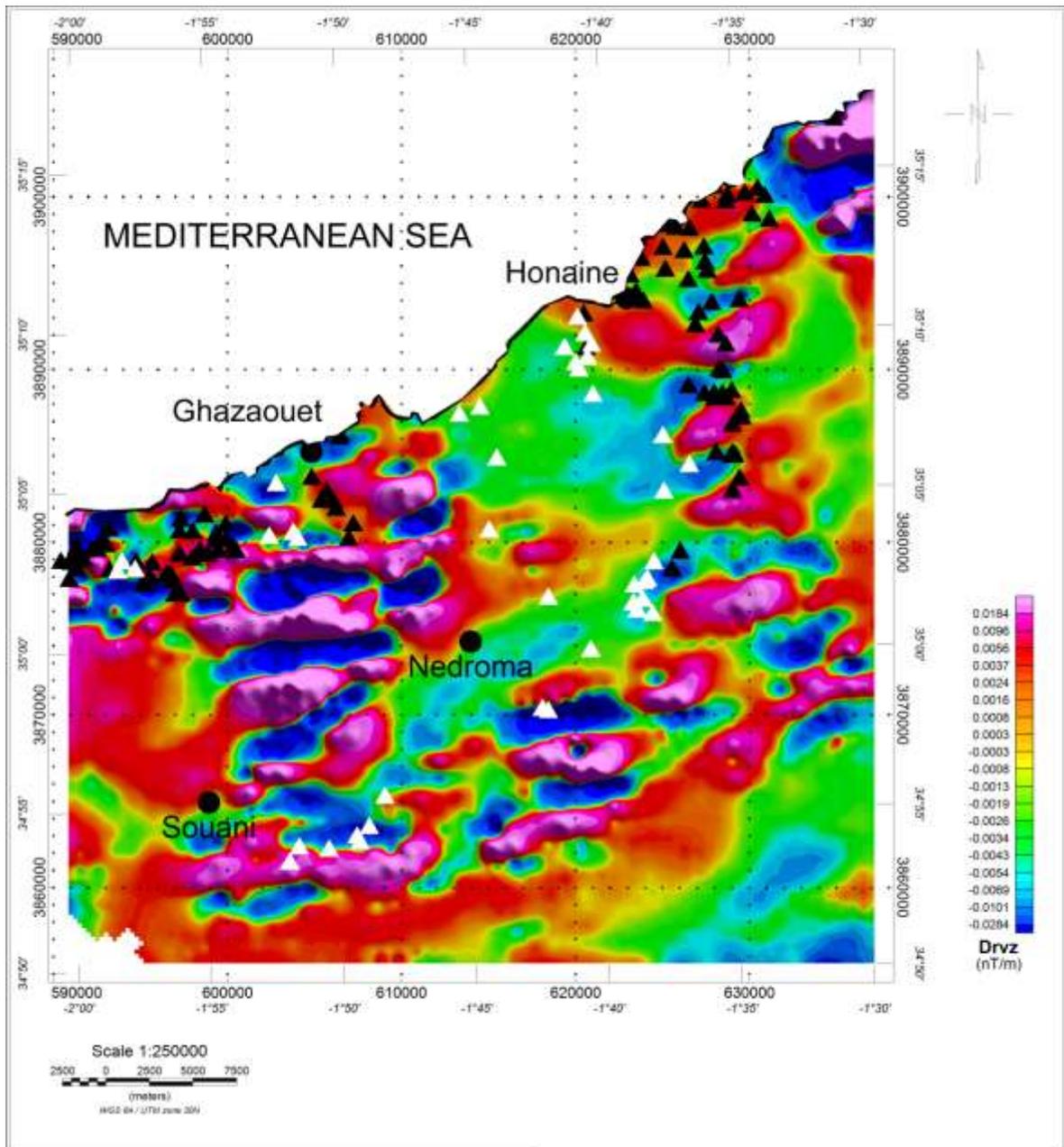


Figure 68: Carte de la dérivée verticale des Monts des Traras.

5. L'opérateur « Tilt derivative »

5.1. Prolongement vers le haut et vers le bas

Dans cette étape de traitement, nous avons prolongé la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle à plusieurs altitudes (plus de 50 prolongées). Les différentes cartes obtenues montrent clairement l'atténuation des courtes longueurs d'ondes, dues à des sources superficielles et aux différents bruits, pour obtenir une variation régulière à partir de 3000 m de prolongée. Ainsi, au Sud de la région d'étude, les anomalies sont de plus courtes longueurs d'ondes (-23,73 à -17,01 nT) et sont engendrées par les dépôts Mio-Plio-Quaternaire (marnes, grès et conglomérats)(figs. 69,70 et 71). Les anomalies du Nord-Est persistent toujours avec un prolongement vers le haut de 3000 m (fig. 72).

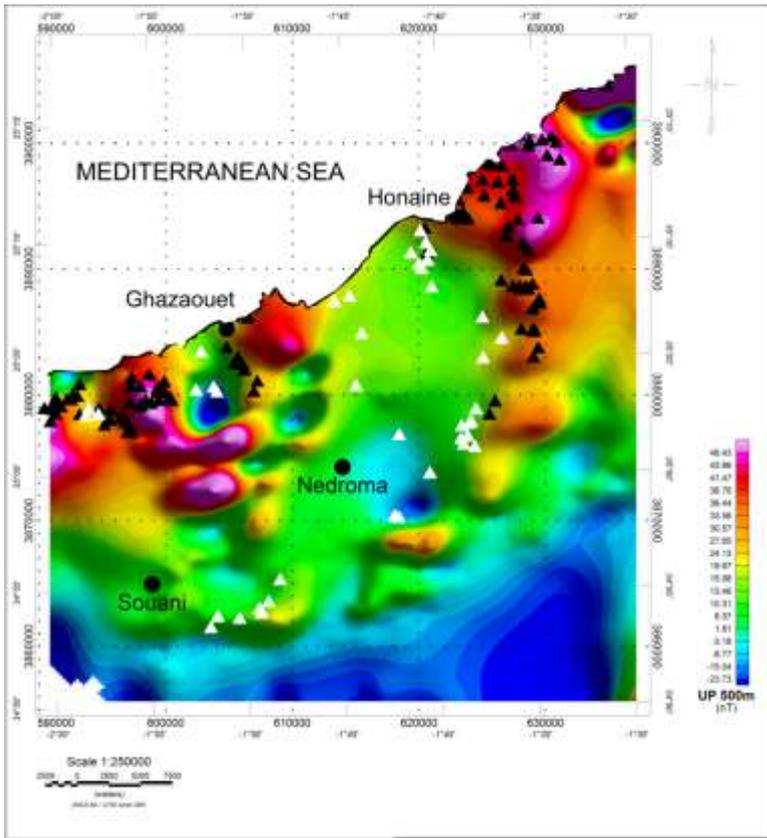


Figure 69: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.

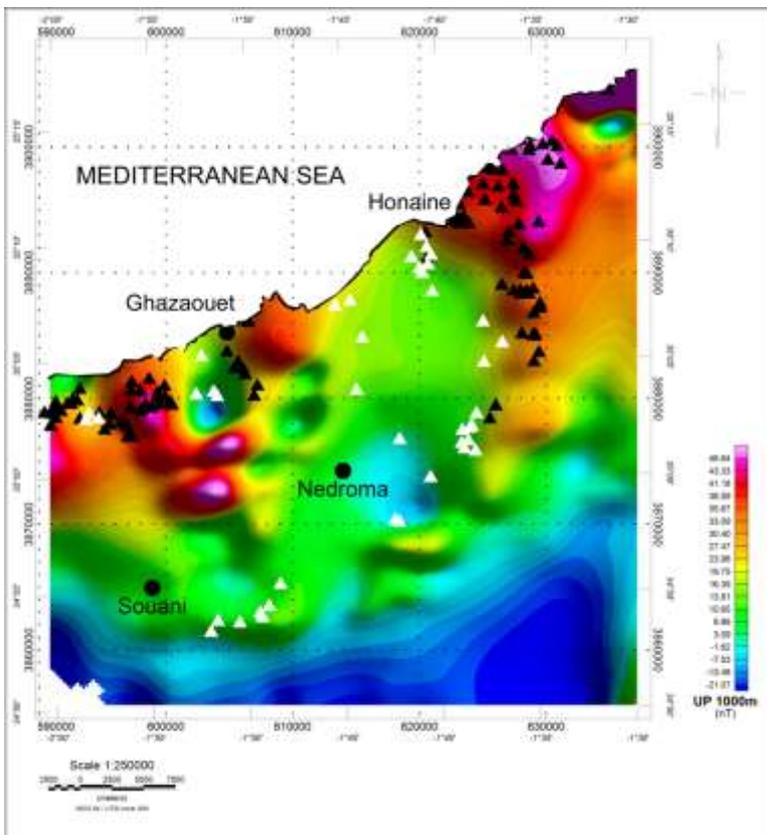


Figure 70: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.

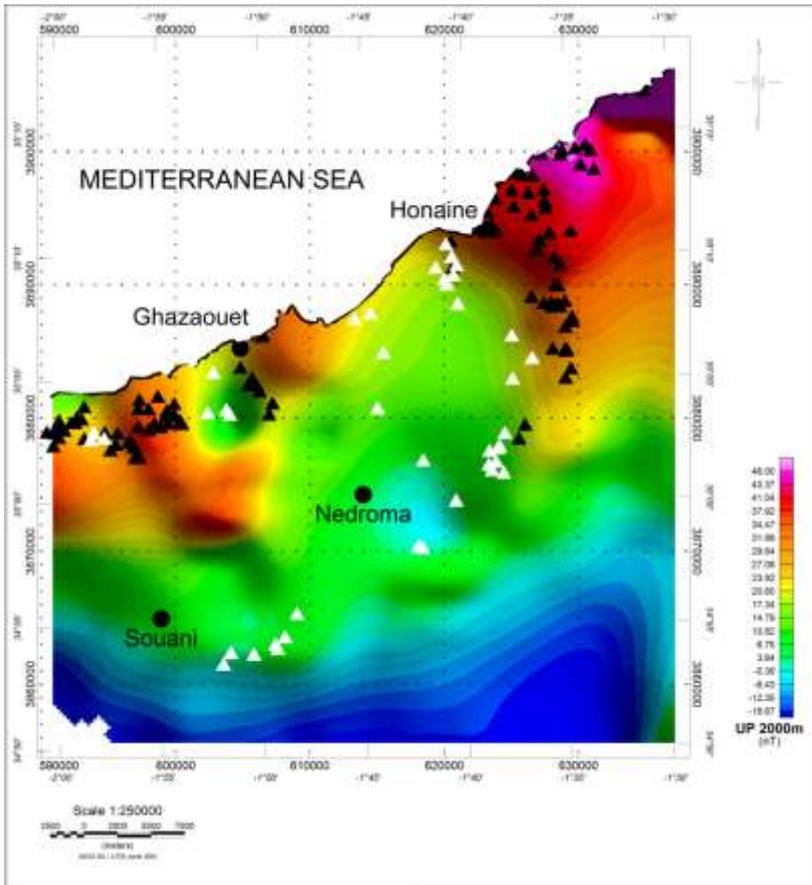


Figure 71: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 2000 m.

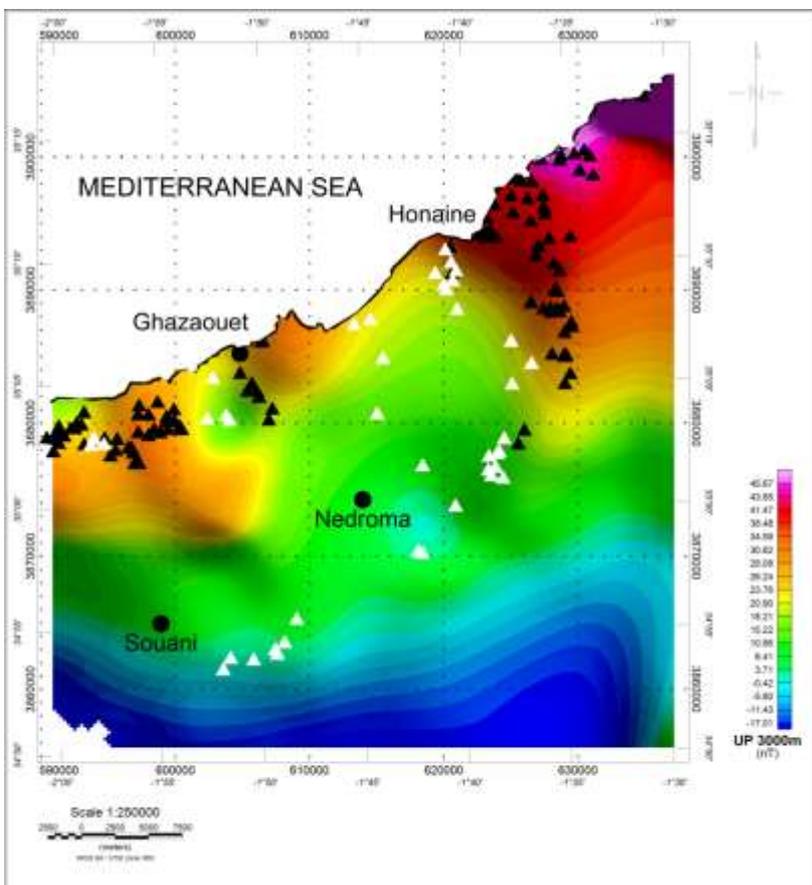


Figure 72: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 3000 m.

6. Déconvolution d'Euler

Afin de mieux caractériser les anomalies et les linéaments tectoniques de la région d'étude, nous avons appliqué la déconvolution d'Euler (THOMPSON 1982; REID & *al.*, 1990) aux données des champs d'anomalies magnétique réduite au pôle. Cette méthode permet l'estimation de la profondeur des sources automatiquement, à partir des données de champs de potentiel. Elle fournit également une indication sur le type de source en la caractérisant par un indice structural. Dans ce présent travail, nous avons effectué plusieurs tests (plus de 20 tests) en faisant varier différents paramètres pour l'indice structural, de la taille de la fenêtre et de la tolérance. Ceci, nous a permis de remarquer que les meilleurs résultats ou regroupement des solutions sont obtenus pour une taille de fenêtre égale à 8, un critère de sélection des solutions qui est la tolérance de 10 % et un indice structural de 0. Notons qu'un indice structural de 0 correspond à la localisation des linéaments et aux contacts géologiques (REID & *al.*, 1990). Les solutions de la déconvolution d'Euler (fig. 73) situées à des profondeurs entre 376 et 3036 m ont permis de mettre en évidence deux grands types de structures:

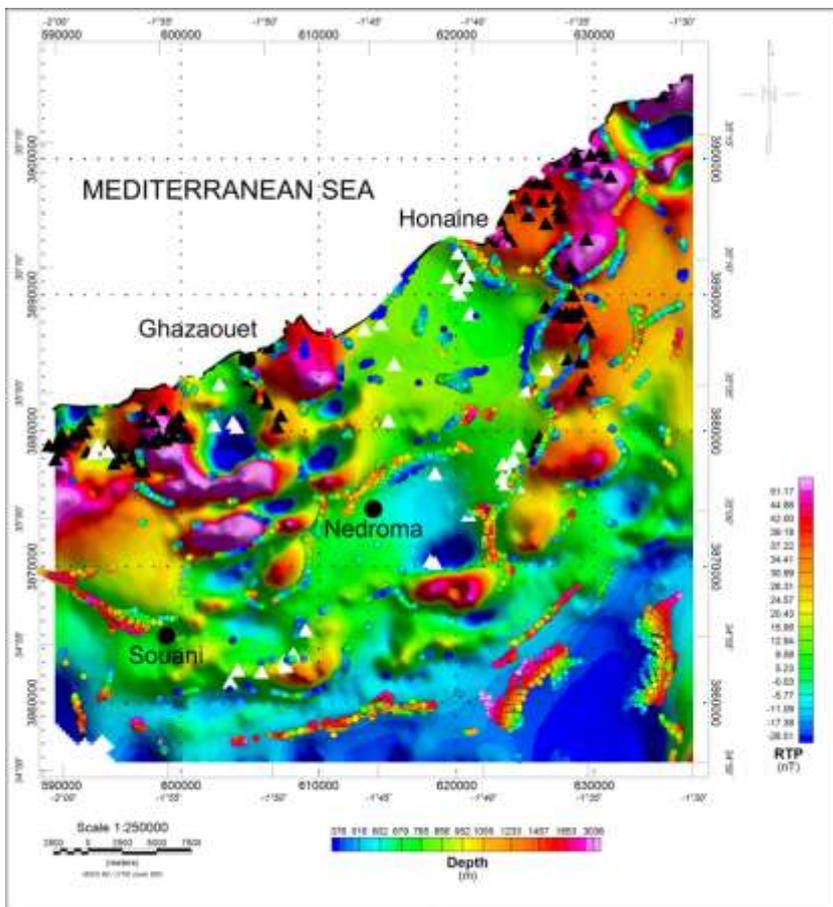


Figure 73: Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP (fenêtre = 8, tolérance de 10% et indice structural [SI] = 0).

- structures peu profonds (profondeur < 600 m): situées principalement dans le Nord;
- structures profondes (profondeur ~ 2000-3000 m): caractérisent le Sud de la région et affectent surtout la couverture sédimentaire (le Sud de Nedroma et le Nord-Ouest de Souani).

Notons que les principaux pointements permo-triasiques identifiés en affleurement et qui sont représentés par les faciès volcaniques (triangles noirs) sont localisés surtout le long des structures peu profondes.

De plus, l'estimation quantitative des structures est représentée sous forme de rosaces (fig. 74) qui montre la présence de structures suivantes:

- structures subméridiennes: ces structures sont reconnues souvent dans les couvertures;
- structures de direction moyenne N20°E, N50°E et N70°E: elles affectent le socle et se retrouve dans la couverture;
- structures de direction N100°E à N120°E: elles affectent à la fois le socle et la couverture.

Dans cette étude, le modèle structural proposé montre l'existence de nombreux linéaments profonds, dont certains s'étendent dans l'offshore. Le modèle illustre également la présence d'une relation entre les complexes Permo-Triasiques et la tectonique.

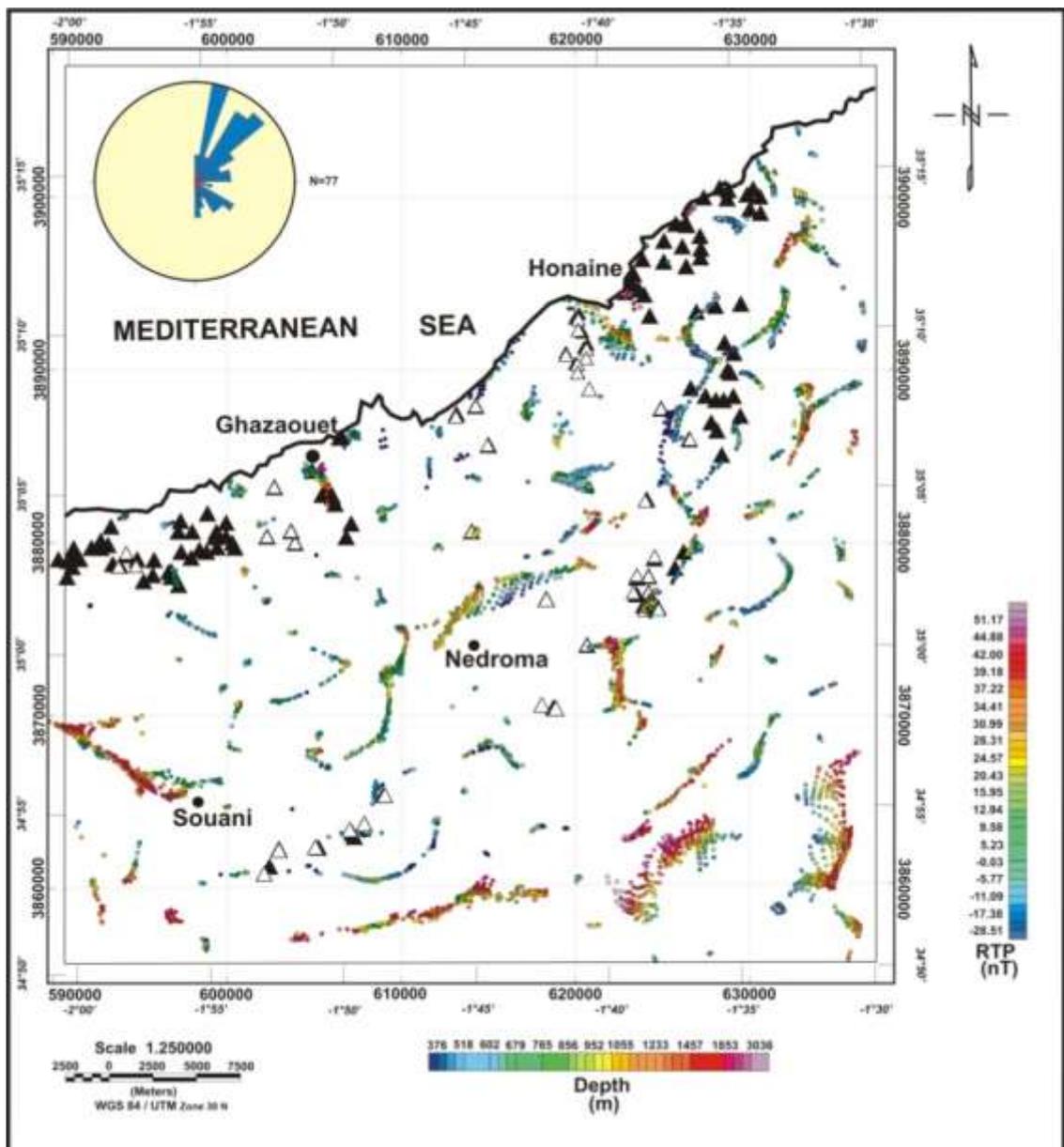


Figure 74: Superposition des solutions d'Euler (SI = 0) et les accidents géologiques des Monts des Traras sur le champ magnétique RTP.

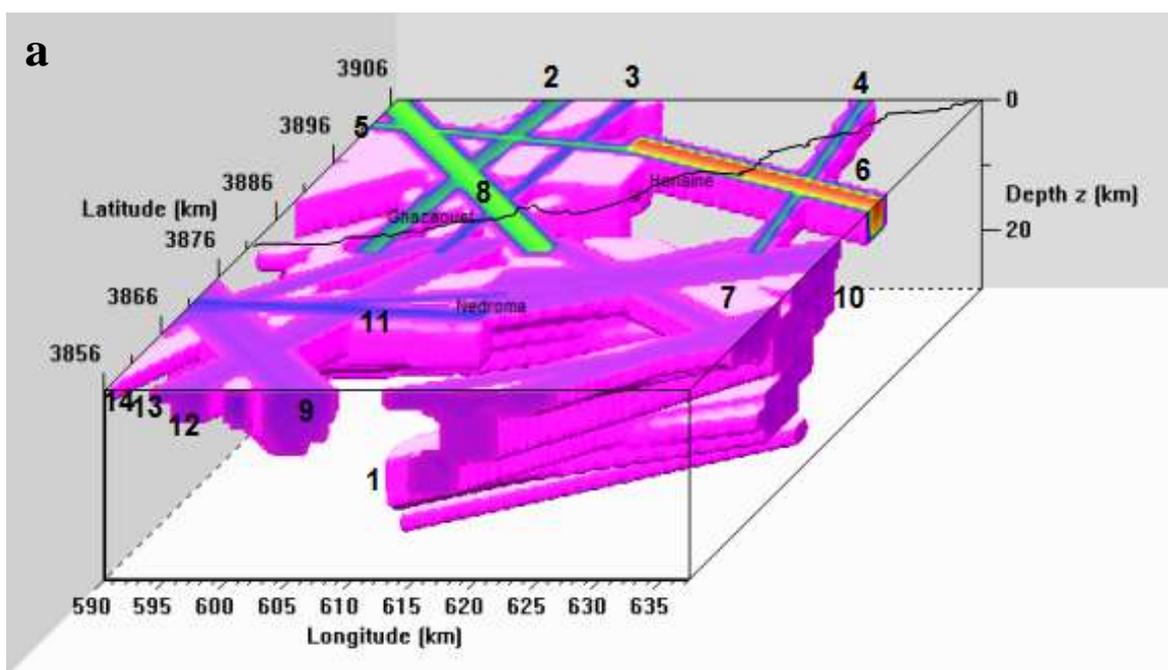
Par ailleurs, la carte structurale établie à partir de la carte de la déconvolution d'Euler a permis de mettre en évidence des accidents profonds (> 2000 m) et moins profonds (< 600 m). Ces linéaments magnétiques sont bien illustrés par un modèle structural (fig. 75) montrant les structures suivantes :

- une structure plus profonde (1)(fig. 75a) située dans la limite Sud-Est des Monts des Traras. Cette structure orientée NE-SW (figs. 75a,b), atteint une profondeur de 20 km.

- dans la moitié Nord de la région, apparaissent trois structures (2,3 et 4) orientées globalement N-S. De l'Ouest vers l'Est, ces structures sont situées à des profondeurs respectives de 14 km, 3 km et 4 km. Elles sont entrecoupées en offshore par des structures orientées E-W (5), dans la partie NW de la zone et WNW-ESE (6) dans la partie NE de la zone. Les profondeurs respectives de ces structures sont 5 km dans la partie NE (6) et 3 km dans la partie NW (5). Notons également la présence des structures de direction NW-SE traversant la région et dont la profondeur atteint les 7 km au SE (7) de la zone et 11 km dans la partie NW (8) de la zone. Une autre structure de direction NW-SE (9) apparait parallèlement dans la partie SW de la région dont la profondeur atteint les 10 km. Les structures orientées NE-SW apparaissent à l'Est (10) et au SE (1) de la région. Leurs profondeurs respectives sont de 11 km et 20 km. La structure NE-SW située dans la partie Est de la région, se prolonge dans la partie SW de la région, avec une direction approximative E-W (11) et atteint 12 km de profondeur. Ces structures affectent le sous-sol.

- au SW de la région d'étude, trois structures orientées N-S (12) et NNW-SSE (13 et 14) apparaissent. La première structure N-S (12) est située à 6 km de profondeur et semble être la continuité de la structure N-S (3) identifiée au NW de la région (elles forment un seul axe entre 5 et 6 km de profondeur). Les deux autres structures NNW-SSE atteignent une profondeur de 5 km pour la structure (14), située à l'Est et de 7 km pour la structure (13).

En somme, le modèle structural proposé pour la region montre l'existence d'une parfaite relation entre la distribution spatial des complexes volcano-sédimentaires (Trias et Permo-Trias) et les structures tectoniques identifiées.



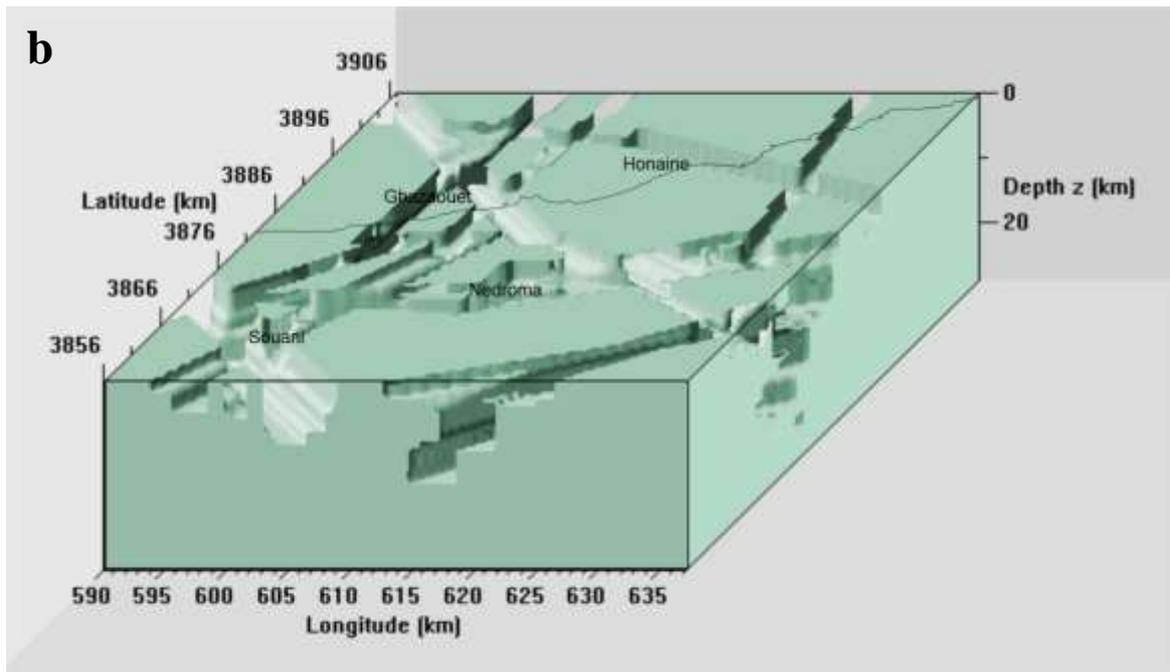


Figure 75: Modèle magnétique détaillé à travers les accidents tectoniques des Monts des Traras. (a): Structures magnétisées identifiées sont obtenues à partir de la transformée en ridgelet. (b): Emplacement des structures magnétisées identifiées (voir figure a) dans la croûte.

7. Conclusion

A travers l'interprétation des différentes cartes aéromagnétiques, nous avons pu pour la première fois déterminer la structure profonde des Monts des Traras. En plus, les techniques et les filtres utilisés ont montré également l'existence de plusieurs anomalies positives le plus souvent circulaires (roches magmatiques et métamorphiques appartenant au socle paléozoïque et roches magmatiques très localisées du Permo-Trias). Les anomalies négatives identifiées sont concentrées au Sud de la région et elles correspondent essentiellement à la couverture sédimentaire du Miocène (marnes et conglomérats, en particulier).

B. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Contrairement à la région des Traras, les faciès triasiques dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*) sont peu nombreux. D'après les données de surface et de sub-surface (sondage), nous avons relevé l'existence de huit (8) faciès (MAROK, 1996). A cet effet, l'utilisation de la cartographie aéromagnétique pourra améliorer les connaissances sur la présence desdits faciès en profondeur.

1. Anomalie magnétique

Pour les Monts de Tlemcen, la carte de l'anomalie magnétique présente des valeurs d'anomalie allant de -41,61 et 48,23 nT. Elle montre l'existence d'importantes anomalies, avec des formes, d'organisations et de très fortes intensités (fig. 76).

Ainsi, ladite carte montre une importante anomalie positive au Nord-Ouest (rouge et violet sur la figure), allongée NE-SW. Il s'agit des roches métamorphiques formant le socle paléozoïque du horst de Rhar Roubane d'une part et les roches volcaniques du Trias signalées dans plusieurs forages miniers de la région (TOUAHRI, 1983) d'autre part.

Par ailleurs, les anomalies négatives représentées par les valeurs comprises entre -41,61 à -5,96 nT correspondent à des différents faciès de la couverture sédimentaire. A commencer par les couleurs bleues et vertes localisées de part et d'autre du horst de Rhar Roubane et au Sud-Est de Sebdou et qui indiquent essentiellement la présence de calcaires, de calcaires dolomitiques et de marno-calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur. Ensuite, les couleurs jaunes et marrons représentent les faciès détritiques (marnes et grès du Cénozoïque). Sur cette carte de l'anomalie magnétique, la localisation des affleurements triasiques sont bien répartis en fonction de leur nature. Ainsi, les complexes volcano-sédimentaires (triangles noirs) sont situés dans les champs des anomalies positives (Aïn Tellout et Koudiat el Mellah) et les affleurements sédimentaires triasiques (triangles blancs) on les trouve dans les champs des anomalies négatives (Djebel Sidi el Arbi et Sidi Yahia Ben Sefia). A noter que limites nettes entre les couleurs correspondent souvent à des limites structurales (présence d'accidents).

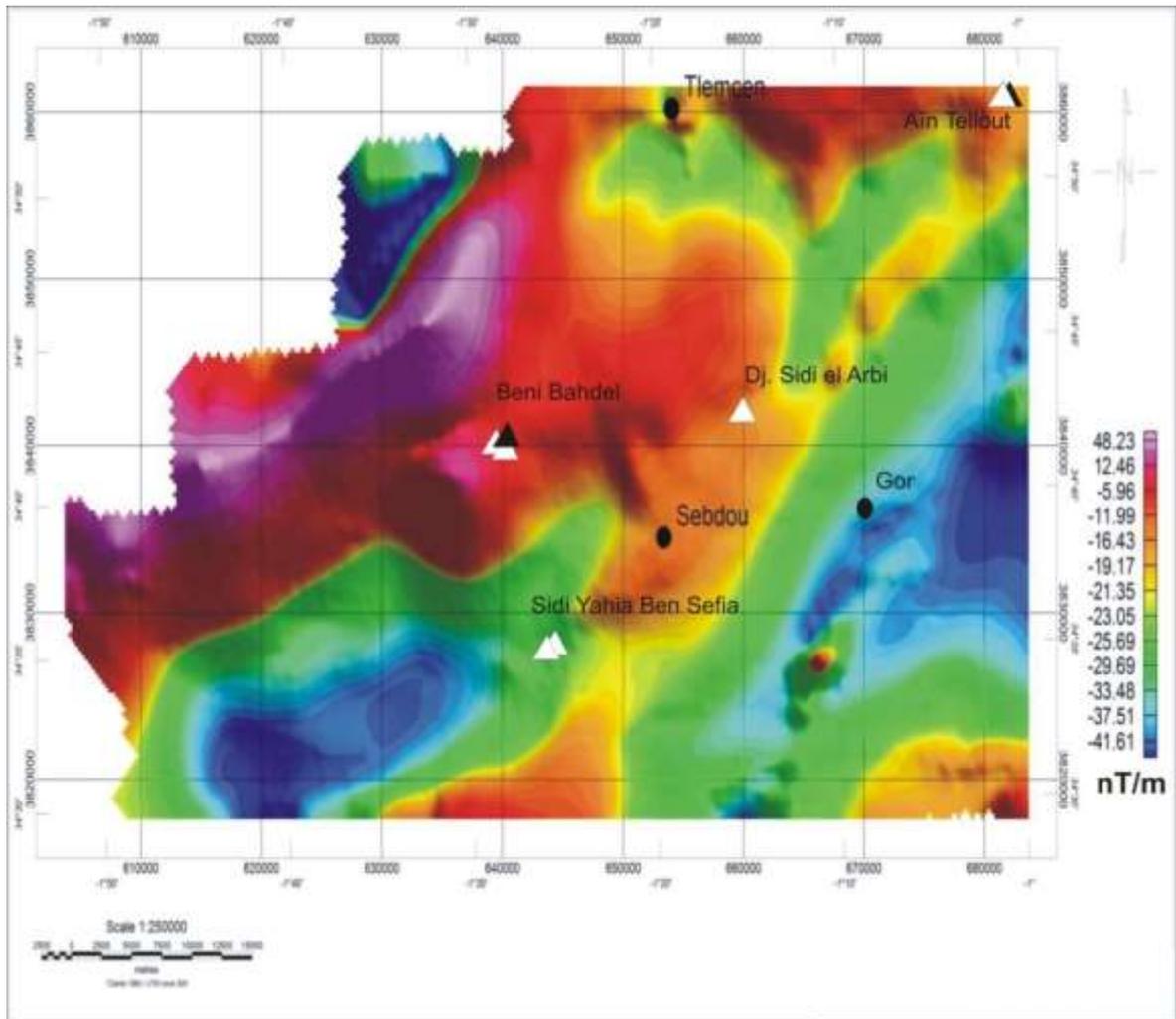


Figure 76: Carte de l'anomalie magnétique des Monts de Tlemcen.

2. Réduction au pôle

A fin de replacer les anomalies magnétiques aux positions correspondant à l'aplomb de leur sources, une carte d'anomalie réduite au pôle est réalisée ici. Elle est obtenue par le filtre RTP (Reduce To the Pole). Dans le cas des Monts de Tlemcen, la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle montre un décalage des anomalies positives (violet) vers le Nord (socle métamorphiques de Rhar Roubane), avec l'apparition d'une nouvelle anomalie positive au Sud et au Sud-Ouest (fig. 77). Ces anomalies sont généralement de forme allongée. Par contre, les anomalies négatives sont localisées dans les grabens, au centre (Tlemcen, Sidi el Arbi et Sebdo) et à l'Ouest.

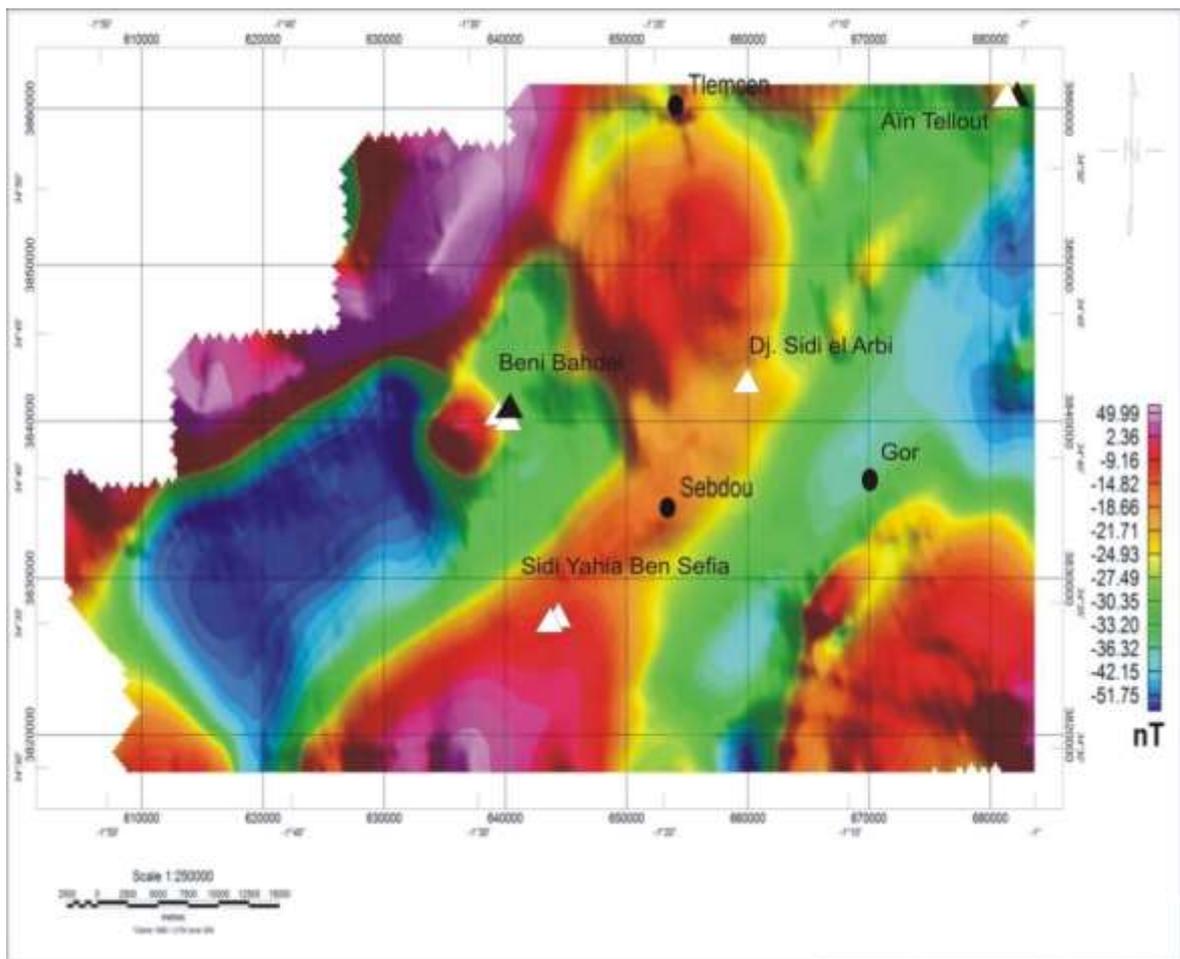


Figure 77: Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts de Tlemcen.

3. Signal analytique

La carte du signal analytique montre des valeurs comprises entre 1,28 et 20,12 nT. Ces valeurs indiquent la présence de zones à très fortes anomalies à l'Ouest et au Sud-Ouest des Monts de Tlemcen. Il s'agit en particulier, des roches métamorphiques et magmatiques constituant à la fois les affleurements paléozoïques du socle du horst de Rhar Rha Roubane et les roches en sub-surface. Les mêmes valeurs sont également observées dans la partie méridionale (El Gor) (fig. 78). Par contre, les zones à réponses relativement faibles et moyennes sont enregistrées à l'Est. Elles sont caractéristiques de la couverture méso-cénozoïque montrant çà et là des fortes anomalies de petites dimensions.

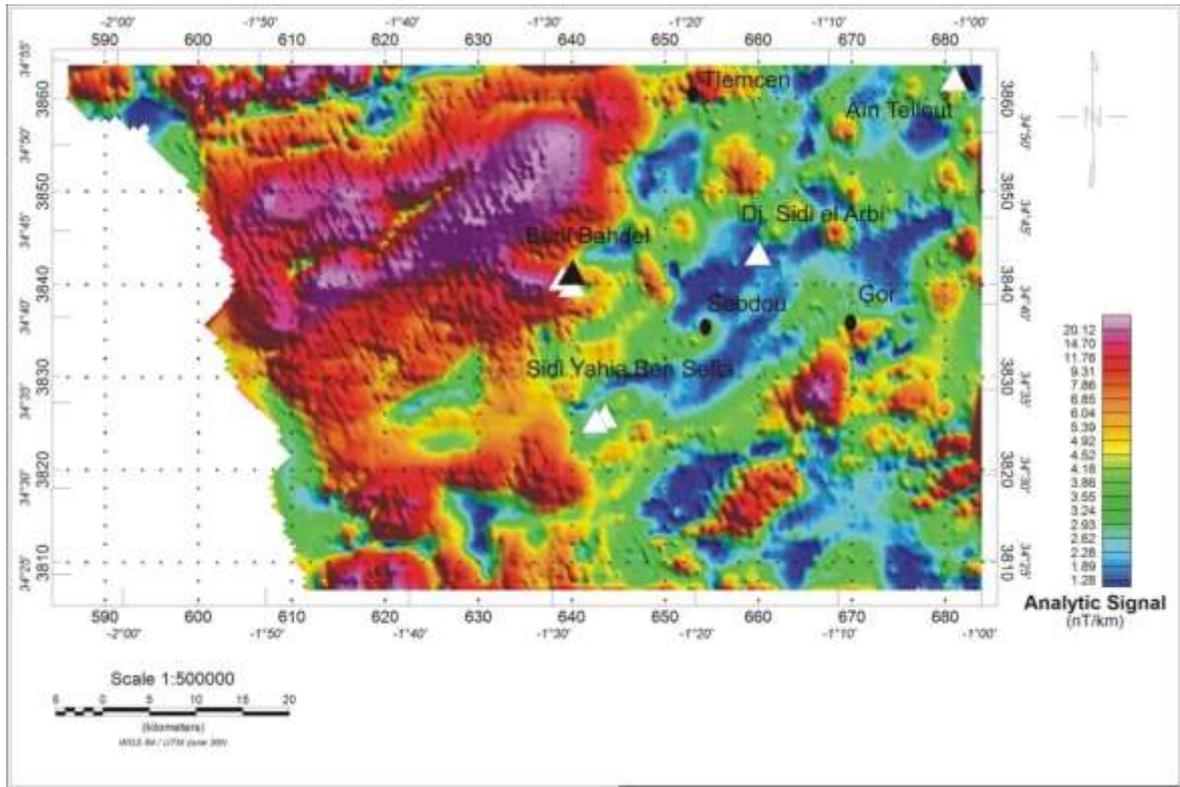


Figure 78: Carte du signal analytique des Monts de Tlemcen (s.l.).

4. Les dérivées

Le filtre des dérivées horizontales selon la direction (X et Y) et verticales (gradient), nous ont permis de mettre en évidence plusieurs accidents et linéaments perpendiculaires au sens de la dérivation. Ainsi, la carte de la dérivée horizontale suivant X montre la présence des linéaments et des axes orientés dans la direction perpendiculaire (suivant Y)(figs. 79 et 80). Nous observons également plusieurs axes structuraux de directions NE-SW à l'Est de Sebdoù, NNW-SSE à l'Ouest et NE-SW à NNE-SSW à l'Ouest de Tlemcen.

Par ailleurs, la carte de la dérivée verticale de l'anomalie magnétique (fig. 81) montre l'existence de différentes intensités magnétiques dont les anomalies magnétiques sont concentrées au Nord-Ouest et au Sud-Est.

En somme, une première interprétation des cartes aéromagnétiques des « dérivées » montre que l'architecture des Monts de Tlemcen au sens large est affectée par une tectonique cassante, marquée par des accidents qui peuvent être inscrits dans le cadre d'une tectonique locale et/ou régionale. Dans le cadre de notre étude, nous avons constaté que la plus part des affleurements triasique de la région apparaissent le long des accidents. Il faut juste rappeler que l'éclairage des structures géologiques des Monts de Tlemcen par l'approche aéromagnétique fait actuellement l'objet d'une thèse de Doctorat entreprise par RERBAL.

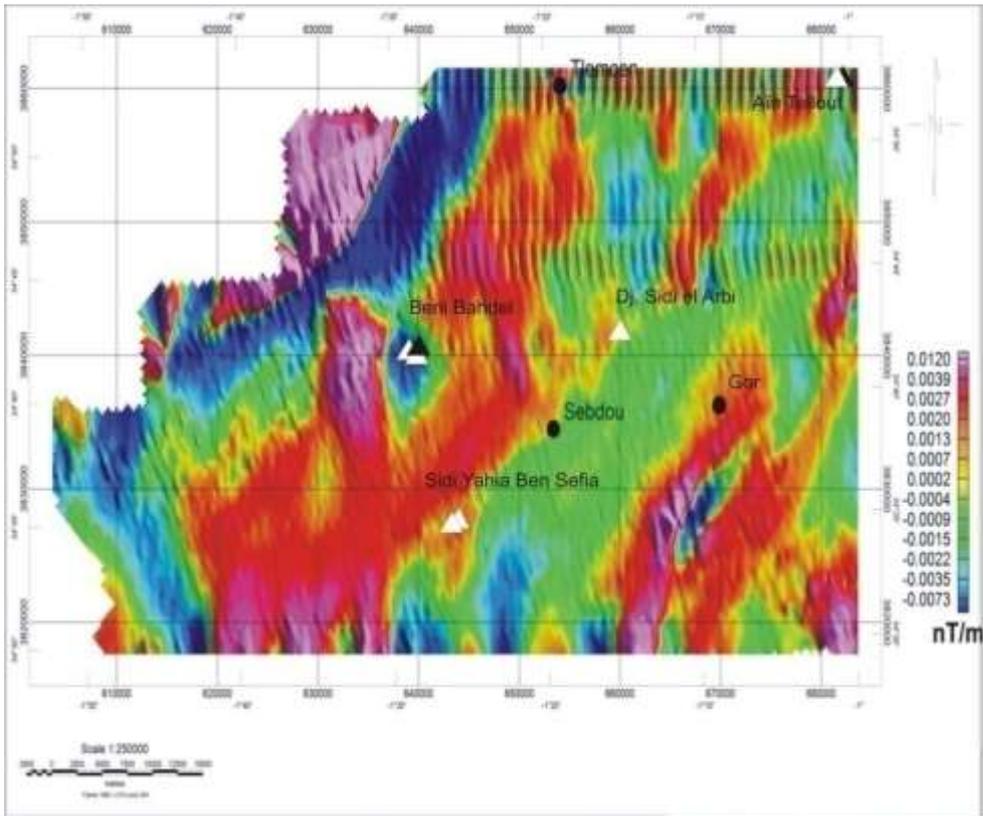


Figure 79: Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction X.

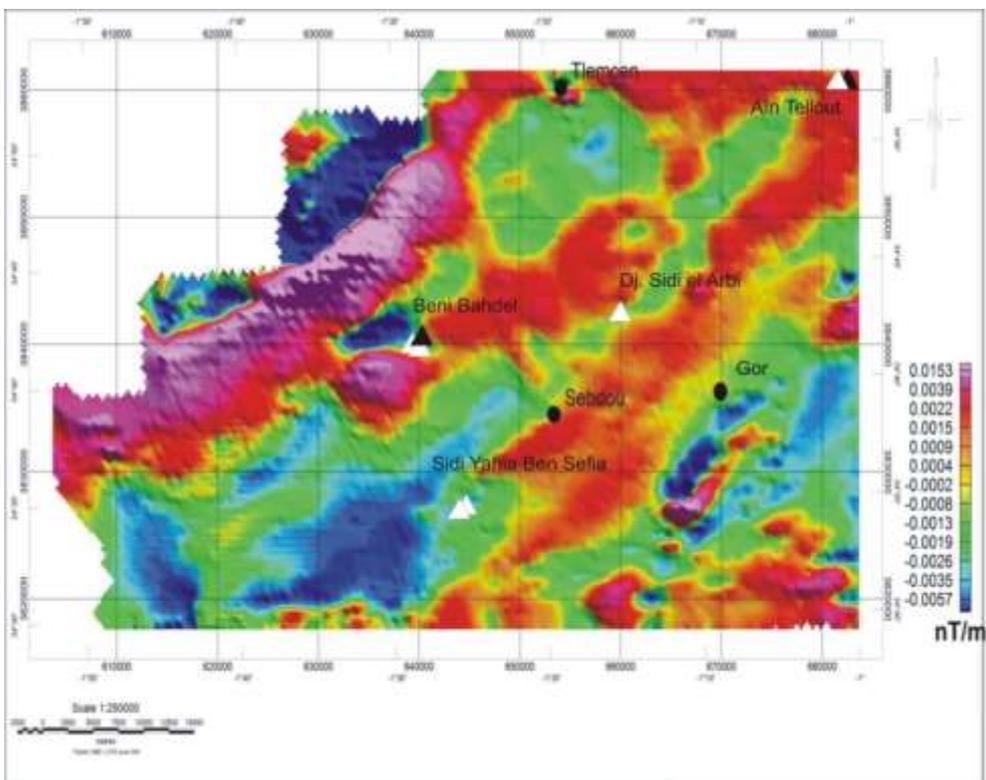


Figure 80: Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction Y.

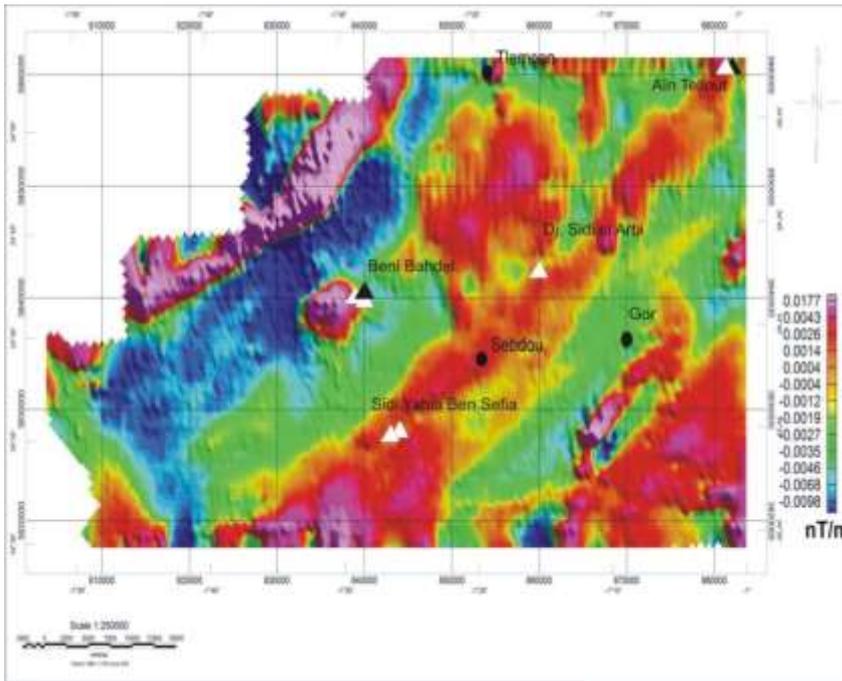


Figure 81: Carte de la dérivée verticale des Monts de Tlemcen (s.l.).

5. L'opérateur « Tilt derivative »

5. 1. Prolongement vers le haut et vers le bas

Dans les Monts de Tlemcen (s.l.), nous avons prolongé la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle à des altitudes: 500 m, 1000 m, 2000 m, 5000 m, 10000 m et 20000 m, avec une variation régulière à partir de 10000 m de prolongée (figs. 82 à 87). Ainsi, à l'Ouest de la région d'étude, les anomalies sont de plus courtes longueurs d'ondes (-10.68 à -4.33 nT) et constituent une réponse aux roches métamorphiques et magmatiques en surface et en sub-surface. Hormis l'affleurement d'Aïn Tellout, la localisation des autres affleurements confirme fort bien la nature de sub-surface.

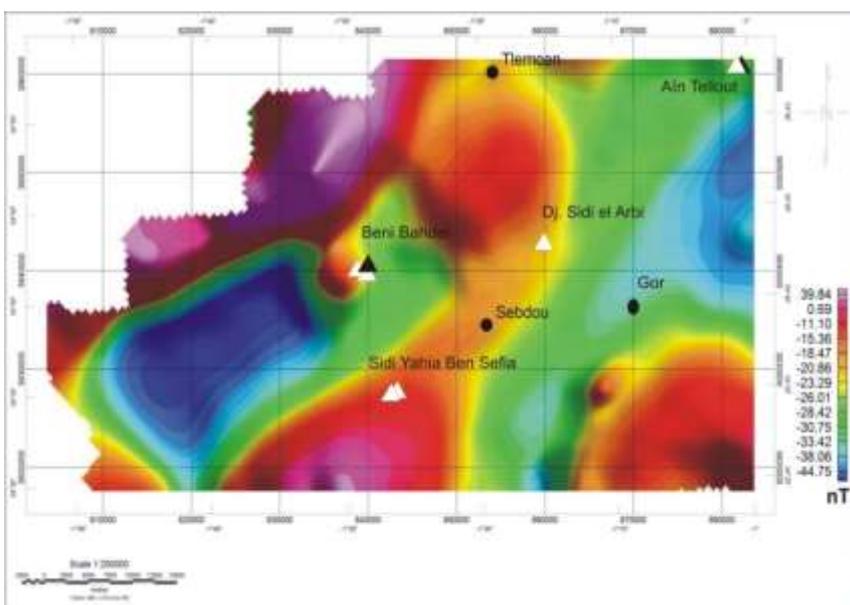


Figure 82: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.

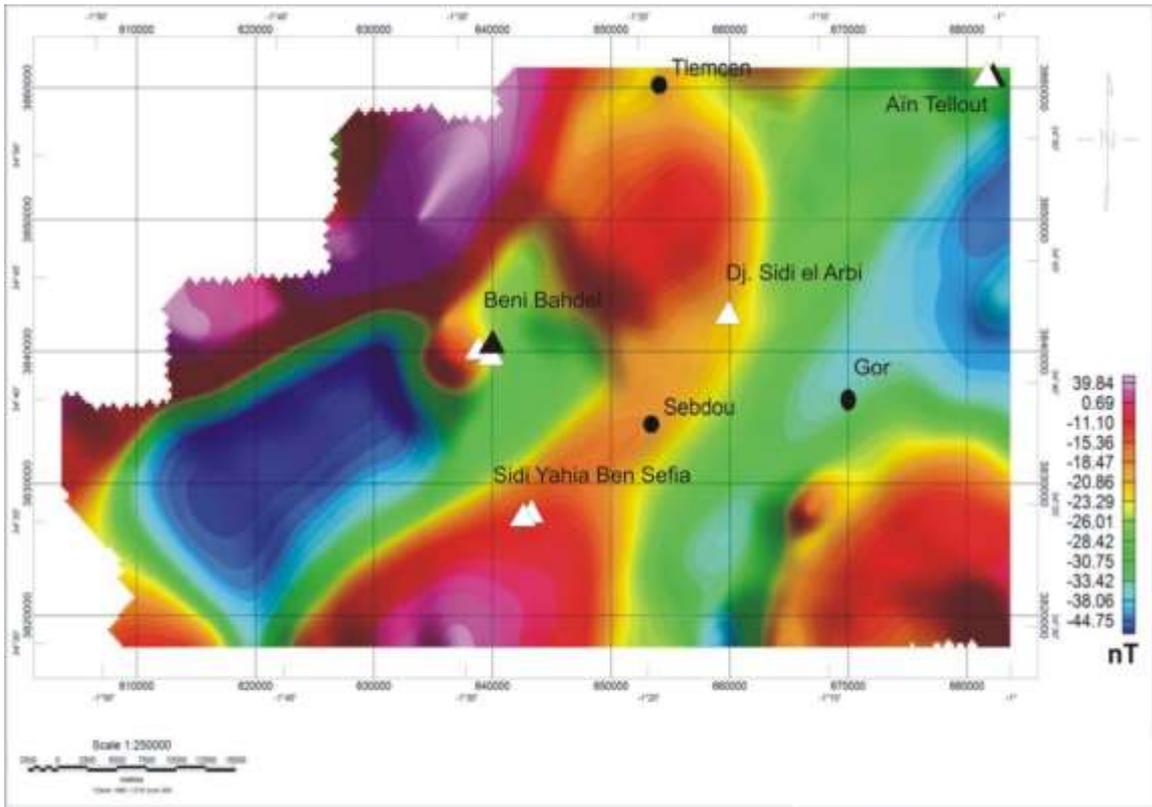


Figure 83: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.

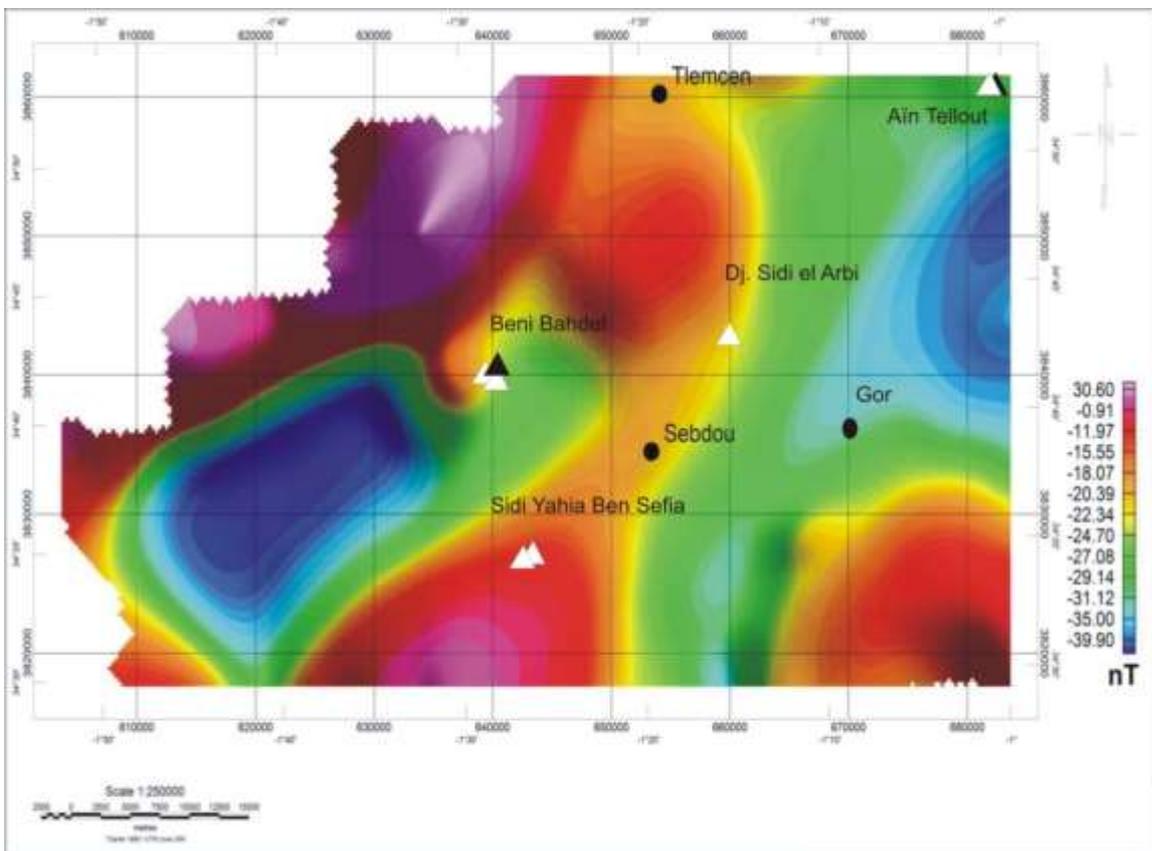


Figure 84: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 2000 m.

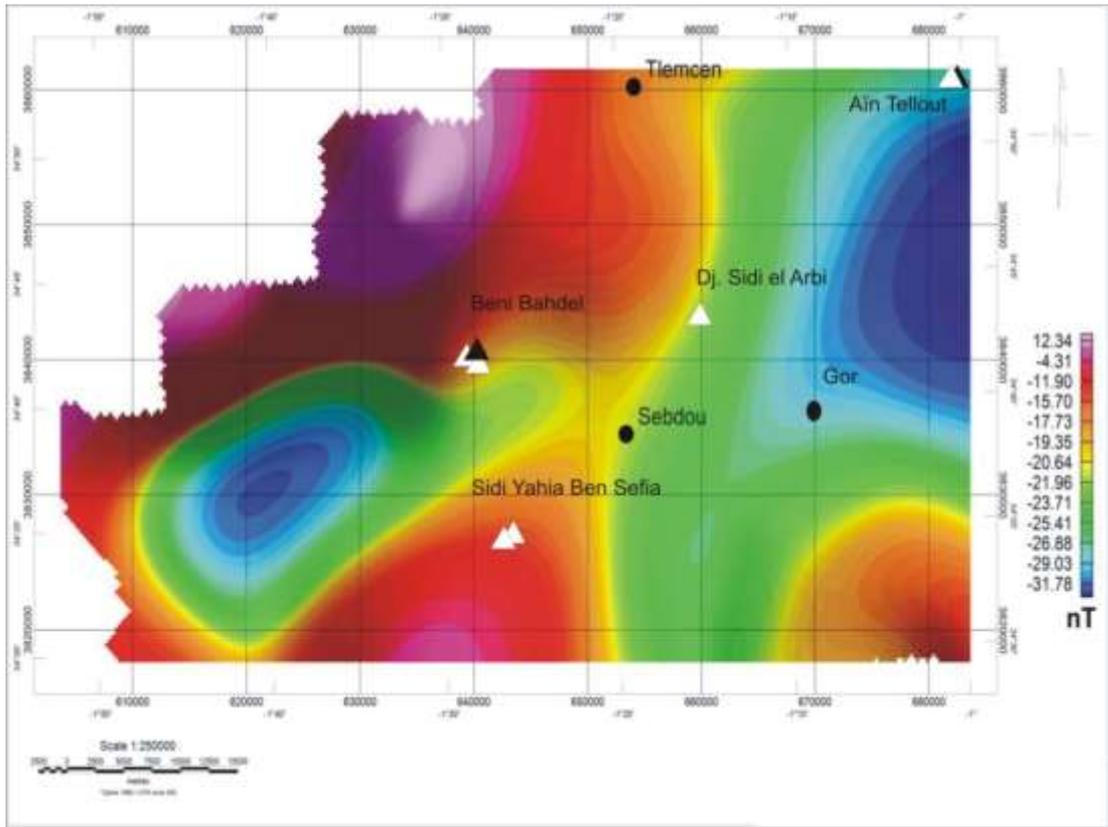


Figure 85: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 5000 m.

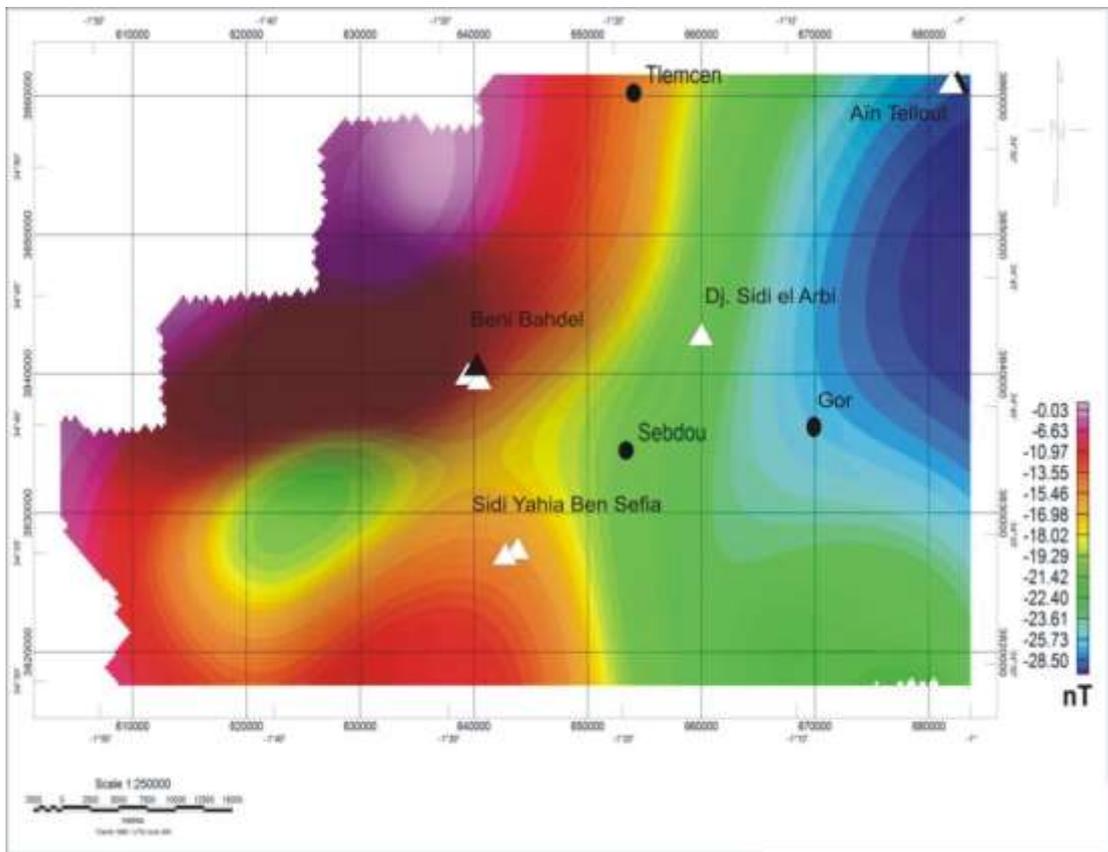


Figure 86: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 10000 m.

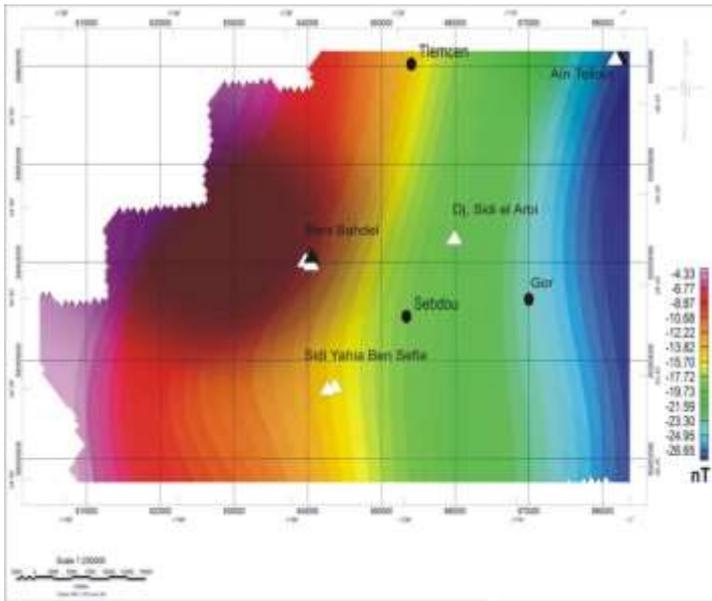


Figure 87: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 20000 m.

6. Déconvolution d'Euler

Dans le but de confirmer la relation qui peut exister entre la montée des faciès triasiques et les accidents tectoniques, nous avons effectué plusieurs tests (plus de 30 tests) en faisant varier différents paramètres pour l'indice structural, la taille de la fenêtre et la tolérance. Une taille de fenêtre égale à 8, un critère de sélection des solutions qui est la tolérance de 12 % et un indice structural = 0 ont été retenues pour interpréter la carte de la déconvolution d'Euler (DE)(fig. 88).

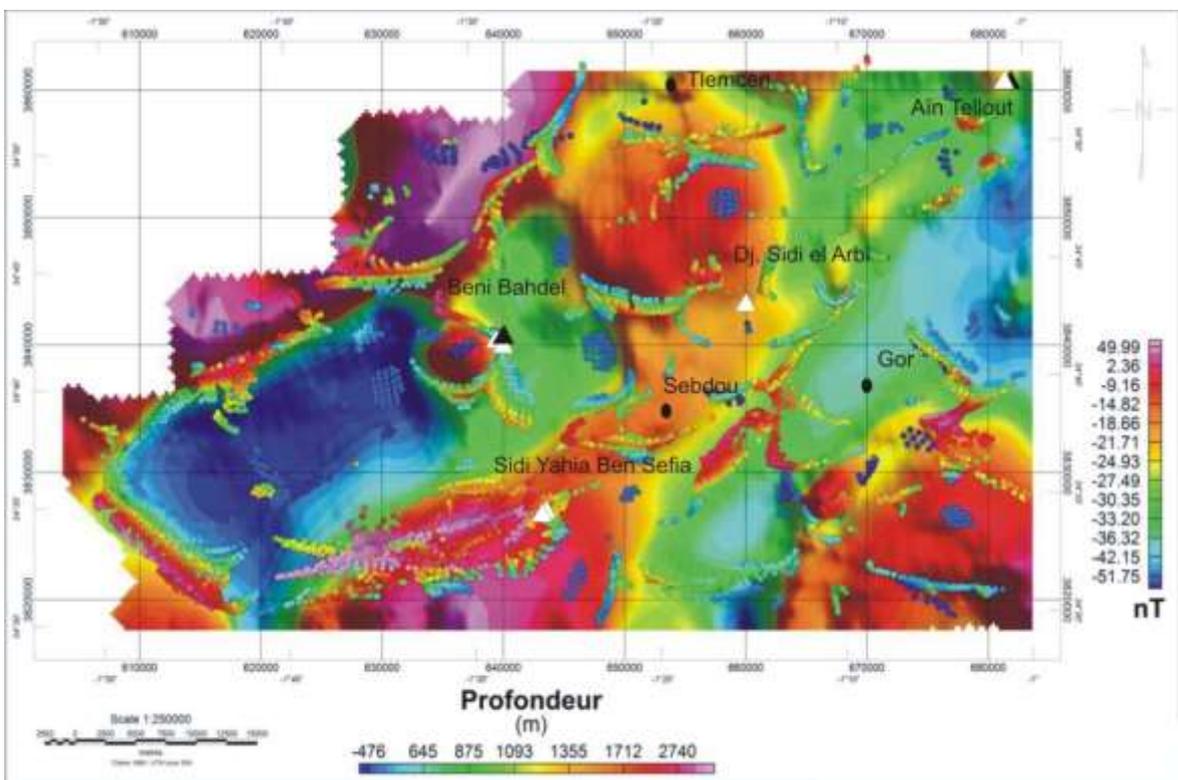


Figure 88: Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP des Monts de Tlemcen (*s.l.*)(fenêtre = 8, tolérance de 12% et indice structural [SI] = 0).

Cette carte dite de la déconvolution d'Euler montre que les différents affleurements triasiques cartographiables apparaissent suite à des mouvements tectoniques profonds ou de réajustements postérieurs.

7. Conclusion

A travers l'interprétation des données aéromagnétiques, nous avons pu apporter de nouveaux éléments sur la structure profonde des Monts de Tlemcen (*s.l.*) d'une part et sur la mise en place des faciès triasiques d'autre part. Dans cette optique, nous avons identifié:

- des roches volcaniques en sub-surface dans la région des horsts;
- des structures en horsts et graben;
- de nombreux accidents profonds, parfois de direction subméridienne;
- des affleurements des faciès triasiques le long des accidents.

C. Monts de Sidi El Abed

Contrairement aux régions précédentes, les Monts de Sidi El Abed ont fait l'objet d'une prospection géophysique pluridisciplinaire (géoélectrique, gravimétrique et aéromagnétique) par MAROK (1996). Dans cette étude, et à travers les résultats géoélectriques, l'auteur définit pour la première fois la morphologie diapirique des dépôts triasiques dans ladite région des Hautes Plaines oranaises (fig. 89). A noter que le traitement et l'interprétation des anomalies magnétiques des Monts de Sidi El Abed a pour objectif de caractériser les différentes structures géologiques (e.g. socle paléozoïque, Trias et couverture).

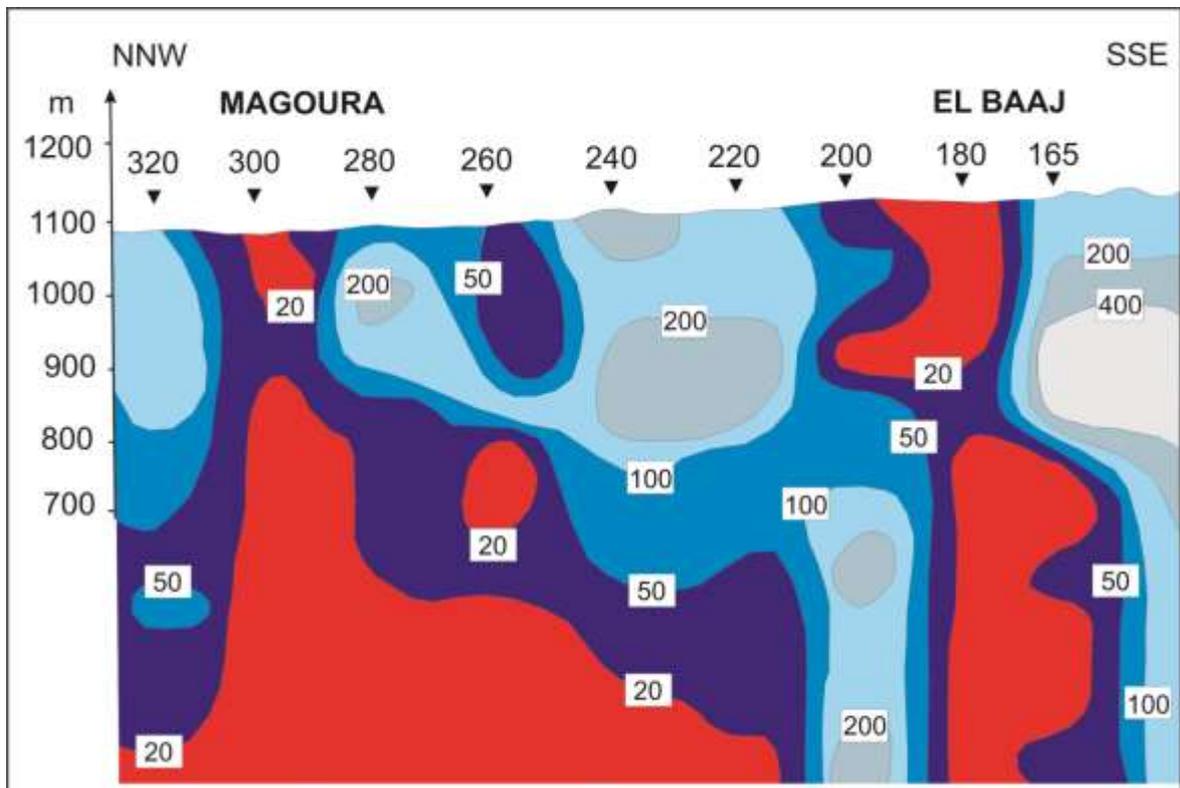


Figure 89: Carte d'équirésistivité montrant une structure diapirique (couleur rouge) dans les Monts de Sidi El Abed (d'après MAROK, 1996). $\rho_a = 10-20$, $\rho_a = 20-50$, $\rho_a = 50-100$, $\rho_a = 100-200$, $\rho_a > 400$.

1. Anomalie magnétique

La carte de l'anomalie magnétique des Monts de Sidi El Abed présente des valeurs d'anomalies comprises entre -125,67 et + 205,64 nT. Elle nous a permis de distinguer (fig. 90):

- une anomalie positive de forme allongée NE-SW (couleur violet et rouge) située au Sud. Cette anomalie correspond au socle paléozoïque en sub-surface, formé de roches cristallines ou métamorphiques par endroits (MAROK, 1996);
- une anomalie négative (couleur bleue) de forme allongée NE-SW et correspondant aux terrains jurassiques;
- un linéament séparant les deux anomalies (positive et négative). Il s'agit d'un accident profond, de direction tellienne WSW-ENE).
- des affleurements triasiques situés en plein anomalies négatives, avec des valeurs allant de -83,48 à -56,47 nT.

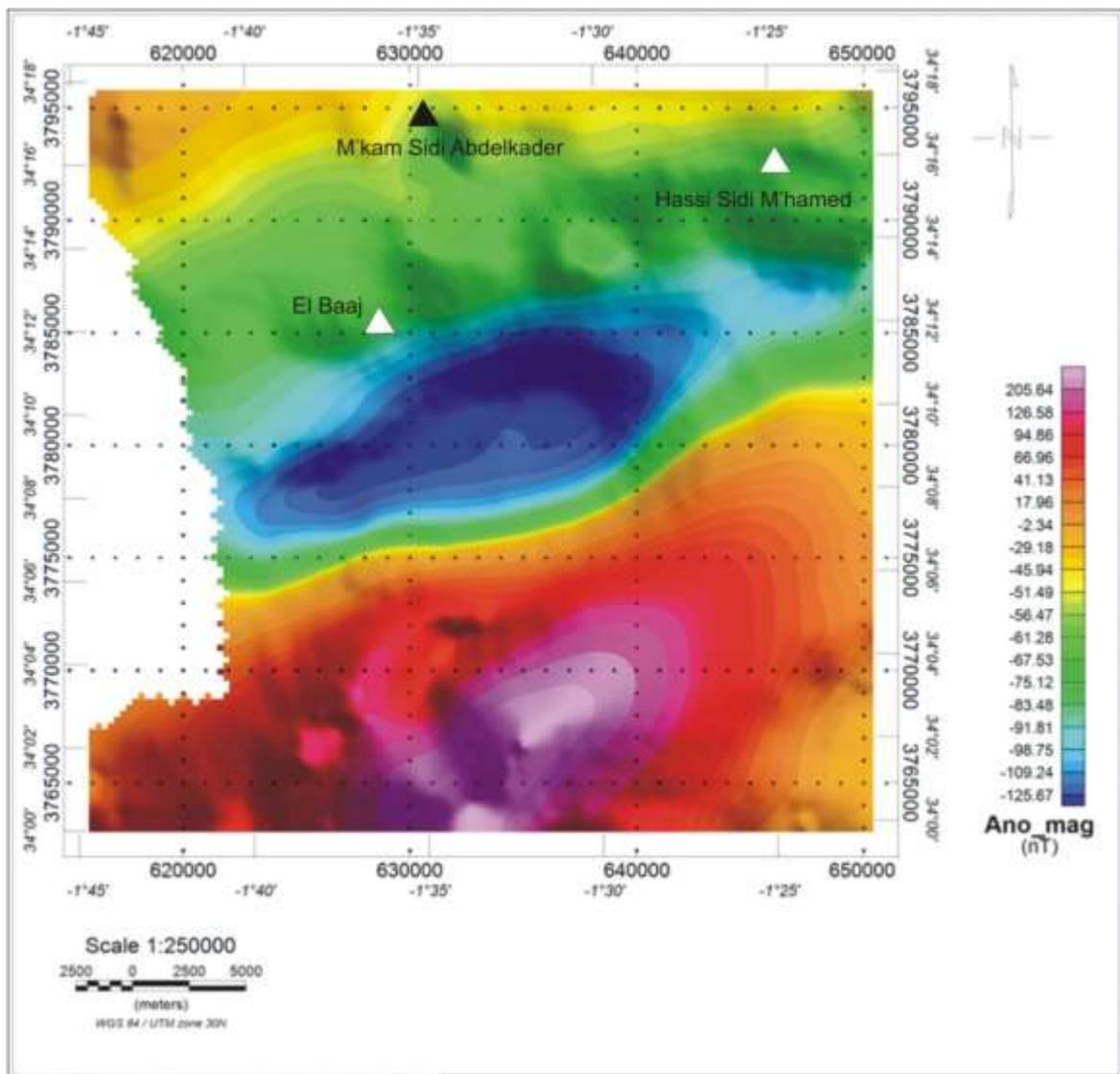


Figure 90: Carte de l'anomalie magnétique des Monts de Sidi El Abed.

2. Réduction au pôle

La carte RTP (Reduce to the Pole) montre un léger décalage des anomalies vers le Nord avec l'apparition d'une anomalie négative au Sud (fig. 91). Les valeurs d'intensité comprises entre 61,45 et 237,71 nT traduisent les signatures magnétiques des occurrences cristallines ou métamorphiques paléozoïques.

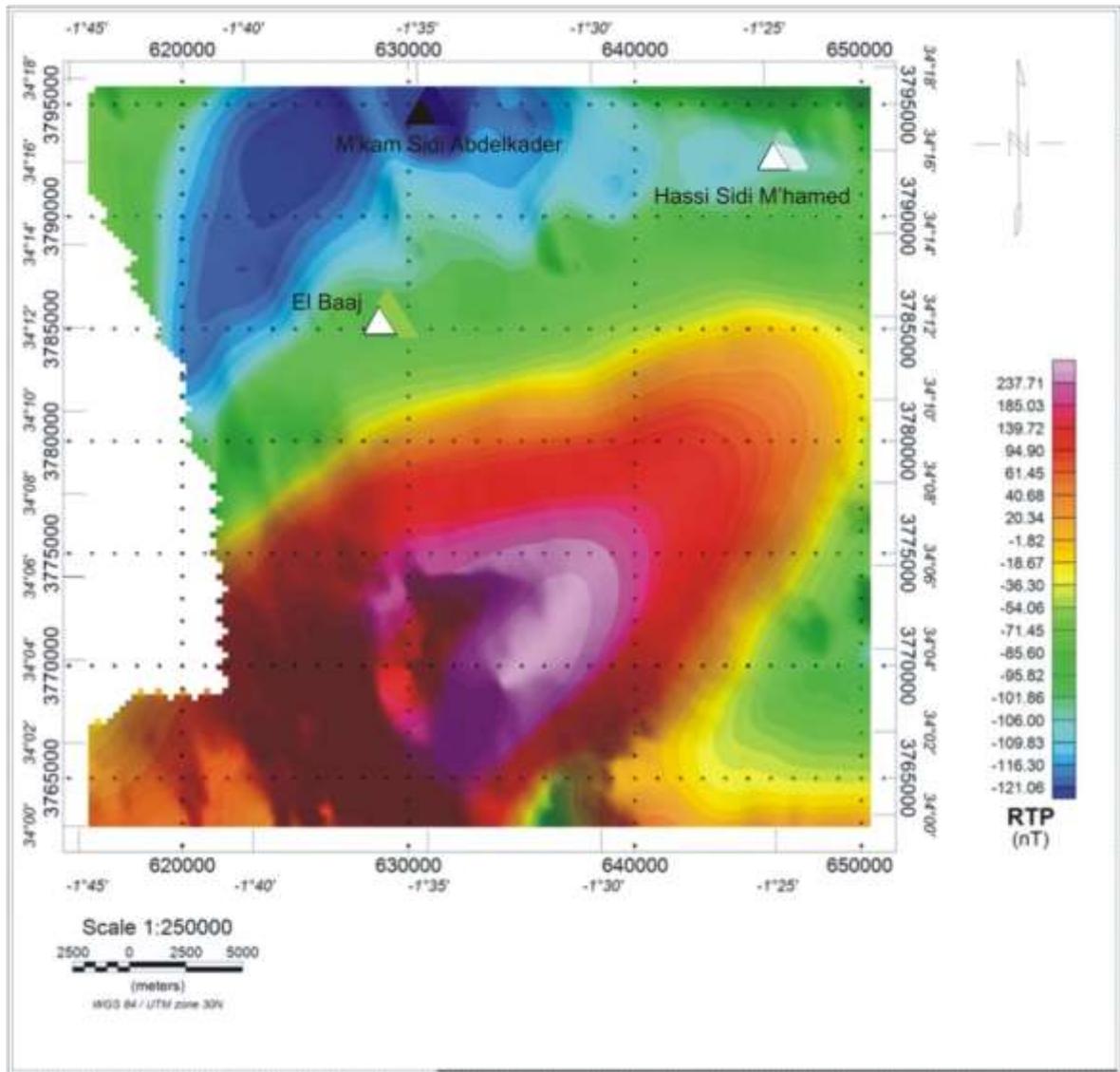


Figure 91: Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts de Sidi El Abed.

3. Signal Analytique

La carte du signal analytique montre des valeurs allant de 0,004 à 0,089 nT avec des valeurs maximales de l'énergie enregistrées au Sud de la carte. Ces valeurs correspondent aux roches cristallines ou métamorphiques du Paléozoïque. Les faciès triasiques en sub-surface ou en surface présentent des valeurs moins élevés qui sont de l'ordre de 0,011 à 0,020 nT (Hassi Sidi M'hamed, El Baaj et M'kam Sidi Abdelkader (fig. 92).

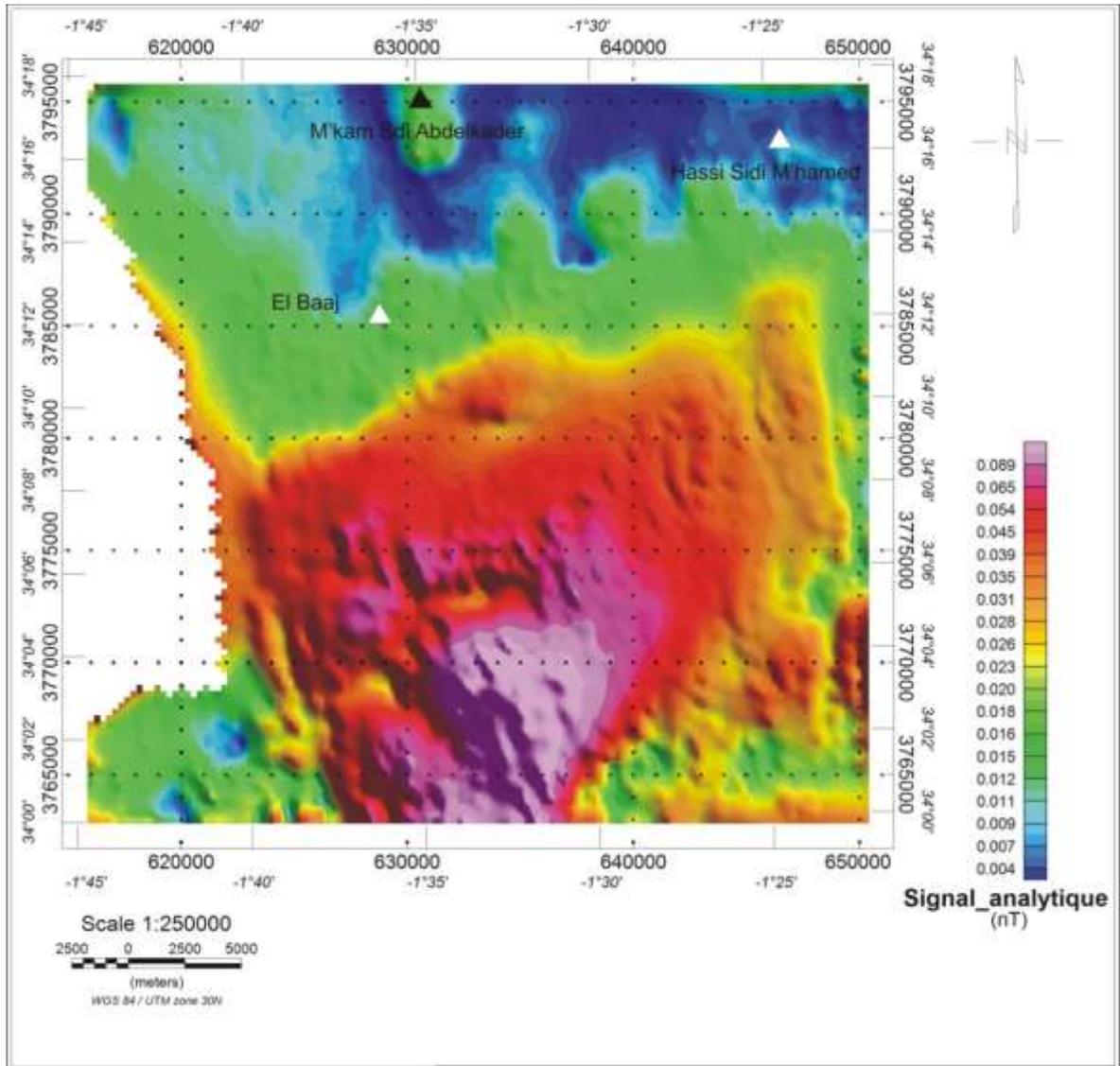


Figure 92: Carte du signal analytique des Monts de Sidi El Abed.

4. Les dérivées

La carte de la dérivée horizontale suivant X et Y appliquée ici montre la présence d'axes et de linéaments au Sud, avec des directions E-W et NE-SW. Sur cette carte, les différentes zones d'intensités magnétiques (de 0,034 à 0,056 nT/m) sont situées au Sud. Par contre, les valeurs d'intensités magnétiques allant de 0,001 à 0,005 nT sont localisées au Nord, dans la plaine de Magoura (fig. 93).

Toutefois, la carte de la dérivée verticale de l'anomalie magnétique (fig. 94) montre clairement un décalage des anomalies positives plus au Nord avec l'apparition des anomalies négatives au Sud et des anomalies positives au Nord de la région. A noter l'existence de deux accidents magnétiques profonds, sub-parallèles, de direction WSW-ENE. Ces accidents découpent la région en système de « Horst » et « Graben ».

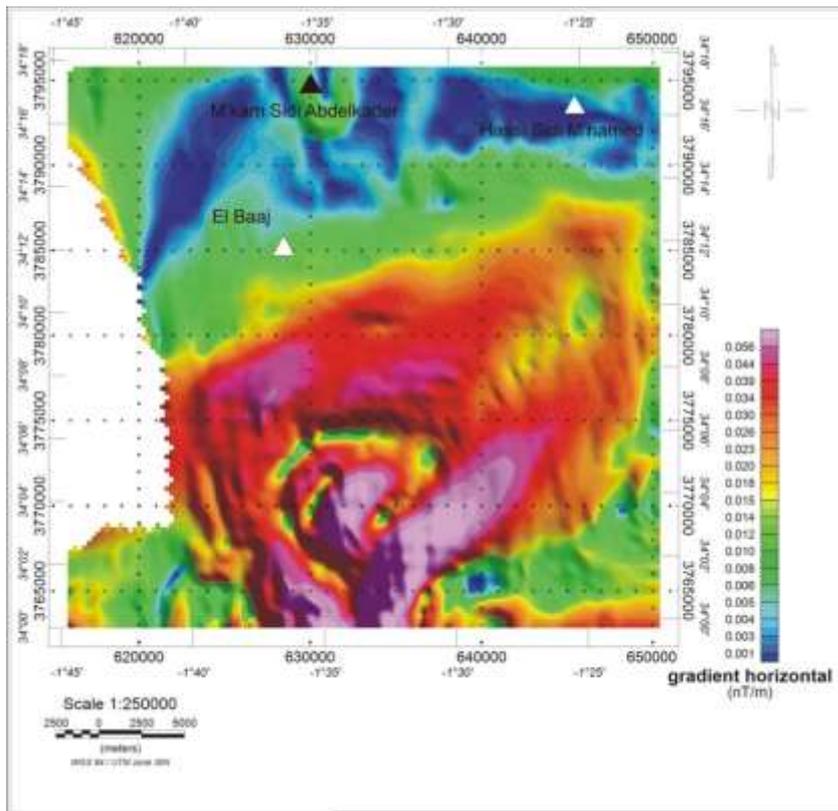


Figure 93: Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant X et Y des Monts de Sidi El Abed.

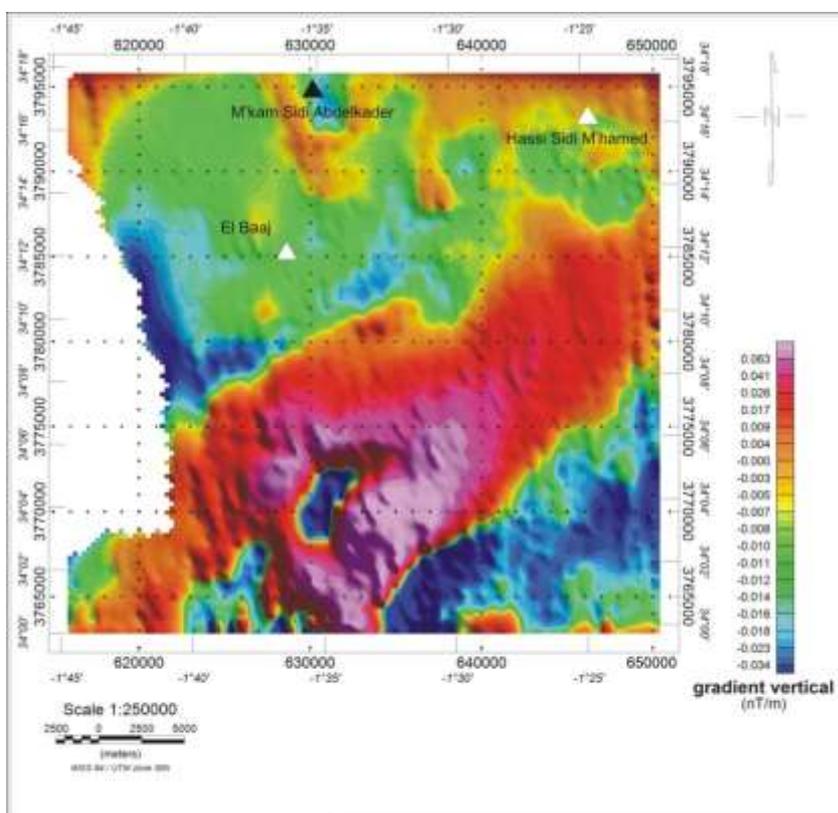


Figure 94: Carte de la dérivée verticale des Monts de Sidi El Abed.

5. L'opérateur « Tilt derivative »

5. 1. Prolongement vers le haut et vers le bas

Le traitement de prolongement de la carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle a été réalisé à 200 m, 500 m, 1000 m et 3000 m. Les résultats du traitement montre une atténuation des courtes longueurs d'ondes, dues à des sources superficielles et aux différents bruits, pour obtenir une variation régulière à partir de 3000 m de prolongée (figs 95 à 98).

Dans cette optique, il a été observé que les anomalies de plus courtes longueurs d'ondes comprises entre -118,970 et -85,875 nT représentent la couverture cénozoïque, à l'exemple de la plaine de Magoura. Alors que les anomalies allant de 65,307 à 130,743 nT correspondent aux roches magnétiques et métamorphiques en sub-surface.

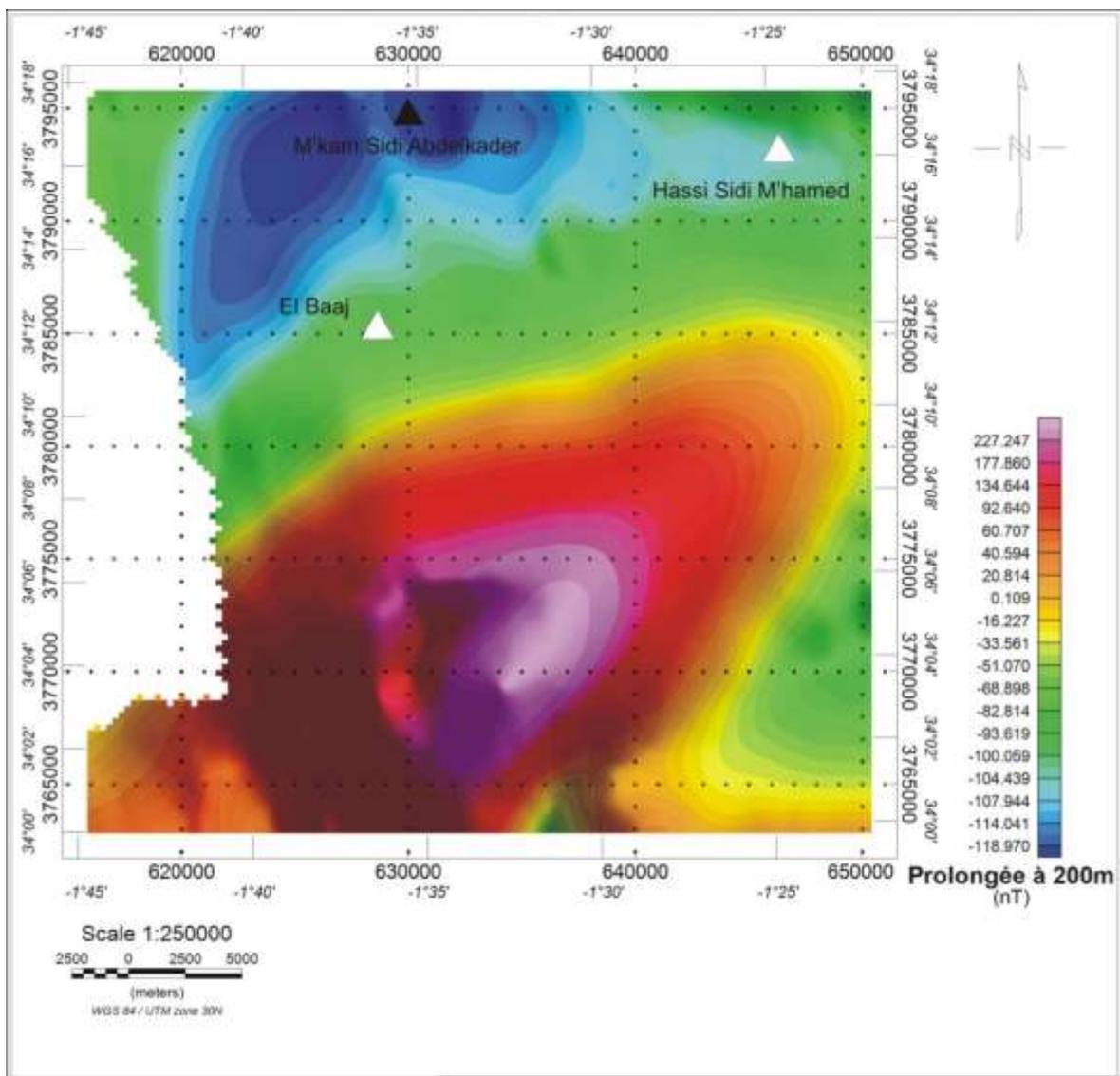


Figure 95: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 200 m.

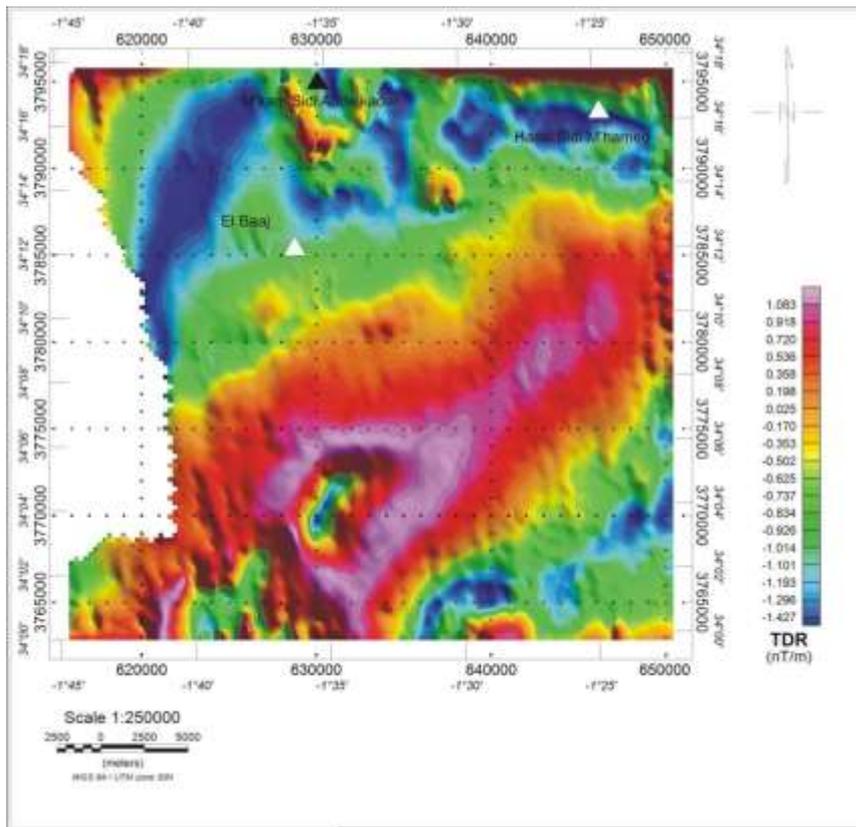


Figure 96: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.

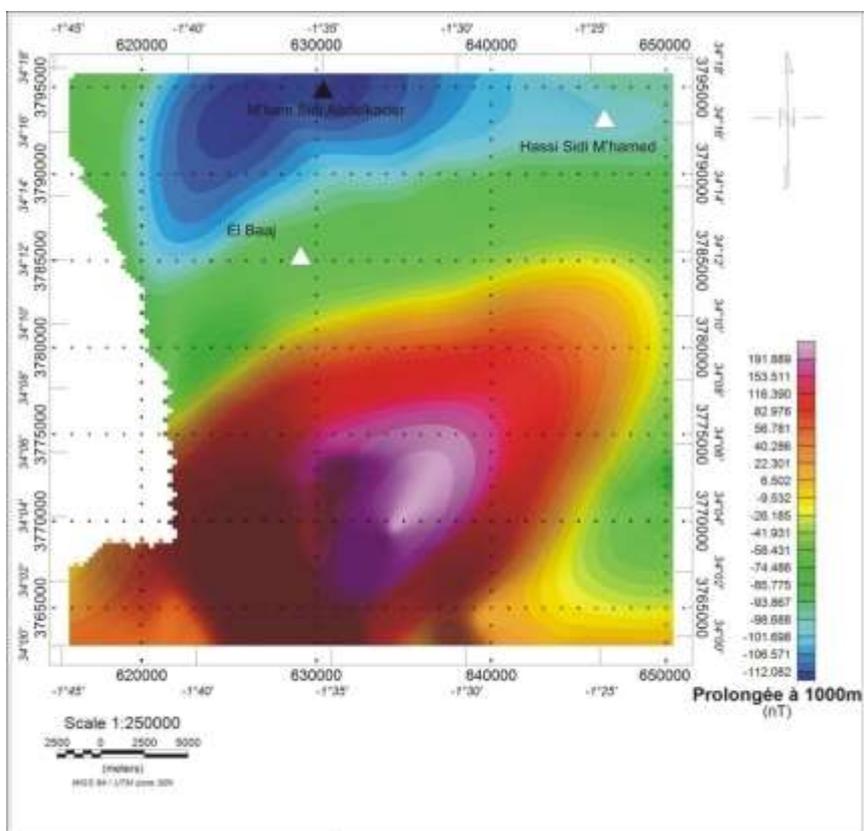


Figure 97: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.

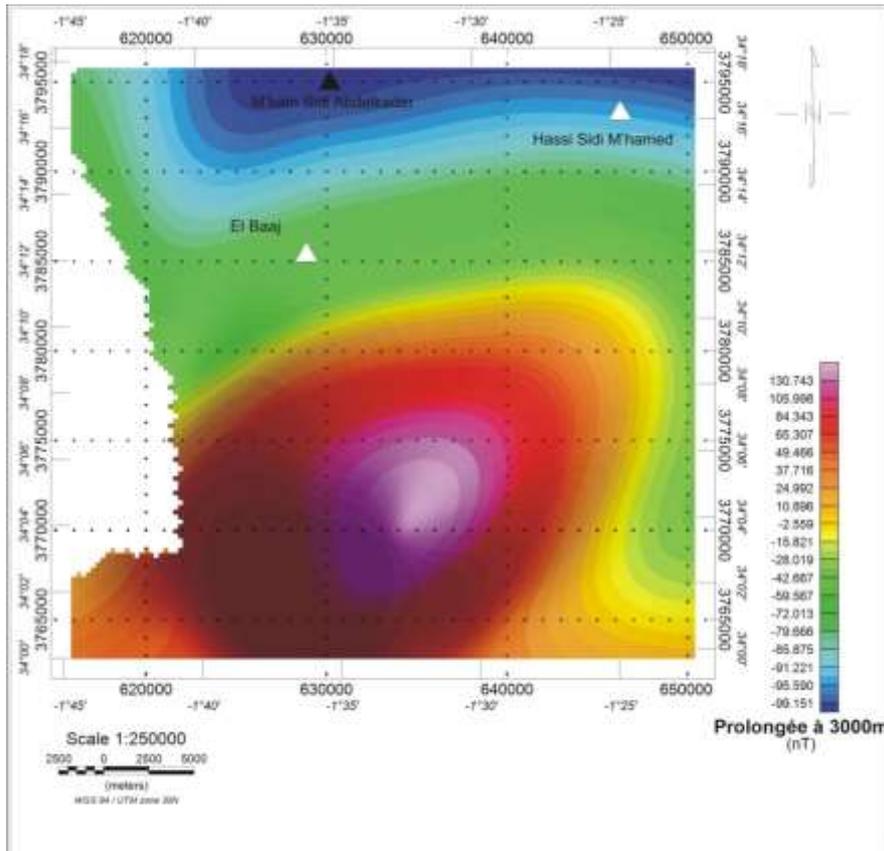


Figure 98: Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 3000 m.

6. Déconvolution d'Euler

Les variations des paramètres pour l'indice structural, la taille de la fenêtre et la tolérance nous ont permis de déduire les meilleurs résultats ou regroupement des solutions obtenus pour une taille de fenêtre égale à 8, une tolérance (critère de sélection des solutions) de 10 % et un indice structural de 0. A cet effet, les solutions de la déconvolution d'Euler (DE) (fig. 99) sont localisées à des profondeurs comprises entre 366 et 3838 m et correspondent aux:

- accidents moins profonds: ils sont situés au Nord et au Sud et ne dépassent pas les 800 m. A titre d'exemple, nous citons l'accident de Tafna-Magoura (N10°/N20°) qui peut être suivi depuis M'kam Sidi Abdel Kader, jusqu'à la muraille de Djebel Sidi El Abed, passant par le pointement triasique d'El Baaj;

- accidents moyennement profonds: ce sont les accidents situés au NW, SW et SE de la région. Ils sont compris entre 1021 et 2426 m.

Ces deux accidents affectent surtout les dépôts cénozoïques de la plaine de Magoura et de Hamyane.

- accidents profonds: avec des profondeurs allant de 2196 à 3838 m, ces accidents sub-parallèles, de direction tellienne donnant naissance à une structure en horst et graben.

D'autre part, la carte de la déconvolution d'Euler montre que les trois affleurements triasiques de Sidi El Abed (M'kam Sidi Abdel Kader, El Baaj et Hassi Sidi M'hamed) apparaissent le long des accidents.

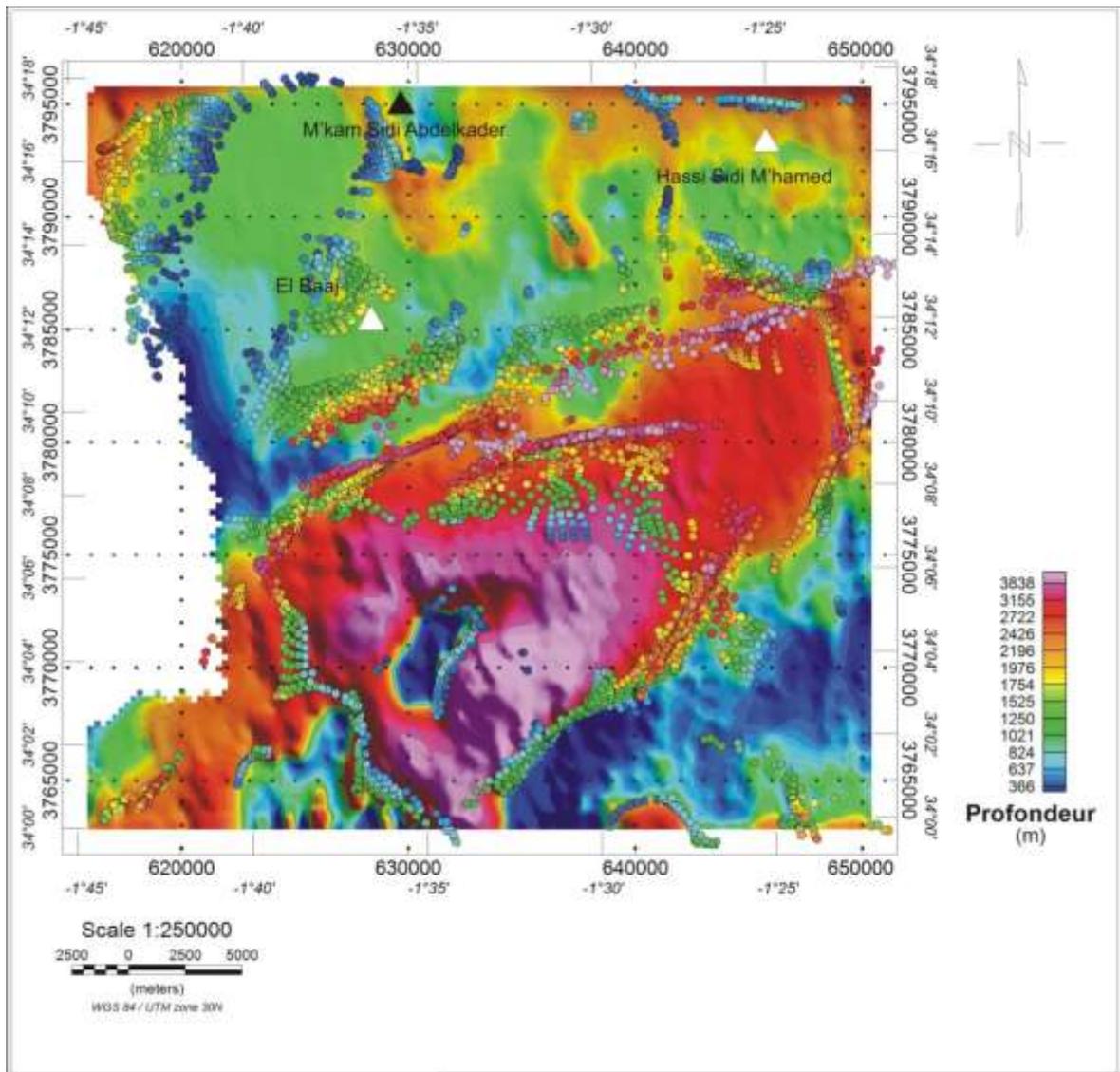


Figure 99: Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP des Monts de Sidi El Abed (fenêtre = 8, tolérance de 10% et indice structural [SI] = 0).

7. Conclusion

L'interprétation des anomalies aéromagnétiques des Monts de Sidi El Abed a permis d'observer deux anomalies grossièrement allongées. Ces anomalies sont soit affectées par des grands accidents subméridiens soit séparées par des accidents parallèles, de direction tellienne (WSW-ENE). Les transformations mathématiques ont permis également de mieux caractériser la différence entre le socle paléozoïque formé des roches cristallines et métamorphiques et la couverture sédimentaire du Méso-cénozoïque.

Enfin, les structures diapiriques du Trias (M'kam Sidi Abdel Kader, El Baaj et Hassi Sidi M'hamed) apparaissent le long des accidents.

III. CONCLUSION

En conclusion, l'approche aéromagnétique utilisée surtout pour déterminer la nature, la taille et la structure des dépôts triasiques, nous a permis de mettre en évidence les faits suivants:

-Dans les Monts des Traras

Les différentes cartes aéromagnétiques montrent l'existence de plusieurs anomalies à la fois négatives et positives. Les anomalies positives sont le plus souvent circulaires et correspondent à des roches magmatiques et métamorphiques appartenant au socle paléozoïque et à des roches magmatiques très localisées dont l'âge est attribué au Permo-Trias. D'autre part, la réalisation d'un modèle magnétique à partir de la transformée en ridgelet évoque la présence d'une parfaite relation entre les accidents tectoniques et la répartition spatiale des affleurements volcano-sédimentaires.

-Dans les Monts de Tlemcen (s.l.)

En plus de la détection de nombreux accidents profonds, l'interprétation des données aéromagnétiques, nous a permis d'identifier des anomalies positives correspondant à des roches volcaniques triasiques en sub-surface.

Par ailleurs, les cartes magnétiques montrent également que les affleurements triasiques sont localisés le long des accidents.

-Dans les Monts de Sidi El Abed

Deux anomalies magnétiques grossièrement allongées ont pu être identifiées. Il s'agit des anomalies positives (socle paléozoïque en sub-surface, formé de roches cristallines ou métamorphiques) et des anomalies négatives (couverture sédimentaire du méso-cénozoïque). A l'instar des Monts de Tlemcen (s.l.), les réponses magnétiques dans les Monts de Sidi El Abed montrent l'existence de plusieurs linéaments structuraux dont certains sont probablement responsables de la montée diapirique du Trias.

Chapitre 5: **C**ARACTERIASATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES ARGILES

Chapitre 5 : CARACTERIASATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES ARGILES

I. INTRODUCTION

Le dernier chapitre de cette thèse est consacré à la caractérisation minéralogique et géochimique des argiles triasiques dans les régions considérées, à savoir : Monts des Traras, Monts de Tlemcen (*s.l.*) et les Monts de Sidi El Abed. Les résultats ainsi obtenus vont nous permettre de calculer plusieurs rapports et indices minéralogiques et géochimiques qui seront utilisés pour déterminer le type de l'altération, classifier les sédiments et enfin pour connaître la provenance et le paléoclimat.

II. COMPOSITION MINERALOGIQUE

A. Monts des Traras

Dans les Monts des Traras, le cortège des minéraux argileux est représenté dans l'ordre décroissant par l'illite (31 - 98%. Moy : 65,02%), les smectites (0 - 61%. Moy : 21,4%), la kaolinite (0 - 24,27%. Moy : 10,25) et la chlorite (0 - 6,62%. Moy : 3,5 %) (fig. 100).

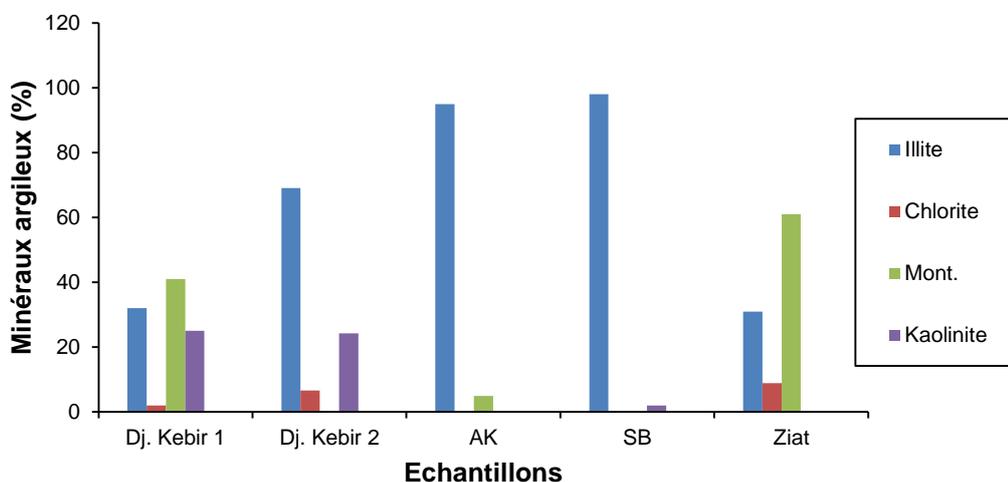


Figure 100: Pourcentage des minéraux argileux dans les Monts des Traras. (AK: Aïn Kebira, SB: Sidi Abdellah).

En ce qui concerne les minéraux non argileux, nous avons enregistré la présence du quartz (28 - 46 %. Moy: 37,8 %), de la calcite (4 - 33 %. Moy: 17,8 %), de la dolomite (0 - 1,2 %. Moy: 0,44 %), des plagioclases (albite)(0 - 17 %. Moy: 5,22 %) et (anorthite) (0 - 19 %. Moy: 5,4 %), de l'orthoclase (0 - 12 % ; Moy. 4,26 %), de la sidérite (0,2 - 2,7 %. Moy: 1,3 %), de l'hématite (0,5 - 6,4%. Moy: 2,34 %) et de la goethite (0,1 - 16 %. Moy: 6.28 %)(fig. 101).

Par ailleurs, nous avons enregistré la présence en très faible quantité du fer (0 – 4,1 %. Moy : 1,54 %), de la wuestite et de l’hexaferrum avec des proportions de l’ordre de 3,1 et 2,8 % respectivement. Les minéraux sulfatés sont représentés par la halite (0,8 – 17 % ; Moy : 5,78 %), l’anhydrite (0 – 9 %. Moy : 2,64 %) et le gypse (0 – 2 %. Moy : 0.74 %). Le calcium silicate, la chaux et la portlandite ont des valeurs de l’ordre de 19, 5.4 et 2,1 %. Notons également la présence de l’anastase (0 – 5,4 %. Moy : 2,28 %) et le titanum silicide (0,8 %).

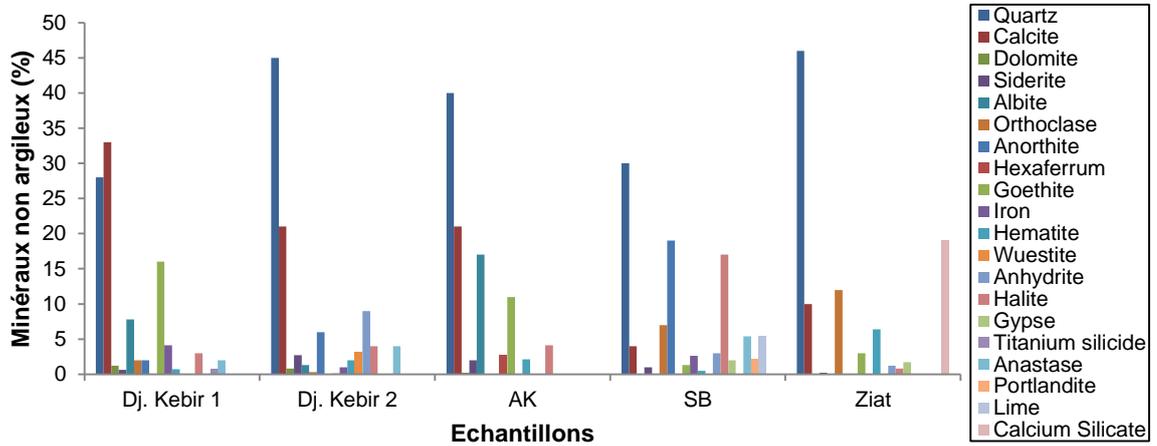


Figure 101: Pourcentage des minéraux non argileux dans les Monts des Traras. (AK: Aïn Kebira, SB: Sidi Abdellah).

Dans les Monts des Traras, le faciès argileux est marqué par des rapports de minéraux argileux, en général, inférieur à l’unité (tabl. 23) En effet, les rapports smectite/(Illite + chlorite) (0 – 1,53), smectite/Illite (0 – 1,97), kaolinite/(Illite + chlorite) (0 – 0,74) et kaolinite/illite (0-0,78) indiquent la dominance de l’illite par rapport à la smectite et de l’illite + chlorite par rapport à la smectite et la kaolinite. En outre, les rapports kaolinite/chlorite et kaolinite/illite marqueurs fiables d’humidité, montrent une faible hydrolyse chimique par rapport aux processus physiques, sauf pour les Traras méridionaux (Djebel Kebir) où les valeurs du rapport sont fortes (3,67 et 12,5).

Ech.	K/S	K/I	K/C	S/I	S/(I+C)	K/(I+C)	(S+K)/(I+C)
Dj. Kebir 1	0,61	0,78	12,50	1,28	1,21	0,74	1,94
Dj. Kebir 2	24,27	0,35	3,67	0	0	0,32	0,32
AK	0	0	0	0,05	0,05	0	0,05
SB	2	0,02	2	0	0	0,02	0,02
Ziat	0	0	0	1,97	1,53	0	1,53

Tableau 23: Rapports des minéraux argileux dans les Monts des Traras.

B. Monts de Tlemcen (s.l.)

1. Les argiles d’Aïn Tellout

Les argiles d’Aïn Tellout montrent un cortège minéral argileux constitué uniquement de la chlorite (55 à 100%. Moy : 79,28%) et de l’illite (5 à 50%. Moy : 20,71%)(fig. 102).

Dans le détail, nous observons que la chlorite indique une très large prédominance par rapport à l'illite pour les échantillons AT4, AT5, AT5' et AT5'' (95 à 100%). Par contre, les échantillons AT1, AT2 et AT3 montrent presque les mêmes proportions pour l'illite (45 à 50%) et pour la chlorite (50 à 55%).

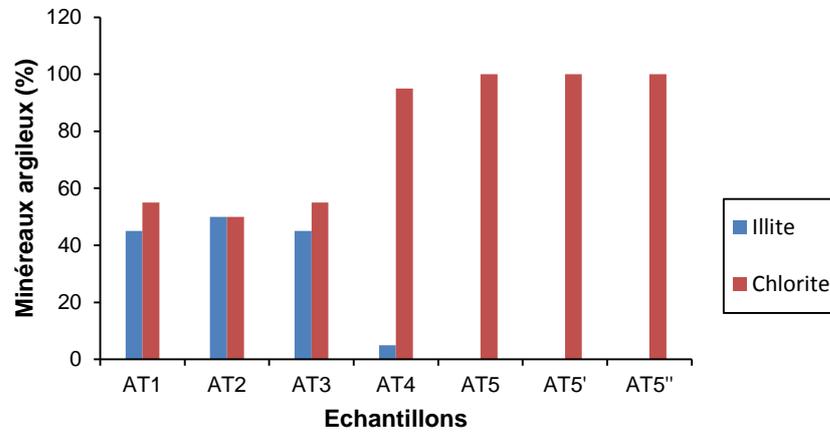


Figure 102: Pourcentage des minéraux argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(s.l.).

L'analyse des minéraux non argileux montre la présence du quartz, des carbonates (calcite et dolomite), des feldspaths (orthoclases et plagioclases), du gypse, de l'halite, des micas et enfin de l'hématite (fig. 103). Ainsi, le pourcentage du quartz est compris entre 14 et 42 % avec une moyenne de 27%, alors que les teneurs en calcite (2 à 14 %. Moy: 6,14%) et en dolomite (8 – 28%. Moy: 29,14%) sont faibles. Le gypse cité précédemment est présent seulement dans deux échantillons (AT1 et AT2) avec des concentrations comprises entre 22 et 59% et une moyenne de l'ordre de 11.57%. Les teneurs des feldspaths sont répartis généralement entre les orthoclases (1 à 9%. Moy: 4,28%) et les plagioclases qui sont présents dans un seul échantillon (AT3) avec une valeur de 1% seulement. Enfin, les teneurs de l'halite (1 à 6 %. Moy: 2%), des micas (4 à 8 %. Moy: 1,71%) et de l'hématite (7 à 10%. Moy: 5%) restent faibles.

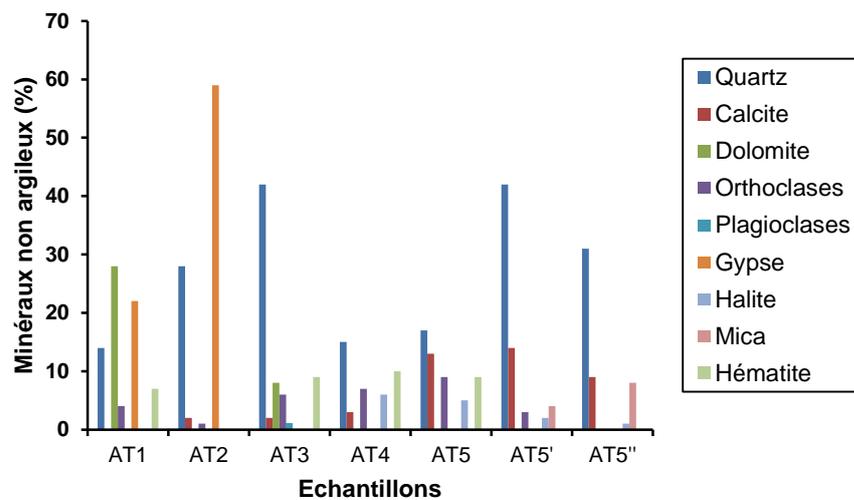


Figure 103: Pourcentage des minéraux non argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(s.l.).

En raison de l'absence de la kaolinite, minéral indicateur de l'humidité et de lixiviation chimique, les valeurs des rapports des minéraux argileux à Aïn Tellout sont nulles (tabl. 24). Ceci nous amène à conclure que le secteur d'Aïn Tellout est affecté surtout par une érosion mécanique due à la tectonique locale et/ou régionale plutôt que par l'altération chimique.

Ech.	K/S	K/I	K/C	S/I	S/(I+C)	K/(I+C)	(S+K)/(I+C)
AT1	0	0	0	0	0	0	0
AT2	0	0	0	0	0	0	0
AT3	0	0	0	0	0	0	0
AT4	0	0	0	0	0	0	0
AT5	0	0	0	0	0	0	0
AT5'	0	0	0	0	0	0	0
AT5''	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 24: Rapports des minéraux argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(s.l.).

2. Les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel

A Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, les minéraux argileux sont constitués principalement par la chlorite, l'illite, la kaolinite et les interstratifiés (fig. 104). Les valeurs de la chlorite sont comprises entre 10 et 45% avec une moyenne de 30%. L'illite montre des proportions qui varient entre 30 et 65% avec une moyenne de 50%. Les interstratifiés I/M montrent des valeurs faibles (5 à 15%. Moy : 8,75%). Les deux minéraux restant, à savoir: la kaolinite et la montmorillonite sont présentes dans un seul échantillon (KM Arg1) avec des teneurs respectives de 35% et 20%.

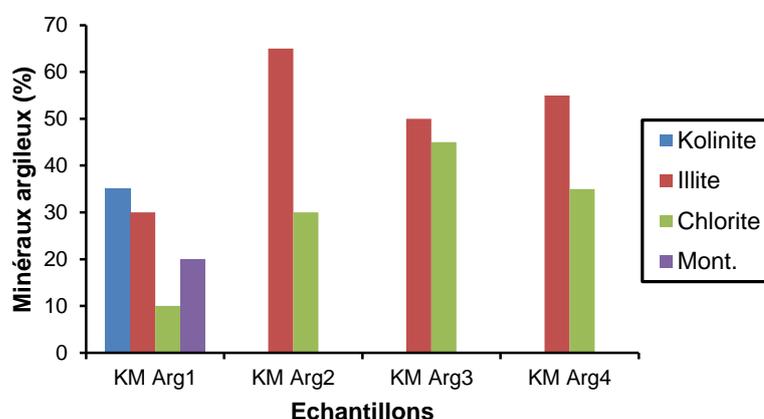


Figure 104: Pourcentage des minéraux argileux dans le secteur de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(s.l.).

Par contre, les minéraux non argileux sont constitués par du quartz, des carbonates, des feldspaths, du gypse, de l'hématite, de la halite et de la pyrite (fig. 105). Les valeurs des concentrations en quartz sont comprises entre 29 et 57% avec une moyenne de 43%. Quant aux carbonates, la calcite est présente dans tous les échantillons (5 – 8%. Moy : 6%) et la dolomite avec des teneurs qui varient entre 3 et 22% (Moy : 8,25%). L'orthoclase est présente dans les échantillons KM Arg3 et KM Arg4 avec des proportions respectives de 4 et 7%. Les autres minéraux non argileux sont : le gypse (1 et 7%)(KM Arg 1 et KM Arg 2), la halite (1 – 4%. Moy : 2,66%), l'hématite (5 - 8%. Moy : 6,33%) et la pyrite (2%) (KM Arg 1).

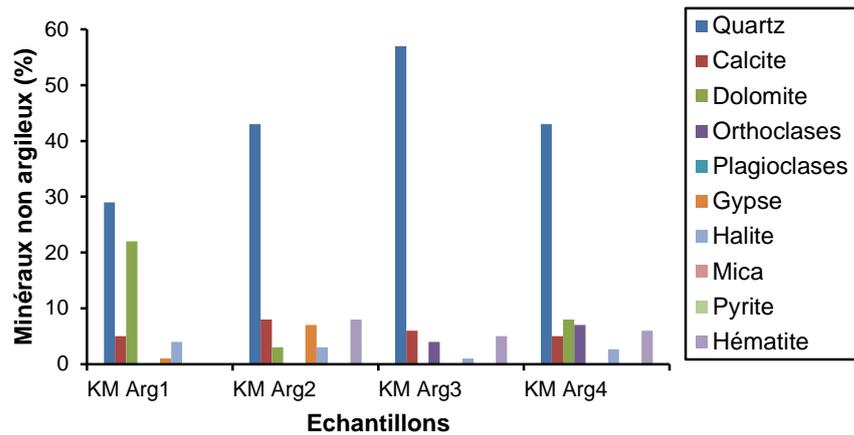


Figure 105: Pourcentage des minéraux non argileux dans le secteur de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen (s.l.).

A noter que les ratios des minéraux argileux montrent des valeurs faibles de: kaolinite/smectite (1,75), kaolinite/illite (1,16), kaolinite/chlorite (3,5), smectite/illite (0,66), smectite/(illite+chlorite)(0,5), kaolinite/(illite+chlorite)(0,88) et (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite)(1,38)(tabl. 25).

Pour les deux secteurs analysés des Monts de Tlemcen, l'activité d'altération chimique reste insignifiante à Aïn Tellout.

Ech.	K/S	K/I	K/C	S/I	S/(I+C)	K/(I+C)	(S+K)/(I+C)
KM Arg1	1,75	1,16	3,5	0,66	0,5	0,88	1,38
KM Arg 2	0	0	0	0	0	0	0
KM Arg 3	0	0	0	0	0	0	0
KM Arg 4	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 25: Rapports des minéraux argileux dans le secteur de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(s.l.).

C. Monts de Sidi El Abed

Dans les Monts de Sidi El Abed, les minéraux argileux sont composés principalement de la chlorite (10 à 95%. Moy. : 52,5%), de l'illite (5 à 95%. Moy. : 34,16%) et des interstratifiés (I/M) (5 à 20%. Moy. : 5%). La montmorillonite est présente dans deux échantillons provenant de Hassi Sidi M'hamed et M'kam Sidi Abdelkader. La kaolinite se trouve seulement à M'kam Sidi Abdelkader (10%)(fig. 106).

Par ailleurs, dans le secteur d'El Baaj, les minéraux argileux sont représentés par l'illite (Ebj1 : 10%, Ebj2 : 60%) et par la chlorite (Ebj1 : 90%, Ebj2 : 40%). A Hassi Sidi M'hamed, nous avons relevé une large dominance de la chlorite (80 à 95%. Moy : 87,5%) et de l'illite (5 à 95%. Moy : 50%) par rapport aux interstratifiés (I/M) (5%) et à la montmorillonite (10%) (HSM1, HSM2 et HSM3). Par contre, à M'kam Sidi Abdelkader le cortège minéral montre des proportions plus ou moins variables d'illite (30%), de smectite (30%), des interstratifiés (I/M) (20%), de kaolinite (10%) et de chlorite (10%).

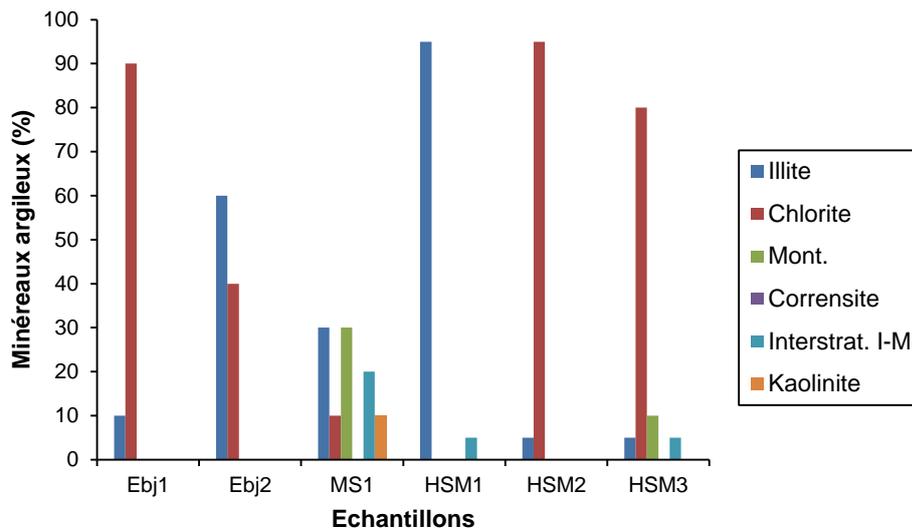


Figure 106: Pourcentage des minéraux argileux dans les Monts de Sidi El Abed.

Pour les minéraux non argileux, les faciès des Monts de Sidi El Abed sont représentés par le quartz (19-49%. Moy. : 34,42%), la calcite (1-37%. Moy. : 9,57%), la dolomite (1-23%. Moy. : 11,14%), l'orthoclase (2%), les plagioclases (2%), le gypse (1-60%. Moy. : 31,28%), la pyrite (3%) et l'hématite (2%)(fig. 107).

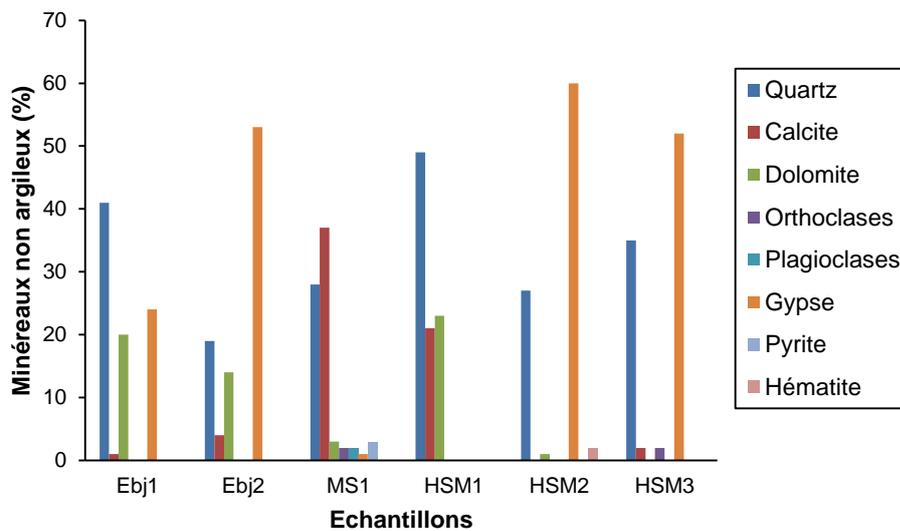


Figure 107: Pourcentage des minéraux non argileux dans les Monts de Sidi El Abed.

- La répartition de ces minéraux non argileux se fait de la manière suivante :

-au niveau d'El Baaj, nous avons remarqué que la dolomite domine par rapport à la calcite et qu'il y a disparition des feldspaths et des plagioclases. Le gypse est présent avec des concentrations élevés.

-à Hassi Sidi Mahmmmed, nous notons l'apparition des feldspaths et de l'hématite avec de très faibles quantités.

-à M'kam Sidi Abdelkader, la teneur de la calcite est bien supérieure par rapport aux secteurs d'El Baaj et de Hassi Sidi M'hamed, avec aussi des concentrations très faibles des feldspaths, des plagioclases, de gypse et de pyrite.

- Les valeurs des rapports des minéraux argileux sont comme suit:

-à M'kam Sidi Abdelkader les valeurs des rapports des minéraux argileux sont de 0,33 pour la kaolinite/smectite et kaolinite/illite, de 1 pour la kaolinite/chlorite et smectite/illite et (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite), de 0,75 pour la smectite/(illite+chlorite) et de 0,25 pour la kaolinite/(illite+chlorite) (tabl. 26). Ces rapports montrent fort bien la dominance des minéraux argileux formés par l'érosion physique d'une part et la dominance de l'illite et de la smectite par rapport à la chlorite et la kaolinite d'autre part.

-à Hassi Sidi Mhamed, les argiles sont marquées par les rapport suivants : smectite/illite : 2, smectite/(illite+chlorite) : 0,11 et (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite) : 0,12 (tabl. 26). Ces valeurs indiquent fort bien la prépondérance du processus d'altération physique dans ce secteur et cela grâce à l'absence des rapports kaolinite/chlorite, kaolinite/illite, kaolinite/smectite qui sont les marqueurs fiables de l'humidité.

-au niveau d'El Baaj, les valeurs des ratios sont nulles (tabl. 26). Elles témoignent ainsi de la présence d'un régime marqué seulement par le processus de désagrégation mécanique lors de la formation des minéraux argileux.

Ech.	K/S	K/I	K/C	S/I	S/(I+C)	K/(I+C)	(S+K)/(I+C)
HSM1	0	0	0	0	0	0	0
HSM2	0	0	0	0	0	0	0
HSM3	0	0	0	2	0,11	0	0,12
MS1	0,33	0,33	1	1	0,75	0,25	1
Ebj1	0	0	0	0	0	0	0
Ebj2	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 26: Rapports des minéraux argileux dans les Monts de Sidi El Abed.

III. CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

La caractérisation géochimique a été effectuée sur les échantillons provenant des Monts de Tlemcen (*s.l.*) et des Monts de Sidi El Abed uniquement.

A. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Les analyses géochimiques des argiles triasiques montrent dans l'ordre décroissant, la présence des oxydes majeurs SiO₂, CaO, MgO, Fe₂O₃ et SO₄, et des éléments mineurs TiO₂, K₂O, Na₂O, P₂O₅ et MnO. Ces valeurs seront comparées à celles de la croûte continentale supérieure (CCS) (TAYLOR & McLENNAN, 1985).

Les valeurs de SiO₂ à Aïn Tellout, comme à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel sont comprises entre 23,94 et 59,77% et celles de TiO₂ sont réparties dans une gamme entre 0,36 et 1,07 %. Par contre, une large diffusion est observée dans les valeurs d'Al₂O₃ (6,71-16,33%) et de MgO (5,82-17,65%).

1. Les argiles d'Aïn Tellout

Les argiles d'Aïn Tellout renferment entre 23,94 et 54,93% (Moy : 44,69%) de SiO_2 ; 6,71 et 15,76 (Moy : 12,43%) de Al_2O_3 ; 2,01 et 14,19 (Moy : 8,46%) de Fe_2O_3 ; 0,36 et 1% (Moy : 0,79%) de TiO_2 ; 7,22 et 17,65% (Moy : 14,36%) de MgO ; 0,04 et 0,09% (Moy : 0,06%) de MnO ; 1,74 et 17,88% (Moy : 9,46%) de CaO ; 0,07 et 1,32% (Moy : 0,42%) de Na_2O ; 0,49 et 1,75% (Moy : 1,29%) de K_2O ; 0,06 et 0,12 (Moy : 0,09%) de P_2O_5 et 0,02 et 31,4% (Moy : 6,75%) de SO_3 .

En ce qui concerne les éléments en traces, ils indiquent les concentrations de : V (0,02-0,04%), Sr (0-0,05%), Zr (0,01-0,06%), Cl (0,01-0,96%), Ba (0,01-0,04%), Cr (0,01-0,02%), Ni (0,01-0,02%) et Zn (0-0,01%).

Dans l'ensemble, les échantillons analysés montrent:

-des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui sont comprises entre 2,88 et 4,23 (tabl. 27). D'après les travaux de LOPEZ-GONZALEZ & *al.* (2006), ces valeurs obtenues indiquent une sédimentation immature et une maturité texturale faible des argiles.

-des coefficients de corrélation des concentrations en CaO qui sont fortement négatifs avec SiO_2 ($r = -0,93$) et fortement positifs avec P_2O_5 ($r = 0,66$). Ils indiquent ainsi que les carbonates sont plutôt primaires que secondaires (FENG & KERRICH, 1990) (fig. 108).

Notons qu'une bonne corrélation de SiO_2 avec Al_2O_3 indique que le contenu en SiO_2 dans le sédiment est contrôlé généralement par un apport du quartz (ABSAR & *al.*, 2008). Dans notre cas, on remarque une forte corrélation positive qui est de l'ordre de 0,86 (fig. 108).

-des valeurs du rapport de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui varient entre 0,06 et 0,2 (tabl. 27) et indiquant la prédominance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (COX & *al.*, 1995) (fig. 109). L'oxyde d'aluminium Al_2O_3 montre une corrélation forte et positive avec K_2O ($r = 0,61$) témoignant en faveur d'une augmentation des minéraux porteurs de K comme l'illite et l'orthoclase au détriment du quartz. Quant au coefficient de corrélation d' Al_2O_3 avec TiO_2 ($r = 0,93$), il évoque la présence de l'illite qui est considérée ici comme la principale source de titane.

-des corrélation de Sr avec Al_2O_3 ($r = -0,91$), CaO ($r = 0,94$), Na_2O ($r = -0,49$), K_2O ($r = 0,43$), MgO ($r = -0,75$) et de Ba avec Al_2O_3 ($r = -0,43$), CaO ($r = 0,51$), Na_2O ($r = -0,23$), K_2O ($r = 0,40$), MgO ($r = -0,42$) indiquant que le Sr est fortement associé aux carbonates et moyennement aux feldspaths potassiques (orthoclase) et que le Ba est associé plus ou moins fortement à ces derniers.

-des corrélations positives d' Al_2O_3 avec Fe_2O_3 (fig. 109) reflétant la présence de certains oxydes de Fe et Ti associés aux phyllosilicate (DOKUZ & TANYOLU, 2006). Nous avons observé, une bonne corrélation positive ($r = 0,81$) suggérant ainsi que les concentrations en oxydes de Fe (hématite,...) sont importantes.

-des valeurs du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ qui sont comprises entre 1,33 et 7 (Moy: 4,38) (tabl. 27) et qui peuvent être attribuées à un contrôle local des roches sources sur la composition des sédiments d'une part (ARMSTRONG-ALTRIN & *al.*, 2016 ; RANJAN & BANERJEE, 2009) et à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium (e.g. illite et feldspaths

potassiques) d'autre part. Par contre, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ montre des valeurs faibles. Il varie de 0,14 à 0,75 avec une moyenne de 0,32. Ces valeurs montrent probablement des différences dans les proportions relatives des plagioclases.

-des valeurs du rapport de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,06–0,11. Moy: 0,1) (tabl. 27) indiquant une quantité modérée à forte des minéraux porteurs de K, à l'exemple de l'illite et des feldspaths potassiques.

-des coefficients de corrélation entre Al_2O_3 et les éléments en traces Cr ($r = 0,37$), Zr ($r = 0,47$) qui sont positifs. Les corrélations de TiO_2 sont positives avec Cr ($r = 0,2$) et fortement négatives avec Zr ($r = -0,89$). Ces valeurs indiquent clairement que Cr et Zr sont des éléments absorbés par les minéraux argileux.

A noter que la corrélation des LILE (Large ion lithophile elements) avec K_2O permet de montrer le lien avec l'illite. A titre d'exemple, si cette corrélation est positive, cela implique un fort lien avec l'illite (DOKUZ & TANYOLU, 2006). A souligner également que la corrélation de K_2O avec le Ba montre une valeur positive ($r = 0,40$). Par contre, la corrélation avec le Sr est faiblement négative ($r = -0,43$). Ceci indique probablement des associations avec les phases illitiques, car le Rb est retenu avec K dans l'illite.

-des valeurs des rapports de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (2,88-4,23. Moy: 3,61), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (13,39-18,64. Moy: 16,1), et $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,06-0,2. Moy: 0,1) qui sont inférieures à ceux de la (CCS). Tandis que, les valeurs des rapports de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (2,07-15,42. Moy: 7,67), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,33-7. Moy: 4,41) et $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (0,32-10,38. Moy : 3,59) sont supérieures à ceux de la croûte continentale supérieure CCS (tabl. 27 et 28). Ce dernier rapport indique que les constituants des argiles étudiées sont plus ou moins stables et d'une maturité moyenne (IBBEKEN & SCHLEYER, 1991).

Ech.	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
AT1	3,6	18,74	3,64	6,11	0,16	32,49	0,11	0,74
AT2	3,57	18,64	4,10	7	0,14	48,86	0,07	0,32
AT3	3,75	17,16	2,07	6,75	0,15	19,01	0,2	4,67
AT4	4,23	13,39	10,54	4,8	0,21	57,22	0,07	3,92
AT5	3,54	15,03	15,42	2,77	0,36	57,11	0,06	2,4
AT5'	2,88	15,76	8,11	1,33	0,75	25,94	0,11	10,38
AT5''	3,7	13,98	9,86	2,15	0,47	49,21	0,08	2,7
KM Arg1	4,67	15,24	5,65	1,59	0,63	47,64	0,1	1,88
KM Arg 2	3,66	15,26	2,33	9,58	0,1	16,7	0,22	5,62
KM Arg 3	4,26	15	4,77	9,13	0,11	29,73	0,14	0,52
KM Arg 4	4,37	15,02	12,75	5	0,2	69,08	0,06	0,56

Tableau 27: Rapports géochimiques des argiles triasiques dans les Monts de Tlemcen (s.l.).

$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
4,32	24,06	1,8	0,856	1,076	23,78	0,182	2,25

Tableau 28: Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure.

2. Les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel

A Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, les argiles renferment entre 43,41 et 59,77% (Moy: 51,07%) de SiO₂; 10,2 et 16,33% (Moy: 12,21%) de Al₂O₃; 6,65 et 8,33 (Moy: 7,56%) de Fe₂O₃; 0,68 et 1,07% (Moy: 0,8%) de TiO₂; 5,82 et 10,42% (Moy: 8,25%) de MgO; 0,04 et 0,07% (Moy: 0,05%) de MnO; 3,11 et 28,01% (Moy: 16,34%) de CaO; 0,13 et 0,74% (Moy: 0,35%) de Na₂O; 0,65 et 3,58% (Moy: 1,71%) de K₂O; 0,061 et 0,14 (Moy: 0,1%) de P₂O₅ et 0,05 et 0,21% (Moy: 0,09%) de SO₃. Parmi les éléments en trace analysés, nous signalons la présence de: V (0,01-0,02%); Sr (0,01-0,02%); Zr (0,01-0,03%); Ba (0,01-0,06%); Cr (0-0,01%) et Rb (0-0,01%).

Les résultats d'analyses des argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel montrent que:

-le rapport SiO₂/Al₂O₃ indique des valeurs comprises entre 3,66 et 4,67 (tabl. 29) témoignant ainsi d'une sédimentation immature et une maturité texturale faible des argiles (LOPEZ-GONZALEZ & *al.*, 2006). Les concentrations en CaO sont négativement et parfaitement corrélées avec SiO₂ (r = -0,99) et positivement et fortement corrélées avec P₂O₅ (r = 0,85) suggérant que les carbonates sont plutôt primaires que secondaires (FENG & KERRICH, 1990).

-le contenu en SiO₂ est positivement et fortement corrélé avec Al₂O₃ (r = 0,88) (fig. 108). Ceci évoque que le contenu en SiO₂ des argiles est contrôlé généralement par un apport du quartz (ABSAR & *al.*, 2008).

-les valeurs du rapport de K₂O/Al₂O₃ sont comprises entre 0,06 et 0,22 (tabl. 29). Elles indiquent probablement une augmentation des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques et l'illite (COX & *al.*, 1995) (fig. 109). Les concentrations en Al₂O₃ sont positivement et fortement corrélées avec K₂O (r = 0,93) montrant une augmentation des minéraux porteurs de K comme l'illite et l'orthoclase au détriment du quartz. Toutefois, une parfaite corrélation positive est enregistrée avec TiO₂ (r = 0,99) qui indique la présence de l'illite et l'orthoclase et suggère que l'illite est la principale source de titane.

-les corrélations du strontium avec Al₂O₃ (r = - 0,04), CaO (r = - 0,34), Na₂O (r = 0,93), K₂O (r = - 0,28), MgO (r = 0,41) et du barium avec Al₂O₃ (r = - 0,29), CaO (r = 0,55), Na₂O (r = - 0,46), K₂O (r = 0,06), MgO (r = -0,50) montrent que Sr est associé avec le sodium et moyennement avec le magnésium d'une part et Ba avec les carbonates d'autre part.

-les concentrations en Al₂O₃ sont positivement et moyennement corrélées avec Fe₂O₃ (r = 0,41) (fig. 109), ce qui reflète la présence en faible quantité de certains oxydes comme le Fe et le Ti associés aux phyllosilicates.

-les valeurs du rapport K₂O/Na₂O sont comprises entre 1,59 et 9,58 (Moy: 6,32). Ces valeurs peuvent liées probablement au contrôle local des roches sources sur la composition des sédiments (ARMSTRONG-ALTRIN & *al.*, 2016; RANJAN & BANERJEE, 2009), à la prédominance des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques ou encore à la décomposition des plagioclases par rapport aux feldspaths potassiques pendant les altérations.

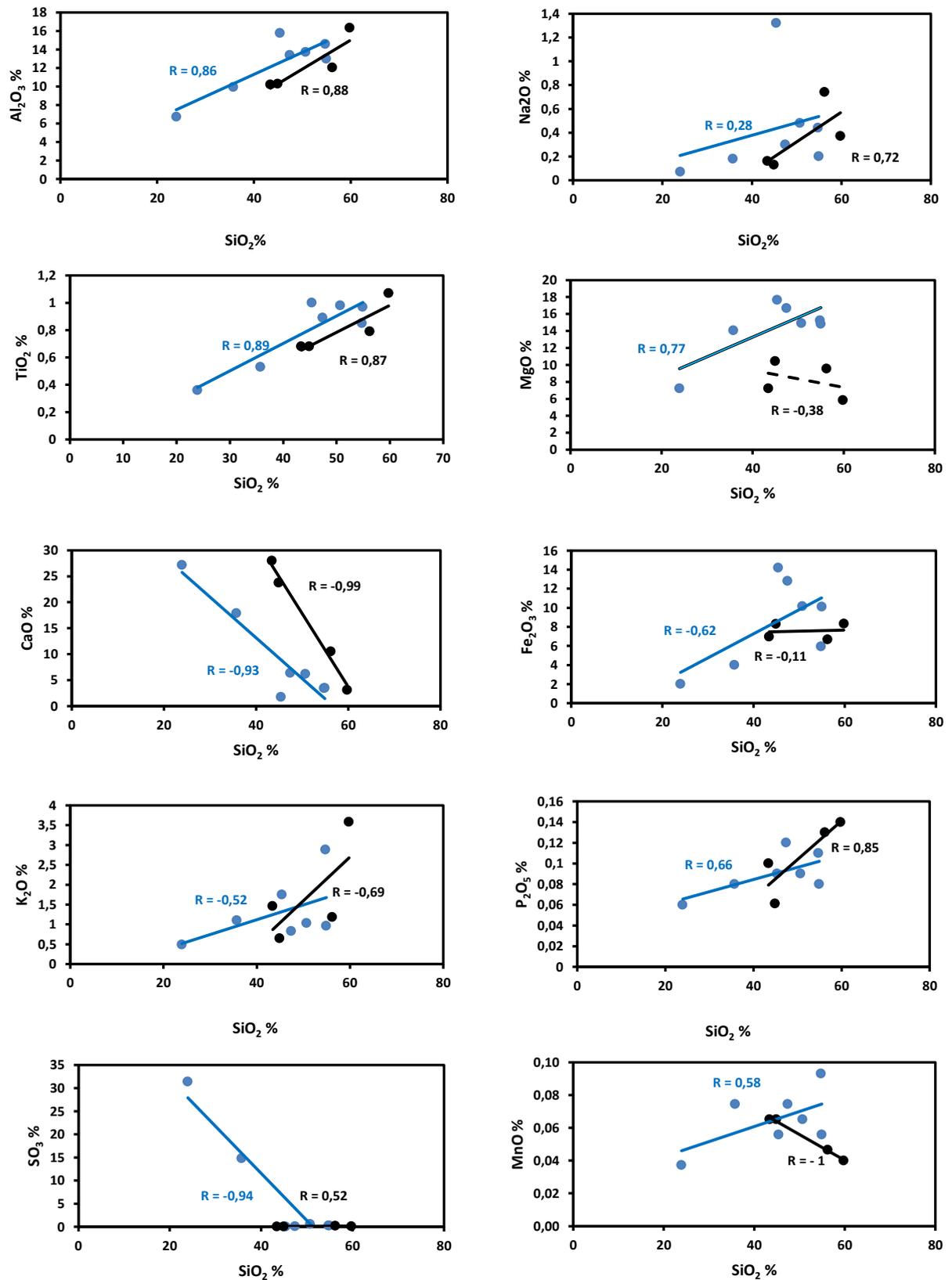


Figure 108: Diagrammes de corrélation SiO_2 vs. Oxydes. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (points noirs) (Monts de Tlemcen) (s.l.).

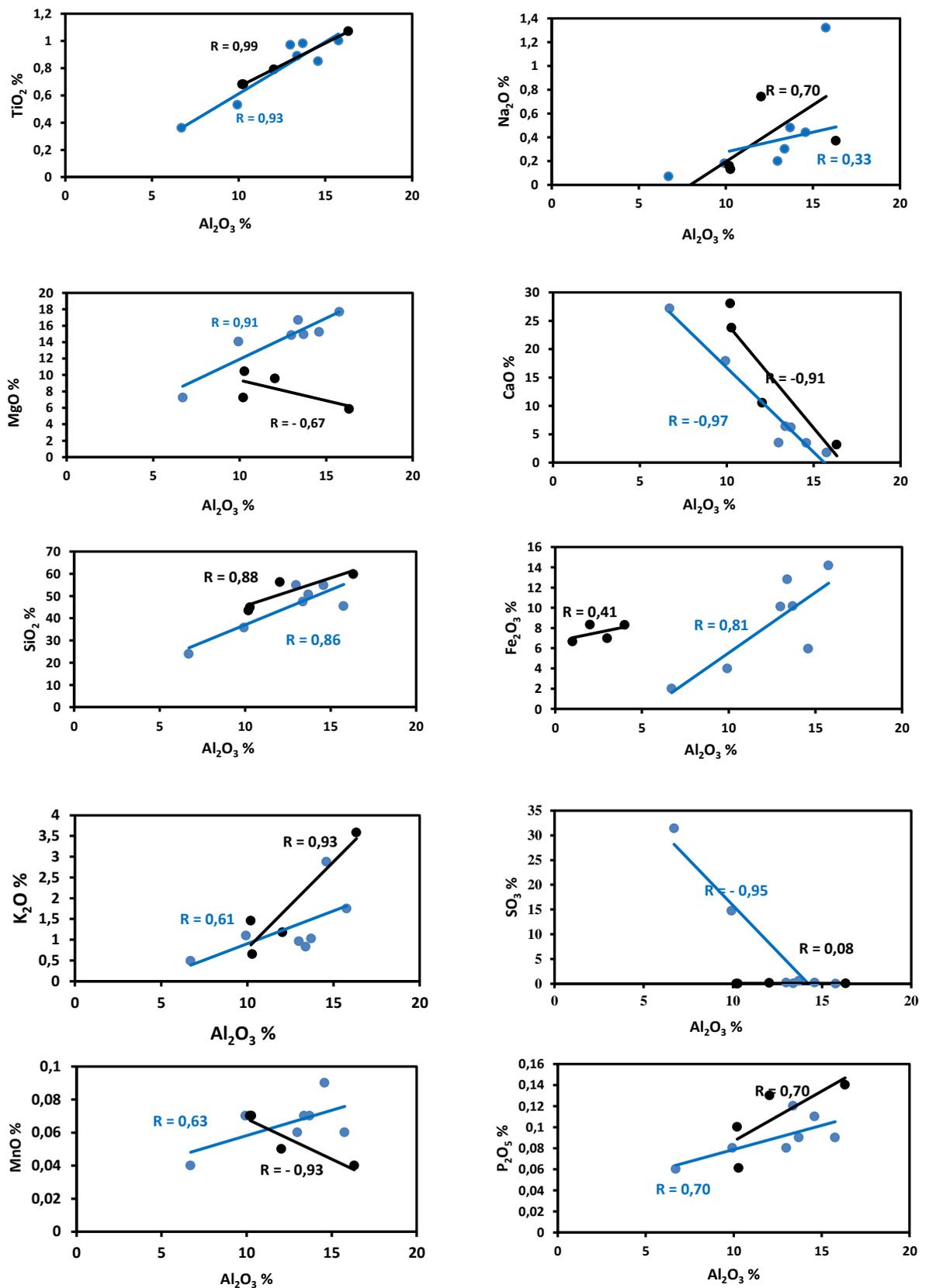


Figure 109: Diagrammes de corrélation Al_2O_3 vs. Oxydes. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (points noirs) (Monts de Tlemcen) (s.l.).

D'autre part, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ montre des valeurs inférieures (0,32-0,10. Moy: 0,26)(tabl. 29), ce qui indique probablement des concentrations relatives différentes des plagioclases dans les argiles.

-les valeurs des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varient étroitement entre 0,06-0,22 (tabl. 29) dénotant ainsi la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K tels que les feldspaths potassiques (COX & *al.*, 1995).

-les éléments Cr et Zr indiquent de fortes corrélations négatives et parfaites corrélations positives avec Al_2O_3 ($r = -0,79$, $r = 0,98$) et TiO_2 ($r = -0,78$, $r = 0,98$) suggérant que Cr et Ba sont des constituants absorbés par les minéraux argileux.

-les concentrations en K_2O sont faiblement et négativement corrélées avec Rb et Sr ($r = -0,13$, $r = -0,28$). Par contre, elles sont faiblement mais positivement corrélées avec Ba ($r = 0,06$). Ceci témoigne probablement que ces éléments ne rentrent pas dans les associations avec les phases illitiques.

-enfin, les valeurs des rapports de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (2,33-12,75. Moy: 6,37) et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (1,59-9,58. Moy: 6,32) sont supérieures à ceux de la croûte continentale supérieure CCS (tabl. 28 et 29). Tandis que les rapports: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,66-4,67. Moy: 4,24), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (15-15,26. Moy: 15,13), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,06-0,22. Moy: 0,13) et $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (0,52-5,62. Moy: 2,14) indiquant que ces argiles ne sont pas stables et sont de faible maturité (IBBEKEN & SCHLEYER, 1991).

Ech.	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$
KM Arg 1	4,67	15,24	5,65	1,59	0,63	47,64	0,1	1,88
KM Arg 2	3,66	15,26	2,33	9,58	0,1	16,7	0,22	5,62
KM Arg 3	4,26	15	4,77	9,13	0,11	29,73	0,14	0,52
KM Arg 4	4,37	15,02	12,75	5	0,2	69,08	0,06	0,56

Tableau 29: Rapports géochimiques des argiles de la section Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(s.l.).

B. Monts de Sidi El Abed

Dans cette partie des Hautes Plaines oranises, les faciès argileux sont constitués de 14,39 à 51,58% (Moy: 30,88%) de SiO_2 ; 3,01 à 7,03% (Moy: 4,55%) de Al_2O_3 , 1,38 à 2,96% (Moy: 2,31%) de Fe_2O_3 ; 0,23 à 0,40% (Moy: 0,29%) de TiO_2 ; 0,01 à 0,02% (Moy: 0,018%) de MnO, 15,33 à 33,64% (Moy: 23,23%) de CaO, 0,01 à 0,24% (Moy: 0,075%) de Na_2O , 0,03 à 0,08% (Moy: 0,048%) de P_2O_5 ; 1,77 à 10,47% (Moy: 5,98%) de MgO, 0,08 à 0,90% (Moy: 0,41%) de K_2O et 0,24 à 38,23% (Moy: 20,23%) de SO_3 . Les éléments en traces sont représentés par les concentrations suivantes: V (0,07-0,24%), Sr (0,02-0,26%), Zr (0,006-0,05%), Ba (0,006-0,034%), Cr (0,01-0,03%), Rb (0,005-0,01%), Ni (0,001-0,003%), Zn (0,002-0,005%), Cu (0,002-0,003) et Pb (0,001-0,002%).

Les caractérisations géochimiques des argiles triasiques des Monts de Sidi El Abed, nous ont permis également de remarquer que:

-les valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont comprises entre 3,18 et 17,14 (tabl. 30). Ils indiquent une forte maturité des sédiments et une maturité texturale forte (LOPEZ-GONZALEZ & *al.*, 2006).

-les concentrations en CaO sont négativement et fortement corrélée avec SiO_2 ($r = -0,78$) (fig. 110). Elles montrent que les carbonates sont plutôt primaires que secondaires (FENG & KERRICH, 1990).

-les valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ sont comprises entre 24,39 et 474,25 et la corrélation négative entre ces deux oxydes ($-0,68$) (fig. 110) permet de déduire une augmentation de minéraux porteurs de K (e.g. illite et orthoclase) et une légère diminution du quartz.

-les rapports de $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ varient étroitement entre 0,02 et 0,17 (tabl. 30) indiquant ainsi la prépondérance des minéraux argileux par rapport aux minéraux porteurs de K (e.g. feldspaths potassiques)(COX & *al.*, 1995).

-les coefficients de corrélation positifs d' Al_2O_3 avec K_2O et TiO_2 sont respectivement de 0,66 et 0,57 (fig. 111). Ils suggèrent la présence de l'illite qui peut être considérée comme probable source de titane et de l'orthoclase

-la corrélation de Sr avec Al_2O_3 ($r = -0,53$), CaO ($r = -0,69$), Na_2O ($r = -0,22$), K_2O ($r = -0,76$), MgO ($r = 0,67$) et de Ba avec Al_2O_3 ($r = 0,54$), CaO ($r = -0,02$), Na_2O ($r = 0,79$), K_2O ($r = 0,48$), MgO ($r = -0,35$) évoque que le Sr est associé aux carbonates magnésiens et que le Ba est probablement associé aux feldspaths.

Noutons que le coefficient de corrélation de Al_2O_3 avec Fe_2O_3 ($r = 0,50$)(fig. 111) montre que les oxydes de fer et de titane sont presque absents.

-les valeurs du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont comprises entre 1,86 à 59. Alors que, les valeurs du rapport de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ sont comprises entre 0,02 et 0,54 (tabl. 30). Ceci suggère probablement une hétérogénéité dans les concentrations des plagioclases.

-les éléments V, Cr, Rb, Ni et Cu évoquent des corrélations faiblement et fortement positives avec Al_2O_3 ($r = 0,28, 0,25, 0,86, 0,85$ et $0,79$) et TiO_2 ($r = 0,26, 0,80, 0,91, 0,23$ et $0,22$). Par contre, Zr, Zn et Pb montrent des corrélations fortement positives avec Al_2O_3 ($r = 0,73, 0,94$ et $0,93$) et TiO_2 ($r = 0,91, 0,94$ et $0,93$) ce qui indique que Zr, Zn et Pb sont des éléments fortement absorbés par les minéraux argileux contrairement à V, Cr, Rb, Ni et Cu.

Nous rappelons que les corrélations positives des éléments Rb, Pb et Zn avec CaO ($r = 0,34, 0,12$ et $0,11$) et K_2O ($r = -0,81, 0,69$ et $0,68$) indiquent qu'il y a probablement des associations de Rb, Pb et Zn avec les feldspaths potassiques et l'illite.

-enfin, la comparaison des valeurs des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (2,34 - 37), Na_2O (1,86-59) et $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (3,18 - 17,14) avec celles de la croûte continentale supérieure (CCS) montre que ces dernières sont supérieures. Par contre, les rapports de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (10,93-20,09), $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,02 – 0,17) et $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ (0,11 - 0,30) sont inférieurs à ceux de la (CCS) (tabl. 30 et 31). Ce dernier rapport signifie que les constituants de ces argiles sont plus ou moins stables et plus ou moins matures (IBBEKEN & SCHLEYER, 1991).

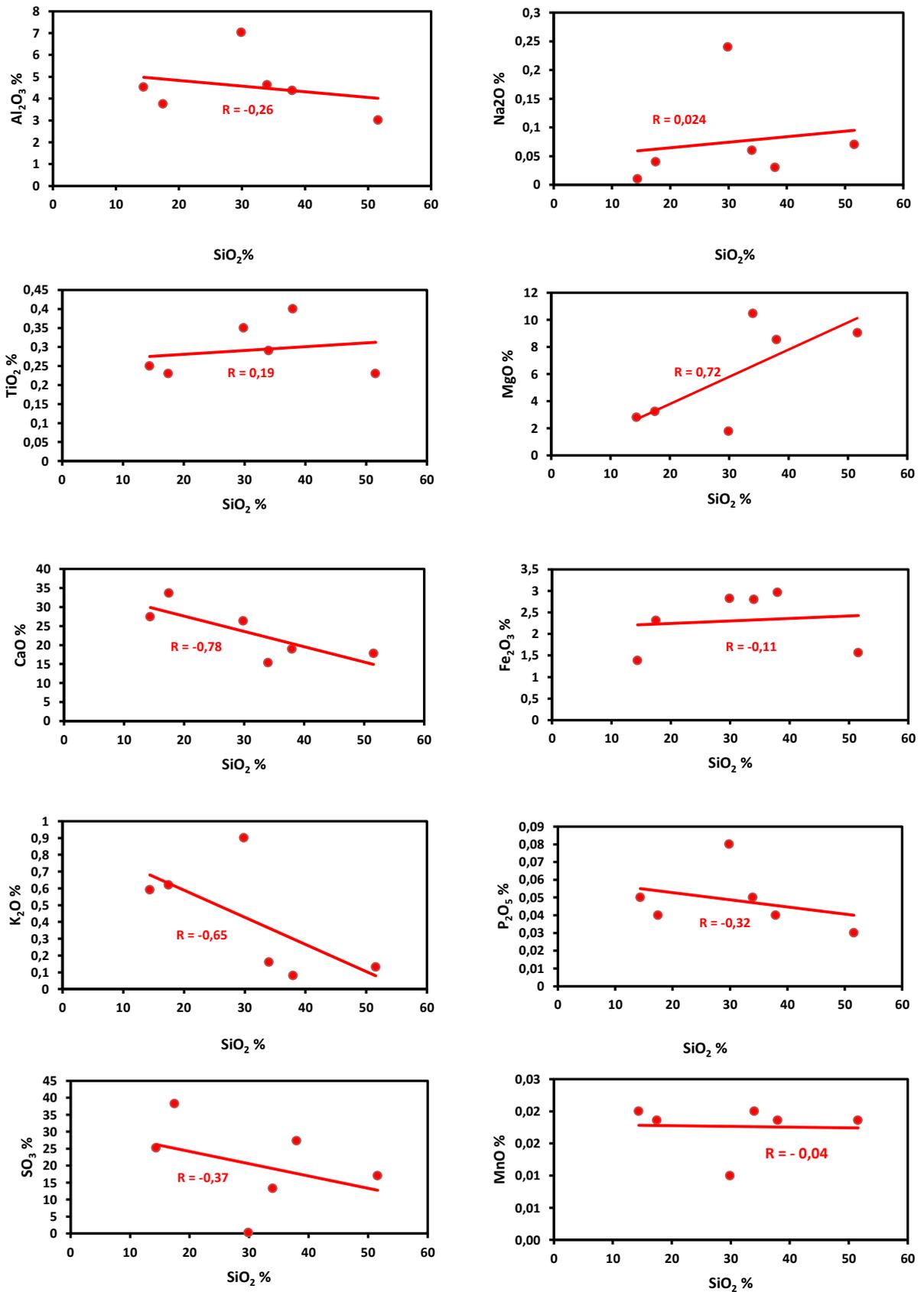


Figure 110: Diagrammes de corrélation SiO₂ vs. Oxydes (Monts de Sidi El Abed).

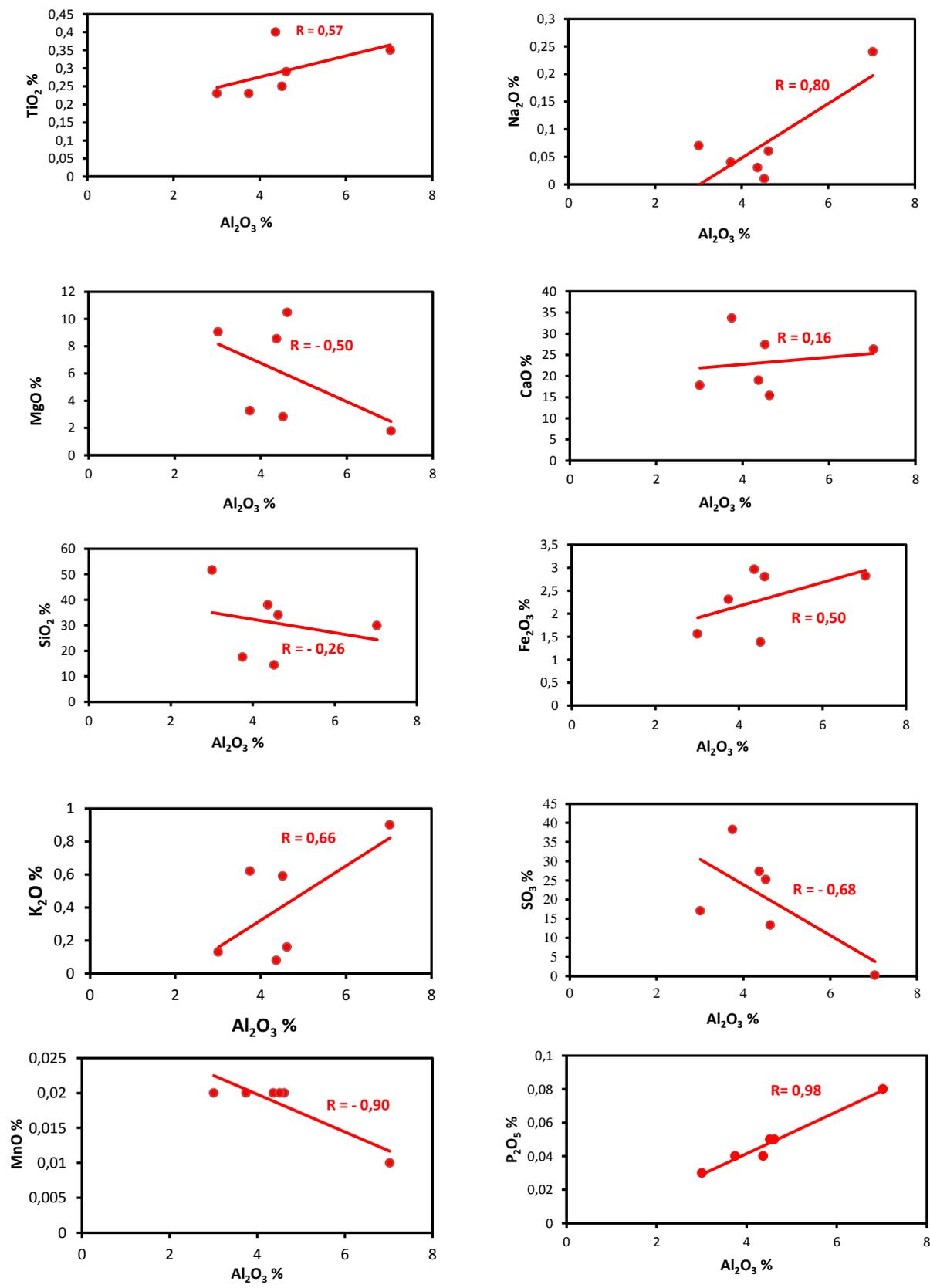


Figure 111: Diagrammes de corrélation Al_2O_3 vs. Oxydes (Monts de Sidi El Abed).

Ech.	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / K ₂ O	K ₂ O/ Na ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	SiO ₂ / K ₂ O	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / (CaO+Na ₂ O)
HSM1	8,69	10,93	37	2,67	0,38	474,75	0,02	0,26
HSM2	4,66	16,3	3,73	15,5	0,06	28,19	0,17	0,15
HSM3	17,14	13,09	12	1,86	0,54	396,77	0,04	0,24
MS1	4,25	20,09	3,13	3,75	0,27	33,19	0,13	0,51
Ebj1	7,36	15,93	17,5	2,67	0,38	212,50	0,03	0,36
Ebj2	3,18	18,08	2,34	59	0,02	24,39	0,13	0,18

Tableau 30: Rapports géochimiques des argiles triasiques dans les Monts Sidi El Abed.

SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / TiO ₂	Fe ₂ O ₃ / K ₂ O	K ₂ O/ Na ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	SiO ₂ / K ₂ O	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / (CaO+Na ₂ O)
4,32	24,06	1,8	0,856	1,076	23,78	0,182	2,25

Tableau 31: Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure.

IV. CLASSIFICATION DES ARGILES

A. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

D'abord à Aïn Tellout, les sédiments sont caractérisés par des rapports Log (SiO₂/Al₂O₃) compris entre 0,46 et 0,63 et des rapports Log (Fe₂O₃/K₂O) entre 0,32 et 1,19 (tabl. 32). Selon la classification de HERRON (1988), ces sédiments argileux sont attribués à la classe des shales et Fe-shales (fig. 112). Par contre, à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, les analyses des sédiments montrent des rapports Log (SiO₂/Al₂O₃) compris entre 0,56 et 0,67 et des rapports Log (Fe₂O₃/K₂O) entre 0,37 et 1,11 (tabl. 32).

En somme, nous avons remarqué que la majorité des échantillons prélevés dans les deux secteurs des Monts de Tlemcen (*s.l.*) sont dans la classe des shales et des Fe-shales, à l'exception de deux échantillons (fig. 112).

Ech.	Log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	Log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O)
AT1	0,56	0,56
AT2	0,55	0,61
AT3	0,57	0,32
AT4	0,63	1,02
AT5	0,55	1,19
AT5'	0,46	0,91
AT5''	0,57	0,99
KM Arg1	0,67	0,75
KM Arg 2	0,56	0,37
KM Arg 3	0,63	0,68
KM Arg 4	0,64	1,11

Tableau 32: Rapports de Log (SiO₂/Al₂O₃) et Log (Fe₂O₃/K₂O) dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(*s.l.*).

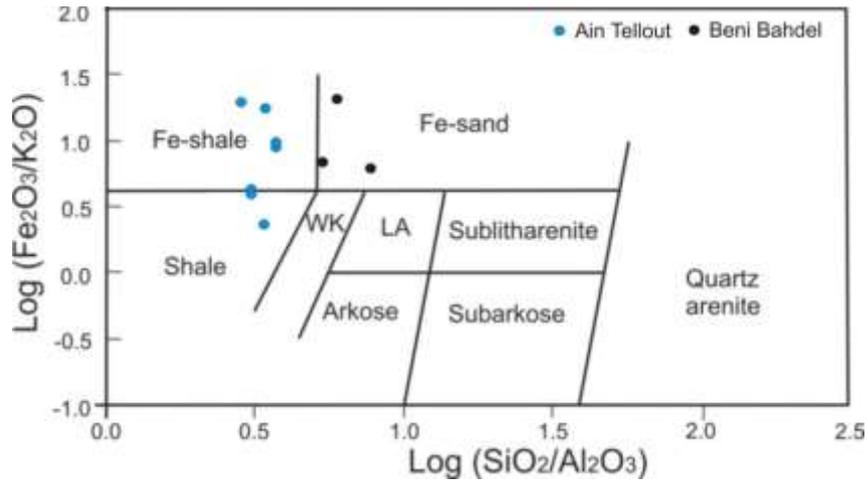


Figure 112: Classification de HERRON des sédiments dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(s.l.).

B. Monts de Sidi El Abed

A la différence de la région précédente, les sédiments de Sidi El Abed sont caractérisés par des rapports Log (SiO₂/Al₂O₃) compris entre 0,50 et 1,23 et des rapports Log (Fe₂O₃/K₂O) entre 0,37 et 1,57 (tabl. 33). Les sédiments sont ainsi répartis entre la classe des Fe-sand et la classe des shales (fig. 113).

Ech.	Log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	Log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O)
HSM1	0,94	1,57
HSM2	0,67	0,57
HSM3	1,23	1,08
MS1	0,63	0,5
Ebj1	0,87	1,24
Ebj2	0,5	0,37

Tableau 33: Rapports de Log (SiO₂/Al₂O₃) et Log (Fe₂O₃/K₂O) dans les Monts de Sidi El Abed.

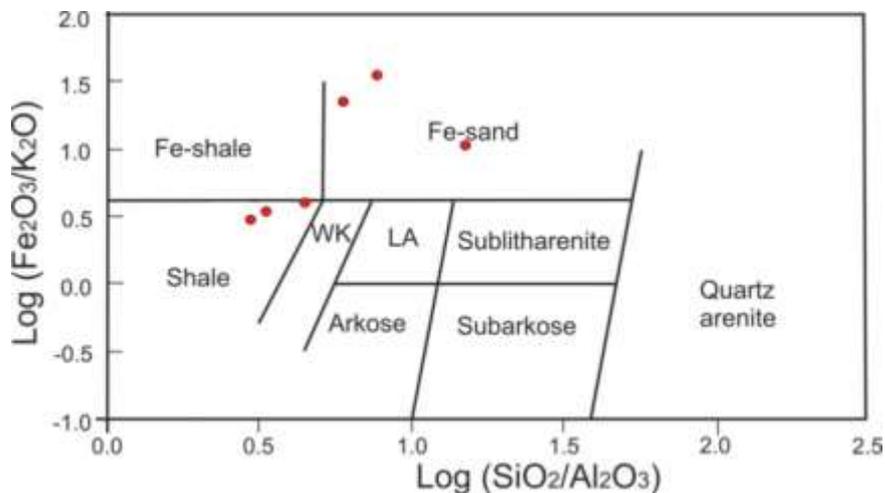


Figure 113: Classification de HERRON des sédiments dans les Monts de Sidi El Abed).

V. ALTERATION, PROVENNACE, PALEOCLIMATS ET CONDITIONS PALEOREDOX

A. Altération

1. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*), les argiles triasiques montrent des valeurs de CIA comprises entre 78,21 et 91,42 (Moy: 86, 36)(Aïn Tellout) et entre 78,08 et 91,87 (Moy: 84,50)(Koudiet el Mellah des Beni Bahdel). Ces valeurs indiquent une forte altération dans les deux secteurs.

En ce qui concerne les valeurs de l'indice de PIA, elles sont de (84,14 - 97, 80. Moy: 93,74) à Aïn Tellout et de (88,01 – 97,37. Moy: 94, 09) à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel. Elles témoignent ainsi d'une altération très forte des plagioclases marquée par les valeurs élevées des rapports de l'indice de maturité de K_2O/Na_2O (tabl. 34).

Ech.	CIA	PIA	CIW	ICV	CIW/ CIA	Al/Na	Al/K	Ti/Na	K/Na	Rb/K
AT1	87,18	96,08	96,50	3,81	1,11	39,35	5,76	2,38	6,84	-
AT2	91,42	97,8	97,96	5,56	1,07	68,38	8,73	4,16	7,83	-
AT3	79,51	93,01	94,31	1,98	1,19	23,65	3,23	1,56	7,32	-
AT4	90,52	96,78	97,01	2,36	1,07	46,33	8,63	3,92	5,37	-
AT5	90,34	95,44	95,71	2,84	1,06	31,82	10,28	2,4	3,1	-
AT5'	78,21	84,14	85,65	2,39	1,10	8,52	5,74	0,61	1,48	-
AT5''	87,32	92,96	93,45	2,47	1,07	20,36	8,48	1,65	2,4	-
KMArg1	81,90	88,01	89,05	2,45	1,09	11,61	6,51	0,86	1,78	-
KMArg2	79,08	94,51	95,66	1,37	1,21	31,48	2,91	2,34	10,83	-
KMAr3	85,14	96,47	96,96	4,37	1,14	45,48	4,45	3,43	10,21	0,008
KMArg4	91,87	97,37	97,53	4,28	1,06	56,41	10,08	4,32	5,59	-

Tableau 34: Indices d'altération et rapports élémentaires des argiles dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(*s.l.*).

Quant au diagramme A-CN-K, il montre à Aïn Tellout comme à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A-K. Tous les échantillons analysés suivent la ligne des feldspaths potassiques en direction du sommet A. L'enrichissement en quartz et l'appauvrissement en plagioclases indiquent une altération intense (fig. 114).

Pour le diagramme A-CNK-FM, les échantillons d'argiles prélevés à Aïn Tellout et à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel se situent au-dessus de la ligne reliant le point feldspath situé sur la limite A-CNK à l'apex FM (fig. 114). Les échantillons s'éloignent de la ligne des tendances des roches volcaniques indiquant une altération intense des argiles (NESBITT & YOUNG, 1989).

Les valeurs de l'indice CIW varient entre 85,65 et 97,96 (Moy: 94,37) à Aïn Tellout et entre 89,05 et 97,53 (Moy: 94,80) à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (tabl. 34). Le rapport CIW/CIA montre des valeurs comprises entre 1,07 et 1,11 à Aïn Tellout et 1,06 et 1,21 à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel. Ainsi, on remarque que les valeurs de CIW sont légèrement supérieures à celles de CIA, puisque K_2O est exclu dans le calcul du CIA.

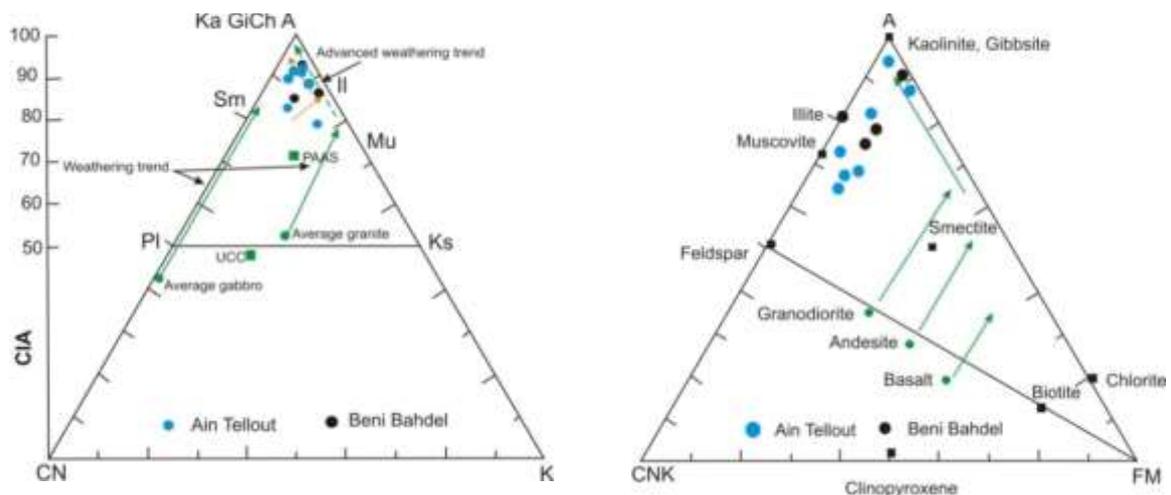


Figure 114: Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Monts de Tlemcen)(s.l.).

Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: Illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite, Pl: Plagioclase, Sm: Smectite.

Les valeurs de l'ICV sont comprises entre 1,98 et 5,56 (Moy: 3,06)(tabl. 34) montrant ainsi une maturité modérée des argiles. Ledit indice décroît fortement avec la diminution d' Al_2O_3 (Aïn Tellout: -0,95, Koudiet el Mellah des Beni Bahdel: -0,93) et SiO_2 (Aïn Tellout: -0,96, Koudiet el Mellah des Beni Bahdel: -0,99), moyennement avec Na_2O (Aïn Tellout: -0,49, Koudiet el Mellah des Beni Bahdel: -0,64). Par contre, il croît fortement avec l'augmentation de CaO à Aïn Tellout ($r = 0,98$) et à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel ($r = 0,99$).

Par ailleurs, les valeurs de CIA et PIA sont fortement et négativement corrélées avec Na_2O à Aïn Tellout ($r = -0,80, -0,99$) et à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel ($r = -0,61, -0,99$). En outre, le PIA décroît moyennement avec la diminution de MgO à Aïn Tellout ($r = -0,61$) et faiblement à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel ($r = -0,15$). Avec K_2O , il décroît moyennement à Aïn Tellout ($r = -0,50$) et très faiblement à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel ($r = -0,03$). Cependant, les valeurs de CIA en fonction des rapports élémentaires Al/Na, Al/K, Ti/Na, K/Na et Rb/K (fig. 115) d'une part, et les valeurs des PIA et CIW (fig. 116) d'autre part, montrent une altération intense de la majorité des échantillons, sauf pour AT3 et AT5' et KM Arg2 situés dans la classe de l'altération modérée.

Les figures 117 et 118 montrent les variations des oxydes et des éléments en traces par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure (UCC). A Aïn Tellout, nous remarquons un appauvrissement des concentrations en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 et un enrichissement en MgO. Les contenus en CaO, Fe_2O_3 montrent clairement un enrichissement de la majorité des échantillons. Notons que le MnO indique un enrichissement très élevé. Par contre à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, nous observons un appauvrissement des concentrations en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 et MnO et un enrichissement en MgO, Fe_2O_3 et CaO.

Il est important de souligner l'augmentation de la variation des éléments en traces (Zr, Sr, Cr et Ni) à Aïn Tellout et la diminution des autres. A Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, la diminution est enregistrée dans tous les éléments, sauf pour le Cr dans les échantillons (KMArg3 et KMArg4).

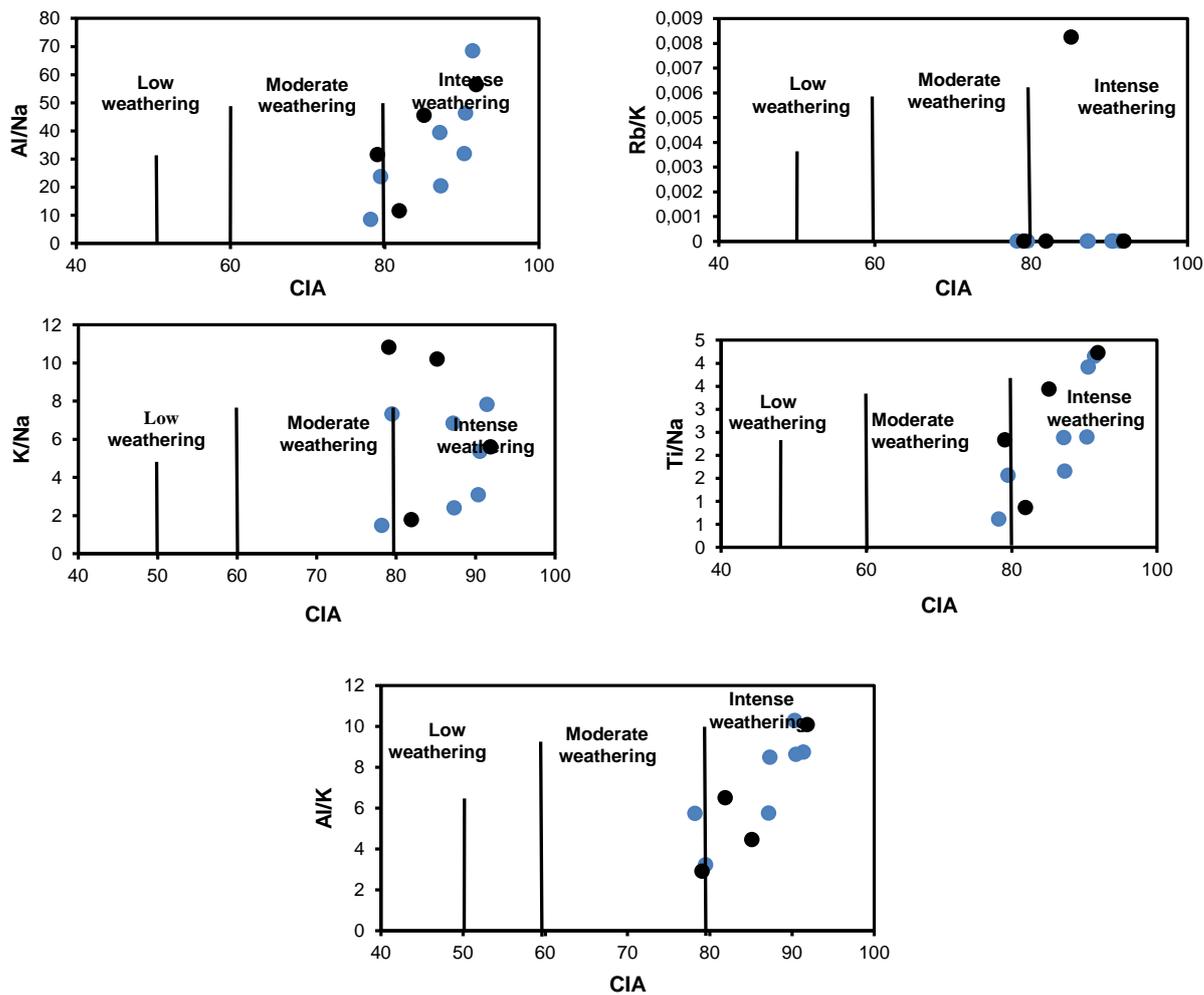


Figure 115: Diagrammes CIA en fonction de Al/Na, Rb/K et K/Na, Ti/Na et Al/K. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (points noirs) (Monts de Tlemcen) (s.l.).

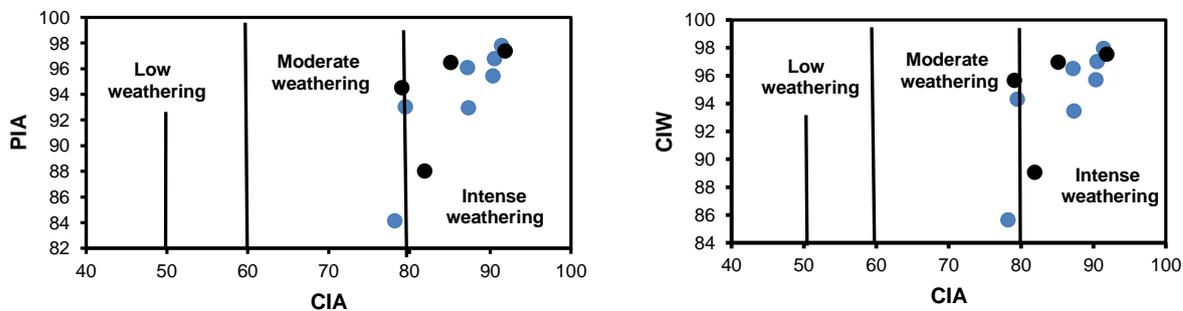


Figure 116: CIA en fonction de CIW et PIA (Monts de Tlemcen) (s.l.).

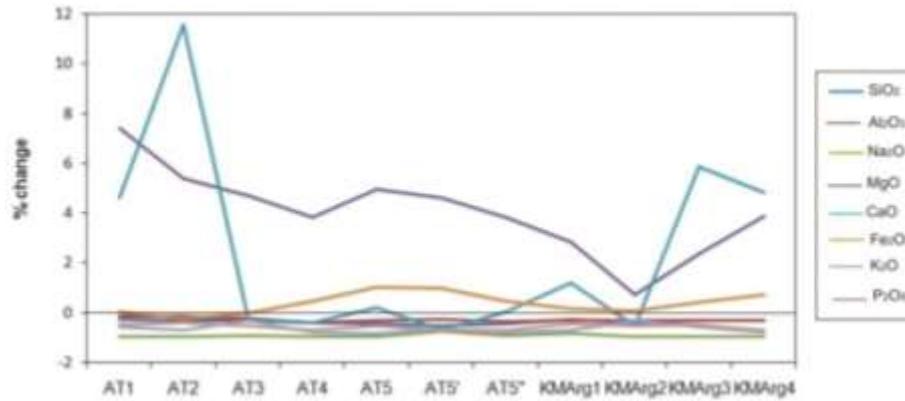


Figure 117: Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Monts de Tlemcen)(s.l.).

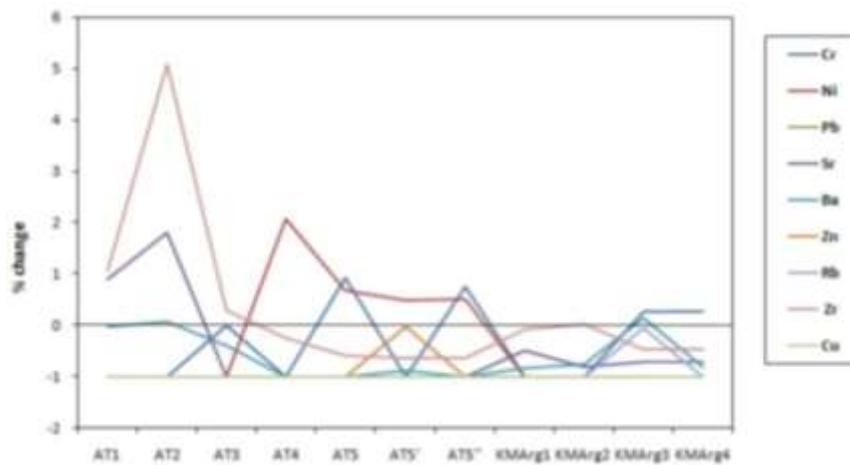


Figure 118: Pourcentage de variation des éléments en traces (Monts de Tlemcen)(s.l.).

2. Monts de Sidi El Abed

L'indice d'altération CIA montre des valeurs comprises entre 83,59 et 94,29 (Moy: 89,82) (tabl. 35), ce qui indique une altération très forte des argiles. Les valeurs du PIA (92,74 et 99,49. Moy: 96,85) (tabl. 35) montrent une altération très intense des plagioclases confirmée par les valeurs élevées de l'indice de maturité de K_2O/Na_2O .

Le diagramme A-CN-K montre généralement, une tendance à l'altération parallèle à la ligne A-K, en direction de la chlorite, de la kaolinite et de la gibbsite. Ceci indique une diminution des plagioclases et une augmentation du quartz (fig. 119).

Ech.	CIA	PIA	CIW	ICV	CIW/CIA	Al/Na	Al/K	Ti/Na	K/Na	Rb/K
HSM1	96,90	98,62	98,65	7,09	1,02	103,91	34,83	10,77	2,98	-
HSM2	84,27	97,51	97,91	10,69	1,16	66,88	3,86	4,65	17,34	-
HSM3	91,77	95,36	95,56	9,57	1,04	30,67	14,76	2,66	2,08	-
MS1	83,59	92,74	93,61	4,61	1,12	20,90	4,98	1,18	4,2	0,013
Ebj1	94,29	97,38	97,47	6,31	1,03	53,74	18,01	3,91	2,98	0,004
Ebj2	88,11	99,49	99,56	7,18	1,13	329,57	4,99	20,2	66,01	0,011

Tableau 35: Indices d'altération et rapports élémentaires des argiles dans les Monts de Sidi El Abed.

A noter que tous les points des échantillons du Trias de Sidi El Abed se situent au-dessus de la ligne reliant le feldspath situé dans la ligne A-CNK et smectite située dans la ligne A-FM. Ainsi, nous remarquons un éloignement par rapport aux lignes de tendances avec les roches volcaniques ce qui confirme l'altération poussée des argiles (NESBITT & YOUNG, 1989)(fig. 119).

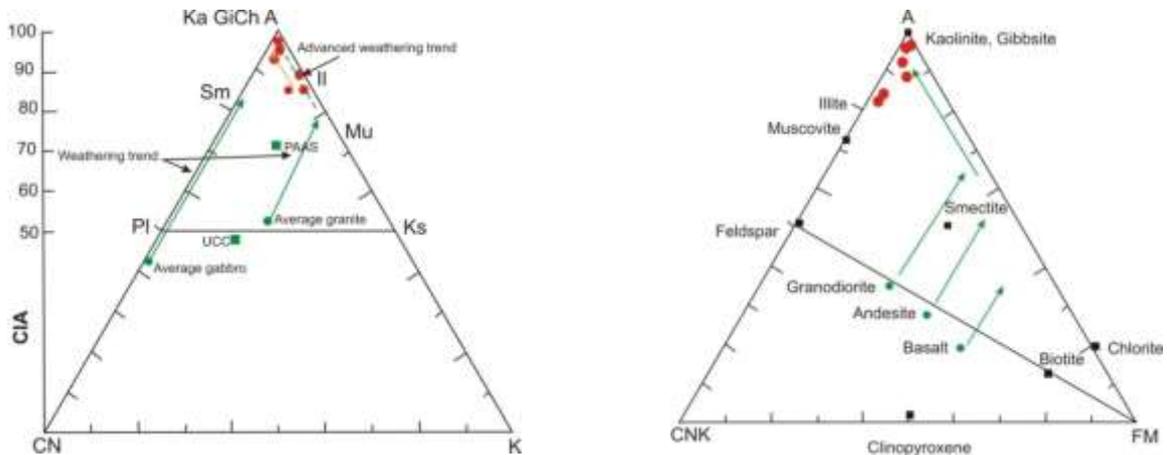


Figure 119: Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CN-K-FM (Monts de Sidi El Abed).

Ch: Chlorite, Gi: Gibbsite, Il: Illite, Ka: Kaolinite, Ks: Feldspath, Mu: Muscovite, Pl : Plagioclase, Sm: Smectite.

L'indice CIW montre des valeurs supérieures à CIA. Elles sont comprises entre 93,61 et 99,56 (Moy: 97,12)(tabl. 35). Le rapport CIW/CIA varie entre 1,02 et 1,16. Les valeurs supérieures du CIW par rapport au CIA sont liées à l'exclusion du K_2O dans le calcul de l'indice.

Les valeurs de l'ICV varient entre 4,61 et 10,69 (Moy: 7,57) et elles indiquent une maturité des argiles triasiques des Monts de Sidi El Abed (tabl. 35). Le ICV décroît fortement avec la diminution d' Al_2O_3 ($r = -0,86$), moyennement avec la diminution de Na_2O ($r = -0,59$). Cet indice croît faiblement avec l'augmentation de CaO ($r = 0,29$).

Les coefficients de corrélations de CIA et PIA avec Na_2O sont moyennement et fortement corrélés négativement ($r = -0,50, -0,93$). Le PIA croît faiblement avec l'augmentation de MgO ($r = 0,21$) et décroît moyennement avec la diminution de K_2O ($r = -0,2$).

Les valeurs de CIA en fonction des rapports élémentaires Al/Na , Al/K , Ti/Na , K/Na et Rb/K (fig. 120) d'une part, et en fonction des indices PIA et CIW (fig. 121) d'autres part montrent une altération intense des argiles.

La variation des oxydes par rapport à ceux de la croûte continentale supérieure (figs.122 et 123) montre clairement une diminution des concentrations en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et P_2O_5 et une augmentation de MgO , CaO , Fe_2O_3 et SiO_2 . Noutons les valeurs très élevés de MnO enregistrées à Hassi Sidi M'hamed.

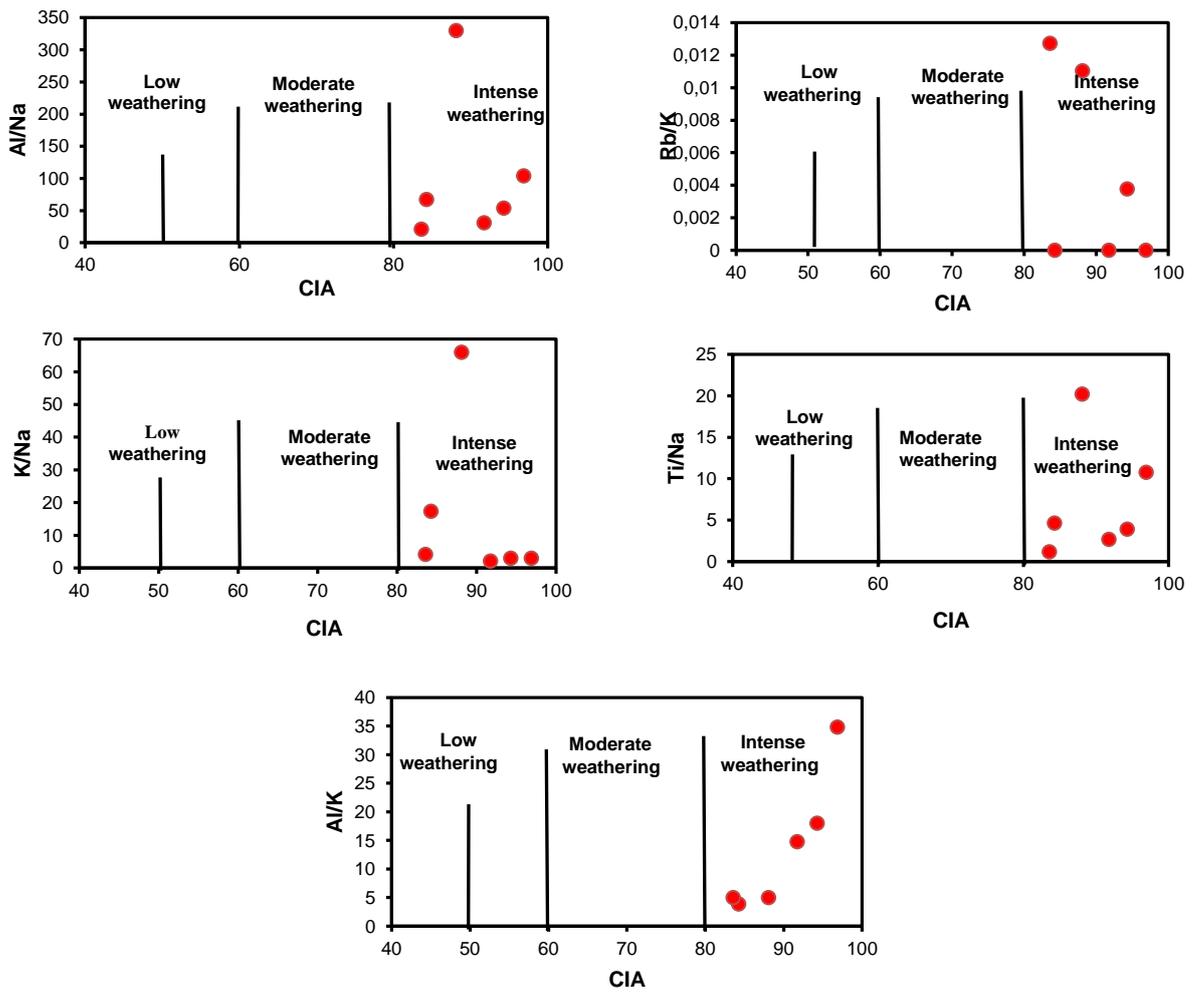


Figure 120: Diagrammes CIA en fonction de Al/Na, Rb/K et K/Na, Ti/Na et Al/K (Monts de Sidi El Abed).

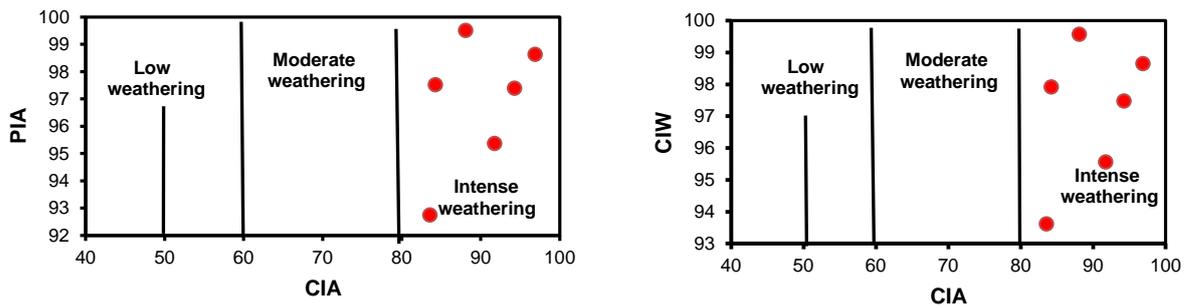


Figure 121: CIA en fonction de CIW et PIA (Monts de Sidi El Abed).

Par ailleurs, des enrichissements importants en Sr et Cr et un appauvrissement en Zr ont été enregistrés dans les argiles du Trias des Monts de Sidi El Abed. A M'kam Sidi Abdelkader et à El Baaj, nous soulignons un enrichissement en Cr, Ni, Cu suivi par Rb et Pb.

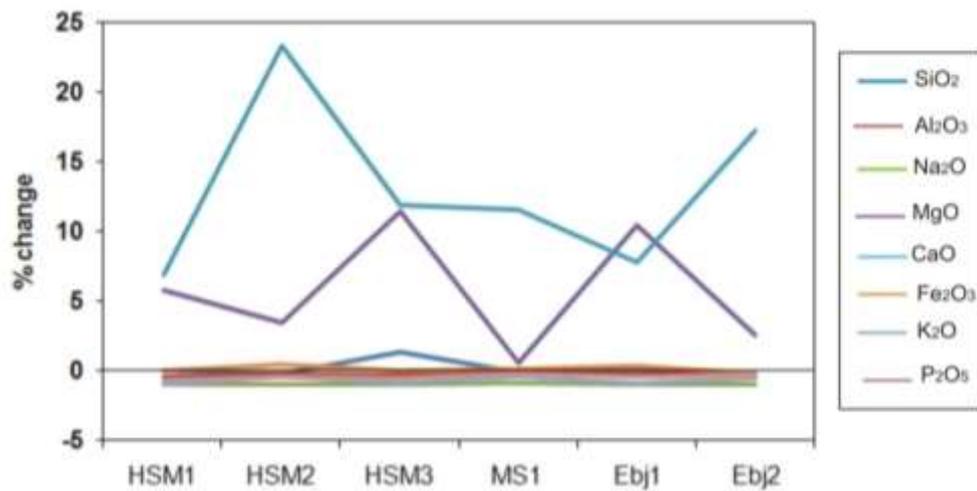


Figure 122: Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Monts de Sidi El Abed).

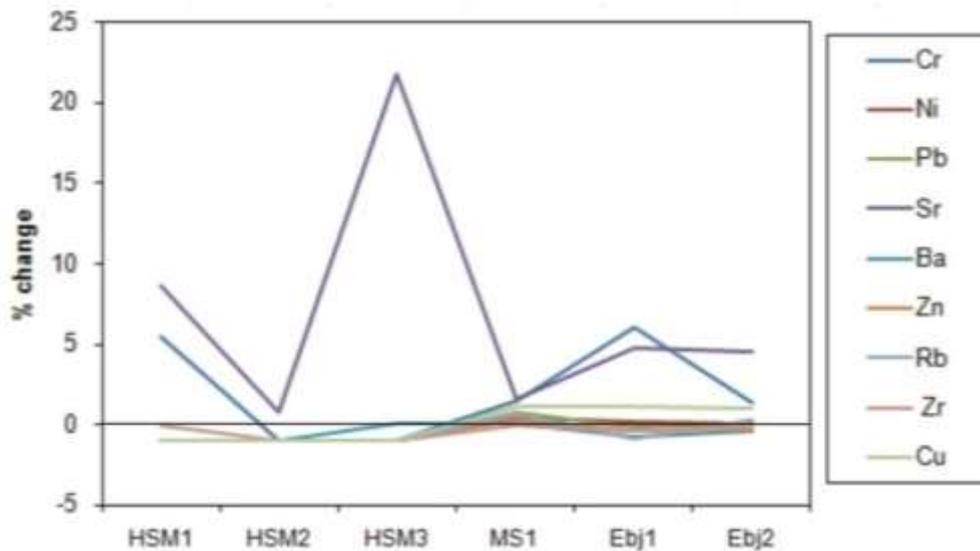


Figure 123: Pourcentage de variation des éléments en traces (Monts de Sidi El Abed).

B. Provenance

1. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

L'utilisation du diagramme d'Al₂O₃ en fonction de TiO₂ (WILLIS & *al.*, 1988), nous montre que les argiles triasiques des secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel se situent dans le domaine de basalte-granite (fig. 124). Selon (WILLIS & *al.*, 1988), le rapport Al₂O₃/TiO₂ permet de classer les sources en trois catégories de roches:

- si le rapport est entre 3 et 8, la source est une roche mafique;
- si le rapport est entre 8 et 21, le sédiment dérive des roches intermédiaires;
- si le rapport est entre 21 et 70, la source est une roche felsique.

Dans le cas de notre étude, ce rapport est entre 13,39 et 18,74 à Ain Tellout et il est entre 10,93 et 20,09 à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, ce qui témoigne en faveur d'une source intermédiaire.

Notons qu'un enrichissement en Fe_2O_3 et MgO , SiO_2 et CaO et un appauvrissement en TiO_2 , Na_2O et K_2O permettent de proposer des sources variées de ces argiles (IMCHEN & *al.*, 2014).

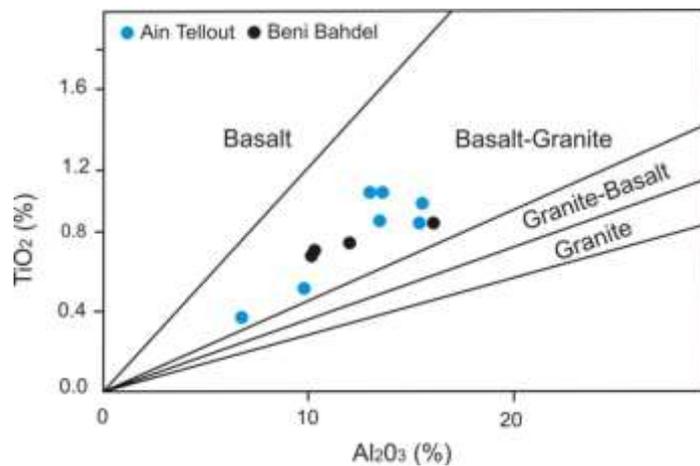


Figure 124: Diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (Monts de Tlemcen) (*s.l.*).

Par ailleurs, le diagramme ternaire (illite+chlorite)-kaolinite-smectite montre fort bien que les argiles d'Ain Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel sont affectées par à une érosion physique intense sous l'action principale de l'activité tectonique locale et/ou régionale et une source felsique. (fig. 125).

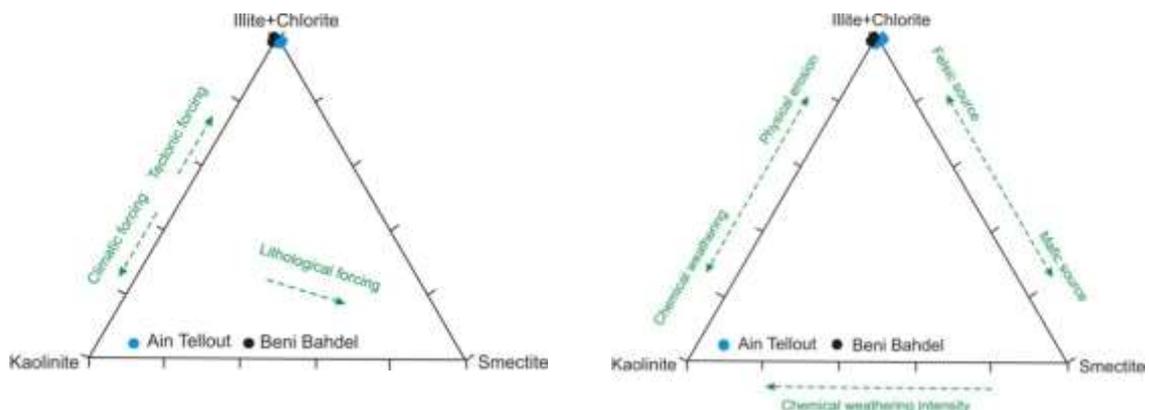


Figure 125: Diagrammes ternaires (illite+chlorite)-kaolinite-smectite des argiles triasiques (Monts de Tlemcen) (*s.l.*).

2. Monts de Sidi El Abed

Les valeurs de Al_2O_3 par rapport à TiO_2 reportées sur le diagramme de provenance de WILLIS & *al.*, (1988) permet de classer les argiles triasiques de Sidi El Abed dans le domaine de basalte-granite (fig. 126).

Les valeurs du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ varient entre 10,93 et 20,09 et montrent que les argiles du Trias de Sidi el Abed dérivent des roches intermédiaires.

Cette région est caractérisée par un enrichissement en Fe_2O_3 et MgO , SiO_2 et CaO et un appauvrissement en TiO_2 , Na_2O et K_2O . Ceci nous amène à proposer des sources variées de ces argiles (IMCHEN & *al.*, 2014).

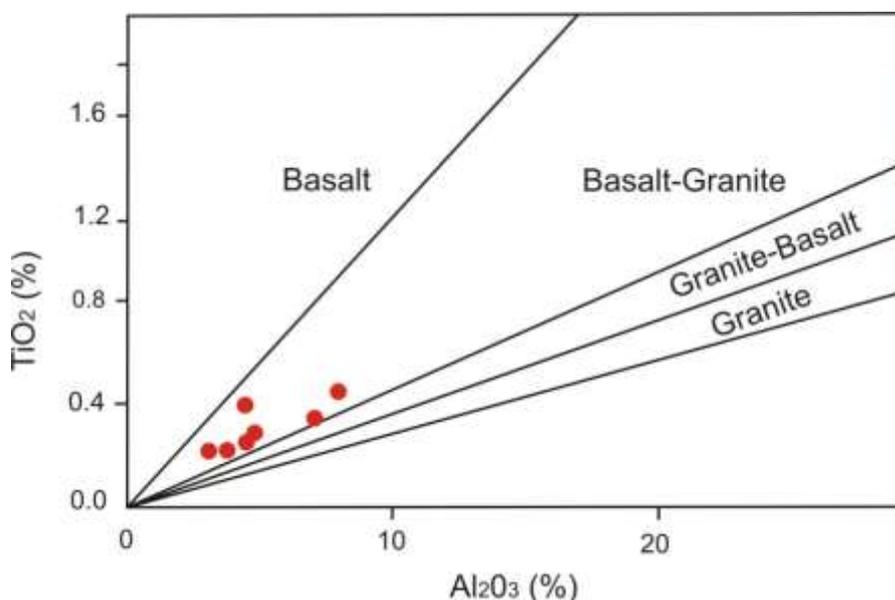


Figure 126: Diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (Mons de Sidi El Abed).

La distribution des points dans le diagramme ternaire (illite+chlorite)-kaolinite-smectite indique que ces argiles ont été affectées par une érosion physique intense sous l'action principale de l'activité tectonique locale et/ou régionale et une source felsique pour les autres échantillons. Les argiles de M'kam Sidi Abdelkader sont affectées plutôt par des effets lithologiques et climatiques que par l'action tectonique et elles dérivent de roches intermédiaires (fig. 127).

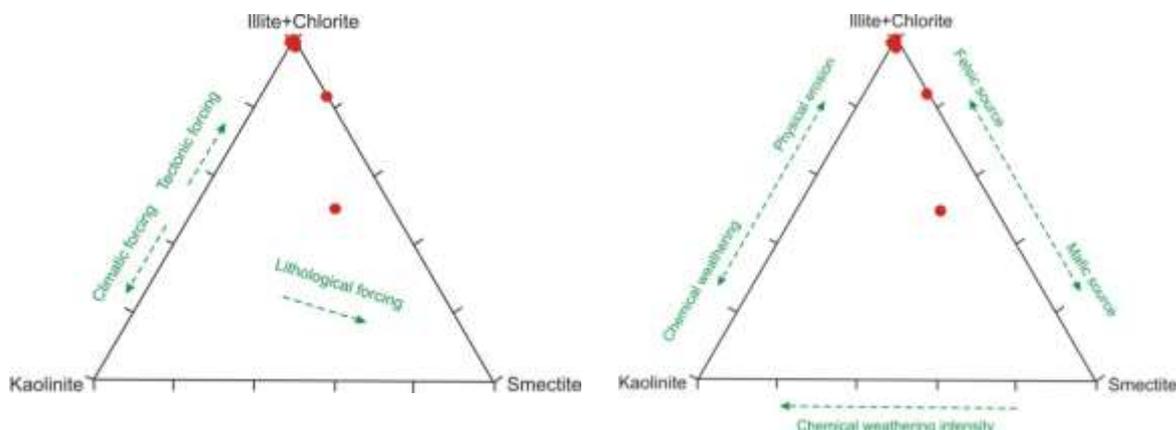


Figure 127: Diagrammes ternaires (illite+chlorite)-kaolinite-smectite des argiles triasiques (Mons de Sidi El Abed).

C. Paléoclimats et conditions paléoredox

1. Paléoclimats

1.1. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Au cours du Trias, les valeurs de C-values sont comprises entre (0,06-0,7) à Ain Tellout et entre (0,19 à 0,65) à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (tabl. 36). Elles reflètent ainsi l'existence d'un paléoclimat généralement aride et semi-humide (fig. 128).

Ech.	C-Values	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +K ₂ O+Na ₂ O
AT1	0,13	35,74	11,21
AT2	0,06	23,94	7,27
AT3	0,3	54,76	17,91
AT4	0,58	54,93	14,15
AT5	0,59	47,4	14,51
AT5'	0,7	45,39	18,83
AT5''	0,49	50,69	15,21
KMArg1	0,32	56,22	13,96
KMArg2	0,65	59,77	13,28
KMArg3	0,19	43,41	11,82
KMArg4	0,25	44,9	11,06

Tableau 36: Valeurs de C-Values dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*).
SiO₂ (%) et Al₂O₃+Na₂O+K₂O (%).

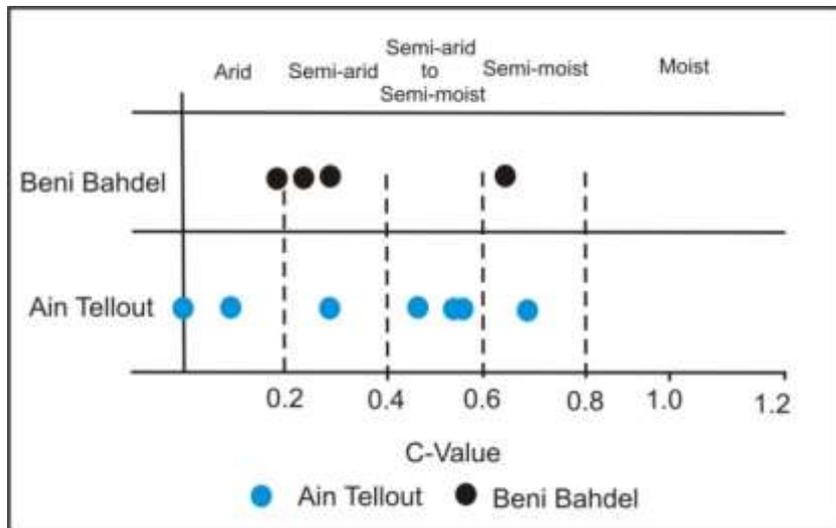


Figure 128: C-Values des Monts de Tlemcen (*s.l.*).

Nous tenons à souligner que les conditions paléoclimatiques ont un impact sur le rapport Rb/Sr et Sr/Cu des sédiments (BAI & *al.*, 2015). Dans le cas des conditions plus chaudes, le rapport Rb/Sr diminue et le rapport Sr/Cu augmente (CAO & *al.*, 2015). A Ain Tellout et à Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, le rapport Rb/Sr est nul, sauf pour l'échantillon KMArg3 qui est de l'ordre de 1. Par contre, le rapport Sr/Cu est compris entre 0 et 0,05 (Moy: 0,014)(tabl. 37). Ceci témoigne d'une large domination des conditions chaudes pendant le dépôt.

Ech.	Rb/Sr	Sr/Cu
AT1	0	0,05
AT2	0	0,05
AT3	0	0
AT4	0	0
AT5	0	0
AT5'	0	0
AT5''	0	0
KMArg1	0	0,02
KMArg2	0	0,01
KMArg3	1	0,01
KMArg4	0	0,01

Tableau 37: Valeurs des rapports Rb/Sr et Sr/Cu dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*).

Par ailleurs, l'utilisation du diagramme de SUTTNER & DUTTA (1986) basée sur la relation de SiO_2 ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), nous a permis d'identifier la maturité chimique des sédiments étudiés en fonction du climat. Pour les sédiments d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel, le diagramme montre l'existence d'un climat aride et semi aride d'une part et une diminution de la maturité de l'altération chimique d'autre part (fig. 129).

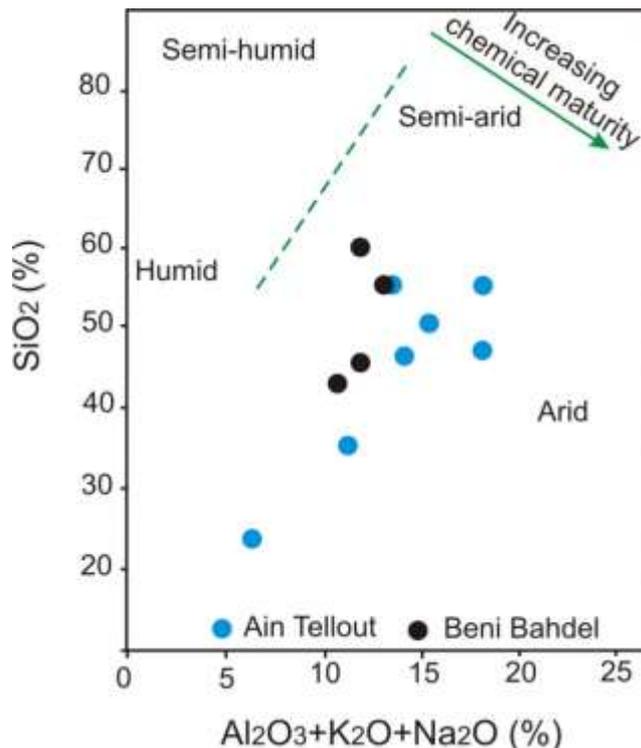


Figure 129: Diagramme de SUTTNER SiO_2 en fonction de $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Monts de Tlemcen)(*s.l.*).

1.2. Monts de Sidi El Abed

Dans les Monts de Sidi El Abed, les valeurs de C-values sont comprises entre 0,05 et 0,11 (tabl. 38) indiquant un climat aride et semi-aride (fig. 130). Pour les mêmes échantillons analysés, nous avons enregistré des rapports faibles de Rb/Sr (0 – 0,21; Moy: 0,05) et élevés de Sr/Cu (0,02 – 40,59; Moy: 16,40) (tabl. 39). Lesdits rapports suggèrent la domination des conditions chaudes et humides.

Ech.	C-Values	SiO ₂	Al ₂ O ₃ +K ₂ O+Na ₂ O
HSM1	0,11	37,98	4,48
HSM2	0,06	17,48	4,41
HSM3	0,06	51,58	3,21
MS1	0,1	29,87	8,17
Ebj1	0,11	34	4,84
Ebj2	0,05	14,39	5,12

Tableau 38: Valeurs de C-Values dans les Monts de Sidi El Abed. SiO₂ (%) et Al₂O₃+Na₂O+K₂O (%).

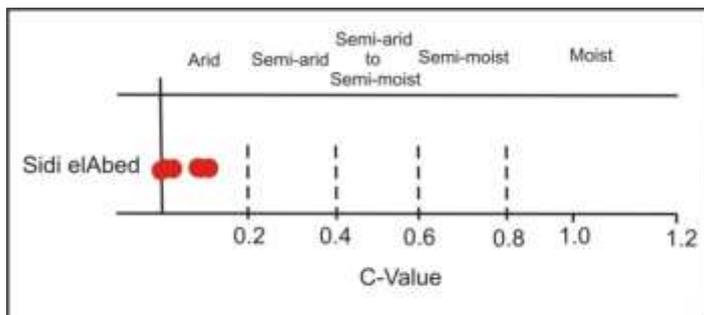


Figure 130: C-Values des Monts de Sidi El Abed.

Ech.	Rb/Sr	Sr/Cu
HSM1	0	0,19
HSM2	0	0,02
HSM3	0	0,26
MS1	0,21	18,2
Ebj1	0,01	39,14
Ebj2	0,08	40,59

Tableau 39: Valeurs des rapports Rb/Sr et Sr/Cu dans les Monts de Sidi El Abed).

La répartition spatiale des points dans le diagramme de SUTTNER & T DUTTA (1986) indique un climat aride et proche du climat humide (fig. 131).

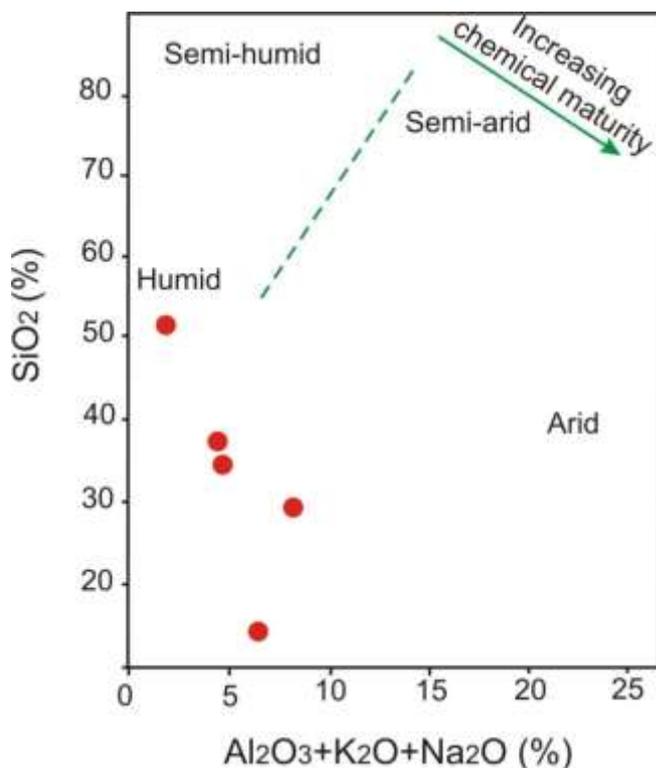


Figure 131: Diagramme de SUTTNER SiO₂ en fonction de Al₂O₃+K₂O+Na₂O (Monts de Sidi El Abed).

2. Conditions paléoredox

2.1. Monts de Tlemcen (*s.l.*)

Dans la littérature, les rapports de V/Cr et Cu/Zn sont largement utilisés comme étant de bons indicateurs des paramètres paléoredox (HALLBERG, 1976; JONES & MANNING, 1994; NATH & *al.*, 1997; GOLDBERG & HUMAYUN, 2016; ANAYA-GREGORIO & *al.*, 2018). Ces rapports sont faibles dans les conditions de dépôts oxydantes et ils sont élevés dans les conditions réductrices. A cet effet:

-si le rapport V/Cr est inférieur à 2, les conditions de dépôts seront considérées oxydantes. Dans le cas contraire, nous parlerons de conditions réductrices (JONES & MANNING, 1994; NATH & *al.*, 1997).

-si le rapport Cu/Zn est supérieur à 1, les conditions de dépôts sont donc réductrices (GOLDBERG & HUMAYUN, 2016; ANAYA-GREGORIO & *al.*, 2018).

Dans le cas des argiles triasiques des Monts de Tlemcen (*s.l.*), les échantillons présentent de faibles rapports de V/Cr (0-2. Moy: 0.74)(tabl. 40) voire nulles pour le Cu/Zn en raison de l'absence de Cu. Une telle situation suggère que ces argiles se sont déposées dans un environnement oxydant.

Ech.	Cu/Zn	V/Cr
AT1	0	0,02
AT2	0	0
AT3	0	2
AT4	0	0,04
AT5	0	2
AT5'	0	0,03
AT5''	0	1
KMArg1	0	0,01
KMArg2	0	0,01
KMArg3	0	1
KMArg4	0	2

Tableau 40: Valeurs des rapports Cu/Zn et V/Cr (Monts de Tlemcen)(*s.l.*).

2.2. Monts de Sidi El Abed

Dans les Monts de Sidi El Abed, les valeurs des rapports (Cu/Zn) témoignent des conditions réductrices à M'kam Sidi Abdelkader (Cu/Zn = 1,17) et des conditions oxydantes à El Baaj (Cu/Zn = 0,53 et 0,94) (tabl. 41).

A Hassi Sidi M'hamed, le rapport Cu/Zn est nul. Pour ce qui est du rapport V/Cr, il montre des valeurs inférieures à 2 (V/Cr = 0,67 et 0, 02), voire nulles (e.g. Hassi Sidi M'hamed) suggérant dès lors des conditions de dépôts oxydantes.

Ech.	Cu/Zn	V/Cr
HSM1	0	0,67
HSM2	0	0,02
HSM3	0	0
MS1	0,53	0
Ebj1	1,17	0
Ebj2	0,94	0

Tableau 41: Valeurs des rapports Cu/Zn et V/Cr (Monts de Sidi El Abed).

VI. CONCLUSION

La caractérisation minéralogique et géochimique des argiles permo-triasiques et triasiques des Traras, Monts de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed, nous a permis d'obtenir les résultats suivants:

-les minéraux argileux d'âge permo-triasique des Monts des Traras sont constitués d'illite, smectites, kaolinite et de la chlorite. Par contre, les minéraux non argileux très diversifiés sont représentés par le quartz, la calcite, la dolomite, l'albite, l'orthoclase, la sidérite, l'hématite et la goéthite, le fer, la wuestite, l'hexaferrum, la halite, l'anhydrite, le gypse, le calcium silicate, la chaux et la portlandite, avec la présence d'une très faible quantité de l'anastase et du titaniuim silicide.

-les rapports de minéraux argileux permo-triasiques indiquent la dominance de l'illite par rapport à la smectite et de l'illite + chlorite par rapport à la smectite et la kaolinite. Une telle situation peut être expliquée par une faible hydrolyse chimique par rapport aux processus physique à l'exception des Traras méridionaux (Djebel Kebir).

-les minéraux argileux d'âge triasique des Monts de Tlemcen (*s.l.*) sont composés principalement de la chlorite et l'illite suivi de la kaolinite et des interstatifiés (I/M). Pour les minéraux non argileux, ils sont formés essentiellement de: quartz, calcite, dolomite, plagioclases, orthoclase, gypse, halite, mica et hématite.

-les minéraux argileux d'âge triasique des Monts de Sidi El Abed sont représentés principalement par la chlorite, l'illite, les interstratifiés (I/M) et la montmorillonite. Les minéraux non argileux renferment le quartz, la calcite, la dolomite, les plagioclases, l'orthoclase, le gypse, la pyrite et l'hématite.

-pour les deux régions précédentes, les minéraux argileux montrent fort bien une altération physique plutôt que chimique, à l'exception des échantillons de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen) et de M'kam Sidi el Abdelkader (Monts de Sidi El Abed) où la présence de la kaolinite a permis de calculer des rapports d'humidité et de lixiviation indiquant une altération chimique faible. Notons que dans les deux secteurs, nous soulignons la présence des coulées basaltiques admettant des intercalations des roches carbonatées.

-les valeurs des rapports géochimiques témoignent généralement d'une maturité faible à modérée des argiles, de la prépondérance du quartz par rapport aux minéraux argileux et feldspathiques. Les valeurs des ratios K_2O/Na_2O sont attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques. De même, les coefficients de corrélation entre certains oxydes suggèrent que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires et que les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn sont généralement adsorbés par les minéraux argileux.

-le diagramme de HERRON basé sur l'utilisation des logarithmes des rapports SiO_2/Al_2O_3 et Fe_2O_3/K_2O a permis de classer les argiles des Monts de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed dans la catégorie des shales, Fe-shales et Fe-sand. Quant à Sidi El Abed, les argiles se situent dans la classe des shales et Fe-sand.

-les indices d'altération montrent que les argiles des Monts de Tlemcen et de Sidi El Abed ont connu une altération forte avec une tendance vers la chlorite.

-le diagramme de WILLIS & *al.* (1988) indique que l'ensemble des échantillons analysés se situent dans le domaine de basalte-granite. Par contre, les valeurs du rapport Al_2O_3/TiO_2 montrent que la source est une roche intermédiaire à felsique pour les argiles des Monts de Tlemcen et intermédiaire pour les argiles des Monts de Sidi El Abed.

-le diagramme ternaire (illite+chlorite)-kaolinite-smectite montre que les argiles des des Monts de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed sont issues d'une érosion physique très intense et par une activité tectonique locale et/ou régionale, sauf à M'kam Sidi Abdelkader où les argiles sont formées sous l'effet lithologique et climatique plutôt que sous l'effet tectonique. La source des argiles reste felsique à intermédiaire.

-enfin, les argiles triasiques des Monts de Tlemcen (*s.l.*) sont marquées par une variabilité climatique allant des conditions arides à semi humides. A Sidi El Abed, le climat est aride. A noter également que les argiles des Monts de Tlemcen (*s.l.*) se sont déposées dans un environnement oxydant. Alors que, les argiles des Monts de Sidi El Abed montrent des conditions réductrices à M'kam Sidi Abdelkader et Oxydantes à El Baaj.

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

I. CONCLUSIONS

Au terme de ce travail, les résultats obtenus seront ici brièvement résumés:

A. Sur le plan Système d'Information Géographique (SIG)

A partir de l'élaboration d'un Système d'Information Géographique (SIG) des affleurements permotriassiques et triassiques dans les Monts des Traras et ses régions voisines, les Monts de Tlemcen (*s.l.*) et les Monts de Sidi El Abed (Hautes Plaines oranaises), nous avons pu construire pour la première fois un DATE-BASE comportant 268 affleurements. Il s'agit d'un DATE-BASE constitué des informations suivantes: les coordonnées géographiques de chaque dépôt, le périmètre, la superficie, la forme géométrique, le contact avec les formations géologiques et enfin la nature du faciès (sédimentaire, volcanique et exotique).

Dans cete optique, la digitalisation nous a permis d'élaborer plusieurs cartes de faciès, avec les structures tectoniques. Ainsi, 94 affleurements ont été identifiés dans les unités telliennes, 127 dans les Monts des Traras, 35 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi, 8 dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*) et 4 dans les Monts de Sidi El Abed). Dans cet ensemble, 135 sont constitués de faciès volcano-sédimentaires. A souligner que la répartition spatiale des différents affleurements permotriassiques et triassiques coïncide parfaitement avec les axes structuraux de surface et de sub-surface. D'autre part, la nature des affleurements à faciès volcano-sédimentaires sont constitués surtout par des dolérites. Par contre, les affleurements à faciès sédimentaires seront des gypses salifères, des marnes et argilites versicolores et des conglomérats pourpres. A noter la présence de plusieurs blocs exotiques (roches à textures micolitoiques porphyrique, roches à textures vitreuses et tufs volcano-sédimentaires et des calcaires).

Par ailleurs, la géométrie des affleurements permotriassiques et triassiques est représentée par plusieurs formes qui sont réparties comme suit:

-elliptiques (44 dans les unités telliennes, 38 dans les Monts des Traras, 15 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi, 4 dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*) et 3 dans les Monts de Sidi El Abed);

-très étirées (30 dans les unités telliennes, 52 dans les Monts des Traras, 7 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi et 1 dans les Monts de Tlemcen au *sens large*);

-étirées (3 dans les unités telliennes, 12 dans les Monts des Traras, 8 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi) ;

-sub-arrondies (11 dans les unités telliennes, 12 dans les Monts des Traras, 5 dans le secteur de M'Sirda Fouaga-Marsat Ben M'Hidi et 1 dans les Monts de Tlemcen au *sens large*) ;

-sphériques (6 dans les unités telliennes, 13 dans les Monts des Traras, 2 dans les Monts de Tlemcen et 1 dans les Monts de Sidi El Abed).

B. Sur le plan géophysique (cartographie aéromagnétique)

Pour la première fois, l'interprétation des cartes aéromagnétiques nous a permis d'obtenir des résultats originaux concernant la structure profonde des régions des Traras, de Tlemcen (*s.l.*) et de Sidi El Abed.

Dans les Traras, plusieurs anomalies positives de formes circulaires sont obtenues par l'application des techniques et des filtres et qui sont liées à l'existence des roches magmatiques et métamorphiques appartenant au socle paléozoïque d'une part et des roches magmatiques du Permo-Trias. Quant aux anomalies négatives, elles sont situées plus au Sud est correspondent essentiellement aux roches sédimentaires (marnes et conglomérats du Miocène). Par contre, la carte structurale obtenue par la déconvolution d'Euler a permis de mettre en évidence plusieurs accidents profonds et moins profonds qui sont bien illustrés par un modèle structural. Il s'agit des structures suivantes:

-une structure plus profonde orientée NE-SW et qui atteint une profondeur de 20 km. Cette structure est située dans la limite Sud-Est du bassin des Traras;

-dans la partie septentrionale du bassin, trois structures (14 km, 3 km et 4 km de profondeurs), orientées globalement N-S et entrecoupées par plusieurs structures en offshore orientées E-W;

-dans la partie Sud-Ouest, trois structures apparaissent. Elles sont orientées N-S et NNW-SSE. La structure N-S atteint les 6 km de profondeur et semble être la continuité de structure N-S identifiée au Nord-Ouest de la zone. Les deux autres structures NNW-SSE atteignent une profondeur de 5 km.

En somme, la répartition spatiale des complexes volcano-sédimentaires (Permo-Trias et Trias) dans les Traras est parfaitement contrôlée par les structures tectoniques identifiées.

Plus au Sud, dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*), les anomalies positives sont situées au Nord, au Sud et au Sud Est de la région et coïncident avec les roches carbonatées d'âge jurassique des Monts de Tlemcen au sens large. Par contre, les anomalies négatives occupent la partie Est et Ouest sur la carte.

Dans les Monts de Tlemcen (*s.l.*), l'interprétation des données magnétiques, nous ont permis de mettre en évidence et d'identifier plusieurs accidents et linéaments magnétiques qui apportent de nouveaux éléments sur la structure profonde de la région. Pour les dépôts triasiques, ils sont localisés le long des structures tectoniques obtenues par la déconvolution d'Euler. A titre d'exemple, à Beni Bahdel, les dépôts sont situés en contact avec des structures qui peuvent atteindre 600 à 700 m de profondeur. Ceux d'Aïn Tellout, Djebel Sidi el Arbi et Sidi Yahya Ben Sefia sont en contact avec des structures profondes à 600 m, 700 m et 1000 m respectivement.

Enfin, dans les Monts de Sidi El Abed, les anomalies magnétiques observées sont soit affectées par des grands accidents subméridiens soit séparées par des accidents parallèles, de direction tellienne (WSW-ENE). Les affleurements triasiques (M'kam Sidi Abdel Kader, El Baaj et Hassi Sidi M'hamed) apparaissent le long des accidents. Le modèle structural pour les Monts

de Tlemcen et les Monts de Sidi El Abed fait actuellement l'objet d'une thèse de Doctorat en collaboration avec le CRAAG.

C. Sur le plan minéralogique

La caractérisation minéralogique des échantillons prélevés dans les Monts des Traras, Tlemcen (*s.l.*) et dans les Monts de Sidi El Abed montre que les argiles permo-triasiques et triasiques sont constituées essentiellement de la chlorite et de l'illite suivies de la kaolinite, des interstratifiés (I/M) et de la montmorillonite. Les minéraux non argileux sont représentés le plus souvent par le quartz, la calcite, la dolomite, les plagioclases, l'orthoclase, l'hématite, la halite, le gypse, le mica, avec la présence en très faible quantité du titanum dans les Monts de Traras.

Les rapports des minéraux argileux montrent fort bien la prédominance de l'altération physique dans les trois régions à l'exception des échantillons de Djebel Kebir (Traras méridionaux) et de M'kam Sidi Abdelkader (Sidi El Abed) où la présence de la kaolinite, nous a permis de calculer des rapports d'humidité et de lixiviation indiquant une altération chimique faible.

D. Sur le plan géochimique

A la différence de la caractérisation minéralogique, les valeurs des rapports géochimiques ont été calculées sur les échantillons provenant des Monts de Tlemcen (*s.l.*) et des Monts de Sidi El Abed uniquement. Elles témoignent, en général, d'une maturité faible à modérée des argiles, de la prépondérance du quartz par rapport aux minéraux argileux et feldspathiques. Les valeurs des ratios K_2O/Na_2O sont attribuées à une quantité faible à modérée de minéraux porteurs de potassium tels que l'illite et les feldspaths potassiques.

A noter que, les coefficients de corrélation entre certains oxydes suggèrent que les carbonates sont primaires plutôt que secondaires et que les éléments Cr, Zr, Rb, Pb, Cu et Zn sont généralement adsorbés par les minéraux argileux.

E. Sur le plan classification des argiles et altération

A partir de l'utilisation des logarithmes des rapports SiO_2/Al_2O_3 et Fe_2O_3/K_2O , les argiles triasiques des Monts de Tlemcen seront classées dans la catégorie des shales, Fe-shales et Fe-sand. Par contre, ceux des Monts de Sidi El Abed se situent dans la classe des shales et Fe-sand.

Les indices d'altérations calculés (CIA, PIA et CIW) montrent forts bien que les argiles triasiques des deux régions ont connu une altération forte avec une tendance vers la chlorite.

F. Sur le plan provenance, paléoclimats et conditions paléoredox

L'utilisation du diagramme de WILLIS & *al.*, (1988) indique que l'ensemble des échantillons se situent dans le domaine de basalte-granite. Par contre les valeurs du rapport Al_2O_3/TiO_2 montre que la source est une roche intermédiaire à felsique pour les argiles des Monts de Tlemcen et intermédiaire pour les argiles des Monts de Sidi El Abed.

Par ailleurs, le diagramme ternaire (illite+chlorite)-kaolinite-smectite a montré que les argiles étudiées sont issues d'une érosion physique très intense et par une activité tectonique locale et/ou régionale. A M'kam Sidi Abdelkader, les argiles sont formées sous l'effet lithologique et climatique plutôt que tectonique. La source des argiles reste felsique à intermédiaire.

Sur le plan paléoclimatique, les argiles triasiques des Monts de Tlemcen (*s.l.*) ont été marquées par une variabilité climatique allant des conditions arides à semi humides. Par contre, les argiles des Monts de Sidi El Abed évoquent un climat aride.

Enfin, les conditions paléoredox montrent clairement que les argiles des Monts de Tlemcen (*s.l.*) se sont déposées dans un environnement oxydant. Les argiles des Monts de Sidi El Abed évoquent plutôt la prédominance des conditions réductrices.

II. PERSPECTIVES

A l'issue des résultats obtenus dans cette thèse, de nombreuses perspectives nous apparaissent, en particulier:

-Compléter l'élaboration du SIG par un système d'information géologique issue principalement par une cartographie des dépôts triasiques par imagerie satellitaire de très haute résolution. Cela permettrait de mieux contraindre les relations entre la géométrie et le faciès triasique.

-Intégrer la méthode dite le SAM (Spectral angle mapper) et Bands ratios pour détecter de nouvelles formations triasiques.

-Intégrer les données gravimétriques et les comparer aux données aéromagnétiques afin de préciser les formes géométriques en sub-surface.

-Essayer d'étendre les analyses minéralogiques et géochimiques sur l'ensemble des faciès triasiques de l'Oranie et de l'Atlas Saharien.

-Utiliser les éléments en traces et les terres rares dans la mesure de possible pour bien appréhender la tectonique, le paléoclimat, les conditions paléoenvironnementales des argiles.

-Prélever des carottes provenant des roches volcaniques triasiques des régions considérées pour avoir des échantillons frais. Ces derniers, nous permettrons d'intégrer les terres rares et les éléments en traces dans le but de connaître l'origine des roches d'une part et essayer de placer la limite de la CAMP en Oranie d'autre part.

-Utiliser le Microscope Electronique à Balayage (MEB) pour mieux déterminer les constituants des échantillons triasiques et pour fournir des informations cristallographiques.

-Estimer et valoriser les dépôts salifères triasiques pour l'industrie.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDELHALIM R. (1973)- Etude pétrographique et structurale du granite de Nedroma et de son auréole de métamorphisme. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université d'Alger, 96 p.
- ABSAR N., RAZA M., ROY M., NAQVI S.M. & ROY A.K. (2008)- Composition and weathering conditions of Paleoproterozoic upper crust of Bundelkand craton, Central India: Records from geochemistry of clastic sediments of 1.9 Ga. Gwalior Group. *Precambrian Research*, 168, pp. 313-329.
- ACHAB A. (1970)- Le Permo-Trias Saharien; Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université d'Alger, 145 p.
- AHMAD I. CHANDRA R. (2013)- Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, pp. 73–89.
- AIT OUALI R. (1991)- Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger, 302 p.
- AKMAN A.Ü., SANGA T., TOPÇU T., SATO T. & YAMASHITA Y. (2001)- Mineral Exploration by RS And GIS techniques in a densely vegetated area, Black Sea region, *4th Int. Turkish Geol. Sym.*, Çukurova Univ., Adana-Turkey, pp. 338-342.
- ALIEV M.M., AIT LAOUSSINE N., BENALICHERIF A., SEIFOUL-MOULUKOV R.B., CHIKHALIBEILI E.CH., VYSSOTSKY V.I. & SAID A. (1971)- Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des Atlas algériens. *Document Sonatrach.*, Tome 1 et 2, 275 p.
- AMAR N., KHATTACH D., AZDIMOUSA A., CHOURAK M., JABALOY A., MANAR A. & AMAR M. (2015)- «Structure and peridotite of Gibraltar arc southern bloc: gravimetric and aeromagnetic evidences». *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (11), pp. 9801-9813.
- AMEUR M. (1978)- Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne de Fillaoussène : les faciès de plate-forme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale de Fillaoussène). *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle*, Université d'Oran, 192 p.
- AMEUR M. (1988)- Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne: L'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Claude Bernard, Lyon I, 551 p.
- AMEUR M. (1999)- Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, 150, 339 p.
- AMEUR M. & ELMI S. (1981)- Relations spatio-temporelles entre « Ammonitico-Rosso », calcaires à « Zoophycos » et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen

(Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie NW). In FARINACCI A. et ELMI S. *Rosso Ammonitico Symposium Production Tecnoscienza* (Ed.), pp. 9-25.

AMEUR M. & ELMI S. (1987)- L'hétérochronie de la dislocation de la plate-forme carbonatée liasique dans les Traras (Algérie occidentale). *2^{ème} International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, p.5.

ANAYA-GREGORIO A., ARMSTRONG-ALTRIN J.S., MACHAIN-CASTILLO M.L., MONTIEL-GARCIA P.C. & RAMOS-VOZQUEZ M.A. (2018)- Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico. *Journal of Palaeogeography* 7: 3. <https://doi.org/10.1186/s42501-018-0005-3>

ARMSTRONG-ALTRIN J.S., LEE Y.I., VERMA S.P. & RAMASAMY S. (2004)- Geochemistry of sandstones from the upper miocene kudankulam formation, Southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74, pp. 285-297.

ARMSTRONG-ALTRIN J.S., YONG I.L., KASPER-ZUBILLAGA J.J. & TREJO-RAMÍREZ, E. (2016)- Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting. *Geological Journal*, 10, pp. 27-92.

ATROPS F. & ELMI S. (1971)- Les divisions biostratigraphiques du Toarcien de l'Oranie occidentale (Algérie) et leur corrélation. *Comptes Rendus Académie Sciences*, 273, pp. 2422-2425.

AUCLAIR D. & BIEHLER J. (1967)- Etude géologique des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saida. *Publications du Service Géologique de l'Algérie*, 34, pp.3-45.

AUGIER C. (1967)- Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publications du Service Géologique de l'Algérie*, 34, pp.47-80.

BAHLBURG H. & DOBRZINSKI N. (2011)- A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In: Arnaud, E., Halverson, G. P., Shields-Zhou, G. (Ed.) *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. *Geological Society, London, Memoirs*, 36, pp. 81-92.

BAI Y., LIU Z., SUN P., LIU R., HU X., ZHAO H. & XU Y. (2015)- Rare earth and major element geochemistry of Eocene fine-grained sediments in oil shale- and coal-bearing layers of the Meihe Basin, northeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97 (A), pp. 89-101.

BARANOV V. (1957)- A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, pp. 359-383.

BASSOULLET J-P. (1973)- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université Paris, VI, 477 p.

BENEST M. (1971)- Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle d'Afrique du Nord*, t. 62, fasc. 1-2, pp. 21-38.

BENEST M. (1982)- Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie Occidentale). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 23, pp. 345-362.

- BENEST M. (1985)- Evolution de la plate-forme de l'Ouest Algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, n°95, 581 p.
- BENEST M., BENSALAH M., BOUABDELLAH H. & OUARDAS T. (1999)- La couverture Mésozoïques et Cénozoïque du domaine Tlemcenien (Avant-pays Tellien d'Algérie Occidentale): Stratigraphie, paléoenvironnement, dynamique sédimentaire et tectogenèse Alpine. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, vol .10, n°2, p.127-157.
- BENHAMOU M. (1983)- Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Beni Ouarsous et des Beni Khallad (Massif des Traras), Oranie W). *Thèse Doctorat 3^{ème} cycle*, Université d'Oran, 158 p.
- BENSALAH M., BENEST M., GAOUAR A., TRUC G. & MOREL J-L. (1987)- Découverte de l'Eocène continental à Bulimes dans les Hautes Plaines oranaises (Algérie). Conséquences paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 304, série II, n°1, pp. 35-38.
- BENSEFIA K.E., BOUYAHIOUI B., MAROK A., BOUKARBOUT H., ABTOUT A. & REOLID M. (2020)- Aeromagnetic data analysis for the identification of volcano-sedimentary complex: case of Permo-Triassic of the Traras Mountains, NW Algeria. *Journal of Iberian Geology*, 46, pp. 95-115.
- BIRON P. & COURTINAT B. (1982)- Contribution palynologique à la connaissance du Trias du haut-Atlas de Marrakech, Maroc. *Geobios*, n°15, pp. 231–235.
- BLAYAC J. & GENTIL L. (1897)- Le Trias dans la région de Souk-Ahras (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, n°3, t. XXV, pp. 523-547.
- BOUBEKRI H. (2006)- Inversion traditionnelle automatisée des données magnétique, application aux données du Hoggar. *Mém., Magister*, Université Houari Boumediene, Algérie, 159 p.
- BOUCHEZ J.L. (1997)- Granite is never isotropic : An introduction to AMS studies of granitic rocks. in Bouchez, J. L., Hutton, D.H.W., and Stephens, W. E. (eds), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, pp. 95-112.
- BOUDJEMA A. (1987)- Evolution structural du bassin pétrolier “triasique” du Sahara Nord oriental (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat*, Université Pierre et Marie-Curie (Paris VI), France, n°220, 259 p.
- BOUIFLANE M. (2008)- Cartographie aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du Fossé Rhénan. *Thèse de Doctorat*, Institut de physique du globe de Strasbourg, p 209.
- BOUKARBOUT, H., GIBERT, D. & SAILHAC, P. (2003)- Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Application to VLF data. *Geophysical Research Letters*, 30 (8), 1427, pp. 1-4.
- BOUKARBOUT H. & GIBERT D. (2006)- Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Two-dimensional ridgelet analysis. *Journal of Geophysical Research*, 111, pp. 1-11.
- BOURMOUCHE R., DURAND-DELGA M., LACHKAR G. & VILA J-M. (1996)- Découverte de palynoflores du Trias supérieur (Carnien moyen-supérieur) dans les grès rouges du Djebel

Mcid Aïcha (zone tellienne, Algérie nord-orientale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 322, série II a, pp. 765-772.

BOURNAS N. (2001)- Interprétation des données aéro-géophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental. *Ph.D. Thesis* Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, p. 250.

BOUYA N., EL OUARDI H., HABIBOU E.H., MERCIER E. & ANSAN V. (2013)- Interprétation géologique des données aéromagnétiques et leur utilisation pour la cartographie des structures du plateau d'Agourai (Moyen Atlas tabulaire, Maroc). *Africa Geoscience Review*, 20, pp. 13-20.

BOUZENOUNE A., ROUVIER H. & TIDBIEROZ J. (1995)- Trias de l'Ouenza: contexte diapirique, zonation minéralogique et conséquences métallogéniques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, vol. 6, n°1, pp. 3-24.

BRIVES A. (1918)- Contribution à l'étude des gites métallifères de l'Algérie. *Ed. Jules Carbonel*, 112 p.

CAO J., WU M., CHEN Y., HU K., BIAN L., WANG L. & ZHANG Y. (2012)- Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam Basin, northwest China. *Chemi der Erde*, 72: pp. 245-252.

CAO H., GUO W., SHAN X., MA L. & SUN P. (2015)- Paleolimnological environments and organic accumulation of the Nenjiang Formation in the southeastern Songliao Basin China. *Oil Shale*, 32 (1), pp. 5-24.

CHAMLEY H. (1989)- Clay Sedimentology. *Ed., Springer-Verlag*, Heidelberg, 623 p.

CISZAK R. (1987)- Resédimentations intra-senoniennes du Trias évaporitique dans le sillon tellien (Algérie). Implications dans la tectogénèse des Maghrébides. *Géologie Méditerranéenne*, n°23, pp. 137-141.

CISZAK R. (1993)- Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *STRATA*, série 2, vol. n°20, 513 p.

CISZAK R., BANDET Y., GONORD H. & ROLET J. (1985)- Sur la datation radiométrique de « roches vertes » intrusives dans les massifs à schistosité, para-autochtones de l'Oranie (Algérie occidentale). *Implications Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 300, pp. 291-294.

COX R., LOWER D.R. & CULLERS R.L. (1995)- The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 59: pp. 2919-2940.

CULLERS R.L. & PODKOVYROV V.M. (2002)- The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui Group, Southeastern Russia. *Precambrian Research* 117, pp. 157-183.

CULLITY B.D. (1978)- Elements of X-Ray Diffraction. *Addison-Wesley Publishing Company*, Inc., 555 p.

DAME R. (1950)- Etude géologique des pointements de Trias des environs du Djebel Bodah (région de Médéa). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, n° 5-6, t.41,

- DAVID L. & THIEBAUT J. (1955)- Sur quelques roches éruptives du Trias de l'Est-Constantinois (Algérie). *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série)*, pp. 89-98.
- DAVID L. (1956)- Etude géologique des Monts de la Haute Medjerda. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, n° 11, 304 p.
- DEPETRIS P.J. & PROBST J.L. (1998)- Variability of the chemical index of alteration (CIA) in the Parana River suspended load. *Mineralogical Magazine*, 62, pp. 366-367
- DOKUZ A. & TANYOLU E. (2006)- Geochemical Constraints on the Provenance, Mineral Sorting and Subaerial Weathering of Lower Jurassic and Upper Cretaceous Clastic Rocks of the Eastern Pontides, Yusufeli (Artvin), NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 15, pp. 181-209.
- DOLMAZ M.N. (2007)- An aspect of the subsurface structure of the Burdur-Isparta area, SW Anatolia, based on gravity and aeromagnetic data, and some tectonic implications. *Earth Planets Space*, 59, pp. 5-12.
- DURAND-DELGA M. (2007)- Marcel Bertrand (1847-1907), honneur de la géologie française. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, *Comité français d'Histoire de la Géologie*, 3^{ème} série (tome 21), pp. 221-349.
- DURAND-DELGA M. & TEFIANI M. (1994)- Problèmes posés par le Trias des zones internes des Maghrébides et des cordillères bétiques *Mémoires du Service géologique de l'Algérie*, n° 6, pp. 41-56.
- ELMI S. (1970)- Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle d'Afrique du Nord*, t. 61, 3-4, pp. 3-8.
- ELMI S. (1971)- Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest Algérien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. XIII, 1-2, pp. 28-37.
- ELMI S. (1972)- L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique, Interprétation paléogéographique. *Compte Rendu Sommaire, Société géologique de France*, n° 10-15, pp. 220-222.
- ELMI S. (1973)- Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine. (Monts de Rhar Roubane). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 276, pp. 1521-1524.
- ELMI S. (1977)- La sédimentation carbonatée en bordure du horst de Rhar Roubane (Algérie occidentale) pendant le Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (7), t. XIX, n° 2, pp. 355-365.
- ELMI S. (1979)- Tectonique synsédimentaire, emersions temporaires et sédimentation de type «Ammonitico Rosso» : l'exemple du Lias du Djebel es Sekika (Monts des Traras, Algérie occidentale). 7^{ème} *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, p. 179.
- ELMI S. (1983)- L'évolution des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. Livre Jubilaire Gabriel Lucas. *Mémoire de l'Université de Dijon*, 7, pp. 401-412.
- ELMI S. & AMEUR M. (1976)- Précisions sur le tectonique jurassique dans le secteur oriental du Dj. Fillaoussène (Oranie W). 4^{ème} *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, p. 161.

ELMI S., ATROPS F. & MANGOLD C. (1974)- Les zones d'Ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie occidentale. Première partie : Domérien-Toarcien. *Documents des Laboratoires de Géologie Lyon*, n°61, 84 p.

ELMI S., ALMERAS Y., AMEUR M., BASSOULLET J.B., BOUTAKIOUT M., BENHAMOU M., MAROK A., MEKAHLI L., MEKKAOUI A. & MOUTERDE R. (1998)- Stratigraphic and palaeogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris*, n°179, pp. 145-211.

FALLOT P. (1942)- Observations sur le Trias d'Algérie. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 5-XII-1, pp. 57-71.

FEDO C.M., NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1995)- Unraveling the effect of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: pp. 921-923.

FEDO C.M., YOUNG G.M. & NESBITT H.W. (1997)- Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition. *Precambrian Research*, 86: pp. 201-223.

FENET B. (1975)- Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin, les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice, 301 p.

FENG R. & KERRICH R. (1990)- Geochemistry of Fine Grained Clastic Sediments in the Archaean Abitibi Greenstone Belt, Canada: Implications for Provenance and Tectonic Setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 1061-1081.

FERHAT M. & AIT OUALI R. (2017)- New data on the Lower Mesozoic basal series of the Traras Mounts (Tlemcen, northwestern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 10, DOI 10.1007/s12517-017-3097-7

FICHER E. (1890)- Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. *Thèse Sciences*, Université de Paris, 474 p.

FLAMAND G.B.M. (1900)- Sur le pointement ophito-gréseux (Trias) d'Aïn Nouissy, région littorale du département d'Oran. *Association Française pour l'Avancement des Sciences*, Paris, p.168.

FLAMAND G.B.M. (1911)- Recherches géologiques et géographiques sur le « Haut-Pays de l'Oranie » et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Lyon, 1001 p.

FLANDRIN J. (1932)- Nouvelles observations sur le Trias de Souk Ahras (Constantine). *Bulletin de la Société Géologique de France*, n°5, II, p.497.

FLANDRIN J. (1952)- La chaîne du Djurdjura. XIX^{ème} Congrès Géologique International d'Alger, *Monographie*, 1^{ère} série, n°19, 48 p.

FLEURY S. (2011)- Méthode magnétique appliquée à l'exploration multiéchelle du Bassin de Franceville. *Thèse de Doctorat*, Université de Strasbourg, 330 p.

GALMIER D. (1972)- Photogéologie de la région d'Aïn Séfra (Algérie), *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, n°42, 177 p.

- GELARD J-P. (1979)- Géologie du nord-est de la Grande Kabylie : un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin. *Mémoires géologiques de l'université de Dijon*, n°5, 335 p.
- GENTIL L. (1898)- Note sur l'existence du Trias gypseux dans la province d'Oran (Algérie). *Bulletin de la société géologique de France* 3 série, t. XXVI, pp. 457-471.
- GIGNOUX M. (1946)- Remarques sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. *Compte Rendu Sommaire, Société géologique de France*, n° 2, pp. 20-22.
- GLANGEAUD L. (1951)- Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la méditerranée occidentale. *Bulletin de la société géologique de France*, série 6, t.1, pp. 735-762.
- GLEIZES G. (1992)- Structure des granites Hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. *Thèse de Doctorat*, Univ. Toulouse III, France, 259 p.
- GOLDBERG K. & HUMAYUN M. (2016)- Geochemical paleoredox indicators in organic-rich shales of the Irati formation, Permian of the Paranà Basin, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 46 (3), pp. 377-393.
- GREICHEN N. P. (2009)- GIS Cartography : Aguid to effective map design. *CRC Press Taylor & Francis Group*, p. 224.
- GROSSMANN A., HOLSCHNEIDER M., KRONLAND-MARTINET R. & MORLET J., (1987)- Detection of abrupt changes in sound signals with the help of wavelet transforms. *Advances in Electronics and Electron Physics*, 19, pp. 289-306.
- GUARDIA P. (1974)- Les grandes unités structurales de l'Oranie occidentale (Algérie) et leur place dans l'orogène nord-maghrébine. 2^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, p. 200.
- GUARDIA P. (1975)- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice, 289 p.
- HALLBERG R.O. (1976)- A geochemical method for investigation of palaeoredox conditions in sediments. *Ambio Special Report 4*, pp. 139-147.
- HARNOIS L. (1988)- The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, pp. 319-322.
- HERKAT M. (1992)- Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien et des Aurès. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, vol. 3, n°1, pp. 15-27.
- HERRON M.M. (1988)- Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, pp. 820-829.
- HOLSCHNEIDER M. (1988)- On the wavelet transformation of fractal objects. *Journal of Statistical Physics*, 50, pp. 953-993.
- IBBEKEN H.I. & SCHLEYER R. (1991)- Source and Sediment : A Case Study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy). *Ed., Springer-Verlag*, 290 p.
- IMCHEN W., THONG G.T. & PONGEN T. (2014)- Provenance, tectonic setting and age of the sediments of the Upper disang Formation in the Phek District, Nagaland. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88, pp. 11-27.

- JEHLICKA J. (2009)-. Sedimentary geochemistry, in Geophysics and Geochemistry, Edited by: Jan Lastovicka, Vol. III, in Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the Auspices of the UNESCO, *Eolss Publishers*, Paris, France.
- JONES B. & MANNING D.C. (1994)- Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones: *Chemical Geology*; 111(1-4), pp. 111-129.
- JOURDA J.P., KOUAMÉ K.J., BACHIR S.M., EBA L.E., ANANI A.T. & BIEMI J. (2015)- Détermination des zones favorables à l'implantation de forages manuels à partir d'analyse multicritère et d'un SIG : cas de la Côte d'Ivoire. *Revue des Sciences de l'Eau*, 28 (2), pp. 119-137.
- KAZI-TANI N. (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Pau, t.1-2, 784 p.
- KHAMMARI K., NAJINE A., JAFFAL M., KHATTACH D., HIMI M. & ANDRIEUX P. (2007) - Application de la géophysique et du SIG pour la détection et la cartographie des cavités souterraines en milieu urbain : Cas de la ville de Zaouit Ech Cheik (Maroc). *6^{ème} colloque GEOFCAN*, pp. 25-26.
- KHARROUBI B. (1987)- Les barchiopes liasiques de l'Algérie occidentale .Etude biostratigraphique, paléocéologique et paléontologique. *Thèse de Doctorat*, Université Claude Bernard, Lyon I, 126 p.
- KHOLLADI M.K. (2005)- GIS for the Management and Follow-up of the Landslides of the Constantien City, *The International Arab Conference on Information Technology*, Al Isra Private University, Amman, Jordan, 6-8, pp 364-373.
- KLUG H.P. & ALEXANDER L.E. (1974)- X-Ray Diffraction Procedures: For Polycrystalline and Amorphous Materials, *2nd Ed.*, Wiley, 992 p.
- KNIGHT K.B., NOMADE S., RENNE P.R., MARZOLI A., BERTRAND H. & YOUNI, N. (2004)- The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, n°228, pp. 143-160.
- KOVENKO V., TERMIER H. & TERMIER G. (1954)- Sur quelques roches ophitiques de l'Algérie septentrionale. *Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série)*, pp. 157-212.
- KRISSEK L.A. & HORNER C.H. (1989)- Geochemical indicators of source lithologies and weathering intensities in fine-grained Permian clastics, central Transantarctic Mountains. *Antarctic Journal*, 25, pp. 13-16.
- KULKE H. (1972)- Le rocher de sel de Djelfa (Atlas Saharien algérien). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle d'Afrique du Nord*, t. 63, fasc.3-4, pp. 81-134.
- LACHKAR G., OUARHACHE D. & CHARRIERE A. (2000)- Nouvelles données palynologiques sur les formations sédimentaires associées aux basaltes triasiques du moyen Atlas et de la Haute Moulouya (Maroc). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 43, n° 4, pp. 281-299.
- LAMBERT A. (1947)- Sur l'existence du Trias salifère de la Kabylie du Djurdjura. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, n°5, pp. 225-226.

- LAPIERRE H., MANGOLD CH., ELMI S. & BROUXEL M. (1984)- Deux successions volcano-sédimentaires dans le « Trias » d'Oranie (Algérie occidentale): témoins de la fracturation d'une plate-forme continentale. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, vol. 25, fasc. 5, pp. 361-373.
- LIU Z., WANG H., HANTORO W.S. SATHIAMURTHY E., COLIN C., ZHAO Y. & LI J. (2012)- Climatic and tectonic controls on chemical weathering in tropical Southeast Asia (Malay Peninsula, Borneo, and Sumatra). *Chemical geology*, 291: pp.1-12.
- LÓPEZ J.M.G., BAULUZ B., FERNÁNDEZ-NIETO C. & OLIETE, A.Y. (2005)- Factors controlling the trace-element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 214, pp. 1–19.
- LÓPEZ-GONZÁLEZ N., BORREGO J., RUIZ F., CARRO B., LOZANO-SORIA O. & ABAD M. (2006)- Geochemical variations in estuarine sediments: Provenance and environmental changes (Southern Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67(1-2), pp. 313-320.
- LUCAS G. (1942)- Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, n°16, 539 p.
- LUCAS G. (1952)- Bordure des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. XIX^{ème} Congrès géologique international, Alger. *Monographies régionales d'Algérie*, n°1, vol. 21, 139 p..
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H. & COUSMINER H.L. (1978)- Separation of Morocco and Eastern North America. A Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 89, pp. 901-920.
- MAROK A. (1989)- Sédimentation de plate-forme carbonatée sous contrôle d'écueils. Exemple: le Jurassique inférieur et moyen de la région centrale du Horst de Rhar Roubane (Tlemcen, Algérie nord occidentale). *Mémoire d'Ingénierat d'Etat*, Université d'Oran, Algérie, 119 p.
- MAROK A. (1996)- Stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias-début du Dogger : Exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (Monts de Sidi el Abed, Hautes Plaines, Algérie occidentale). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 141, 199 p.
- MAROK A. & REOLID M. (2012)- Lower Jurassic sediments from the Rhar Roubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and synsedimentary block-faulting. *Journal of African Earth Sciences*, 76, pp. 50-65.
- MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLINI G. & DE MIN A. (1999)- Extensive 200 Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, pp. 616-618.
- MARZOLI A., BERTRAND H., KNIGHT K.B., CIRILLI S., BURATTI N., VERATI C., NOMADE S., RENNE P.R., YUBI N., MARTINI R., ALLENBACH K., NEUWERTH R., RAPAILLE C., ZANINETTI L., & BELLINI G. (2004)- Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, pp. 973-976.
- MASCRET A. (2010)- Développement d'une approche SIG pour l'intégration de données Terre/Mer. *Thèse de Doctorat*, École Nationale Supérieure d'Arts et Métiers, Paris, Tech., 173 p.

- MCLENNAN S.M., FRYER B.J. & YOUNG G.M. (1979)- The geochemistry of the carbonate rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements. *Canadian Journal of Earth Science*, 16, pp. 230-239.
- MEKAHLI L. (1988)-Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du horst de Rhar Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale). Stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique. *Thèse de Magister*, Université d'Oran, 245 p.
- MEDDAH A. (2010)- La Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental, Algérie). *Thèse de Doctorat*, Université d'Oran, 143 p.
- MEDDAH A. BERTRAND H. & ELMIS S. (2007)- La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Comptes Rendus Geoscience*, n°339, pp. 24-30.
- MHIYAOUI H., MANAR A., REMMAL T., BOUJAMAOUI M., EL KAMEL F., AMAR M., MANSOUR M. & EL AMRANI EL HASSANI IZ.E. (2016)- Structures profondes du volcanisme quaternaire du Moyen Atlas central (Maroc): Apports de la cartographie aéromagnétique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 38, 111-125.
- MIDOUN M. (1989)- Etude du Trias d'Oranie (Algérie) et de ses relations avec le socle polymétamorphique. Implications géodynamiques régionales. *Thèse de Doctorat*, Université d'Orléans, France, 276 p.
- MILLER H.G. & SINGH V. (1994)- Potential field tilt : a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*. Vol. 32, 213-217.
- MISHRA M. & SEN S. (2012)- Provenance, tectonic setting and source-area weathering of Mesoproterozoic Kaimur Group, Vindhyan Supergroup, Central India. *Geologica Acta*, 1: pp. 283-293.
- MOREAU F., GIBERT D., HOLSCHNEIDER M. & SARACCO G. (1999)- Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Basic theory, *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 5003-5013.
- NABIGHIAN M.N. (1972)- The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-sections; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, pp. 507-517.
- NABIGHIAN M.N. (1984)- Toward a Three-dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data via Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relations, *Geophysics*, 49, pp. 780-786.
- NATH B.N., BAU M., RAMLINGESWARA-RAO B. & RAO C. M. (1997)- Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 61, pp. 2375-2388.
- NESBITT H.W. (1979)- Mobility and fractionation of rare Earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, pp. 206-210.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1982)- Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715-717.

- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1984)- Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, pp. 1523-1534.
- NESBITT H.W. & YOUNG G.M. (1989)- Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97, pp. 129-147.
- NUFFIELD E.W. (1966)- X-Ray Diffraction Methods. *Ed., Wiley*, New. York, 409 p.
- OBERT D. (1981)- Étude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien, Algérie). *Mémoire des Sciences de la Terre*, Paris, n°81-32, 633 p.
- PARKER A. (1970)- An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*, 107: pp. 501–504.
- PERTHUISOT V. (1994)- Structures et géométrie des diapirs maghrébins. Essai de synthèse. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 6, pp. 153-159.
- POLVECHE J. (1960)- Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 24, Tome 1, 348 p.
- POTTER P.E. (1978)- Petrology and chemistry of Modern Big River Sands. *The Journal of Geology*, 86, pp. 423-449.
- PUREVJAV N. & ROSER B. (2013)- Geochemistry of Silurian-Carboniferous sedimentary rocks of the Ulaanbaatar terrane, Hungay-Hunthey belt, central Mongolia: Provenance, paleoweathering, tectonic setting, and relationship with the neighbouring Tsetserleg terrane. *Chemie der Erde*, 73, pp. 481-493.
- RANJAN N. & BANERJEE D.M. (2009)- Central Himalayan crystallines as the primary source for the sandstone–mudstone suites of the Siwalik Group: New geochemical evidence. *Gondwana Research*, 16, pp. 687–696.
- REID A.B., ALLSOP J.M., GRANSEER H., MILLETT A.J. & SOMERTON I.W. (1990)- Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, pp. 80-91.
- REILENGER R. (2002)- GPS applications to earthquake mechanics and seismic hazard studies: The 1999, M7,6 İzmit Earthquake. *4th Int. Turkish Geol. Sym., Çukurova Univ., Adana*. Abst., 338.
- REOLID M., MAROK A. & SEBANE A. (2014)- Foraminiferal assemblages and geochemistry for interpreting the incidence of Early Toarcian environmental changes in North Gondwana palaeomargin (Traras Mountains, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 95, pp. 105–122.
- REYRE Y. (1973)- « Palynologie du Mésozoïque saharien ». Traitement des données par l'informatique et applications à la stratigraphie et à la sédimentologie. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Tome XXVII, 284 p.
- ROALDSET E. (1972)- Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift* 52, pp. 335–369.
- ROEST W. R., VERHOEF J. & PILKINGTON M. (1992)- Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57 (1), pp. 116-125.

- ROSER B.P., COOPER R.A., NATHAN S. & TULLOCH A.J. (1996)- Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, pp. 1–16.
- ROY P.D., CABALLERO M., LOZANO R. & SMYKATZ-KLOSS W. (2008)- Geochemistry of Late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: implication to chemical weathering and provenance: *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68, pp. 383-393.
- RUXTON B.P. (1968)- Measures of degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology*, 76, pp. 518-527.
- SADRAN G. (1958)- Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell Oranais. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 18, 533 p.
- SAILHAC P., GALDEANO A., GIBERT D., MOREAU F. & DELOR C. (2000)- Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Complex wavelets and application to aeromagnetic profiles in French Guiana. *Journal of Geophysical Research*, 105, pp. 19455–19475.
- SAILHAC P., GIBERT D. & BOUKERBOUT H. (2009)- The theory of the continuous wavelet transform in the interpretation of potential fields: a review. *Geophysical Prospecting*, 57 (4), pp. 517-525.
- SALEM A., ABOUD E., ELSIRAFY A. & USHIJIMA K. (2005)- Structural mapping of Quseir area, northern Red Sea, Egypt, using high-resolution aeromagnetic data. *Earth Planets Space*, 57, pp. 761–765.
- SALVAN H.M. (1974)- Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. *Notes du Service Géologique du Maroc*, Rabat, t.35, n°255, pp. 7-25.
- SANCHEZ M.G., ALLAN M.M., HART C.R. & MORTENSEN J. K. (2014)- Extracting ore-deposit-controlling structures from aeromagnetic, gravimetric, topographic, and regional geologic data in western Yukon and eastern Alaska. *Interpretation*, 2 (4), pp. 75-102.
- SAVORNIN J. (1920)- Etude géologique de la région de Hodna et du Plateau sétifien. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, série 2, n°7,499 p.
- SEBAI A., FERAUD G., H. BERTRAND H. & HANES J. (1991)- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, pp. 455–472.
- SOULIMANE C. (2018)- Ostracodes du Toarcien des Traras (Algérie Nord occidentale). Systématique, biostratigraphie et paléoécologie. *Thèse de Doctorat*, Université de Tlemcen, 148 p.
- SUTTNER L.J. & DUTTA P.K. (1986)- Alluvial sandstones composition and paleoclimate, I, framework mineralogy [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, pp. 329–345.
- TASS P., ROSENBLUM M.G., WEULE J., KURTHS A., PIKOVSKY A., VOLKMANN J., SCHNITZLER A. & FREUND H.J. (1998)- Detection of n:m phase locking from noisy data: Application to magnetoencephalography, *Physical Review Letters*, 81, pp. 3291–3294.
- TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. (1985)- The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford*, 312 p. <https://www.osti.gov/biblio/6582885>.

- TEFIANI M., BEAUDELOT S. & BOURMOUCHE R. (1991)- Datations palynologiques du Trias du Djurdjura (Algérie). Implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, t. 313, série II, pp. 451-456.
- THOMAS E., MOUGIN B., DEHEGLIA N. & PERRIN J. (2002)- Apport des levés géophysiques aéroportés à la recherche et la protection des ressources en eau : Application à la région du Léon (Finistère). *BRGMIRP-51740-FR*, 63 p.
- THOMPSON D.T. (1982)- EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47 (1), pp. 31-37.
- TOUAHRI B. (1983)- Le Gîte Zinc-Plomb d'El Abed (Wilaya de Tlemcen- Algérie). Une Minéralisation « sous inconformite » en environnement dolomitique épicontinental; contribution à une recherche de guide de prospection. *Thèse de Docteur Ingénieur*, Université de Paris-Sud, 193 p.
- VERATI C., RAPAILLE C., FERAUD G., MARZOLIC A., BERTRAND H. & YOUNI N. (2007)- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, pp. 308-325.
- VERDUZCO B., FAIRHEAD J.D., GREEN C.M. & MACKENZIE C. (2004)- New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *SEG The Leading Edge*, 23, pp. 116-119.
- VILLE L. (1852)- Recherches sur les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger. *Imprimerie impériale*, Paris, 349 p.
- WILDI W. (1983)- La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 24 (3), pp. 201-258.
- WILLIS K.M., STERN R.J. & CLAUR N. (1988)- Age and geochemistry of Late Precambrian sediments of the Hammamat series from the northeastern desert of Egypt. *Precambrian Research*, 42, pp. 173–187.
- ZHAO Y., YU Z., CHEN F., ITO E. & ZHAO C. (2007)- Holocene vegetation and climate history at Hurlig Lake in the Qaidam Basin, northwest China Yan. *Review of Palaeobotany and Palynology* 145, pp. 275–288.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Figure 1	Carte schématique des faciès du Trias supérieur de l’Afrique du Nord (d’après SALVAN, 1974, modifiée).	12
Figure 2	Situation des régions considérées.	15
Figure 3	Carte géologique des Monts des Traras montrant l’emplacement des principaux secteurs (d’après GUARDIA, 1975; AMEUR, 1988, modifiée).	17
Figure 4	Carte géologique des Monts des Traras (d’après GUARDIA, 1975).	18
Figure 5	Massif granitique de Nedroma affecté par des filons de pegmatites et d’aprites.	19
Figure 6	Granite de Nedroma et son auréole de métamorphisme (d’après GUARDIA, 1974, modifiée).	19
Figure 7	Différents types de faciès triasiques dans les Monts des Traras (d’après GUARDIA, 1975, modifiée).	20
Figure 8	Carte géologique simplifiée des Monts de Rhar Roubane (d’après ELMI, 1973).	24
Figure 9	Carte structurale des Monts de Tlemcen au sens large (d’après BENEST, 1982).	26
Figure 10	Carte géologique des Monts de Sidi El Abed (d’après MAROK, 1996).	29
Figure 11	Vue panoramique de l’affleurement permo-triasique d’Amina Boudjellil.	30
Figure 12	(A) Niveaux carbonatés dans le Permo-Trias, (B) Calcaires bréchiques, base de la «Formation des Calcaires Compacts de Zaïlou» (Carixien = Pliensbachien inférieur).	31
Figure 13	Localisation du complexe volcano-sédimentaire d’Aïn Tellout.	32
Figure 14	Section d’Aïn Tellout (partie orientale des Monts de Tlemcen au <i>sens strict</i>).	33
Figure 15	Description macroscopique de la coulée C2 de l’affleurement d’Aïn Tellout	34
Figure 16	Textures et minéralogie des coulées volcaniques d’Aïn Tellout.	35
Figure 17	Localisation du complexe volcano-sédimentaire de Koudiat el Mellah.	36
Figure 18	Section de Koudiat el Mellah (partie orientale des Monts de Rhar Roubane).	38
Figure 19	Texture et minéralogie de la coulée (C2) de Koudiat el Mellah.	38
Figure 20	Texture et minéralogie de la troisième et la huitième coulée de Koudiat el Mellah.	39
Figure 21	Localisation du complexe volcano-sédimentaire de M’kam Sidi Abdel Kader (Monts de Sidi El Abed).	41
Figure 22	Section de M’kam Sidi Abdel Kader (Monts de Sidi El Abed).	42

Figure 23	Textures et minéralogie des coulées volcaniques de M'kam Sidi Abdel Kader.	42
Figure 24	Levé aéromagnétique.	45
Figure 25	Données et informations	48
Figure 26	Méthodologie pour l'élaboration du SIG.	49
Figure 27	Schéma de la loi de Bragg.	50
Figure 28	Diagramme A-CN-K.	53
Figure 29	Diagramme de HERRON	56
Figure 30	Diagramme de distribution des roches (d'après WILLIS & <i>al.</i> , 1988).	57
Figure 31	Exemple de carte géologique en mode Raster (a) digitalisée en mode Vecteur (b).	59
Figure 32	Relation entre les affleurements digitalisés et la base de données.	60
Figure 33	Différentes couches de données graphiques.	61
Figure 34	Répartition spatiale des affleurements triasiques dans les unités telliennes (Aïn Témouchent-Tlemcen).	62
Figure 35	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Douar Chentouf).	62
Figure 36	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur d'Arlal-Sidi Abdelli).	63
Figure 37	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal).	64
Figure 38	Superposition des faciès volcano-sédimentaires et géométrie des affleurements (secteur de Djebel Mendjel-Djebel Sidi Kassem).	65
Figure 39	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna).	66
Figure 40	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Feid el Ateuch, Aïn Alem et la Plâtrière).	67
Figure 41	Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements (secteur de Sebaa Chioukh)	69
Figure 42	Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements (secteurs de Rechgoun et d'El Mokrane).	70
Figure 43	Répartition spatiale des faciès triasiques et permo-triasiques dans les Monts des Traras et les régions voisines.	71
Figure 44	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteur de Honaïne).	72
Figure 45	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements (secteurs de Djebel Sofiane-Djebel Gorine, Amina Boudjellil-Sekkika).	73
Figure 46	Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements dans le secteur de Sidna Youcha.	74
Figure 47	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Beni Menir (a)-Aïn Kebira (b).	75

Figure 48	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Ghazaouet-Souahlia.	76
Figure 49	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de Djebel Ali Bensala.	77
Figure 50	Superposition des faciès sédimentaires et géométrie des affleurements dans le secteur de Maaziz	78
Figure 51	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), volcano-sédimentaires (violet) et géométrie des affleurements dans le secteur de M'Sirda Fouaga.	79
Figure 52	Superposition des faciès sédimentaires (rouge), blocs exotiques (gris) et géométrie des affleurements dans le secteur de Marsat Ben M'Hidi.	81
Figure 53	Répartition des affleurements triasiques dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	81
Figure 54	Trias d'Aïn Tellout (nature et géométrie de l'affleurement).	
Figure 55	Superposition des faciès sédimentaires (violet), volcaniques (rouge), structures et géométrie des affleurements (secteur de Beni Bahdel).	82
Figure 56	Trias de Djebel el Arbi (nature, structure et géométrie de l'affleurement).	83
Figure 57	Superposition des faciès sédimentaires, structures et géométrie des affleurements (secteur de Sidi Yahia Ben Sefia).	83
Figure 58	Répartition spatiale des affleurements triasiques dans les Monts de Sidi El Abed.	84
Figure 59	Pourcentages des affleurements sédimentaires et volcano-sédimentaires.	85
Figure 60	Pourcentages des formes géométriques des affleurements à faciès sédimentaires.	86
Figure 61	Pourcentages des formes géométriques des affleurements à faciès volcano-sédimentaires.	87
Figure 62	Répartition des formes géométriques des différents affleurements permio-triasiques et triasiques dans les régions considérées.	88
Figure 63	Carte de l'anomalie magnétique des Monts des Traras.	90
Figure 64	Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts des Traras.	91
Figure 65	Carte du signal analytique des Monts des Traras.	92
Figure 66	Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction X.	93
Figure 67	Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction Y.	94
Figure 68	Carte de la dérivée verticale des Monts des Traras.	95
Figure 69	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.	96
Figure 70	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.	96
Figure 71	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 2000 m.	97
Figure 72	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 3000 m.	97
Figure 73	Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP (fenêtre = 8, tolérance de 10% et indice structural [SI] = 0).	98
Figure 74	Superposition des solutions d'Euler (SI = 0) et les accidents géologiques des Monts des Traras sur le champ magnétique RTP.	99

Figure 75	Modèle magnétique détaillé à travers les accidents tectoniques des Monts des Traras.	101
Figure 76	Carte de l'anomalie magnétique des Monts de Tlemcen.	102
Figure 77	Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts de Tlemcen.	103
Figure 78	Carte du signal analytique des Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	104
Figure 79	Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction X.	105
Figure 80	18: Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant la direction Y	105
Figure 81	Carte de la dérivée verticale des Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	106
Figure 82	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.	106
Figure 83	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.	107
Figure 84	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 2000 m.	107
Figure 85	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 5000 m.	108
Figure 86	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 10000 m.	108
Figure 87	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 20000 m.	109
Figure 88	Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP des Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>)(fenêtre = 8, tolérance de 12% et indice structural [SI] = 0).	109
Figure 89	Carte d'équirésistivité montrant une structure diapirique (couleur rouge) dans les Monts de Sidi El Abed (d'après MAROK, 1996).	110
Figure 90	Carte de l'anomalie magnétique des Monts de Sidi El Abed	111
Figure 91	Carte aéromagnétique RTP (réduite au pôle) des Monts de Sidi El Abed.	112
Figure 92	Carte du signal analytique des Monts de Sidi El Abed.	113
Figure 93	Carte de dérivée horizontale de l'anomalie magnétique réduite aux pôles suivant X et Y des Monts de Sidi El Abed.	114
Figure 94	Carte de la dérivée verticale des Monts de Sidi El Abed.	114
Figure 95	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 200 m.	115
Figure 96	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 500 m.	116
Figure 97	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 1000 m.	116
Figure 98	Carte de l'anomalie magnétique RTP prolongée à 3000 m	117
Figure 99	Carte des solutions d'Euler de l'anomalie magnétique RTP des Monts de Sidi El Abed (fenêtre = 8, tolérance de 10% et indice structural [SI] = 0).	118
Figure 100	Pourcentage des minéraux argileux dans les Monts des Traras.	120
Figure 101	Pourcentage des minéraux non argileux dans les Monts des Traras.	121
Figure 102	Pourcentage des minéraux argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	122
Figure 103	Pourcentage des minéraux non argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	122
Figure 104	Pourcentage des minéraux argileux dans le secteur de Koudiet el Mellahdes Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	123
Figure 105	Pourcentage des minéraux non argileux dans le secteur de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	124
Figure 106	Pourcentage des minéraux argileux dans les Monts de Sidi El Abed.	125
Figure 107	Pourcentage des minéraux non argileux dans les Monts de Sidi El Abed.	125

Figure 108	Diagrammes de corrélation SiO_2 vs. Oxydes. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (points noirs)(Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	130
Figure 109	Diagrammes de corrélation Al_2O_3 vs. Oxydes. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel)(points noirs)(Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	131
Figure 110	Diagrammes de corrélation SiO_2 vs. Oxydes (Monts de Sidi El Abed).	134
Figure 111	Diagrammes de corrélation Al_2O_3 vs. Oxydes (Monts de Sidi El Abed).	135
Figure 112	Classification de HERRON des sédiments dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	137
Figure 113	Classification de HERRON des sédiments dans les Monts de Sidi El Abed).	137
Figure 114	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	139
Figure 115	Diagrammes CIA en fonction de Al/Na, Rb/K et K/Na, Ti/Na et Al/K. Les argiles d'Aïn Tellout (points bleus) et les argiles de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel)(points noirs)(Monts de Tlemcen) (<i>s.l.</i>).	140
Figure 116	CIA en fonction de CIW et PIA (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	140
Figure 117	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	141
Figure 118	Pourcentage de variation des éléments en traces (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	141
Figure 119	Diagrammes ternaires A-CN-K et A-CNK-FM (Monts de Sidi El Abed).	142
Figure 120	Diagrammes CIA en fonction de Al/Na, Rb/K et K/Na, Ti/Na et Al/K (Monts de Sidi El Abed).	143
Figure 121	CIA en fonction de CIW et PIA (Monts de Sidi El Abed).	143
Figure 122	Pourcentage de variation des oxydes majeurs (Monts de Sidi El Abed).	144
Figure 123	Pourcentage de variation des éléments en traces (Monts de Sidi El Abed).	144
Figure 124	Diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	145
Figure 125	Diagrammes ternaires (illite+chlorite)-kaolinite-smectite des argiles triasiques (Monts de Tlemcen) (<i>s.l.</i>).	145
Figure 126	Diagramme Al_2O_3 en fonction de TiO_2 (Monts de Sidi El Abed).	146
Figure 127	Diagrammes ternaires (illite+chlorite)-kaolinite-smectite des argiles triasiques (Monts de Sidi El Abed).	146
Figure 128	C-Values des Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	147
Figure 129	Diagramme de SUTTNER SiO_2 en fonction de $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	148
Figure 130	C-Values des Monts de Sidi El Abed.	149
Figure 131	Diagramme de SUTTNER SiO_2 en fonction de $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (Monts de Sidi El Abed).	149

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Types de magnétomètres, leur principe de mesure et leur précision (d'après BOUIFLANE, 2008).	45
Tableau 2	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Douar Chentouf.	63
Tableau 3	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur d'Arlal-Sidi Abdelli.	64
Tableau 4	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur d'Aïn Tolba-Aïn Kihal.	65
Tableau 5	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Djebel Sidi Kassem-Djebel Mendjel.	65
Tableau 6	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Sidi Safi-Djebel Skhouna.	66
Tableau 7	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Feid el Ateuch-Aïn Alem.	68
Tableau 8	Caractéristiques des affleurements triasiques de la Plâtrière.	68
Tableau 9	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Sebaa Chioukh.	69
Tableau 10	Caractéristiques des affleurements triasiques dans les secteurs de Rechgoun (Aïn Témouchent) et d'El Mokrane (Tlemcen).	70
Tableau 11	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Honaïne, Traras septentrionaux).	72
Tableau 12	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Djebel Sidi Sofiane et Djebel Gorine, Traras septentrionaux).	73
Tableau 13	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Djebel Sekika et Amina Boudjellil, Traras septentrionaux).	74
Tableau 14	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Ouarsous-Beni Khaled (Sidna Youcha, Traras septentrionaux).	75
Tableau 15	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur des Beni Menir-Aïn Kebira (Traras septentrionaux).	76
Tableau 16	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Ghazaouet-Souahlia (Traras septentrionaux).	77
Tableau 17	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Djebel Ali Bensala (Traras septentrionaux).	78
Tableau 18	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de Maaziz (Traras méridionaux).	79
Tableau 19	Caractéristiques des affleurements permo-triasiques dans le secteur de M'Sirda Fouaga.	80

Tableau 20	Caractéristiques des affleurements triasiques dans le secteur de Marsat Ben M'Hidi.	81
Tableau 21	Caractéristiques des affleurements triasiques dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	83
Tableau 22	Caractéristiques des affleurements triasiques dans les Monts de Sidi El Abed.	85
Tableau 23	Rapports des minéraux argileux dans les Monts des Traras.	121
Tableau 24	Rapports des minéraux argileux dans le secteur d'Aïn Tellout (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	123
Tableau 25	Rapports des minéraux argileux dans le secteur de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	124
Tableau 26	Rapports des minéraux argileux dans les Monts de Sidi El Abed.	126
Tableau 27	Rapports géochimiques des argiles triasiques dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	128
Tableau 28	Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure.	128
Tableau 29	Rapports géochimiques des argiles de la section Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	132
Tableau 30	Rapports géochimiques des argiles triasiques dans les Monts Sidi El Abed.	136
Tableau 31	Rapports géochimiques de la croûte continentale supérieure.	136
Tableau 32	Rapports de Log ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) et Log ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	136
Tableau 33	Rapports de Log ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) et Log ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$) dans les Monts de Sidi El Abed.	137
Tableau 34	Indices d'altération et rapports élémentaires des argiles dans les secteurs d'Aïn Tellout et de Koudiet el Mellah des Beni Bahdel (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	138
Tableau 35	Indices d'altération et rapports élémentaires des argiles dans les Monts de Sidi El Abed.	141
Tableau 36	Valeurs de C-Values dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>). SiO_2 (%) et $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%).	147
Tableau 37	Valeurs des rapports Rb/Sr et Sr/Cu dans les Monts de Tlemcen (<i>s.l.</i>).	148
Tableau 38	Valeurs de C-Values dans les Monts de Sidi El Abed. SiO_2 (%) et $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (%).	149
Tableau 39	Valeurs des rapports Rb/Sr et Sr/Cu dans les Monts de Sidi El Abed).	149
Tableau 40	Valeurs des rapports Cu/Zn et V/Cr (Monts de Tlemcen)(<i>s.l.</i>).	150
Tableau 41	Valeurs des rapports Cu/Zn et V/Cr (Monts de Sidi El Abed).	150