



HAL
open science

Caractérisation gravimétrique et magnétique des structures géologiques de subsurface. Cas du bassin de Ouarzazate, de Jbel Saghro Oriental et des cavités anthropiques dans la mine d Imiter.

Mustapha Boujamaoui

► To cite this version:

Mustapha Boujamaoui. Caractérisation gravimétrique et magnétique des structures géologiques de subsurface. Cas du bassin de Ouarzazate, de Jbel Saghro Oriental et des cavités anthropiques dans la mine d Imiter.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Moulay Ismail (Maroc), 2018. tel-02936383

HAL Id: tel-02936383

<https://theses.hal.science/tel-02936383>

Submitted on 11 Sep 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse d'Habilitation Universitaire

Présentée par

Mustapha BOUJAMAOU

Discipline / Spécialité : Géologie / Géophysique

Caractérisation gravimétrique et magnétique des structures géologiques de subsurface

-Cas du bassin de Ouarzazate, de Jbel Saghro Oriental
et des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter-

Soutenue le 10 novembre 2018 devant le Jury :

Hassane SAHBI.....	Professeur.....	Président
	FS-Université Moulay Ismaïl-Meknès	
Mohamed Hédi INOUBLI....	Professeur.....	Rapporteur
	FS- Université Tunis El Manar-Tunisie	
Mohamed ROUAI.....	Professeur.....	Rapporteur
	FS-Université Moulay Ismaïl-Meknès	
Lahssen BAIDDER.....	Professeur.....	Rapporteur
	FS Aïn Chock-Université Hasan II-Casablanca	
Mohammed CHARROUD....	Professeur.....	Examineur
	FST-Université Sidi Mohamed Ben Abdellah-Fès	
Ali ESSAHLAOUI.....	Professeur.....	Examineur
	FS-Université Moulay Ismaïl-Meknès	

Remerciements

Mes remerciements s'adressent, en premier, aux personnes et aux organismes qui ont eu une action importante sur mes travaux de recherche et/ou sur le déroulement de ma carrière et qui ne seront pas mentionnés au cours de ce mémoire lors des différents travaux effectués.

Pour commencer, je remercie infiniment Monsieur *Hassane SAHBI*, Professeur à la Faculté des Sciences de Meknès et Président de l'Université Moulay Ismail, d'avoir accepté de présider ce jury malgré ses nombreuses occupations.

Je remercie Monsieur *Mohamed Hédi INOUBLI*, Professeur à la Faculté des Sciences de Tunis, mon directeur de Thèse de Doctorat qui m'a donné la chance et ma permis de démarrer mes travaux de recherches depuis 1994, au sein de l'Equipe de Recherche URGAM (Unité de Recherche de Géophysique Appliquée aux Matériaux et aux Minerais), ainsi que de m'avoir suivi durant toutes ces années d'activités de recherches.

Mes remerciements s'adressent également aux membres du Jury qui ont pris la peine de lire attentivement cette thèse, en particulier les rapporteurs *Mohamed Rouai* et *Lahssen Baidder*, et les examinateurs *Mohammed Charroud* et *Ali Essahlaoui*, d'avoir accepté de tenir ce rôle puis de se déplacer à Errachidia pour assister à ma soutenance.

Je remercie aussi tous mes collègues et camarades de la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia, et ceux du Département de Géologie de la Faculté des Sciences de Tunis pour leurs sourires et leur sens de l'accueil, pour leurs aides dans les nombreux challenges de cette thèse.

Je souhaite tout particulièrement remercier tous les membres de l'Equipe de Recherche URGAMM (Tunisie), avec qui j'ai pu échanger et qui m'ont aidé à progresser dans mes travaux de recherches, surtout *Adnen*, *Kawter*, *Imen*, *Haifa*, *Oussama* et les anciens....Merci à vous tous pour votre gentillesse, votre bonne humeur et les supers moments passés ensemble.

Je pense tout particulièrement à Monsieur *Ahmed Manar*, du Ministère d'Energie et des Mines, et Monsieur *Abdelazzi Gaouzi* de Managem, pour leurs aides considérables. Ainsi

qu'à *Kamel Ouerfelli, Abdelaziz Sebei, Mourad El Koundi* et sa femme *Narjess*, à *Hakim Gabtni* et sa femme *Hajer*, pour leur accueil chaleureux lors de mes séjours en Tunisie.

Je dois beaucoup évidemment à tous les *étudiants* que j'ai encadrés ou dont j'ai participé à l'encadrement mais ici je dois remercier tous les responsables de doctorants qui ont eu l'obligeance de m'inviter à participer à des jurys de thèse et de Masters.

Merci à ma famille de m'avoir donné la possibilité de réaliser ce parcours inattendu et merci pour votre source d'inspiration sans limite.

Enfin, je remercie ma femme *Soukaina* pour tout ce qu'elle a fait depuis notre connaissance. Je te remercie infiniment de m'avoir supporté et de t'être occupée de tant de choses. Merci d'avoir pris soin de notre fille *Lina* et merci à toi *Lina* pour tes encouragements.

Sommaire

Remerciements	I
Sommaire	III
Listes des figures	VIII

Chapitre I *Introduction générale*

I- Introduction à la géophysique appliquée au Maroc	1
1- Historique de la Géophysique appliquée	1
2- Aperçu sur l'histoire de la géophysique appliquée au Maroc	2
II- Contexte géologique régional et provinces géologiques du Maroc	5
1- Contexte géologique régional	5
2- Les unités structurales du Maroc	7
2-1. L'unité rifaine	7
2-2. L'unité atlaso-mésétienne	8
2-3. L'Anti-Atlas et ses confins sahariens	9
III- Présentation des méthodes potentielles	9
1- Introduction	9
1-1. Méthode gravimétrique	9
1-2. Méthode magnétique	11
2- Les éléments de base d'interprétation en méthodes potentielles	12
3- Méthodes qualitatives	16
3-1. Prolongement vers le haut	16
3-2. Dérivations directionnelles	17
3-2-1. Le gradient horizontal	17
3-2-2. Le Gradient vertical	18
3-3. Signal Analytique	18
3-4. Tilt dérivative (Tilt angle)	20
4- Méthodes quantitatives	21

4-1. Introduction	21
4-2. Analyse spectrale	21
4-3. Déconvolution Euler	23

Chapitre II

Apport de la gravimétrie et du magnétisme à l'étude du bassin d'avant-pays de Ouarzazate: Implications structurales

I- Introduction et problématique	25
1- Les bassins sédimentaires d'avant-pays au Maroc	25
2- Travaux antérieurs dans le bassin de Ouarzazate	28
3- Problématique	32
II- Cadre géographique, géologique et stratigraphique de la zone d'étude	33
1- Situation géographique du bassin de Ouarzazate	33
2- Cadre géologique du bassin de Ouarzazate	33
3- Stratigraphie du bassin de Ouarzazate	38
3-1. Trias	38
3-2. Jurassique	38
3-3. Crétacé	39
3-4. Tertiaire	41
3-4-1. Groupe Sub-Atlasique	41
3-4-2. Groupe Imerhane	41
III- Traitement et interprétation des données gravimétriques et magnétiques du bassin d'avant-pays de Ouarzazate	43
1- Les caractéristiques des données gravimétriques et magnétiques	43
2- Analyse qualitative des données gravimétriques	44
2-1. Anomalie de Bouguer	44
2-2. Séparation régionale-résiduelle	47
2-2-1. Prolongements vers le haut	48
2-2-2. Anomalie résiduelle	52
2-3. Interprétation des dérivations directionnelles	57
2-3-1. Les cartes du gradient gravimétrique horizontal	57
2-3-2. Application d'autres opérateurs dérivatifs	58
2-4. Déconvolution d'Euler et analyse spectrale	60

3- Analyse qualitative des données magnétiques	63
3-1. La carte résiduelle magnétique	64
3-2. La carte résiduelle réduite au pôle (RTP)	66
3-3. La carte du signal analytique	69
3-4. Les gradients	69
IV- Signification géologique des linéaments géophysiques et implication structurale sur le bassin de Ouarzazate	72
1- Les linéaments géophysiques et leurs relations avec les accidents atlasiques	72
1-1. Les directions NE-SW et E-W	72
1-2. Les directions NW-SE	74
2- Evolution tecto-sédimentaire des bassins atlasiques et la genèse du bassin d'avant-pays de Ouarzazate	76
2-1. Introduction	76
2-2. Le développement du bassin d'avant-pays de Ouarzazate	76

Chapitre III

Traitement et interprétation des données aéromagnétiques

I- Contexte géologique et stratigraphique de l'Anti-Atlas	82
1- Introduction	82
2- Stratigraphie du Précambrien	83
3- Stratigraphie de la couverture Paléozoïque	83
4- Aspect tectonique de l'Anti-Atlas	85
II- Cadre géographique et géologique de la zone d'étude	86
1- Situation géographique	86
2- Cadre géologique	88
2-1. Le socle précambrien	88
2-1-1. Néoprotérozoïque moyen	88
2-1-2. Néoprotérozoïque supérieur	88
2-2. La couverture paléozoïque	88
2-2-1. Cambrien	91
2-2-2. Ordovicien	92
2-2-3. Le Silurien et le Dévonien	92
2-2-4. Carbonifère	93
3- Cadre structural	93

3-1. Déformation du Précambrien	93
3-2. Déformation du Paléozoïque	94
3-3. Déformation au Méso-Cénozoïque	94
III- Mode d'acquisition des données aéromagnétiques	96
1- Introduction	96
2- Méthodologie d'acquisition des données aéromagnétiques	96
3- Caractéristiques spécifiques des données aéromagnétiques	102
IV- Traitements et interprétations des données aéromagnétiques	103
1- Introduction	103
2- Description de la carte des anomalies magnétiques	103
3- Description de la carte des anomalies réduite au pôle	104
3-1. Les réponses magnétiques du socle et de la couverture	106
3-2. Les réponses magnétiques du dyke jurassique et du volcanisme néogène	109
4- Applications de différents types de filtres aux données aéromagnétiques	110
4-1. Les images de la dérivée verticale et du signal analytique	110
4-2. Les images du prolongement vers le haut	113
5- Conclusions	115

Chapitre IV

Prospection microgravimétrique et cartographie des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter

I- Cadre géographique, géologique et histoire de la Mine d'Imiter	117
1- Cadre géographique	117
2- Contexte géologique de la Mine	117
3- Historique de la mine d'Imiter	118
4- Les différents types de cavités souterraines	119
II- Prospection microgravimétrique des cavités anthropiques	122
1- Introduction	122
2- Unité gravitationnelle et ordre de grandeur en microgravimétrie	122
3- Un aperçu sur l'historique de la microgravimétrie	123
4- Développement instrumental et méthodologique en microgravimétrie	127
5- Etalonnage du gravimètre et instauration de bases gravimétriques	130
6- Contrôle de la précision de la mesure	132

7- Mode d'acquisition microgravimétrique dans la zone d'étude	132
8- Levé topographique	136
9- Les corrections gravimétriques	137
9-1. Correction luni-solaire	137
9-2. Correction de la hauteur de l'instrument	138
9-3. Correction de la dérive instrumentale	138
9-4. Correction d'altitude	139
9-5. Correction du plateau	141
9-6. Correction topographique	141
III- Interprétation des cartes gravimétriques de la zone d'étude	144
1- Les cartes gravimétriques au niveau de la colline B-3	144
1-1. Carte d'anomalie de Bouguer	144
1-2. Les anomalies négatives de la carte résiduelle	145
1-3. Les prolongements	146
1-4. La carte de la dérivée verticale de l'anomalie résiduelle	147
2- Les cartes gravimétriques au niveau de la carrière B-8	151
2-1. Carte d'anomalie de Bouguer	151
2-2. Carte d'anomalie résiduelle	152
2-3.- Les prolongements	152
2-4.- Les dérivées	155
3- Conclusions	157
Bibliographie	158
Annexe	177

Listes des figures

Figures	Titres	Page
Figure 1-1	Première carte magnétique du Maroc	2
Figure 1-2	Carte de la couverture aéromagnétique au Maroc	4
Figure 1-3	Couverture gravimétrique en Tunisie	4
Figure 1-4	Domaines structuraux du Maghreb	6
Figure 1-5	Carte du modèle numérique de relief du Maghreb	6
Figure 1-6	Cadre structurale des unités géologiques du Maroc	7
Figure 1-7	Synthèses sur les valeurs de densité de différents types des roches	10
Figure 1-8	Valeurs de susceptibilité magnétique de différents types des roches	13
Figure 1-9	Schéma explicatif des anomalies gravimétriques et magnétiques	14
Figure 1-10	Diagramme schématique simplifié, montrant la relation entre le gradient du potentiel pour un point P ayant une anomalie	15
Figure 1-11	principe du prolongement vers le haut	17
Figure 1-12	L'effet dérivative d'une anomalie gravimétrique/magnétique	19
Figure 1-13	Tilt dérivative d'une demi plaque infinie magnétique	21
Figure 1-14	Spectre de puissance théorique	22
Figure 2-1	Situation des bassins cénozoïques par rapport aux domaines structuraux du Maroc	26
Figure 2-2	Schéma d'un bassin d'avant-pays	27
Figure 2-3	Charte synthétique des principaux événements tectoniques dans le bassin de Ouarzazate et les régions limitrophes	29
Figure 2-4	L'âge des formations synsédimentaires dans le bassin de Ouarzazate à partir des résultats de la magnétostratigraphie	31
Figure 2-5	Carte de situation géographique du bassin de Ouarzazate avec le modèle numérique de la région	34
Figure 2-6	Carte géologique du bassin de Ouarzazate.	35
Figure 2-7	Discordance du Crétacé (Infra-Cénomanién) sur le socle paléozoïque (Viséen) dans la région d'Imiter.	36
Figure 2-8	Structure profonde du bassin de Ouarzazate	36
Figure 2-9	Les différentes structures géologiques différenciées dans le bassin de Ouarzazate	37
Figure 2-10	Charte lithostratigraphique du bassin de Ouarzazate	40
Figure 2-11	Colonne stratigraphique du bassin de Ouarzazate	40
Figure 2-12	Colonne lithostratigraphique du bassin de Ouarzazate dans la région de Tinghir	42
Figure 2-13	Carte de répartition des stations de mesures gravimétriques et magnétiques	44
Figure 2-14	Carte de l'anomalie de Bouguer du bassin de Ouarzazate	45
Figure 2-15	Modèle gravimétrique dans un bassin d'avant-pays avec flexure de la lithosphère	46
Figure 2-16	Calcul de l'anomalie résiduelle sur un profil suite à la décomposition de l'anomalie de Bouguer par ajustement de l'anomalie régionale	47
Figure 2-17	Cartes de prolongement vers le haut	49
Figure 2-18	Profil tomographique de la croûte atlasique marocaine	50
Figure 2-19	Cartes de prolongement vers le haut	51
Figure 2-20	Carte de l'anomalie résiduelle du bassin de Ouarzazate	53
Figure 2-21	Profils gravimétriques de direction N-S au niveau des trois sous-bassins de Ouarzazate	55
Figure 2-22	Profil sismique re-interprété et Interprété	56
Figure 2-23	Interprétation de la carte du gradient horizontal	58
Figure 2-24	Carte du Tilt dérivative du bassin de Ouarzazate	59
Figure 2-25	Carte du θ angle superposée par les linéaments déduits du gradient horizontal	60

Figure 2-26	Les solutions d'Euler superposées sur la carte résiduelle et la carte des linéaments	61
Figure 2-27	Spectre d'énergie et estimation de la profondeur à partir de la résiduelle	63
Figure 2-28	Carte du champ magnétique totale sur globe terrestre pour l'époque de 2015	64
Figure 2-29	Carte du champ magnétique résiduelle du bassin de Ouarzazate	65
Figure 2-30	Carte du champ magnétique résiduel réduite au pôle du bassin de Ouarzazate	67
Figure 2-31	Carte de la résiduelle RTP du bassin de Ouarzazate prolongée vers le haut à 1Km.	68
Figure 2-32	Superposition des linéaments gravimétriques sur la carte magnétique résiduelle RTP	68
Figure 2-33	Carte du signal analytique du champ magnétique du bassin de Ouarzazate.	70
Figure 2-34	Carte du gradient vertical et horizontal du champ magnétique du bassin de Ouarzazate	71
Figure 2-35	Superposition des différents linéaments sur la carte géologique du bassin de Ouarzazate.	73
Figure 2-36	Essai d'interprétation des linéaments des structures profondes dans la région de Midelt à partir de la carte gravimétrique du Maroc	73
Figure 2-37	Faïlle normale de direction N70 au contact Crétacé inférieur-socle paléozoïque dans la région d'Imiter.	74
Figure 2-38	Schéma structural interprétative du bassin de Ouarzazate et sa relation avec les accidents majeures du Haut Atlas Central.	75
Figure 2-39	Modèle théorique des structures géologiques au niveau d'un bassin d'avant-pays.	75
Figure 2-40	Evolution du style de déformations le long du front sud atlasique	77
Figure 2-41	Schémas interprétatifs de l'évolution géodynamique du bassin de Ouarzazate et sa relation avec la partie méridionale du Haut Atlas Central.	79
Figure 3-1	Carte géologique de l'Anti-Atlas	82
Figure 3-2	Colonne lithostratigraphique et événements géologiques des formations protérozoïques de l'Anti-Atlas	84
Figure 3-3	Limites cratoniques de l'Anti-Atlas	86
Figure 3-4	Croquis de la situation géographique de la zone d'étude	87
Figure 3-5	Le modèle numérique de terrain de la zone d'étude	87
Figure 3-6	Carte géologique simplifiée de la feuille d'Imtir couvrant la zone d'étude	89
Figure 3-7	Carte géologique du massif de Saghro	90
Figure 3-8	Log stratigraphique du Précambrien de l'Anti Atlas oriental	90
Figure 3-9	Coupe synthétique de la couverture paléozoïque de l'Anti Atlas oriental	91
Figure 3-10	Carte structurale de la zone d'étude, extrait de la carte géologique d'Imtir	95
Figure 3-11	Rosace de directions représentant les azimuts des structures mises en évidence à partir de la carte structurale de la zone d'étude.	96
Figure 3-12	Mode d'acquisition aéromagnétique	97
Figure 3-13	Organigramme du traitement des données aéromagnétiques suivi dans ce travail	99
Figure 3-14	Schéma d'acquisition de lignes de traverses et de contrôles lors d'une campagne aéromagnétique.	101
Figure 3-15	Carte du champ magnétique résiduel de la zone d'étude	105
Figure 3-16	Carte du champ magnétique résiduel réduite au pôle	105
Figure 3-17	Superposition des couches géologiques sur la carte résiduelle réduite au pôle	107
Figure 3-18	Superposition du réseau de failles géologiques sur la carte résiduelle réduite au pôle	107
Figure 3-19	Les différentes signatures magnétiques distinguées au niveau du socle précambrien	109
Figure 3-20	Diagramme de l'effet du métamorphisme sur la recristallisation ou le remplacement de certains minéraux et les réponses magnétiques	110
Figure 3-21	Carte gradient vertical pour la zone d'étude	112
Figure 3-22	Carte signal analytique de la zone d'étude	112
Figure 3-23	Carte aéromagnétique résiduelle réduite au pôle à différentes altitudes de prolongement	114
Figure 3-24	Schéma structural géophysique de la région d'Imiter	116
Figure 3-25	Rosace de directions représentant les azimuts des structures mises en évidence	116

Figure 4-1	Carte géologique de la boutonnière d'Imiter avec situation de la zone d'étude	118
Figure 4-2	Carte archéologique du secteur minier d'Imiter	120
Figure 4-3	Exemples des vestiges historiques découverts dans la mine d'Imiter	120
Figure 4-4	Exemples de cavités et de fentes anciennes dans la mine d'Imiter.	121
Figure 4-5	Evolution de la précision des mesures gravimétriques	127
Figure 4-6	Anomalie due à une galerie de rayon 2 m située en l'abscisse 0 et à la profondeur z	129
Figure 4-7	Levé microgravimétrique à l'aide du gravimètre CG-3M Autograv Meter	130
Figure 4-8	Bases gravimétriques opérationnelles durant ce travail	131
Figure 4-9	Exemples d'obstacles rencontrés lors de levés microgravimétriques	132
Figure 4-10	Vue panoramique de la zone d'étude	134
Figure 4-11	Plan de position des stations gravimétriques	135
Figure 4-12	Matériels topographiques utilisés dans l'arpentage des stations gravimétriques	136
Figure 4-13	Les différents types de corrections établies en gravimétrie	140
Figure 4-14	Carte d'anomalie de Bouguer au niveau de la colline B-3	144
Figure 4-15	Carte d'anomalie résiduelle au niveau de la colline B-3	145
Figure 4-16	Carte d'anomalie résiduelle de la colline B-3 superposée par la fente et les galeries actuelles	147
Figure 4-17	Cartes de prolongement vers le haut à différents niveaux de l'anomalie résiduelle de la colline B-3	148
Figure 4-18	Carte de la dérivée verticale de la colline B-3, superposée par les galeries des travaux actuels et la fente des activités des anciens	149
Figure 4-19	Superpositions des solutions d'Euler sur la carte résiduelle de la colline B-3	150
Figure 4-20	Carte de l'anomalie de Bouguer de la carrière B-8	151
Figure 4-21	Carte de l'anomalie résiduelle de la carrière B8	153
Figure 4-22	Carte de superposition de l'anomalie résiduelle par les galeries d'exploitations récentes	154
Figure 4-23	Cartes de prolongement vers le haut à différents niveaux de l'anomalie résiduelle	154
Figure 4-24	Carte de la dérivée première et de la dérivée seconde de l'anomalie résiduelle	156
Figure 4-25	Carte de la déconvolution d'Euler	156

Tableau	Titre	page
Tableau 1-I	Valeurs de l'indice structural (SI) en gravimétrie et en magnétisme pour différents modèles théoriques proposées	24
Tableau 4-I	Tableau synthétique sur les unités et l'ordre de grandeurs des phénomènes observés	123
Tableau 4-II	les caractéristiques de la maille d'acquisition gravimétrique et microgravimétrique en fonction de l'objectif	129



CHAPITRE I

Introduction générale

Chapitre I:

Introduction générale

I- Introduction à la géophysique appliquée au Maroc

1- Historique de la Géophysique appliquée

La géophysique appliquée à l'exploration minérale utilise les principes et les méthodes physiques à la découverte des gisements minéralisés. Ces méthodes ont pour objectifs d'étudier les caractéristiques physiques de la structure du sous-sol et de l'ensemble du globe terrestre, en appliquant des méthodes directes telles que la gravimétrie, le magnétisme, la résistivité, la sismologie et la sismique. Ces méthodes géophysiques permettent de décrire le sous-sol à l'aide de paramètres physiques, à savoir la densité, la susceptibilité magnétique, la résistivité électrique, la permittivité électrique et la vitesse des ondes sismiques. Les mesures de ces paramètres physiques permettent d'avoir des informations concernant les parties de la subsurface, invisibles et/ou inaccessibles, et de donner des informations sur les couches géologiques de subsurface dans un but pratique et des objectifs souvent économiques.

Dans l'histoire de la géophysique, ces méthodes ont commencé à s'imposer, dès les années 1900 dans la communauté scientifique où la compréhension et la modélisation des phénomènes étaient encore élémentaires. Au fil des années, on a mieux compris les principes fondamentaux régissant les réponses géophysiques. Les techniques ont été adaptées aux investigations spécifiques et aux conditions de terrain.

Actuellement, la géophysique appliquée s'est implantée dans le monde de l'exploration. C'est ainsi que tous les levés, initialement conçus pour l'acquisition des données au sol, ont été modifiés pour être acquises dans l'air, dans les trous de forages, sur les fonds océaniques, ainsi que dans les mers.

Dans tous les cas, la géophysique appliquée s'intéresse aux variations spatiales des propriétés physiques des roches et la géométrie des structures rocheuses. Pour chaque levé, les mesures doivent être prises par rapport à un système de références spatiales qui assure une représentation cartographique adéquate de données recueillies.

L'interprétation des levés géophysiques permet souvent de matérialiser et de limiter les contacts géologiques, les éléments structuraux, d'identifier certaines roches, tout en établissant des cartes géophysiques dont l'analyse et l'interprétation présentent un intérêt purement géologique. Par exemple, à partir de données gravimétriques, on peut obtenir une carte de la densité apparente (anomalie de Bouguer), puis à partir des données magnétiques, on peut obtenir une carte de susceptibilité magnétique apparente des roches. Ces techniques nécessitent toutes des hypothèses de base sur la géologie. Elles seront donc vues dans les sections traitant l'interprétation de méthodes respectives. C'est ainsi que la cartographie s'avère très utile pour définir des cibles d'exploration, surtout dans les régions où les affleurements sont éparpillés et diversifiés. La cartographie géologique s'appuie donc de plus en plus sur les méthodes géophysiques appliquées dans le but de mieux décortiquer les zones profondes afin de découvrir de nouveaux gisements, surtout pour les terrains non prospectés et qui se trouvent généralement dans des zones inaccessibles et/ou la visibilité d'affleurement fait défaut.

2- Aperçu sur l'histoire de la géophysique appliquée au Maroc

Au Maroc, les premiers travaux de levés géophysiques ont intéressé la mesure des paramètres du champ potentiel magnétique en 1887 dans la région de Tanger (Moureaux, 1887). En 1912, entre mars et juillet, l'Institut US Carnegie Vessel de Washington a réalisé une mission le long de la côte maritime marocaine dans le but de mesurer le champ magnétique sur 13 stations d'observation ce qui a permis la réalisation de la première carte magnétique du Maroc (Figure 1-1).

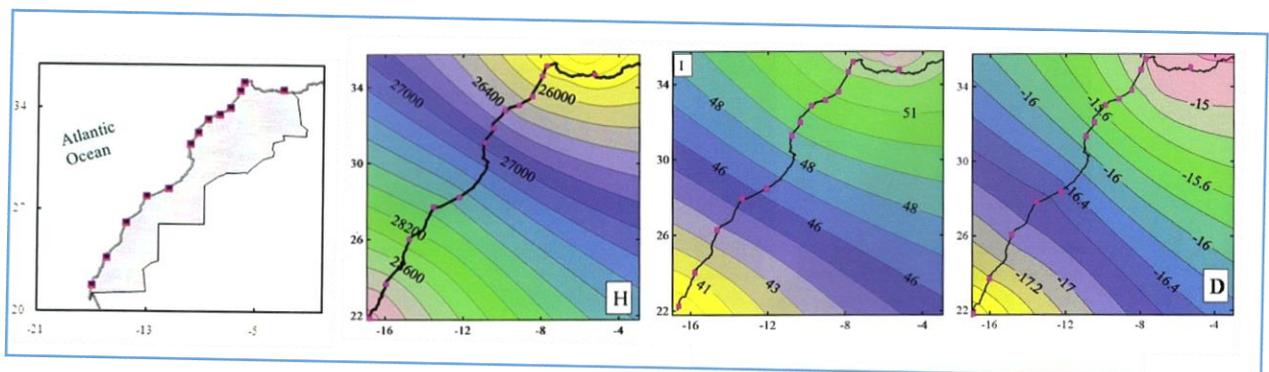


Figure 1-1: Première carte magnétique du Maroc d'après les travaux de US Carnegie en 1912 (Ramdani, 2017).

Pour les travaux de gravimétrie, la valeur de la gravité absolue au Maroc a été déterminée pour la première fois en 1933 à l'Observatoire Averroes à Berrechid, en utilisant l'équipement de Mioni. La valeur obtenue de g était de 979,563 gal (Roux, 1942). Par la suite, ces travaux ont été suivis avec la précision de cette valeur (Lejay, 1949) et également avec d'autres mesures de g à Kenitra (Van Den Bosch, 1981).

Après diverses missions de levés gravimétriques, on a assisté à l'établissement de la première carte d'anomalie de Bouguer à l'échelle de 1/1 500 000 qui a été publiée en 1950 sur la base des premiers travaux de reconnaissance couvrant la totalité du territoire par la Compagnie Générale de Géophysique en 1949-1950. D'autre part, des travaux d'exploration pétrolière dans le Gharb ont été amorcés en 1946.

Ce n'est qu'en 1963-1964, qu'on a arrivé à installer le premier réseau gravimétrique marocain, avec l'établissement de la carte d'anomalie de Bouguer de Van Den Bosch à l'Echelle de 1/500 000. Entre 1965 et 1976, des levés gravimétriques et magnétiques terrestres et aéroportés (pour le magnétisme) ont toutefois intéressé une grande majorité des bassins sédimentaires marocains.

La cartographie géophysique, surtout des méthodes potentielles, joue un rôle précieux dans la cartographie géologique, pour cette raison, nombreux pays tels que le Canada, l'USA et l'Australie ont pu réaliser tout récemment, la couverture aéromagnétique de presque la totalité de leurs territoires à une échelle compatible avec l'exploration minière. On s'aperçoit également que la Finlande vient de terminer la couverture d'un levé exhaustif en électromagnétisme aéroporté. Plus récemment, quelques gouvernements ont lancé la couverture électromagnétique et radiométrique aéroportée d'une partie de leur territoire tel que le Maroc (Figure 1-2) et l'Arabie Saoudite. La Tunisie avait relancé quant à elle, la couverture gravimétrique terrestre avec un maillage de 1Km² depuis 1995 (Figure 1-3).

D'autre part, l'acquisition des données géophysiques s'effectue soit par des mesures au sol, par des levés aéroportés ou par des mesures au niveau des forages (Gravilog...), permettant ainsi de réaliser des mesures de la pesanteur à différentes profondeurs dans les puits. Depuis les années 1970, et à partir des levés satellitaires (CHAMP, GRACE et GOCE), les données ont pu déterminer des grandes longueurs (supérieur à 500 Km) d'ondes spatiales du champ de pesanteur terrestre.

Les applications de la géophysique en prospection et en exploration des ressources naturelles sont très anciennes. Ils intéressent en premier lieu l'activité pétrolière à travers la gravimétrie puis la sismique, par la suite l'application à la recherche de l'eau et les fouilles archéologiques par des méthodes électriques. Les données géophysiques acquises constituent des informations indispensables à la prospection, l'exploration et l'exploitation des ressources naturelles. Elles constituent donc une base incontestable pour la compréhension des structures géologiques de surface et de subsurface.

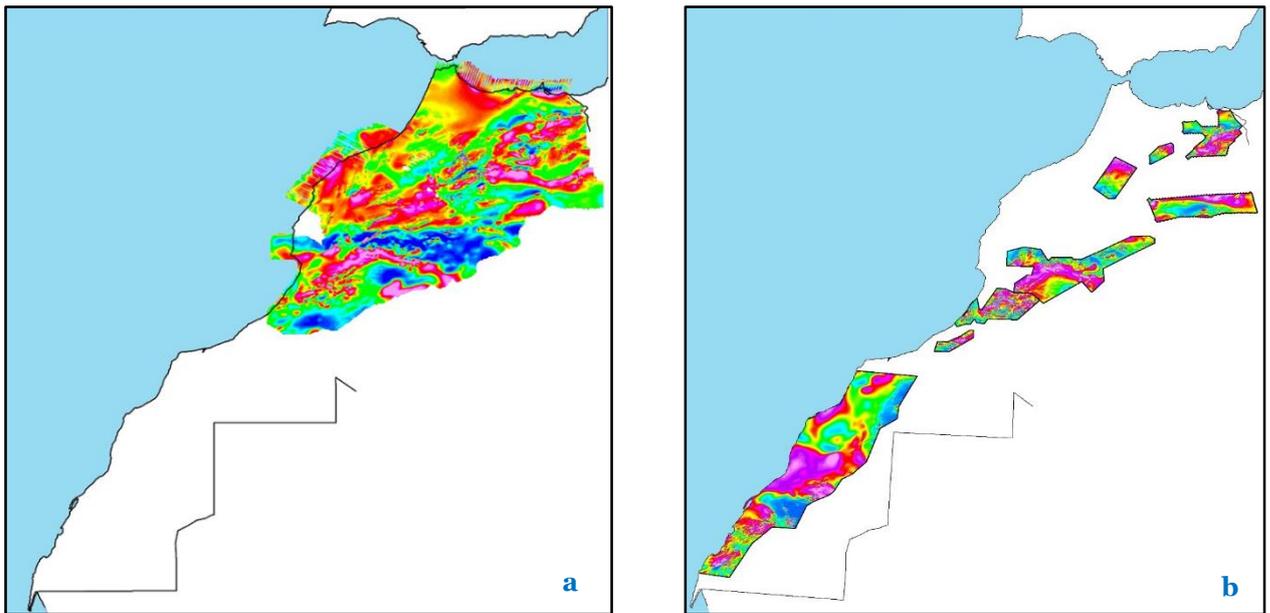


Figure 1-2: Carte de la couverture aéromagnétique au Maroc
a: couverture aéromagnétique entre 1965 et 1976
b: couverture géophysique aéroportée du programme nationale de cartographie géologique.

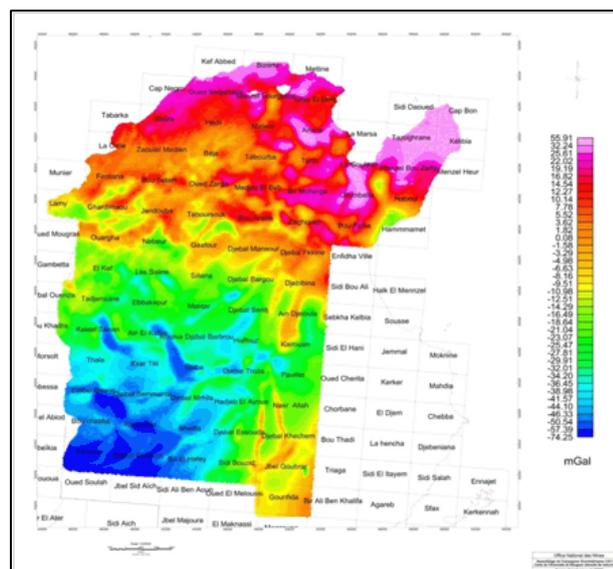


Figure 1-3: Couverture gravimétrique en Tunisie dans la période 1995-2016.

II- Contexte géologique régional et provinces géologiques du Maroc

1- Contexte géologique régional

Le Maroc se situe à la bordure nord-occidentale de la marge africaine, entre l'Atlantique et la Méditerranée (Figure 1-4). Son cadre géologique s'intègre à une partie de la chaîne méridionale alpine, marquée par une géologie complexe et un style tectonique particulier (Guiraud et *al.*, 2005). Cette zone tectoniquement active est en relation directe avec et l'évolution de l'Atlantique et de la Méditerranée occidentale. La conséquence de cette situation particulière est une activité tectonique intense et permanente, régie par la convergence entre la plaque africaine et l'Eurasie avec l'interposition des blocs cratoniques ou de microplaques depuis plusieurs dizaines de millions d'années. Ainsi, on distingue la présence de roches dont l'âge s'étend depuis l'Archéen jusqu'au Cénozoïque, et une diversité de structures géologiques impliquant des contextes géodynamiques variés depuis celui des racines orogéniques métamorphiques jusqu'à celui des bassins sédimentaires distensifs superficiels.

Sur cette partie de l'Afrique du Nord, s'instaure deux domaines atlasiques et rifo-telliens présentant chacun des spécificités qui lui sont propres. Le domaine des chaînes atlasiques correspond à une chaîne intracontinentale (Mattaeur, 1978). Il s'étend sur une grande partie de l'Afrique du Nord depuis l'océan atlantique du côté marocain jusqu'à la Méditerranée dans la région du Sahel Tunisien (Figure 1-4). Ce domaine s'étend sur une distance de 2000 Km. Il est constitué de plusieurs unités structurales : le Haut Atlas Central, le Moyen Atlas, l'Atlas Saharien et l'Atlas Tunisien (Figure 1-4). Ces différents ensembles structuraux représentent d'anciens bassins subsidés triasiques et jurassiques allongés selon une direction N30 à N60, restructurés et déformés par l'orogénèse atlasique. Ils sont séparés par des paléo-seuils paléozoïques (Figure 1-4). Le domaine atlasique est également marqué par une surélévation considérable qui dépasse 4000m d'altitude dans le Haut Atlas Central alors qu'au niveau de la chaîne rifo-tellienne les altitudes atteignent rarement les 2000 m (Figure 1-5).

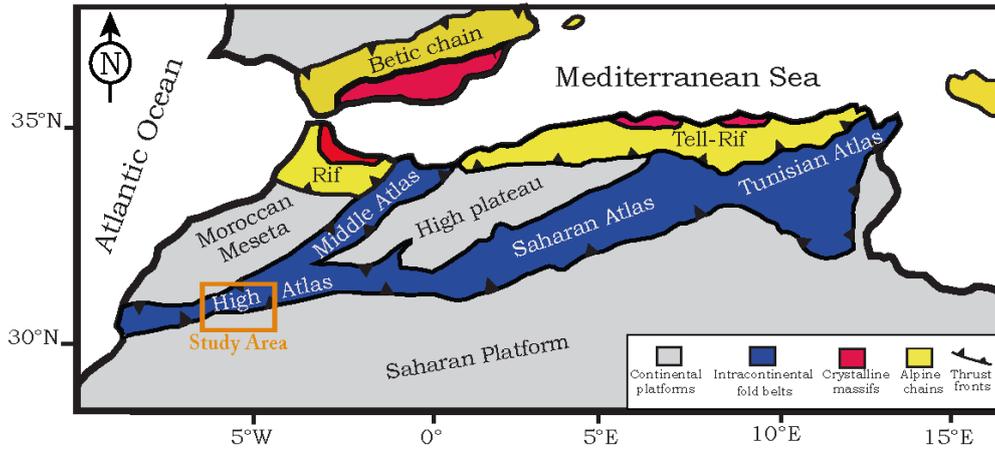


Figure 1-4: Domaines structuraux du Maghreb.

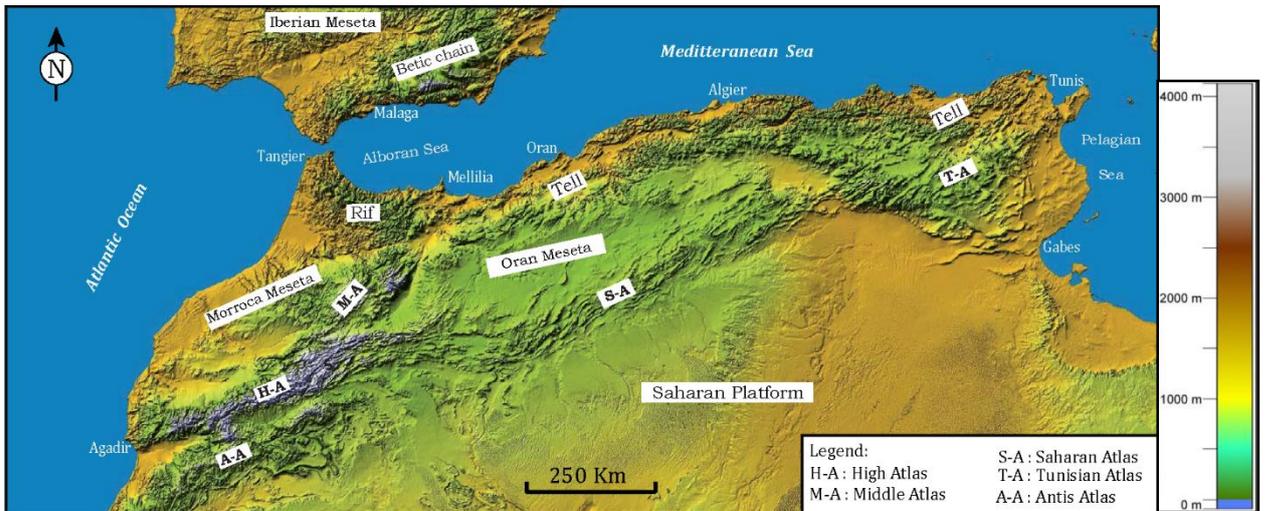


Figure 1-5 : Carte du modèle numérique de relief du Maghreb.

2- Les unités structurales du Maroc

L'histoire géologique du Maroc est la résultante de son évolution sur la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain (COA) où toutes les grandes périodes de l'histoire géologique des continents depuis environ trois milliards d'années (Archéen) s'y trouvent représentées (Michard *et al.*, 2011). Ainsi, cette évolution tectonique est la conséquence, depuis le Précambrien, de trois grands cycles orogéniques majeurs à savoir les orogénèses panafricaine, varisque et atlasique (Michard, 1976; Piqué, 1994; Teixell *et al.*, 2003).

De ce fait, le Maroc est subdivisé en trois unités structurales (Michard, 1976; Piqué, 1994) qui sont du nord au sud: l'unité rifain, l'unité atlaso-mésétienne et l'unité anti-atlasique et ses confins sahariens (Figure 1-6).

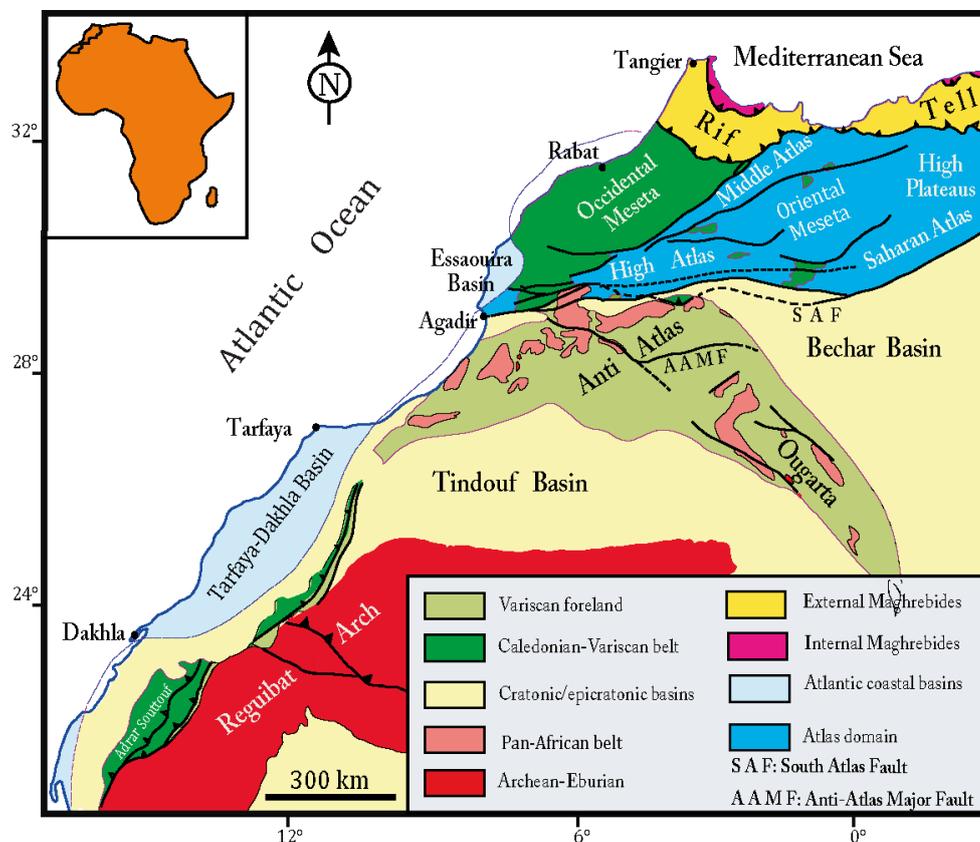


Figure 1-6: Cadre structural des unités géologiques du Maroc (Michard *et al.*, 2011).

2-1. L'unité rifaine, est constituée par la chaîne du Rif qui représente une partie de la chaîne Bético-Rifo-Tellienne. Cette dernière appartient à son tour à un ensemble orogénique alpin qui résulte de la collision Afrique-Eurasie.

La chaîne du Rif représente aussi la branche sud de l'arc de Gibraltar tandis que sa branche nord est représentée par la cordillère bétique. Cette chaîne est caractérisée par la présence d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque africaine. Elle est subdivisée en trois sous domaines du Nord au Sud, on distingue le rif interne, les nappes

de flyschs et le rif externe. Ce dernier est composé de trois grands domaines, nommés le Prérif, le Mésorif et l'Intrarif, des parties les plus externes aux parties les plus internes de la chaîne (Chalouan et *al.*, 2008). D'une manière générale, les unités du Rif externe ont été plissées, décollées et charriées sur le socle africain, formant ainsi une série de nappes allochtones.

2-2. L'unité atlaso-mésétienne: cette unité désigne la Meseta marocaine et le domaine des chaînes atlasique marocains. Elle est limitée au Nord par les chevauchements sud rifains et au Sud par l'accident sud atlasique.

Pour le domaine atlasique, il est formé par un socle hercynien et localement précambrien. Il correspond à un élément morphologique et géologique très important, de direction ENE-WSW à NE-SW. Cette unité est constituée de deux chaînes intracontinentales mésozoïques plissées: le Moyen Atlas et le Haut Atlas (Michard, 1976; Mattauer et *al.*, 1977 ; Piqué et *al.*, 2002; Teixell et *al.*, 2003). Pour le Haut Atlas, il est subdivisé en trois ensembles à savoir le Haut-Atlas Occidental, le Haut-Atlas Central et le Haut-Atlas Oriental.

De plus, cette unité est caractérisée par la présence de bassins côtiers tout le long de la marge passive marocaine. Ces bassins d'âge triasico-liasiques sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Central. De plus, ils sont marqués par des structures tectoniques et une sédimentation qui accompagne leur genèse. Ainsi ces bassins sont du Nord au Sud (Davison, 2005; Hafid et *al.*, 2008; Zühlke et *al.*, 2004) (Figure 1-6):

- ① le bassin du Gharb et Pré-Rif;
- ② le bassin de Doukala;
- ③ le bassin d'Essaouira;
- ④ le bassin de Souss;
- ⑤ le bassin de Tarfaya-Dakhla.

Le domaine mésetien comprend la Méseta occidentale à l'Ouest, le domaine intermédiaire et la Méseta Oranaise à l'Est, zones déformées au cours de l'orogénèse hercynienne. Le domaine occidental est composé de terrains paléozoïques métamorphisés et granitisés. Ces reliefs surplombent des plaines qui s'installent au-dessus d'un substrat méso-cénozoïque à matériel carbonaté et phosphaté.

Le domaine oriental est ouvert vers l'Est sur l'Algérie. Il forme un plateau d'environ 1000m d'altitude, et se présente sous forme de boutonnières à terrains paléozoïques, isolées au milieu de la couverture tabulaire des hauts plateaux.

2-3. L'Anti-Atlas et ses confins sahariens : l'Anti-Atlas est situé à l'extrémité septentrionale du Craton Ouest-Africain et au Sud du Haut Atlas. Il s'élève à une altitude moyenne de 2000m. Il est constitué d'un ensemble d'édifices structuraux de type boutonnières, dont le cœur est généralement composé de terrains cristallins précambriens granitisés et schistosés, entourés par une couverture paléozoïque rigide.

Les confins sahariens, sont représentés par la dorsale des Réguibate qui correspond à une pénéplaine de 200 à 500m d'altitude, installée sur les terrains les plus anciens du Maroc, d'environ trois milliards d'années (~ 3Ga). Ces terrains archéens constituent la partie occidentale de la Dorsale des Reguibate (Michard et *al.*, 2011). Quelques reliefs et quelques crêtes, orientés E-W sont constitués de couches sédimentaires paléozoïques. La partie ouest de ces séries paléozoïques est plissée et constitue les reliefs appalachiens des Zemmour. Les plateaux de la Hamada du Tindouf forment un entablement constitué de calcaires dominant les terrains paléozoïques.

III- Présentation des méthodes potentielles

1- Introduction

La gravimétrie et le magnétisme sont deux méthodes géophysiques qualifiées de méthodes potentielles, car les mesures physiques des paramètres de la gravité et de la susceptibilité magnétique, impliquent une fonction du champ potentiel de force observée, soit la gravité terrestre, soit le champ magnétique, sur le site d'observation.

1-1. Méthode gravimétrique

La gravimétrie est une méthode d'exploration basée sur l'étude des variations du champ de pesanteur terrestre dues à des distributions de densité variables dans le sous-sol (Figure 1-7). Ces variations sont caractérisées par leur intensité, leur forme et leur longueur d'onde. Elles dépendent de la géométrie, de la profondeur ainsi que de la densité des édifices géologiques profonds. Le champ de pesanteur mesuré à la surface de la Terre dépend aussi de divers paramètres tels que l'altitude de mesure qui doit néanmoins être réduite de façon adéquate, afin de restituer sa composante géologique d'origine. Cette réduction aboutit à l'anomalie de Bouguer qui ne contient plus que les effets des

contrastes de densité sous la topographie et peut avancer des interprétations géologiques.

Au début, la gravimétrie est initiée pour appréhender la structure interne de la croûte terrestre et elle s'est étendue au domaine de l'exploitation des ressources souterraines. Au cours du temps, l'essor de l'industrie minière, au milieu du XX^{ème} siècle, a considérablement développé l'utilisation de la gravimétrie pour l'auscultation des sous-sols, dans le but de déterminer la présence de minerais en profondeur et de contraindre les limites structurales des gisements. La densité élevée de certains métaux, comme l'or, offre une technique parfaitement adaptée à ce type d'imagerie (Seigel et *al.*, 1968). La méthode gravimétrique est aussi largement employée en géodésie (Torge, 1989), dans l'industrie d'exploration des ressources pétrolières (Chapin et Ander, 1999; Jacques et *al.*, 2003).

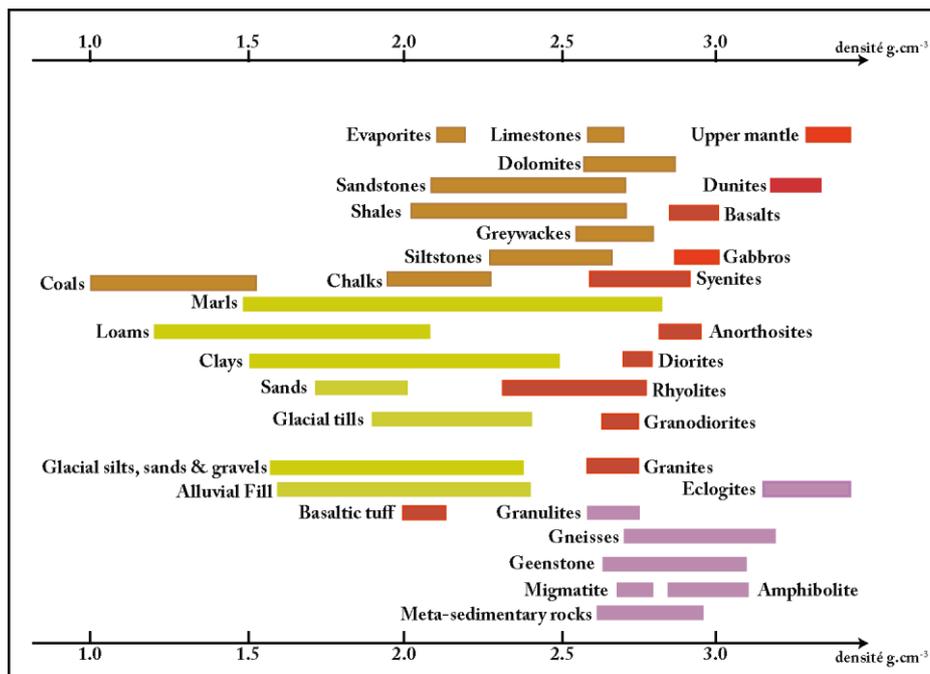


Figure 1-7: Synthèses sur les valeurs de densité de différents types des roches (Daly et *al.*, 1966; Parasnis, 1971; 1984; Reynolds, 1998).

Dans le domaine de l'ingénierie, la gravimétrie va principalement permettre d'avoir une idée sur les structures de sub-surface ou de cartographier la présence de cavités souterraines (Neuman, 1967; Arzi, 1975; Patterson et *al.*, 1995; Branston et Styles, 2003). Des relevés microgravimétriques peuvent également être effectués dans le cadre de recherches archéologiques (Lakshmanan et Montlucon, 1987; Pánisová et Pašteka, 2009; Padin et *al.*, 2012).

En hydrologie, l'étude des variations temporelles du champ gravitationnel permet de suivre les mouvements d'eau et le niveau des aquifères (Allis et Hunt, 1986; Schultz, 1989; Chapman et *al.*, 2008; Jacob et *al.*, 2008; Styles et *al.*, 2005). La gravimétrie est aussi utilisée en géologie fondamentale en particulier pour l'étude de structures tectoniques crustales et de leurs géométrie en profondeur, tel que le cas des Atlas marocains (Ayarza et *al.*, 2005).

1-2. Méthode magnétique

La prospection magnétique permet de mesurer les variations du champ magnétique terrestre. Celles-ci sont causées par des changements des propriétés magnétiques des structures et des formations géologiques du sous-sol.

Les roches ont la particularité d'acquérir une aimantation et peuvent même devenir à leur tour des sources de champ magnétique sous l'action du champ géomagnétique. La capacité d'une roche à s'aimanter, sous l'action d'un champ magnétique, s'exprime par la mesure de la susceptibilité magnétique. Elle correspond alors à la réponse d'un matériau sous l'action d'un champ magnétique externe (Hunt et *al.*, 1995). Elle se mesure, généralement en champ faible, sur de petits volumes rocheux. Ce paramètre permet aussi de constater trois grands types de comportement magnétique pour une roche :

- ① *matériaux diamagnétiques* : ils ne contiennent aucun élément magnétique et sont caractérisés par une susceptibilité négative. On peut citer quelques matériaux à caractéristiques différentes appartenant à cette catégorie, comme l'or, le pétrole et l'eau. Il y'a aussi certains minéraux qui sont bien représentés comme la calcite, le quartz et les feldspaths ;
- ② *matériaux paramagnétiques* : ces types de matériaux présentent une susceptibilité positive. La roche contenant ce type de minéraux est caractérisée par une aimantation faible orientée dans le sens du champ magnétique appliqué. C'est l'exemple des oxydes pauvres en Fe, Mn (ilménite, sidérite), comme d'ailleurs les olivines, les pyroxènes et les amphiboles ;
- ③ *matériaux ferromagnétiques* : ces matériaux acquièrent une aimantation dans le sens du champ appliqué. Cette aimantation a une intensité beaucoup plus forte et reste maintenue lorsque le champ disparaît, on parle alors d'aimantation rémanente. Les oxydes de fer (magnétite, hématite) sont les minéraux ferromagnétiques les plus

communément rencontrés dans les roches, dans ce type de comportement magnétique.

La présence de ces minéraux dans les roches ignées et métamorphiques leur confère une susceptibilité très élevée tandis que les roches sédimentaires, possèdent un magnétisme beaucoup plus faible, mais mesurable (Figure 1-8).

Les données magnétiques permettent donc d'estimer une distribution de la susceptibilité magnétique associée aux différentes lithologies d'un secteur d'étude. Les contrastes magnétiques entre des formations, ou entre des minéraux, permettent de différencier les causes d'anomalies magnétiques. De plus, en magnétisme, l'interprétation se limite seulement à quelques kilomètres de profondeur puisque les sources des anomalies magnétiques sont généralement peu profondes et l'intensité du champ magnétique décroît rapidement avec la distance entre le point d'observation et la source (inversement de la distance cube).

On peut donc utiliser cette technique de susceptibilité magnétique, pour avancer les interprétations géologiques à des échelles cartographiques et ceci, à partir des données magnétiques aéroportées.

2- Les éléments de base d'interprétation en méthodes potentielles

En prospection géophysique, on s'intéresse aux variations locales des champs mesurés, produites par les variations locales des propriétés physiques des roches. On appelle anomalie, la différence entre un champ mesuré et sa valeur de référence qui intègre les effets connus (champ global produit par la Terre par exemple). Les anomalies gravimétriques et magnétiques tiennent alors compte des variations locales de densité et d'aimantation.

En gravimétrie, une anomalie positive est due à un excès de masse, tandis qu'une anomalie négative est due à un défaut de masse. Les anomalies se situent à l'aplomb des structures (Figure 1-9).

En magnétisme, une anomalie comprend une partie positive et une partie négative. Cependant, les maxima locaux des anomalies ne sont pas situés à l'aplomb des structures (Figure 1-9). Les anomalies dépendent fortement de la distance aux sources :

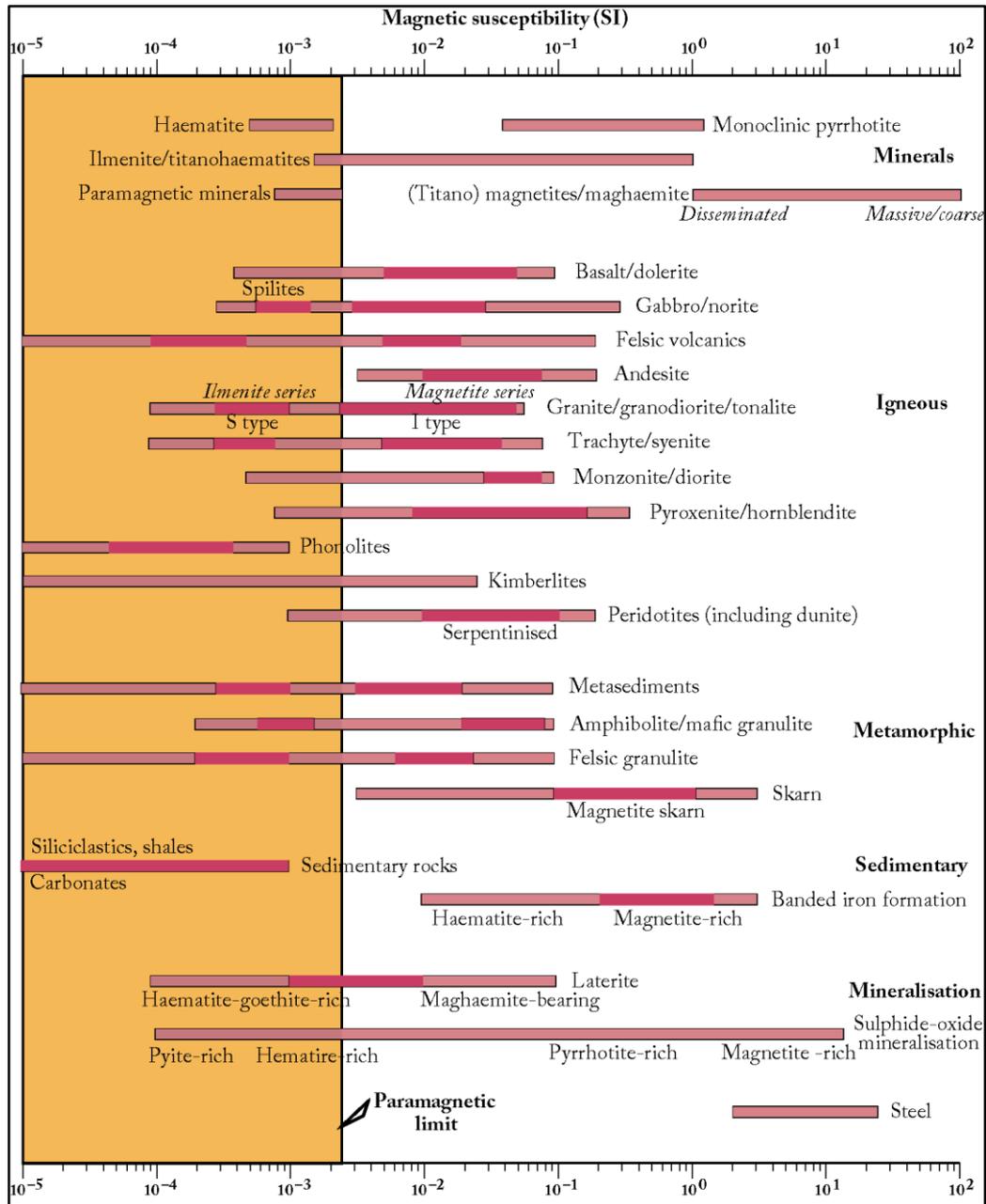


Figure 1-8: Valeurs de susceptibilité magnétique de différents types des roches (Clark, 1997).
Les rectangles noirs représentent les valeurs les plus répandues.

- ① le champ gravimétrique décroît avec le carré de la distance ;
- ② le champ magnétique décroît avec le cube de la distance pour des sources ponctuelles.

Le développement instrumental et technique d'acquisition des données géophysiques a permis d'accroître considérablement la qualité et la quantité des données d'une part et de diminuer les coûts d'exploitation et le temps de la mise en œuvre d'autres part.

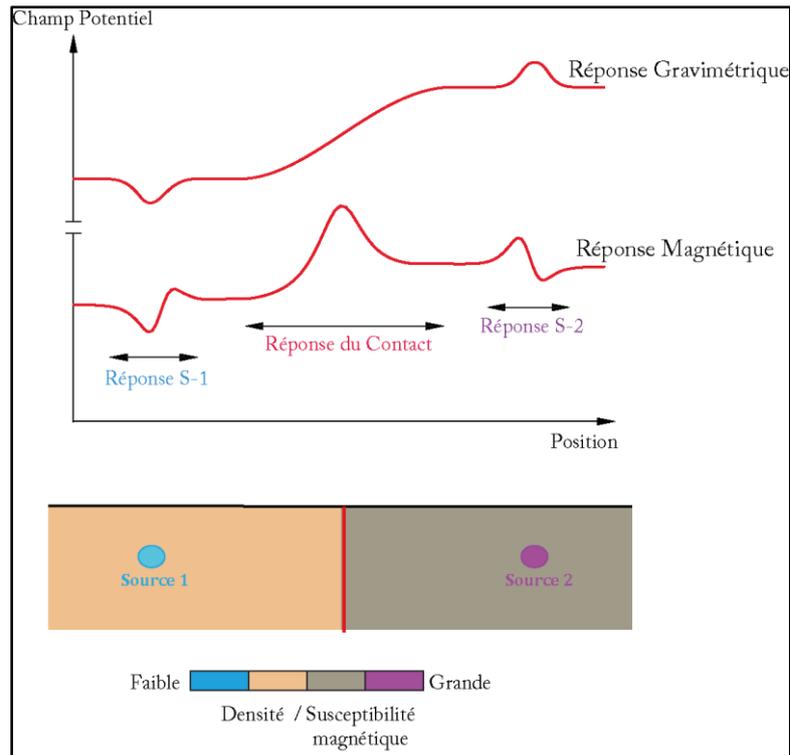


Figure 1-9: Schéma explicatif des anomalies gravimétriques et magnétiques produites par des variations de densité et d'aimantation dans la croûte (Denith et Mudge, 2014), modifiée.

Au-delà de leur qualité, ces données nécessitent des traitements adéquats pour être utilisées dans les interprétations géologiques. Dans ce travail, il sera question d'améliorer la qualité des données par divers procédés de traitement (filtrages, transformations, ...), ce qui nous amène à utiliser plusieurs techniques (Figure 1-10) qui permettent d'avoir des cartes gravimétriques et magnétiques proches de la réalité géologique.

En ce qui concerne l'interprétation, la géophysique appliquée à la prospection du sous-sol permet d'aborder des problèmes selon certaines approches.

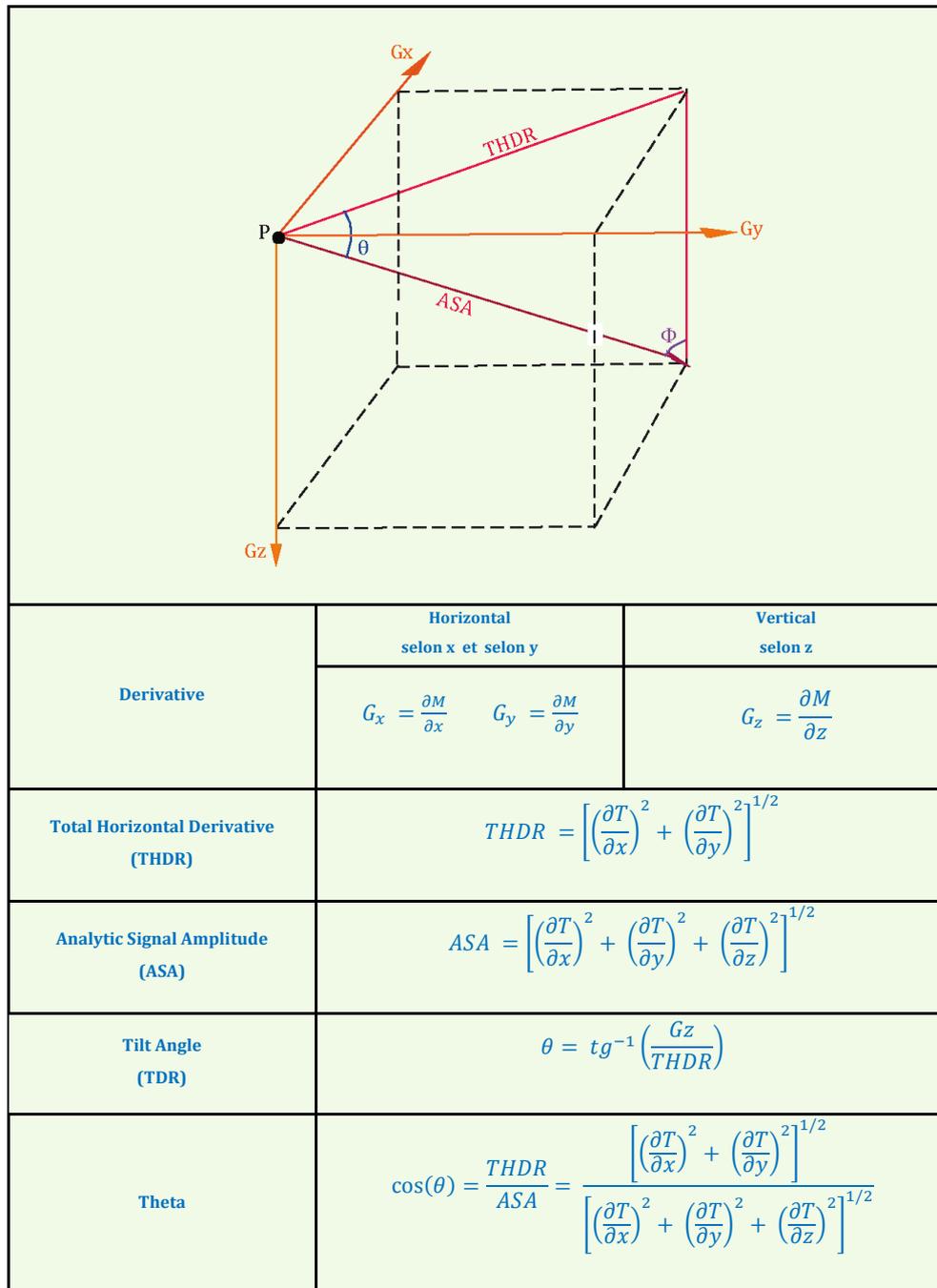


Figure 1-10: Diagramme schématisé simplifié, montrant la relation entre le gradient du potentiel selon x, y et z pour un point P ayant une anomalie (M) gravimétrique ou magnétique. le Gradient Horizontal Total (THDR), Amplitude du Signal Analytique (ASA), le Tilt Angle (θ), le Tilt Angle Horizontal (Φ) et l'angle theta.

On trouve l'approche directe qui utilise une ou plusieurs méthodes géophysiques pour déceler directement l'exploration des ressources naturelles dans les formations géologiques. Si cette approche se révèle impossible, on procède alors à faire une jonction entre la géophysique et la géologie. Il y a également l'approche de cartographie géophysique qui est beaucoup plus transversale et qui permet de faire face aux défis contemporains liés à l'exploration. Il est connu que cette dernière approche permet de :

- ① délimiter les contacts géologiques ;
- ② localiser les éléments structuraux ;
- ③ identifier certaines formations géologiques.

Ces interprétations géologiques des cartes géophysiques, sont confrontées aux données géologiques afin de proposer un modèle intégrant à la fois la géologie et la géophysique. Dans ce cadre, l'idéal est de déterminer les caractéristiques géométriques et physiques des structures responsables des anomalies les plus significatives, c'est-à-dire celles qui répondent au problème posé à la prospection. L'objet de l'interprétation offre deux aspects :

- ① un aspect qualitatif qui consiste à identifier et à estimer sur la carte les anomalies significatives, en estimant en gros la forme et les dimensions de la source de chacune d'elles ;
- ② l'autre aspect est plutôt quantitatif. Il est destiné à définir, dans la mesure du possible, la structure à l'origine de l'anomalie tout en révélant les caractéristiques physiques et géométriques des sources de ces anomalies.

3- Méthodes qualitatives

3-1. Prolongement vers le haut

Le prolongement vers le haut est une transformation que peut subir le champ potentiel observé sur une surface, pour obtenir le champ qui serait observé sur une surface au-dessus de celle d'observation initiale (Figure 1-11a). Cette démarche a été appliquée pour la première fois, en utilisant la transformée de Fourier, par Dean (1958). Il s'agit d'un filtre «passe bas», qui permet de supprimer le bruit de fond dû aux structures superficielles. En effet, l'application de ce type de filtres permet d'atténuer les variations gravimétriques de courte longueur d'onde, attribuables aux sources en surface. Il permet aussi de rehausser celles de longue longueur d'onde, attribuables aux sources profondes (Figure 1-11b). On obtient alors la forme et l'amplitude de l'anomalie sur la surface recherchée.

De plus, le prolongement vers le haut permet de voir l'évolution théorique des anomalies et des contacts à différentes profondeurs (Jacobsen, 1987; Lyngsie et al, 2006) puisque l'altitude d'observation vers le haut de z mètres correspond en théorie à la réponse gravimétrique de sources plus profondes que $z_0 = z/2$ mètres (Figure 1-11a). Par cette méthode, on peut suivre l'évolution théorique des anomalies et de contacts à différents profondeurs.

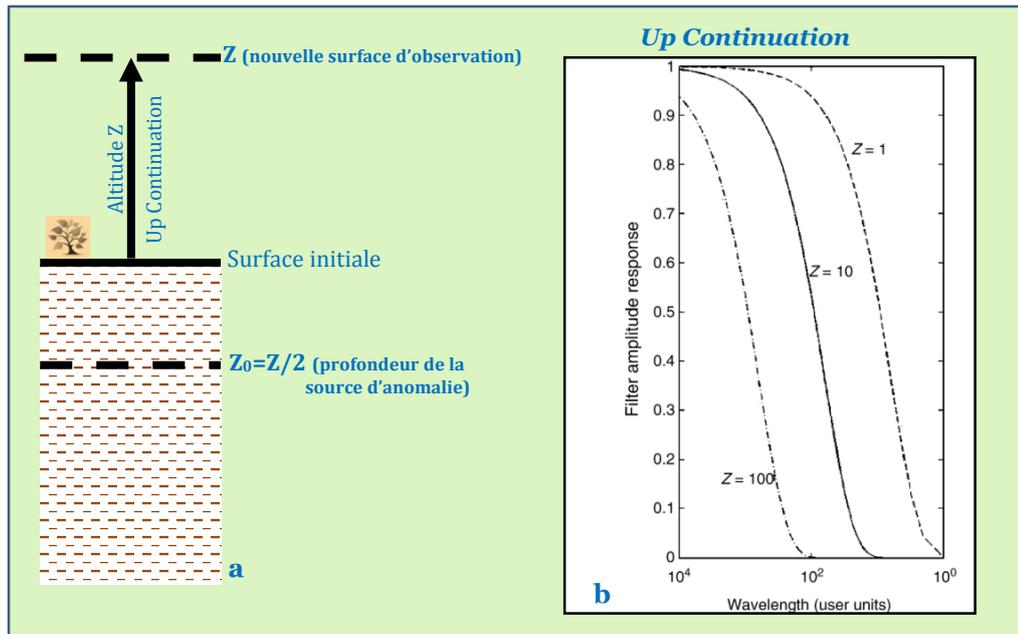


Figure 1-11: a- principe du prolongement vers le haut (Jacobsen, 1987)

b-: Amplitude response of upward continuation operators with respect to wavelength for certain heights (z) of continuation (Ravat, 2007).

3-2. Dérivations directionnelles

3-2-1. Le gradient horizontal

La dérivation représente le taux de variation d'une fonction par rapport à la distance ou au temps. Pour la dérivée horizontale, elle correspond à un filtre classique qui sert à faciliter l'interprétation des contacts géologiques quel que soit leur origine. Elle correspond à la racine carrée de la somme des carrés des dérivées en x et y pour le champ magnétique total (T) d'une grille:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$$

En présence des roches de densité ou de susceptibilité magnétique différentes, l'application de ce filtre pour le champ potentiel au-dessus d'une surface de contact verticale, présente typiquement deux cas selon la densité des roches: un bas du côté des roches de faible densité et un haut du côté des roches de fortes densités. Le point d'inflexion se trouvera à l'aplomb de ce contact vertical (Figure 1-12A et B).

On peut se servir de cette caractéristique des anomalies gravimétriques afin de localiser les changements abrupts de densité (Cordell, 1982). En effet, l'intensité atteint un maximum local directement à l'aplomb des contacts verticaux tandis ce que dans le cas des contacts inclinés, la position de la valeur maximale est décalée vers l'aval du pendage (Cordell, 1977). Le décalage est également fonction de la profondeur du bord supérieur du contact et de son épaisseur. Mais quel que soit le pendage, le décalage est toujours nul si le contact affleure en surface (Casting et Débeglia, 1990).

3-2-2. Le Gradient vertical

Les méthodes de conversion et de calcul, des cartes du champ potentiel, en cartes de son gradient vertical (Evjen, 1936; Baranov, 1957; Gérard et Griveau, 1972) ont été proposées et illustrées dont le but que les hautes fréquences soient mises en exergue (Figure 12A et B).

Le signal de haute fréquence correspond aux variations de densité des roches qui se trouvent près de la surface. La carte du gradient vertical représente alors un reflet des limites lithologiques peu profondes. La carte du gradient vertical correspond à une carte de Bouguer classique, c'est-à-dire une image de la variation de la densité des roches sous-jacentes. Les lithologies «sub-affleurentes» y seront définies avec plus de précision que dans la carte d'anomalie de Bouguer classique, ce qui peut permettre la mise en évidence des grandes entités lithostratigraphiques (Everaets et Hennebert, 1998).

3-3. Signal Analytique

Le signal analytique est une méthode de transformation des données, en vue de mettre en évidence des anomalies du champ potentiel relativement peu profondes. Cette démarche consiste à mesurer directement le gradient total d'un champ potentiel (Nabighian 1972, 1974 et 1984 ; Roest et *al.*, 1992; Hsu et *al.*, 1996; Debégia et Corpel, 1997; Keating et Pilikington, 2004). De ce fait, le signal analytique est calculé en extrayant la racine carrée de la somme des carrés de chacune des trois dérivées premières en x, y, et z du champ magnétique total (Phillips, 2000).

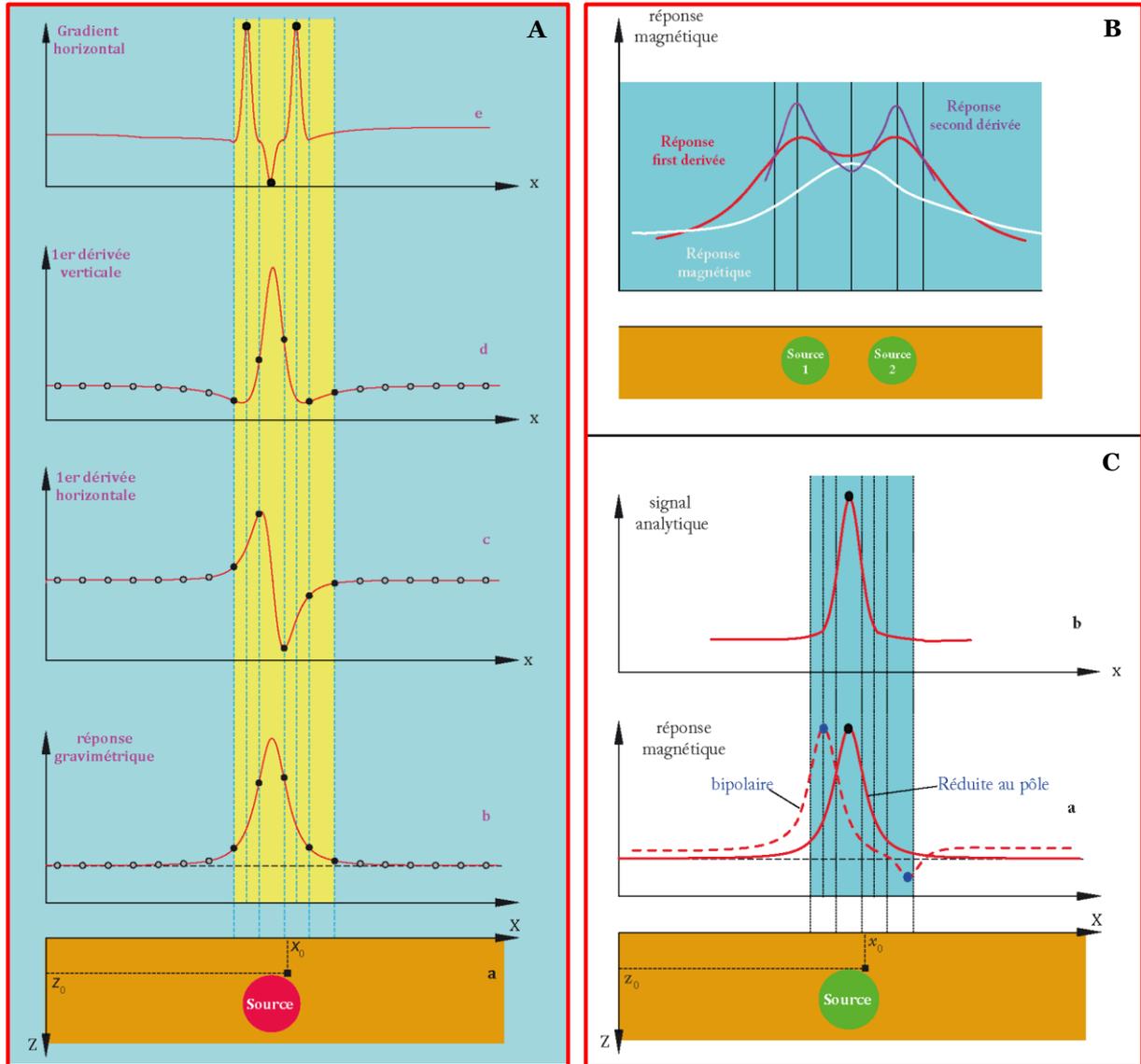


Figure 1-12: l'effet dérivative d'une anomalie gravimétrique/magnétique.

L'amplitude A du signal analytique du champ magnétique total (T) est calculée par la relation de Roest et *al.* (1992) pour une grille de données :

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

avec : $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, $\partial T/\partial z$ sont les dérivées premières du champ magnétique total T dans les trois directions de l'espace.

Nabighian (1972) a montré que la forme du signal analytique au niveau d'un contact ou d'une discontinuité est indépendante de la direction de la magnétisation et du champ

magnétique local, tandis ce que pour Roest et *al.* (1992), signalent que cette constatation est valable pour une anomalie en 2D et non pas en 3D.

L'application de cette méthode sur des données du champ potentiel permet de préciser la localisation des corps géologiques susceptibles à créer des anomalies magnétiques (Figure 12C) (ou gravimétriques), indépendamment de la direction de magnétisation des matériaux géologiques impliqués (Blakely, 1996; Silva et Barbosa, 2003). Ainsi, la distribution spatiale du signal analytique observé est généralement concentrée sur le centre de la masse responsable de la formation de l'anomalie magnétique.

3-4. Tilt dérivative (Tilt angle)

La transformée du Tilt dérivative ou «tilt angle» du champ potentiel a été proposé pour la première fois par Miller et Singh (1994). Il est considéré comme une alternative à la dérivée horizontale, puisque les deux filtres présentent des similitudes (Pilkington et Keating, 2009).

Le Tilt dérivative (TDR) calcul l'arc tangent de la dérivée verticale (VDR) de l'anomalie du champ potentiel avec le module de son gradient horizontal (THDR):

$$TDR = \tan^{-1} \left[\frac{(\frac{\partial T}{\partial z})}{(\frac{\partial T}{\partial h})} \right] \quad \text{avec} \quad \frac{\partial T}{\partial h} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad T: \text{ champ magnétique total}$$

où $(\partial T/\partial h)$, $(\partial T/\partial x)$, $(\partial T/\partial y)$ et $(\partial T/\partial z)$ sont les dérivées du champ magnétique total T dans (h; x, y, z); h: direction horizontale dans le plan (x, y).

Comme on peut simplifier cette équation à :

$$TDR = \tan^{-1} \left(\frac{VDR}{THDR} \right)$$

La démarche du tilt-dérivée a pour objectif la localisation des sources magnétiques au niveau d'un profil. La détermination géométrique des sources se base sur les valeurs du tilt. Ces valeurs sont de zéro près de l'aplomb de la source et de valeur négative à l'extérieur de la zone de la source (Miller et Singh, 1994). Salem et *al.* (2007), en se basant sur la modélisation d'une plaque infinie, ont mis en valeur le rôle double du tilt dérivatif dans la localisation et la détermination de la profondeur de la source (Figure 1-13). La valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure (h= 0). La distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure (h= $\pm Z_c$) (Figure 1-13).

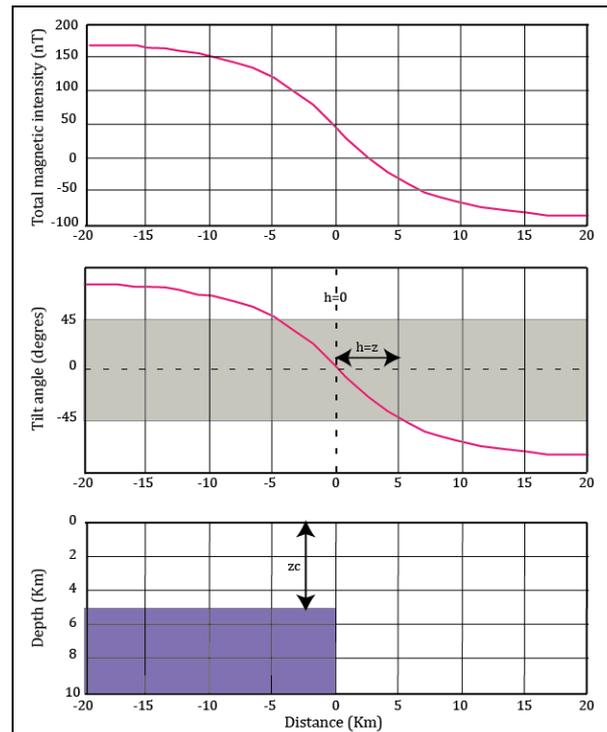


Figure 1-13: Tilt dérivée d'une demi plaque infinie magnétique (Salem et al., 2007).

Ainsi, cette démarche est appliquée à l'anomalie de Bouguer du bassin de Ouarzazate, pour faciliter l'interprétation des linéaments gravimétriques et aussi pour une meilleure visualisation et confirmation des contacts géologiques précédemment, déduits à partir du gradient horizontal.

4- Méthodes quantitatives

4-1. Introduction

Pour les méthodes potentielles, la détermination de la profondeur des sources causatives des anomalies s'avère plus délicate. Divers méthodes ont été mises d'une manière rustique, tels que le prolongement vers la bas (Rudmann et al. (1971)) ou bien une méthode dérivée de ce type de prolongement (Courtilot et al., 1974 ; Galdeano, 1980). On trouve également la méthode d'analyse spectrale (Spector et Grant (1970)) et la déconvolution d'Euler (Reid et al., 1990).

4-2. Analyse spectrale

La méthode d'analyse spectrale représente la distribution de l'énergie spectrale des données en terme de nombre d'onde (Spector and Grant, 1970 ; Treitel et al., 1971; Lyngsie et al., 2006). Elle est appliquée dans l'interprétation des données gravimétriques

et magnétiques dans le but de déterminer, d'une part la cartographie du toit du socle et d'autre part la profondeur moyen de l'ensemble des sources observées sur un profil ou une carte d'anomalies (Hinz et *al.*, 2013), en utilisant le spectre de puissance. En effet, le spectre de puissance peut donner des informations sur l'épaisseur des sources magnétiques et par conséquent sur la cartographie du toit du socle magnétique.

Cette méthode fournit une représentation des anomalies potentielles en fonction de leur longueur d'onde et de leur amplitude (Figure 1-14). A partir de cette représentation, on peut tracer la pente de chacun des segments de droite de l'équation qui nous permet de définir la profondeur des différentes unités géologiques (Cowan, 1993):

$$\text{Profondeur} = \frac{\text{Pente}}{4\pi}$$

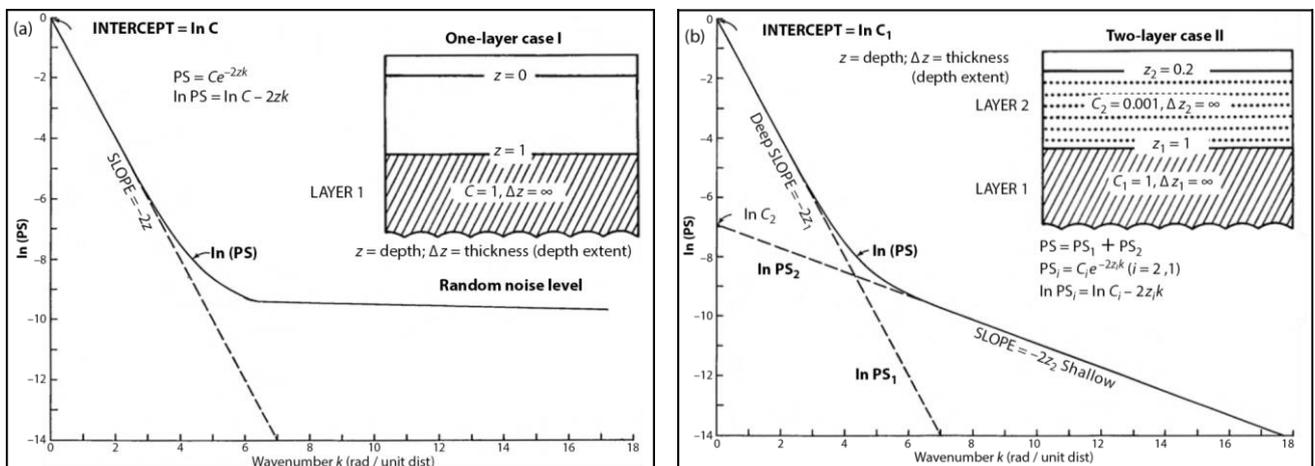


Figure 1-14: Spectre de puissance théorique (Hinz et *al.*, 2013)
a- ensemble simple de la profondeur moyenne des sources (z_1)
b- ensemble double à des profondeurs (z_1 et z_2) des sources.

Généralement, un spectre d'amplitude exprime trois parties, à savoir, les sources profondes, les sources superficielles et les bruits (Withehead and Musselman, 2008) (Figure). En effet, la courbe spectrale illustre trois pentes caractéristiques :

- ① la première pente, située dans des basses fréquences, correspond aux structures de grandes profondeurs ;
- ② la deuxième pente, dans les fréquences moyennes, correspond aux structures situées à des profondeurs moyennes ;
- ③ la troisième pente, vers les hautes fréquences, correspond aux structures superficielles. Au niveau de laquelle les hautes fréquences sont attribuées aux bruits tels que des sources.

4-3. Déconvolution Euler

La déconvolution d'Euler est une méthode fréquemment utilisée ces dernières décennies, pour l'interprétation et la localisation des sources des anomalies gravimétriques et magnétiques (Thompson, 1982; Reid et *al.*, 1990). L'utilisation de la déconvolution d'Euler est particulièrement efficace pour délimiter les contacts et évaluer rapidement la profondeur. Celle-ci se base sur l'équation d'Euler qui peut s'écrire comme suit:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (\text{Modèle 3D})$$

- où:
- (x_0, y_0, z_0) : la position d'une source potentiel pour laquelle le champ magnétique est observé au point (x, y, z) ;
 - T: champ total;
 - B: champ régional
 - N: degré homogénéité ou Index Structural (SI) qui caractérise la source;
 - $\partial T / \partial x$, $\partial T / \partial y$, $\partial T / \partial z$: sont les dérivés du champ total.

La qualité de l'évaluation de la déconvolution d'Euler dépend en grande partie du choix approprié de l'indice structural (SI) ((Thompson, 1982; Reid et *al.*, 1990; Marson and Klingele, 1993; Starver, 1997; Keating, 1998; Asfirane et Galdeano, 2000; Silva et *al.*, 2001; Reid et *al.*, 2003; FitzGerald et *al.*, 2004). En effet, Keating (1998) s'est intéressé au problème de la sélection de l'indice structural et particulièrement dans le cas des données gravimétriques dont la distribution est généralement irrégulière et affecte ainsi l'estimation de la profondeur des sources.

Dans le même cadre, Starver (1997), a bien étudié ce problème de choix de la valeur de l'indice structural en gravimétrie et en magnétisme. Il a pu montrer que ce choix est plus complexe en gravimétrie qu'en magnétisme.

Afin de résoudre ce problème et d'améliorer les interprétations des données, Asfirane et Galdeano (2000) ont travaillé sur des modèles synthétiques, et ont montré que la méthode des solutions d'Euler est très sensible au choix des paramètres qui interviennent dans son application.

Ainsi, dans le cas des champs potentiels magnétiques ou gravimétriques, la condition homogénéité est vérifiée surtout pour des géométries simples (sphère, contact, dyke) (Reid et *al.*, 1992), c'est-à-dire pour des indices structuraux entiers (-1, 0, 1, 2 et 3) (Tableau 1-I). Pour des sources géométriques complexes (Asfirane et Galdeano, 2000), les indices structuraux sont non entiers (0, 0.5, 1, 1.5, 2 et 3).

Tableau 1-I: Valeurs de l'indice structural (SI) en gravimétrie et en magnétisme pour différents modèles théoriques proposées (Reid et al., 1990; Reid, 2003; Reid et al., 2003, Getech, 2007, Finn et Anderson, 2013; Reid et Thurston, 2014).

Source		Nombre de dimensions infinies	Gravimétrie SI	Magnétisme SI	Type de profondeur
Sphère		0	2	3	Profondeur au centre
Pipe (source de ligne : pipeline, cheminée de Kimberlite étroite, etc.)		1 (z)	1	2	
Cylindre horizontal		1 (x ou y)	1	2	
Faille (Faille de faible rejet ou contact)		0	1	Profondeur à la surface
Limite de couche mince	Dyke (Filon-oblique)	2 (z et x ou y)	0	1	
	Sill (Filon-couche)	2 (x et y)	0	1	
Contact (contact de grande profondeur ou Faille de grand rejet vertical)		3 (x, y et z)	—	0	

En plus de l'indice structural (SI), un autre paramètre rentre en jeu. Il s'agit du choix de la dimension de la fenêtre. Effectivement, Marson et Kinge (1993) ont signalé que ce choix dépend surtout de la longueur d'onde de l'anomalie examinée et non pas de la grille. La taille de la fenêtre doit être suffisamment petite pour réussir les caractéristiques intéressantes, mais pas trop grande afin de ne pas inclure de multiples anomalies.

Ce choix doit être suffisamment large afin d'inclure des variations significatives du champ et de ses gradients, mais il faut qu'il soit suffisamment réduits pour ne pas inclure les effets de plusieurs sources. Si ces conditions sont retenues, la tolérance qui représente l'erreur sur la profondeur aura un taux d'acceptation des solutions considérables.



CHAPITRE II

Apport de la gravimétrie et du magnétisme à l'étude du bassin d'avant-pays de Ouarzazate: Implications structurales

Chapitre II:

Apport de la gravimétrie et du magnétisme à l'étude du bassin d'avant-pays de Ouarzazate: Implications structurales

I- Introduction et problématique

1- Les bassins sédimentaires d'avant-pays au Maroc

Les bassins sédimentaires sont des dépressions présentes à la surface terrestre. Ils se distinguent par leur morphologie, leur structure, l'épaisseur des sédiments et leur position à l'intérieur de la plaque. Les bassins sédimentaires constituent des réceptacles pour les sédiments en se déposant progressivement au cours du temps. Cet espace résulte en général d'une subsidence lithosphérique créée par compensation ou par flexure de la croûte, et dont l'enfoncement est progressivement régulier ou saccadé durant une longue période d'où la notion du contenant.

Le contenu sédimentaire au niveau de ces bassins, est marqué par une période de genèse du bassin où les sédiments sont troublés par des mouvements syn-sédimentaires et des apports détritiques grossiers. Cette période est suivie par un comblement du bassin qui est caractérisé par des discordances progressives (Crowell, 1974; Sylvester, 1988).

L'étude de l'évolution de ces bassins montre qu'ils peuvent être de géométrie variable, d'origine différente, et dépendent surtout des régimes tectoniques différents. Ceci évoque qu'un type de bassins nous renvoie directement à sa géométrie et à son évolution géodynamique.

En conséquence, l'étude des bassins sédimentaires est devenue un outil très important pour la compréhension des processus tectoniques et sédimentaires à l'échelle local, régionale et/ou globale, dont le but principal vise les explorations géologiques. C'est l'exemple des bassins sédimentaires marocains en particulier ceux d'âge cénozoïque, où les études s'y approfondissent depuis plusieurs décennies d'un point de vue géologique et géophysique.

La connaissance de nouvelles structures géologiques au niveau de ces bassins sédimentaires surtout d'âge cénozoïque (Figure 2-1), a été l'une des priorités de nombreux travaux géophysiques (gravimétriques et aéromagnétiques), dans les années 1960, 1970 et 1980, par le Ministère d'Énergie et des Mines du Maroc ou par l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM). Ces données géophysiques du champ potentiel, ont l'avantage d'être utilisées pour l'investigation des caractéristiques géologiques du sous-sol.

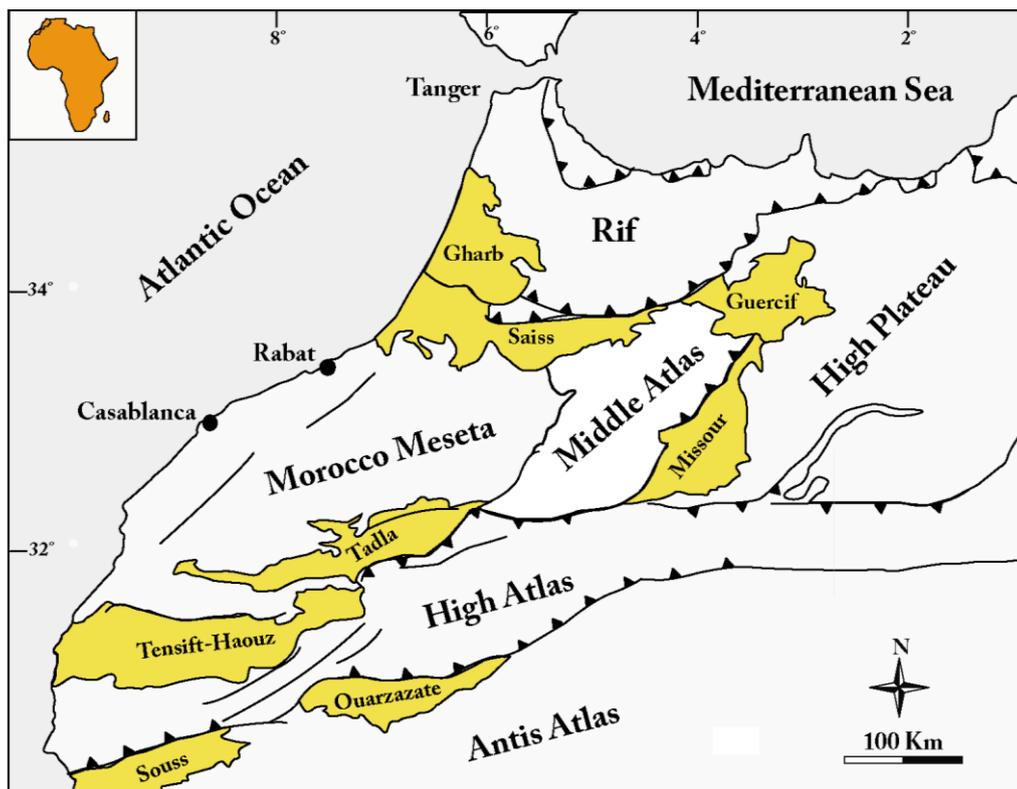


Figure 2-1: Situation des bassins cénozoïques par rapport aux domaines structuraux du Maroc.

Les données de ces levés sont indispensables dans la cartographie au niveau des régions qui présentent peu d'affleurements géologiques à intérêt potentiels ; de plus, elles sont utilisées dans le cadre des études portant sur l'interprétation géodynamique des bassins sédimentaires, surtout ceux de type «avant pays», tel que le bassin de Ouarzazate.

D'autre part, les bassins sédimentaires marocains d'âge cénozoïque se sont développés en bordure des grands domaines structuraux (Figure 2-1). C'est l'exemple des bassins de Saiss et de Guercif qui sont situés en avant-pays du domaine rifain au Nord du Maroc. Le bassin de Missouri est localisé en bordure orientale du Moyen Atlas, tandis que les bassins de Tadla et du Haouz sont situés en bordure septentrionale du Haut Atlas. Seuls, les

bassins de Souss et de Ouarzazate sont localisés en bordure méridionale de l'accident sud atlasique (Figure 2-1).

La disposition géométrique et la localisation de ces bassins cénozoïques en bordure des chaînes rifains ou atlasiques les qualifient de bassins d'avant-pays. En général, ce type de bassin est développé entre le front d'une chaîne de montagnes et le craton qui lui est adjacent (Dickinson, 1974). Les bassins d'avant-pays se forment par flexuration lithosphérique en réponse à la surcharge du prisme orogénique (épaississement crustal) (Beaumont, 1981). Le cas le plus simple d'un bassin d'avant-pays est représenté par une fosse asymétrique, plus profonde dans la partie adjacente aux mégaplis et aux fronts de charriages des nappes. Elle est moins profonde vers les zones continentales dans sa partie intérieure (Figure 2-2). L'avant-pays d'une chaîne est une zone complexe qui risque de subir plusieurs phases de déformations et donc renfermer plusieurs structures géologiques interdépendantes et génétiquement différentes, que ça soit celles formées en contexte compressif ou celles formées en contexte extensif. Cependant, avec la complexité de la cinématique, la côte proximale du bassin peut évoluer en plusieurs sous bassins séparés, isolés ou semi-isolés durant la sédimentation par des failles de croissance à l'intérieur de celui-ci (Figure 2-2).

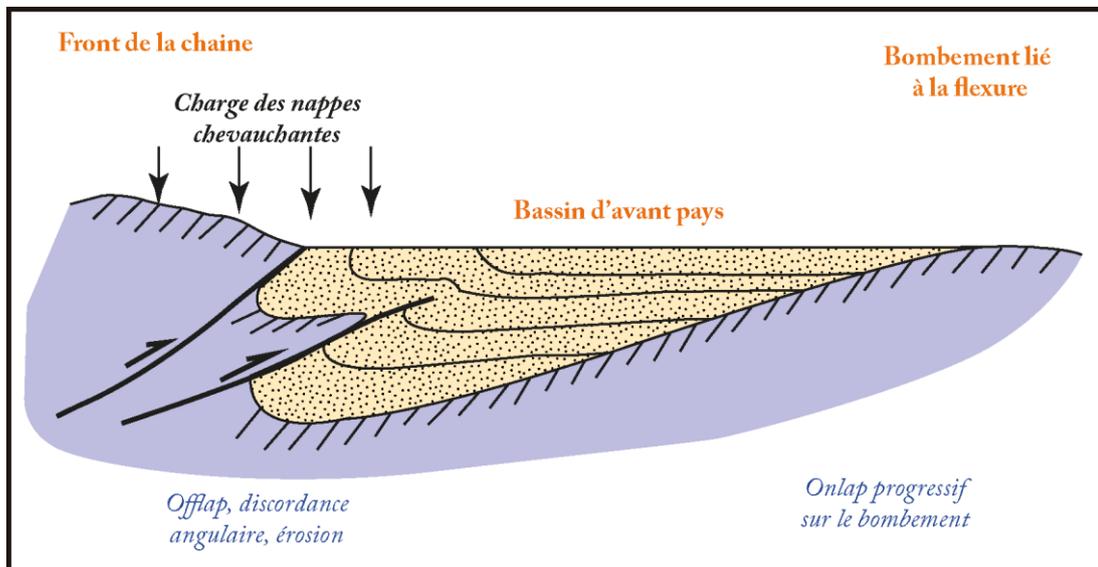


Figure 2-2: Schéma d'un bassin d'avant-pays.

2- Travaux antérieurs dans le bassin de Ouarzazate

Au Maroc, les bassins cénozoïques sont peu développés, par conséquent, les structures sédimentaires et tectoniques de déformation fréquemment utilisées pour déduire les phases orogéniques sont très délicates à interpréter, ce qui a enduit des controverses pour leur évolution géodynamique.

Dans ce cadre, les études structurales et tectoniques du bassin de Ouarzazate ont fait l'objet de plusieurs travaux (Mattauer *et al.*, 1977; Laville *et al.*, 1977; Laville, 1980; Laville et Piqué, 1991 et 1992; Jacobshagen *et al.*, 1988; Brede *et al.*, 1992; Errarhaoui, 1997; Beauchamp *et al.*, 1999; Benammi *et al.*, 2001; Teixell *et al.*, 2003; El Harfi *et al.*, 2006 ; Benziane *et al.*, 2008; Teson 2009). Ils ont traité en parallèle l'histoire structurale du Haut Atlas Central et son cadre géodynamique. Ces travaux ont pu montrer la relation étroite entre la genèse du bassin de Ouarzazate et l'évolution géodynamique du Haut Atlas Central.

Le bassin de Ouarzazate a fait l'objet des premiers travaux géologiques depuis 1950. Il s'agit des travaux de Roch (1950) et Gautier (1960) sur la description stratigraphique et pétrographique des différentes formations géologiques. Egalement, des études à intérêt pétrolier ont démarré dans cette région, dans le but de tracer la géométrie et la structure profonde du bassin de Ouarzazate; sauf que ces études se sont limitées dans la partie occidentale de celui-ci.

Ce n'est qu'en 1980 que Laville, en se basant sur une analyse tectonique, a pu retracer l'histoire tectonique de la boutonnière de Skoura et de la nappe de Toundoute en la mettant en relation avec les orogénèses hercynienne et atlasique.

Par la suite, des travaux d'ordre stratigraphique et structural se sont focalisés sur le bassin de Ouarzazate, dans le but de trouver une réponse à la chronologie de la déformation de la chaîne atlasique via les enregistrements tectoniques, sédimentaires et magnétostratigraphiques. Cependant, cette chronologie de la déformation est controversée entre les auteurs (Figure 2-3).

Pour Görler *et al.* (1988), en se basant sur l'analyse des faciès sédimentaires du bassin de Ouarzazate et de leurs âges supposés, ont pu déduire que le soulèvement du Haut Atlas Central est marqué par deux phases majeures:

- ① la première a eu lieu durant l'Oligocène-Miocène inférieur. Elle est responsable des glissements gravitaires telle que la nappe de Toundoute qui s'est mise en place au Miocène Moyen;
- ② le second épisode de soulèvement a eu lieu au Pliocène Supérieur-Pleistocène inférieur. Le bassin de Ouarzazate est isolé de la région d'Aït Kandoula à l'Est. Cette seconde phase affecte non seulement le Haut Atlas, mais aussi l'Anti-Atlas et le bassin de Ouarzazate.

En 1989, Fraissinet distingue plutôt trois phases de déformation, au Crétacé terminal, au Miocène Inférieur et au Miocène moyen. La mise en relief du Haut Atlas serait d'âge Miocène terminal à actuel.

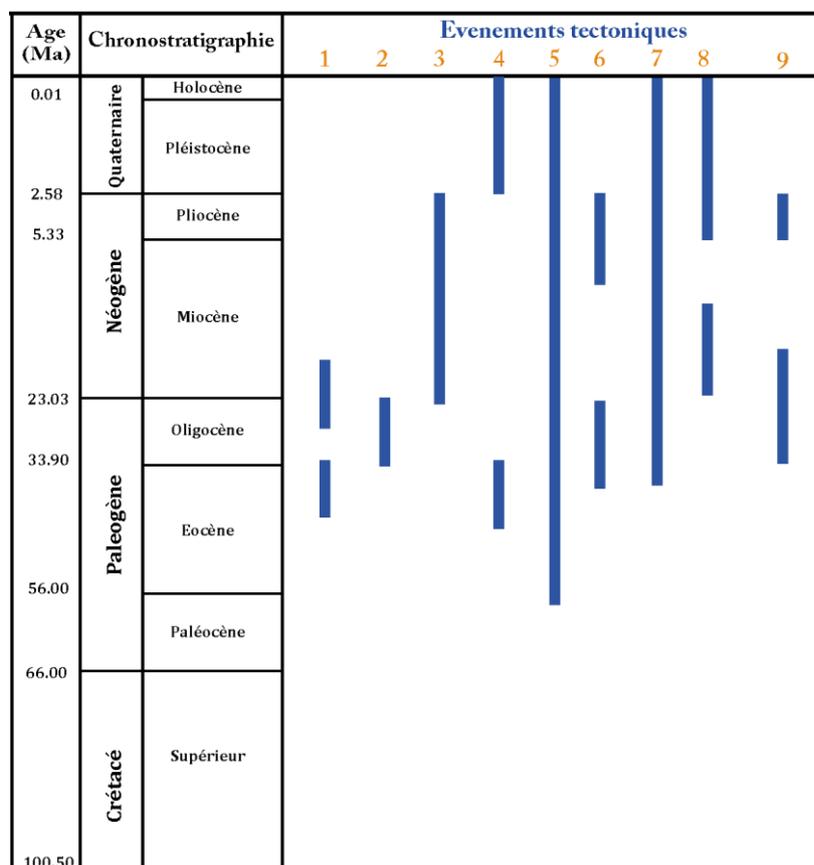


Figure 2-3: Charte synthétique des principaux événements tectoniques dans le bassin de Ouarzazate et les régions limitrophes.

1: Görler et al. (1988); 2: Fraissinet et al., (1989); 3: Schmidt, (1992); 4: Harfi et al., (1996); 5: Beauchamp et al., (1999); 6: Benammi et al., (2006); 7: Frizant de Lamontte (2006); 8: Boummane et al., (2009); 9: Teson (2009).

Schmidt en 1992, se base sur des arguments plutôt morphologiques pour démontrer que la déformation ne s'amorce qu'à l'Eocène supérieur.

Par la suite, El Harfi et *al.* (1996), ont pu identifier deux phases tectoniques majeures, en se basant sur une étude structuro-sédimentaire du bassin de Ouarzazate :

- ① la première à l'Eocène supérieur-Oligocène, avec prédominance de la déformation localisée sur la bordure sud du Haut Atlas central ;
- ② la seconde au Mio-Pliocène serait synchrone au rajeunissement du relief de l'Anti-Atlas Central. Les auteurs suggèrent que cette phase peut être corrélée avec les dernières manifestations volcaniques néogènes des Jbels Siroua et Saghro.

Beauchamp et *al.* (1999), révèlent que la déformation au sein du Haut Atlas Central et de ses bordures septentrionale et méridionale, respectivement le bassin de Tadla et celui de Ouarzazate, commence dès la fin du Crétacé et atteint son paroxysme durant l'Oligocène (entre 20 et 30 Ma). Quant à Frizon de Lamotte (2008), il propose une chronologie en deux phases :

- ① l'une d'âge Eocène supérieur ;
- ② l'autre du Pléistocène à Quaternaire.

Benammi et *al.* (2006), se basent sur l'analyse et l'interprétation des données de sismique réflexion, pour dater les événements compressifs atlasiques et confirmer l'âge de mise en place des unités allochtones. Ces unités, bien enregistrées dans les dépôts syn-orogéniques des bassins néogènes de Ouarzazate et d'Aït Kandoula, sont post-Eocène et syn-Miocène à Pliocène.

Dans le même aspect, l'examen des données sismiques mené par Boummane et *al.* (2009), a permis de démontrer clairement que les structures tectoniques dans le bassin de Ouarzazate, sont liées à l'orogénèse atlasique d'âge Oligocène du fait que cette déformation affecte clairement la série stratigraphique jusqu'au Paléocène et épargne les formations néogènes. De plus, les cartes isochrones établies montrent que le bassin est subdivisé en deux domaines distincts :

- ① le premier septentrional fortement structuré ;
- ② le second méridional peu déformé.

La limite entre ces deux domaines peut être matérialisée par le front de chevauchement, limitant au Nord, la dépression centrale du bassin de Ouarzazate.

Récemment, Teson (2009), réalise une étude magnétostratigraphique des séries tertiaires dans le bassin de Ouarzazate qui lui a permis de dater les formations de ses séries (Figure 2-4). De plus, l'auteur a établi une chronologie des principaux événements tectoniques dans la région du bassin de Ouarzazate du Crétacé à l'actuel. Il a distingué deux principales phases tectoniques :

- ① l'une à l'Eocène terminal au passage Oligocène-Miocène et qui est à l'origine de la genèse du bassin d'avant-pays ;
- ② et l'autre au Pliocène, marquée par la déformation atlasique.

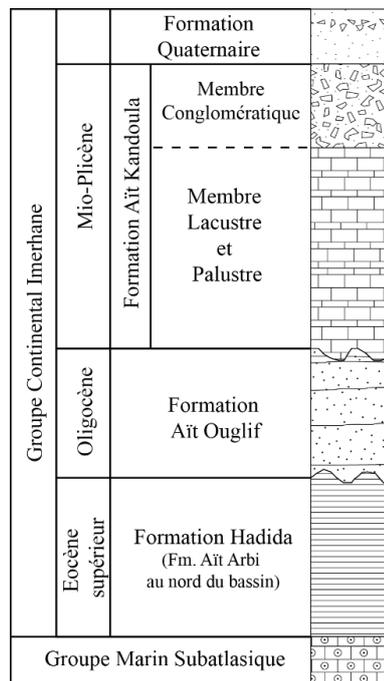


Figure 2-4: L'âge des formations synsédimentaires (Hadida, Aït Ouglif et Aït Kandoula) dans le bassin de Ouarzazate à partir des résultats de la magnétostratigraphie (Teson, 2009).

Enfin, dans le cadre du Plan National de Cartographie géologique (PNCG) de la région de Kalâat Mgouna, Benziane et *al.* (2008) constatent que les dépôts cénozoïques du bassin de Ouarzazate contiennent l'enregistrement complet de l'histoire de la collision continentale entre la plaque Ibérique et la partie NW de la plaque africaine, qui a eu pour conséquence le soulèvement et les déformations tectoniques des formations du Haut Atlas subatlasique. Les dépôts mésozoïques et ceux paléogènes inférieur, sont les témoins de l'histoire tardive du bassin marin pré-atlasique dans la région.

3- Problématique

A l'inverse des bassins en extension qui possèdent des géométries plus simple, les bassins d'avant-pays se caractérisent par des structures géologiques et des séries sédimentaires complexes, marquées par des failles et des plis accommodants de grandes déformations et avec des grandes variations latérales dont la corrélation reste néanmoins très délicate.

Dans ce type de bassins, la difficulté de l'acquisition et du traitement des données sismiques à terre rend l'imagerie du sous-sol peu précise. En plus, les données des forages dont la réalisation est très couteuse et dont l'implantation est très limitée dans l'espace, ont comme conséquence de réduire la capacité de visualiser la géométrie des structures en profondeur. En effet, il est nécessaire de réaliser en premier lieu une étude qui se base sur les méthodes potentielles, la gravimétrie et le magnétisme. L'objectif primordial est de déceler la structure géologique profonde dans ce type de bassin, et par la suite passer à la l'acquisition sismique et à l'implantation de forages.

Ainsi, l'approche préconisée est d'utiliser les données gravimétriques et magnétiques, afin de mieux caractériser le sous-sol des bassins cénozoïques d'avant-pays au Maroc, tel que le bassin de Ouarzazate (Boujamaoui et *al.*, 2016 et 2017) le bassin de Tadla (Nait Baa et *al.*, 2017 et 2018) et le bassin de Guercif-Missour (Merzouki, 2015; Merzouki et *al.*, 2017).

L'objectif principal de notre travail sur le bassin de Ouarzazate consiste à définir de nouvelles structures géologiques ne figurant pas sur la carte géologique de la région, de redresser un schéma structural du bassin. Celui-ci permet de mettre en évidence les différents éléments structuraux majeurs et permettant de proposer un modèle géodynamique conforme aux contraintes régionales. Certes, cette nouvelle vision pour la zone d'étude aurait un avantage important dans l'orientation de l'exploration des ressources hydrogéologiques, pétrolières et minières.

II- Cadre géographique, géologique et stratigraphique de la zone d'étude

1- Situation géographique du bassin de Ouarzazate

Le présent travail s'intéresse au bassin de Ouarzazate au sens large qui se prolonge sur la transversale Ouarzazate au Sud-Ouest jusqu'à Tinghir au Nord-Est, sur une longueur d'environ 150 Km (Figure 2-5a). Quant à la largeur du bassin qui avoisine les 35 Km du côté ouest et qui passe vers un étroit sillon qui se ferme dans la région de Tinghir au nord-est.

D'un point de vue topographique, le bassin de Ouarzazate présente des altitudes comprises entre 1100m au voisinage de la ville de Ouarzazate, alors qu'ailleurs les altitudes peuvent atteindre 1600m (Figures 2-5b et 2-5c).

2- Cadre géologique du bassin de Ouarzazate

Le bassin de Ouarzazate de type avant-pays, est situé sur la frange méridionale du Haut Atlas Central faisant partie du bassin atlasique intracontinental (Mattauer et *al.*, 1977). Les faciès qui forment ce bassin, s'étendent de la série méso-cénozoïque à la série plio-quadernaire (Figure 2-6). Ces formations qui combleront le bassin, se déposent en discordance vers le Sud, sur les terrains paléozoïques et précambriens de l'Anti-Atlas (Figure 2-7 et Figure 2-8).

La lithostratigraphie des séries sédimentaires qui forment le bassin de Ouarzazate, montre qu'elles sont composées par des sédiments marins et continentaux qui reflètent des domaines paléogéographiques et structuraux bien définis. La partie inférieure de la série correspond à des formations de remplissage du bassin développé lors de la phase de rifting atlasique (Mattauer et *al.*, 1977; Laville et Piqué, 1991), alors que la partie supérieure représente, soit la couverture du Haut Atlas Central, soit le remplissage du bassin de Ouarzazate.

D'un point de vue tectonique, les études montrent bien la présence des chevauchements de direction E-W à ENE-WSW, à pendage variable et à vergence sud (Figure 2-6). Ils sont accompagnés de plis E-W à ENE-WSW. Les plis et les chevauchements ont été mis en évidence d'après les travaux pionniers de Roch (1939), Gauthier (1957 et 1960) et Hindermeier (1977).

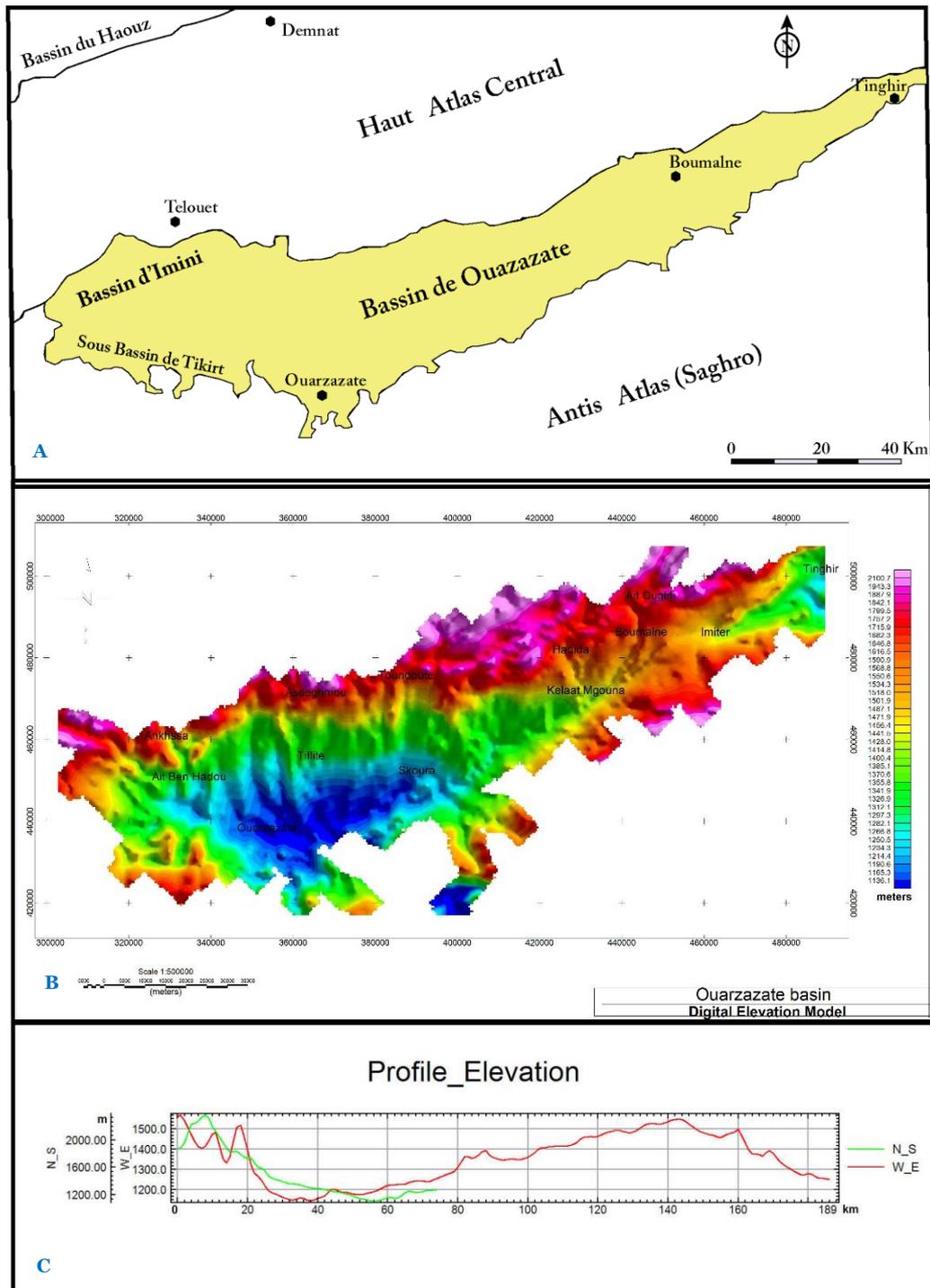


Figure 2-5: Carte de situation géographique du bassin de Ouarzazate (A) avec le modèle numérique de la région (B) et une coupe N-S et E-W d'élévation dans le bassin (C).

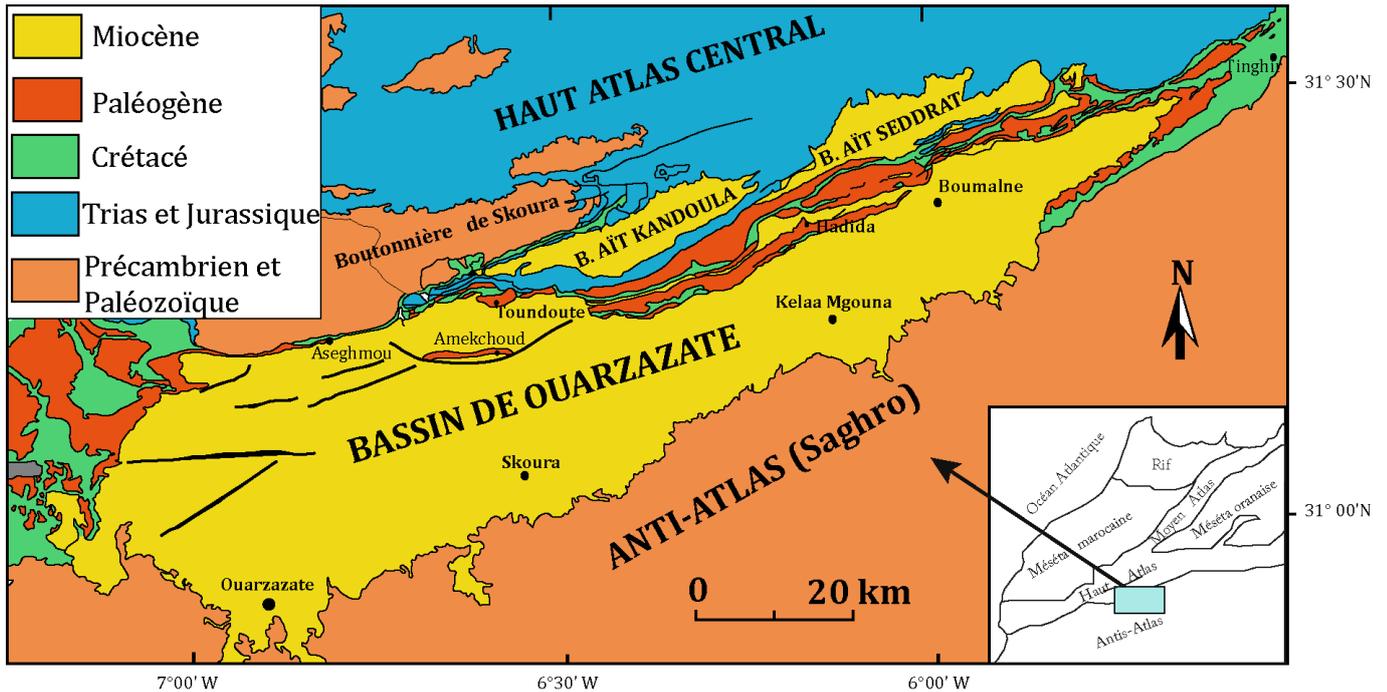


Figure 2-6: Carte géologique du bassin de Ouarzazate.

Dans le même volet, une coupe du Nord vers le Sud du bassin (Figure 2-9) illustre bien les structures tectoniques et l'empilement des différentes unités dans les zones suivantes :

- ❶ la zone centrale, appelée aussi zone axiale, constituée le cœur du Haut Atlas Central très déformé. Elle est constituée de formations ayant subi un enfouissement très fort, progressivement mises en surface suite au soulèvement et à l'érosion de la chaîne atlasique. Les faciès qui forment cette zone axiale sont représentés surtout par des carbonates d'âge jurassique plissés, avec l'apparition de quelques boutonnières telles que la boutonnière de Skoura à socle cristallin précambrien et paléozoïque (Figures 2-6) ;
- ❷ les bassins intra-montagneux, se sont développés au sud du flanc méridional du Haut Atlas Central, bien précisément au cœur des synclinaux limités par des terrains liasiques constituant le front de chevauchement du Haut Atlas Central. Il s'agit du bassin d'Aït Kandoula et du bassin d'Aït Seddrat (Figure 2-6) comblés par des séries sédimentaires d'âge miocène et plio-quadernaire ;
- ❸ la nappe de Toundoute, composée par des formations liasiques décollées et charriées du versant sud du Haut Atlas Central. Cette nappe est marquée par des structures syn-sédimentaires reprises par la suite lors du serrage atlasique (Laville et *al.*, 1977) ;

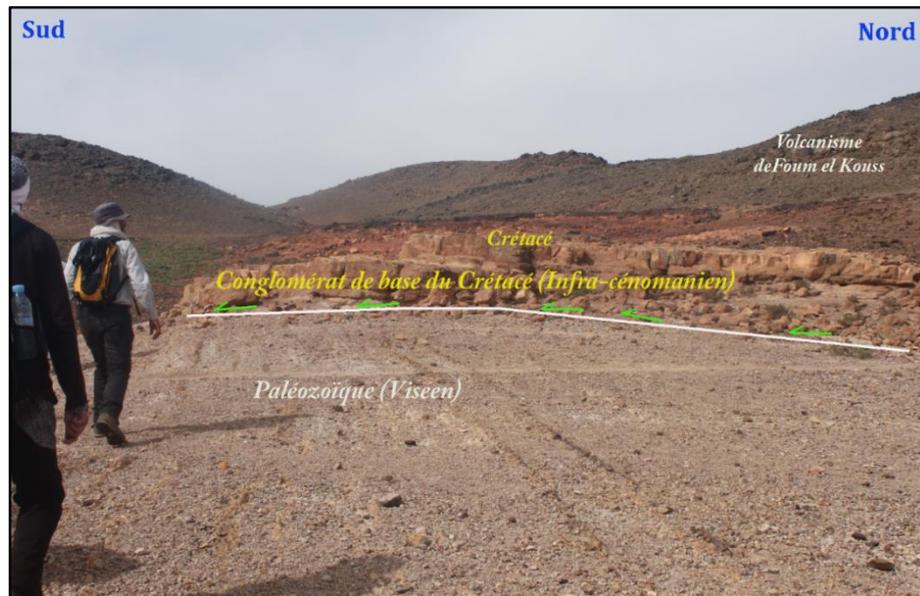


Figure 2-7: Discordance du Crétacé (Infra-Cénomanién) sur le socle paléozoïque (Viséen) dans la région d'Imiter.

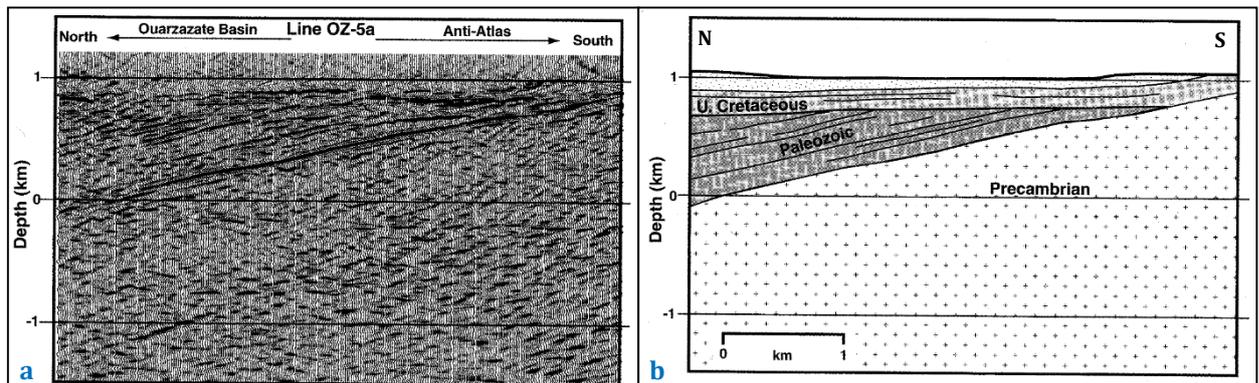


Figure 2-8: Structure profonde du bassin de Ouarzazate (Beauchamp et al., 1999):
a : profil sismique traversant le bassin de Ouarzazate;
b : interprétation sismique de la coupe sismique.

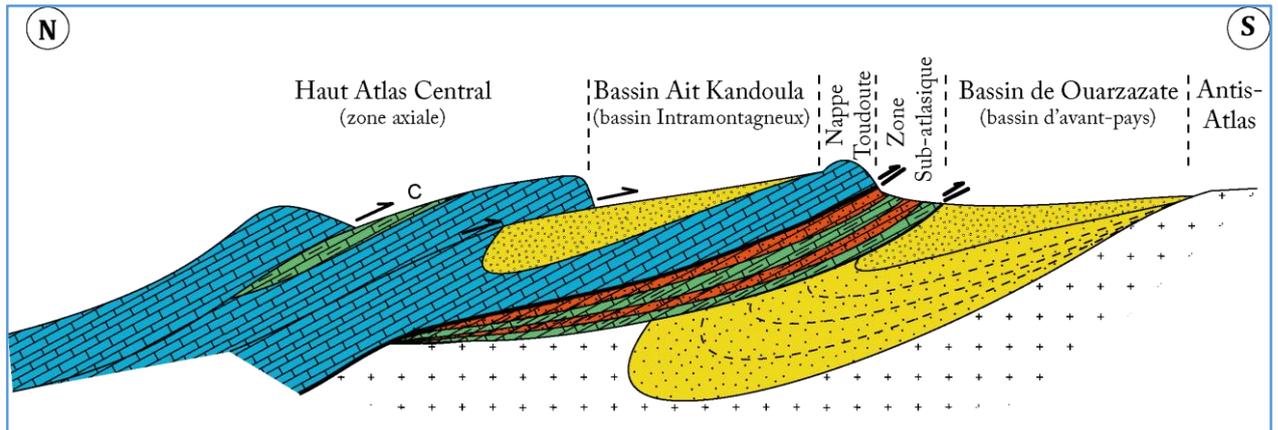


Figure 2-9: Les différentes structures géologiques différenciées dans le bassin de Ouarzazate.

- 4 la zone sub-atlasique, formée surtout de terrains crétacés et cénozoïques, dont la puissance est très réduite, mais les pendages des terrains éocènes sont importants et la verticalité des structures explique l'allure étroite de la zone (Laville et *al.*, 1977), ainsi que l'intensité du serrage et du raccourcissement au niveau de cette zone. Cette zone est caractérisée, également par des chevauchements qui se propagent de la partie interne de la chaîne vers la partie externe avec une vergence vers le Sud (Figure 2-6). La formation des structures plissées implique essentiellement la couverture sédimentaire, au centre du bassin qui devient tabulaire dans sa partie orientale.
- La zone sub-atlasique est qualifiée de zone d'amortissement frontale de la nappe liasique (Laville, 1977). A ce niveau, le poids de la chaîne crée une forte subsidence qui aboutit à l'individualisation du bassin d'avant pays asymétrique de Ouarzazate au sens strict (ss), qui reçoit les produits de démantèlement de la chaîne atlasique ;
- 5 le bassin de Ouarzazate (ss), est formé par des sédiments d'âge méso-cénozoïque avec un comblement très important en faciès détritiques et molassiques d'âge néogène à quaternaire (El Harfi et *al.*, 2001). D'un point de vue tectonique, les séries de ce bassin sont affectées par un système de plis et chevauchements à peu près E-W, compatibles avec le champ de la contrainte alpine subméridienne ;
- 6 l'Anti-Atlas, représente le socle pénéplané sur lequel les séries sédimentaires qui comblent le bassin de Ouarzazate reposent en discordance (Figure 2-7). Comme, il constitue la zone stable à la déformation, contre laquelle le bassin d'avant pays de Ouarzazate est coincé.

3- Stratigraphie du bassin de Ouarzazate

La mise en place du bassin de Ouarzazate dans une gouttière d'avant-pays sur le versant sud du Haut Atlas Central lui confère une évolution tectono-stratigraphique intimement liée à celle qui affecte la couverture post-paléozoïque au sein du même domaine atlasique (El Harfi, 2001). Les différentes phases d'évolution ont provoqué une diversité d'unités stratigraphiques et de styles tectoniques, avec des environnements de dépôts et une structurogenèse très variables (Figure 2-10). En conséquence, il est difficile de réaliser des corrélations lithostratigraphiques, ainsi que de dater les différentes formations géologiques du bassin. De plus, les rares âges disponibles sont difficilement extrapolables entre les différents dépôts néogènes du bassin de Ouarzazate (Missenard, 2006).

Sur la bordure sud du Haut Atlas, les dépôts mésozoïques et cénozoïques discordants sur un socle paléozoïque montrent une succession stratigraphique très variable allant du Trias à l'actuel (Figures 2-10 et Figure 2-11). Les études stratigraphiques détaillées de ces séries sédimentaires, ont été établies par Görler et Zucht (1986), Fraissinet et *al.* (1988), Görler et *al.* (1988), Trappe (1989, 1991), Herbig (1991), Herbig et Trappe (1994), Marzoqi et Pascal, (2000); Marzoqi (2001); El Harfi et *al.* (2001); Massironi et *al.*, (2007); Teson et Teixell, (2008); Benvenuti et *al.*, (2017).

3-1. Trias

Au niveau du bassin de Ouarzazate, le Trias affleure particulièrement dans la partie occidentale du bassin d'Imini et sur le flanc sud du Haut Atlas central au niveau de la nappe de Toundoute.

La séquence triasique est composée de faciès continentaux avec des alternances de grès et de siltites déposés dans un environnement deltaïque à influence fluviale. Au sommet, on distingue des argilites salifères et des coulées de basaltes doléritiques d'âge 184-188 Ma (Laville, 1975; Beauchamp, 1988). Au Sud du Haut Atlas, le Trias atteint une épaisseur de 500 m (Figure 2-11) alors que dans le bassin de Ouarzazate ss., il est complètement absent (Figure 2-10).

3-2. Jurassique

Sur la bordure méridionale du Haut Atlas, les faciès jurassiques sont représentés par des dolomies massives et des calcaires épais du Lias Inférieur. Ils sont déposés dans une plate-forme marine (Michard, 1976; Jacobshagen et *al.*, 1988). Ces faciès montrent une

répartition en biseaux d'aggradation avec un épaissement vers le Nord-Ouest, et une disposition dans la région de Toundoute sous forme de Nappes (Laville, 1985) (Figure 2-10).

Dans la zone sud-atlasique, considérée comme la limite méridionale du golfe atlasique durant le Jurassique (Jossen et Filali, 1988), l'épaisseur des faciès jurassiques atteint 700m (Figure 2-11) alors qu'au niveau du bassin de Ouarzazate (ss.), le Jurassique est absent tout comme le Trias (Figure 2-10).

3-3. Crétacé

Les dépôts crétacés au Sud du Haut Atlas Central, ont fait l'objet d'études stratigraphiques et paléogéographiques qui ont été menées par Choubert (1948) et Gauthier (1957). Ces auteurs ont distingué trois types de faciès :

- ① à la base, des dépôts de type laguno-continentale à matériel détritique d'âge Crétacé Inférieur (Infra-Cénomaniens). Dans La région de Tinghir, l'Infra-Cénomaniens est discordant sur les séries paléozoïques (Viseen) ou volcano-sédimentaires précambriennes (Figure 2-7 et Figure 2-12). Il est représenté à sa base par des conglomérats dont les éléments proviennent de l'érosion du socle Paléozoïque et du substratum précambrien. L'épaisseur de ce niveau dans le bassin de Ouarzazate est très variable. Il est de quelques mètres dans la région de Boumalne-Tinghir et peut atteindre une puissance de 350 m au Nord du bassin (Gauthier, 1957);
- ② le deuxième type de faciès correspond aux calcaires marins de plate-forme avec des dolomies massives d'âge Cénomano-Turonien (Figure 2-12). Ce faciès d'épaisseur d'environ 30 m dans la région de Boumalne-Tinghir, caractérise une transgression envahissant le domaine atlasique;
- ③ au sommet, des sables rouges marneux, d'âge Sénonien avec des niveaux gypsifères (Figure 2-12). Ce membre sommital dont l'épaisseur varie entre 50 m et 120 m, matérialise un environnement lagunaire qui coïncide avec la régression enregistrée au Turonien supérieur.

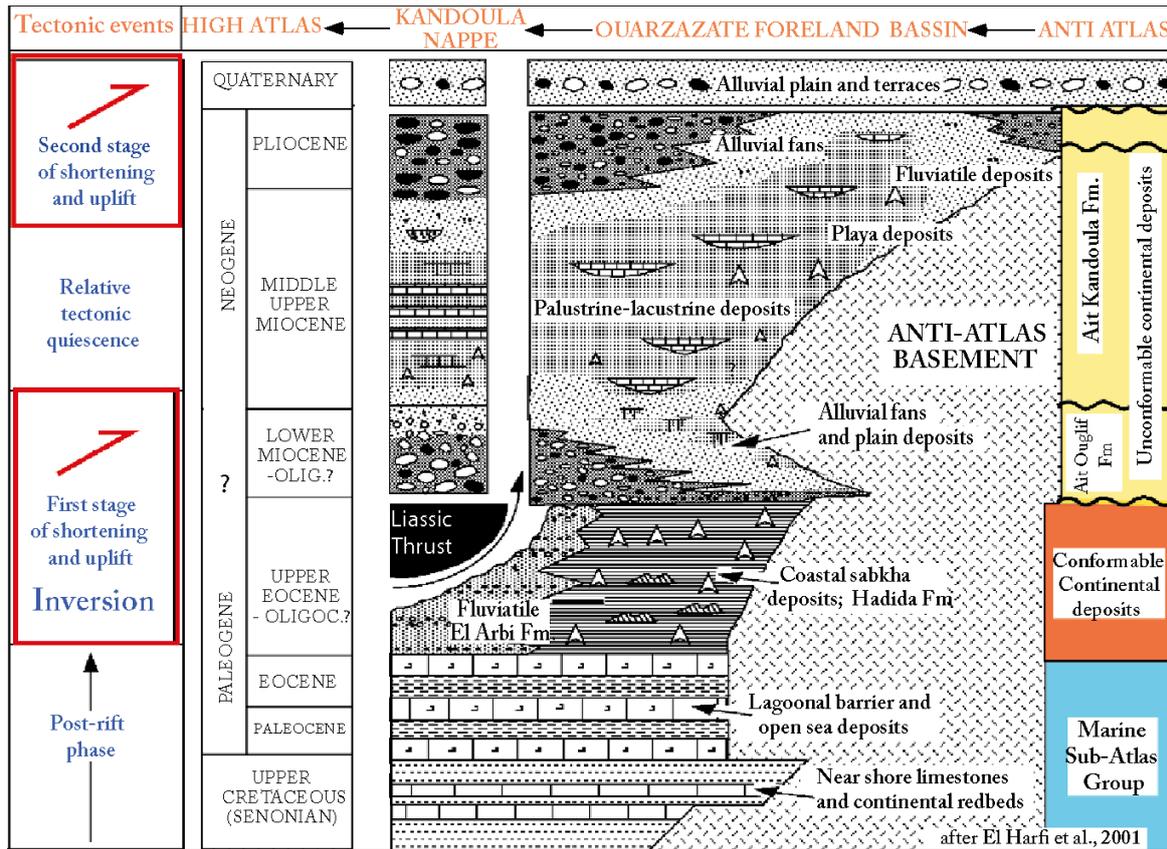


Figure 2-10: Charte lithostratigraphique du bassin de Ouarzazate (El Harfi et al., 2001).

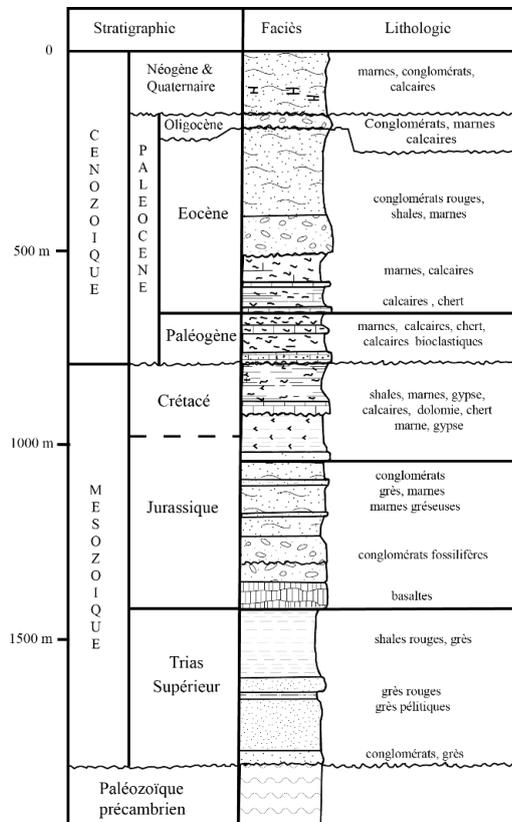


Figure 2-11: Colonne stratigraphique du bassin de Ouarzazate (Document Onhym).

3-4. Tertiaire

Dans le bassin de Ouarzazate, les dépôts cénozoïques sont marqués par une puissance très importante. Les études stratigraphiques ont pu les subdiviser, en deux grands groupes lithostratigraphiques (Figure 2-4 et Figure 2-10). On distingue le groupe sub-atlasique (Trappe, 1989 et 1991; Herbrig, 1991) et le groupe Imerhane (Görler et Zuch, 1986; Fraissinet et *al.*, 1988; Herbrig, 1991; El Harfi, 1994).

On signale que cette subdivision est basée sur l'identification des surfaces de discontinuités stratigraphiques majeures. Elle s'accorde parfaitement avec la dynamique sédimentaire et la tectonique. Elle contribue alors à la compréhension de l'évolution du Haut Atlas Central et des régions avoisinantes, à la tranche d'âge allant du Mésozoïque supérieur jusqu'au Quaternaire.

3-4-1. Groupe Sub-Atlasique

Ce groupe est caractérisé par des faciès du Paléocène supérieur à l'Eocène moyen. L'ensemble repose en discordance sur la série continentale-marine du Crétacé moyen-supérieur. Cette discordance matérialise une intrusion marine. Les faciès qui composent ce groupe sont marqués par des dépôts en majorité marins de type carbonaté, des marnes et des phosphates (Figure 2-4 et Figure 2-10). Ces dépôts sont localisés dans la zone marginale sud atlasique et dans la partie occidentale du bassin de Ouarzazate.

3-4-2. Groupe Imerhane

Ce groupe, décrit dans le bassin de Ouarzazate, est attribué aux faciès continentaux d'âge Eocène supérieur à Quaternaire (El Harfi et *al.*, 2001). Ce type de dépôts est instauré immédiatement après le retrait de la mer du golfe de Ouarzazate à la fin du Lutétien et à l'installation d'un domaine continental qui persistera jusqu'à l'Actuel.

Le groupe continental est subdivisé en plusieurs formations séparées par des discordances angulaires (Görler et *al.*, 1986; Fraissinet et *al.* 1988; El Harfi et *al.*, 2001; Teson, 2009). Il s'agit des formations Hadida, Aït Ouglif et Aït Kandoula (Figures 2-4 et Figure 2-10).

Étage	Lithologie	Description
Cénozoïque	Eocène	Calcaire lumachellique Marnes verdâtre Grès et argiles rougeâtre
	Paléocène	Calcaire riche en sparites Calcaire mudstone Calcaire massif à surface rugueux Calcaire massif micritique
Mésozoïque	Sénonien	Calciarénite Alternance des bancs de sables oolithique et des silts rougeâtre intercalés par des calcaires marneux lités, avec des stratifications obliques et entrecroisées
	Turonien	Calcaire lité à nodules de silex Calcaire lumachellique Calcaire lité Calcaire à stromatolites Calcaire de type mudstone
	Cénomanién	Alternance de banc calcaire avec des niveaux argilo-marneux
		Sables oolithiques Alternance des grès argileux et des calcaires, avec des stratifications en arret de poisson Alternance des marnes et de niveaux de gypse
		Alternance des calcaires marneux et des marnes versicolore
I.C.	Alternance des marnes, calcaire marneux et des calcaires Conglomérats polygénétiques hétérométriques	

3m

Figure 2-12: Colonne lithostratigraphique du bassin de Ouarzazate dans la région de Tinghir.

III- Traitement et interprétation des données gravimétriques et magnétiques du bassin d'avant-pays de Ouarzazate

1- Les caractéristiques des données gravimétriques et magnétiques

Les données gravimétriques et magnétiques traitées dans le présent travail, ont été acquises en 1965 par la société ABEM. L'acquisition gravimétrique a été réalisée par deux gravimètres de type Worden dont l'étalonnage a été effectué entre deux bases (B-120 et B-121) du réseau général gravimétrique du Maroc (R.G.G.M), instauré durant les années 1960. Ces deux bases ont une différence d'altitude de 705m et une différence gravimétrique de 136,41 mgal.

Les mesures gravimétriques sont faites en suivant des profils distants entre 2 et 3Km selon les difficultés du terrain. Les stations gravimétriques sont situées le long des routes principales et sont espacées entre 1km voire 500m dans certains cas (Figure 2-13).

Lors des levées gravimétriques, la précision de l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 0.05 mgal. De plus, les levés topographiques ont été exécutés en utilisant un géodimètre AGA et des théodolites Wild.

L'acquisition des données magnétiques a été effectuée par deux magnétomètres de type proton Elsec pour le champ total. La précision des lectures est fournie avec une erreur absolue de moins de 5 gammas et les variations diurnes sont enregistrées par un magnétomètre graphique (modèle Elsec) et sont corrigées sur les relevées de champ. L'enregistrement des variations diurnes, de l'ensemble des relevés magnétiques, reflète que la valeur moyenne est de l'ordre de 2 gammas.

En raison de l'ancienneté des données, on a pris les cartes des anomalies de Bouguer et du champ total magnétique et nous les avons numérisés tout en respectant la fermeture et l'allure des courbes. Les données numériques ainsi obtenues, ont été la base pour le traitement des données du bassin de Ouarzazate (Figure 2-13).

D'autres données géophysiques concernent le bassin, on trouve la sismique réflexion qui a été exécutée à deux reprises en 1980 et 1989, avec un total de 464 Km. Il existe également deux forages pétroliers (OZ-101 et OZ-101Bis), réalisés en 1982. Ces forages montrent que la série traversée est composée d'une série argilo-détritiques rouge attribuée au Mio-Pliocène. Par suite, on se trouve directement dans les formations volcaniques d'âge précambrien III, à une profondeur de 316 m pour OZ-101 et 543 m pour OZ-101Bis (Teson, 2009). De plus, ces deux forages sont localisés dans la partie

méridionale du bassin (figure 2-13), ce qui constitue un handicap d'informations sur les terrains anté-miocène enfouis sous le bassin de Ouarzazate.

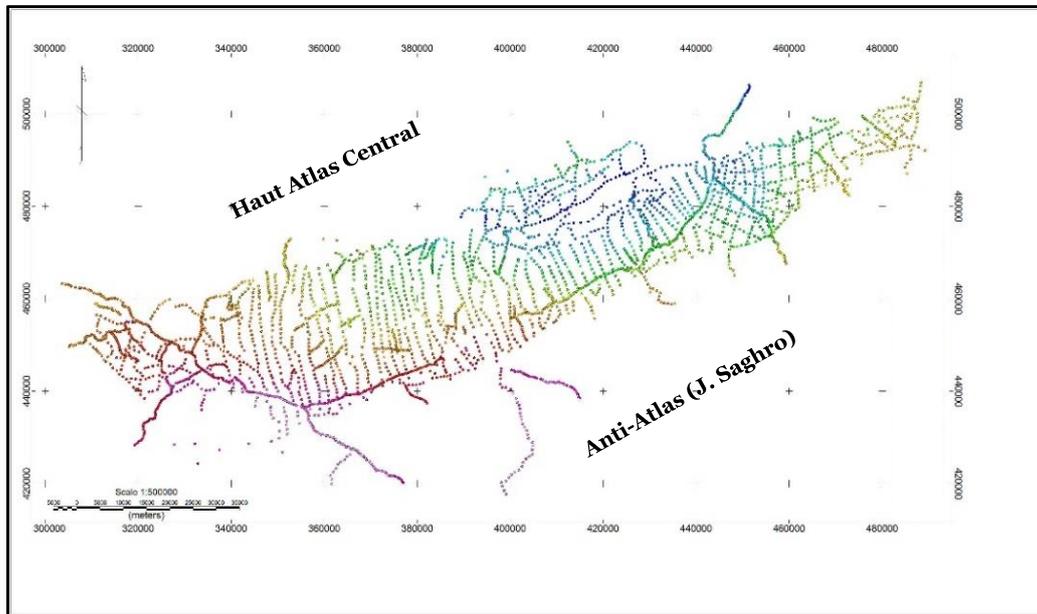


Figure 2-13: Carte de répartition des stations de mesures gravimétriques et magnétiques dans le bassin de Ouarzazate

2- Analyse qualitative des données gravimétriques

2-1. Anomalie de Bouguer

Le traitement des données gravimétriques consiste à calculer, en premier lieu, l'anomalie de Bouguer qui est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique (Telford et *al.*, 1990; Dubois et *al.*, 2011). En effet, l'anomalie de Bouguer représente la somme des contributions des corps géologiques localisés à différentes profondeurs dont la distribution est étalée de la surface jusqu'à plus de 100 km (Chapin, 1996). Cette anomalie s'obtient par une série de corrections (LaFehr, 1991; Chapin, 1996) appliquées aux valeurs relatives du champ de gravité lues à l'aide d'un gravimètre. De plus, les contrastes de densité sont fondamentaux pour l'interprétation de données gravimétriques, car l'absence significative de contrastes de densité ne permettra pas d'extraire une information géologique. Ainsi, l'anomalie de Bouguer représente la somme des anomalies qui prennent leurs à partir des effets des corps anormaux locaux et des structures géologiques régionales.

L'analyse de la carte gravimétrique du bassin de Ouarzazate (Figure 2-14), montre que les anomalies sont marquées par de grandes longueurs d'ondes, avec un gradient

croissant du NE vers le SW, d'amplitude presque de 70 mgals. De même, la carte montre une subdivision en deux zones de différentes densités :

- ① la zone septentrionale avec une anomalie négative de direction E-W entre Toundoute et Boumalne. Cette anomalie négative peut-être due au remplissage sédimentaire important que le bassin a pu recevoir au Tertiaire ;
- ② la zone méridionale est marquée par une anomalie positive au Sud du bassin de Ouarzazate qui est due au soulèvement du socle précambrien-paléozoïque (Figure 2-14).

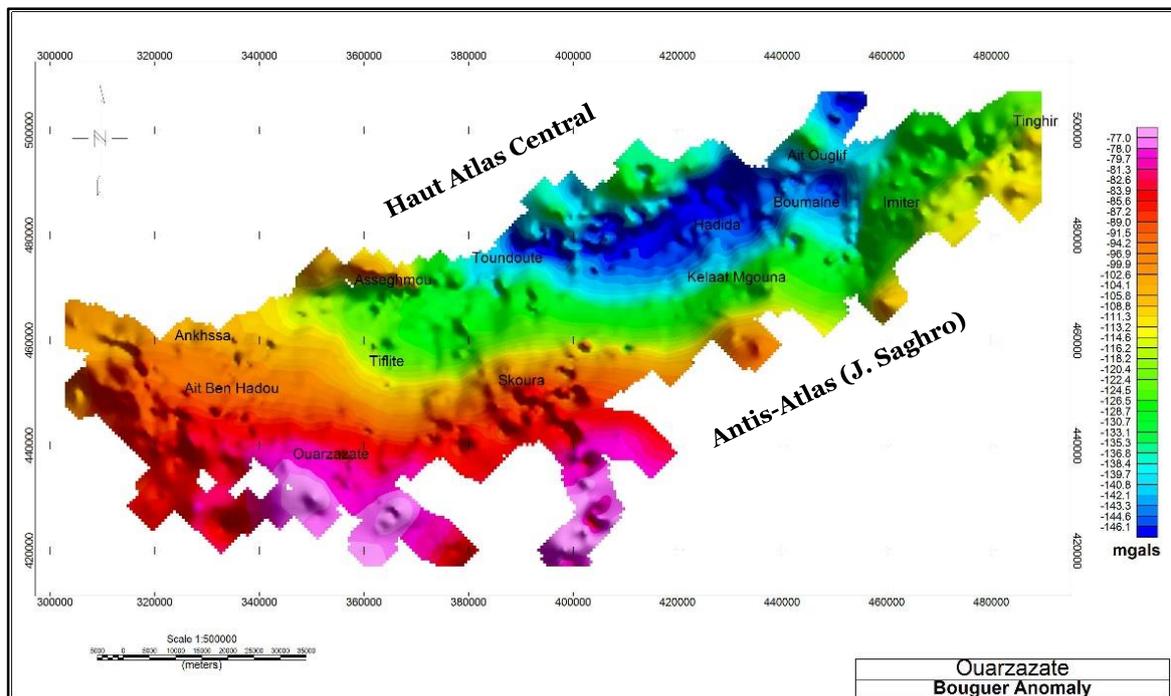


Figure 2-14: Carte de l'anomalie de Bouguer du bassin de Ouarzazate.

Ainsi, les zones de dépression d'anomalie négative indiquent une couverture légère et épaisse du fait que l'histoire géologique du bassin confirme que le socle est très profond par rapport à la zone méridionale du bassin où il est en général plus dense et plus près de la surface. En plus, ce socle est recouvert par une couverture sédimentaire plus légère et peu épaisse.

Cette constatation est l'une des caractéristiques gravimétriques des bassins d'avant-pays qui sont caractérisés par une anomalie de Bouguer négative située très près de la limite interne du bassin d'avant-pays (Allen et *al.*, 1986). Dans ce type de bassin, on constate la présence d'un important gradient gravimétrique au niveau de la limite interne

du bassin, alors que du côté de l'avant-pays, le gradient est faible (Figure 2-15). L'anomalie négative est soit mise en relation avec la présence d'un important prisme de sédiments légers constituant le remplissage du bassin, soit avec la flexion de la lithosphère (Masclé *et al.*, 1987).

La compilation gravimétrique au niveau des bassins d'avant-pays (Karner et Watts, 1983), illustre que l'anomalie de Bouguer est marquée par une réponse négative de type asymétrique dont la longueur d'onde est grande du côté de la zone flexurale du bassin et une anomalie positive d'amplitude faible qui se corrèle parfaitement avec le bulge (Figure 2-15).

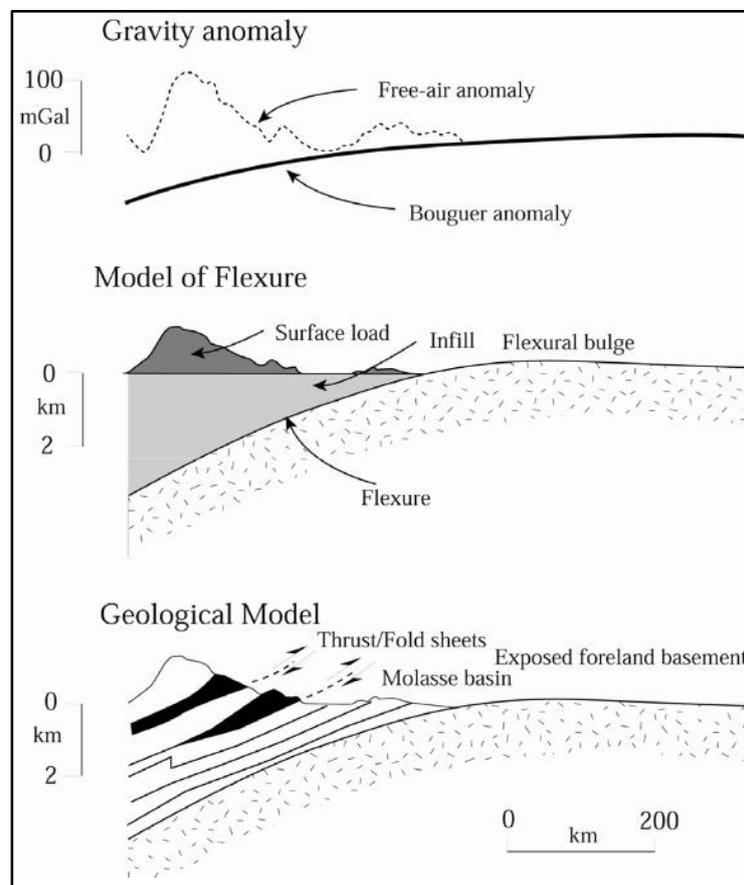


Figure 2-15: Modèle gravimétrique dans un bassin d'avant-pays avec flexure de la lithosphère (Karner et Watts, 1983).

2-2. Séparation régionale-résiduelle

La séparation de la régionale et de la résiduelle est un aspect très important et délicat de l'interprétation des données gravimétriques puisque la composante résiduelle de l'anomalie gravimétrique de Bouguer est superposée, et souvent masquée par la composante régionale. En tenant compte des objectifs recherchés, tels que la distribution des roches et la localisation des failles en surface ou en profondeur, il est nécessaire de séparer la composante régionale et la composante résiduelle (Figure 2-16). Deux méthodes sont possibles (graphique et analytique), qui ont été présentées et discutées dans divers travaux (Nettleton, 1954; Gupta et Ramani, 1980; Jacobson, 1987; Nabighian et *al.*, 2005). Le choix entre ces deux méthodes, dépend de la complexité ou non de la structure géologique. En effet, si le cadre géologique est simple avec des informations disponibles, la méthode graphique est recommandée, par contre, dans le cas de présence d'un champ anomalique complexe, la méthode analytique serait mieux souhaitée (Hinze et *al.*, 2013).

Parmi les méthodes de cette technique analytique, il y a le FFT (Fast Fourier Transformation) qui a été bien discutée par Gupta et Ramani (1980) dans différents bassins et après elle a été proposée par Jacobsen (1987) comme méthode valable pour trouver la résiduelle gravimétrique. Egalement, cette méthode a été appliquée à différentes études de bassins afin de résoudre quelques problèmes important, qui touchent aux structures des bassins tels que la tectonique, l'exploration pétrolière ou minérale (Mallick et *al.*, 2012).

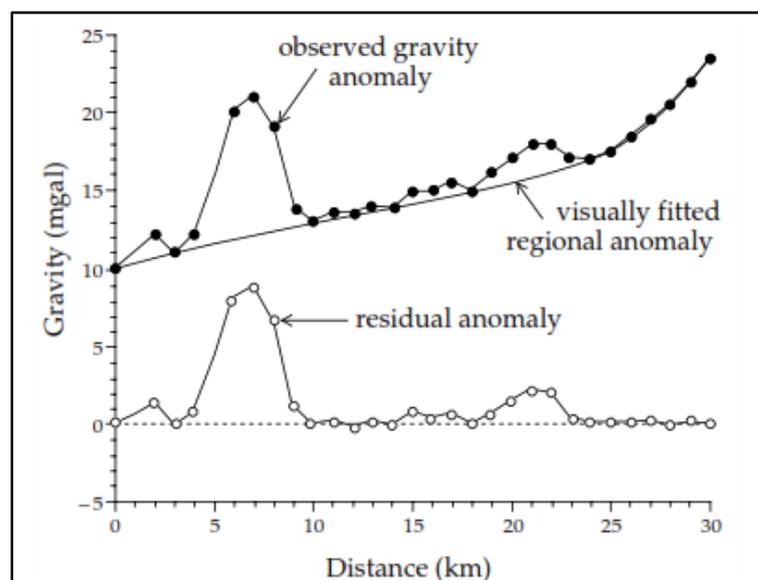


Figure 2-16: Calcul de l'anomalie résiduelle sur un profil suite à la décomposition de l'anomalie de Bouguer par ajustement de l'anomalie régionale (Lowrie, 2007).

2-2-1. Prolongements vers le haut (low pass filter)

Les cartes prolongées à différentes altitudes permettent de s'éloigner des sources génératrices des anomalies, et d'estomper les anomalies d'origine superficielle, ainsi de mieux mettre en évidence les sources profondes.

L'application du filtre de prolongement vers le haut à 1km, dont les sources responsables des anomalies sont situées à 500m (Figure 2-17A), montre la persistance de la signature gravimétrique observée sur la carte d'anomalie de Bouguer. On peut avancer que les masses de roches responsables de la réponse gravimétrique de ces structures, sont présentes en profondeur dans une géométrie semblable à celle de la surface.

En fonction de l'augmentation de l'altitude d'observation, entre 2 et 4km (Figure 2-17B et C), l'intégrité du bas gravimétrique entre les régions de Toundoute et Boumalne, observé à la surface tend à s'associer vers l'extrémité NE du bassin. Ce déficit de masse prend une orientation NE-SW avec une migration vers le Nord, et dont la forme est losangique (Figure 2-17C).

Cette direction NE-SW de l'anomalie négative ainsi que sa forme losangique, nous rappelle la géométrie des structures atlasiques héritées de l'orogénèse hercynienne ; en effet, l'individualisation et la géométrie des bassins mésozoïques méséto-atlasiques résultent de la réactivation d'anciennes fractures verticales en décrochement et/ou en failles normales (Laville et Piqué, 1991).

La disposition et la description de cette anomalie négative est liée à la genèse du bassin de Ouarzazate qui est en relation étroite avec l'évolution géodynamique du Haut Atlas Central. Le bassin de Ouarzazate de type avant-pays est situé au pied du Haut Atlas central dont l'altitude atteint plus de 4km, en conséquence la signature gravimétrique négative est due à plusieurs causes :

- ① on trouve la charge sédimentaire de la nappe de Toundoute qui va réagir par sa masse ;
- ② il y a l'effet de bord, c'est-à-dire l'attraction des masses composantes du Haut Atlas Central, puisque au pied des pentes, la signature gravimétrique négative est due à l'attraction des masses adjacentes (Sibuet et Le Pichon, 1971) ;
- ③ il y a l'épaississement de la croûte au Sud du Haut Atlas ; les travaux récents de la sismique profonde (Miller et Becker, 2013) suggèrent que les limites respectives du Moho et de la lithosphère sont de 30km et 75km en bordure du Haut Atlas d'Errachidia (Figure 2-18).

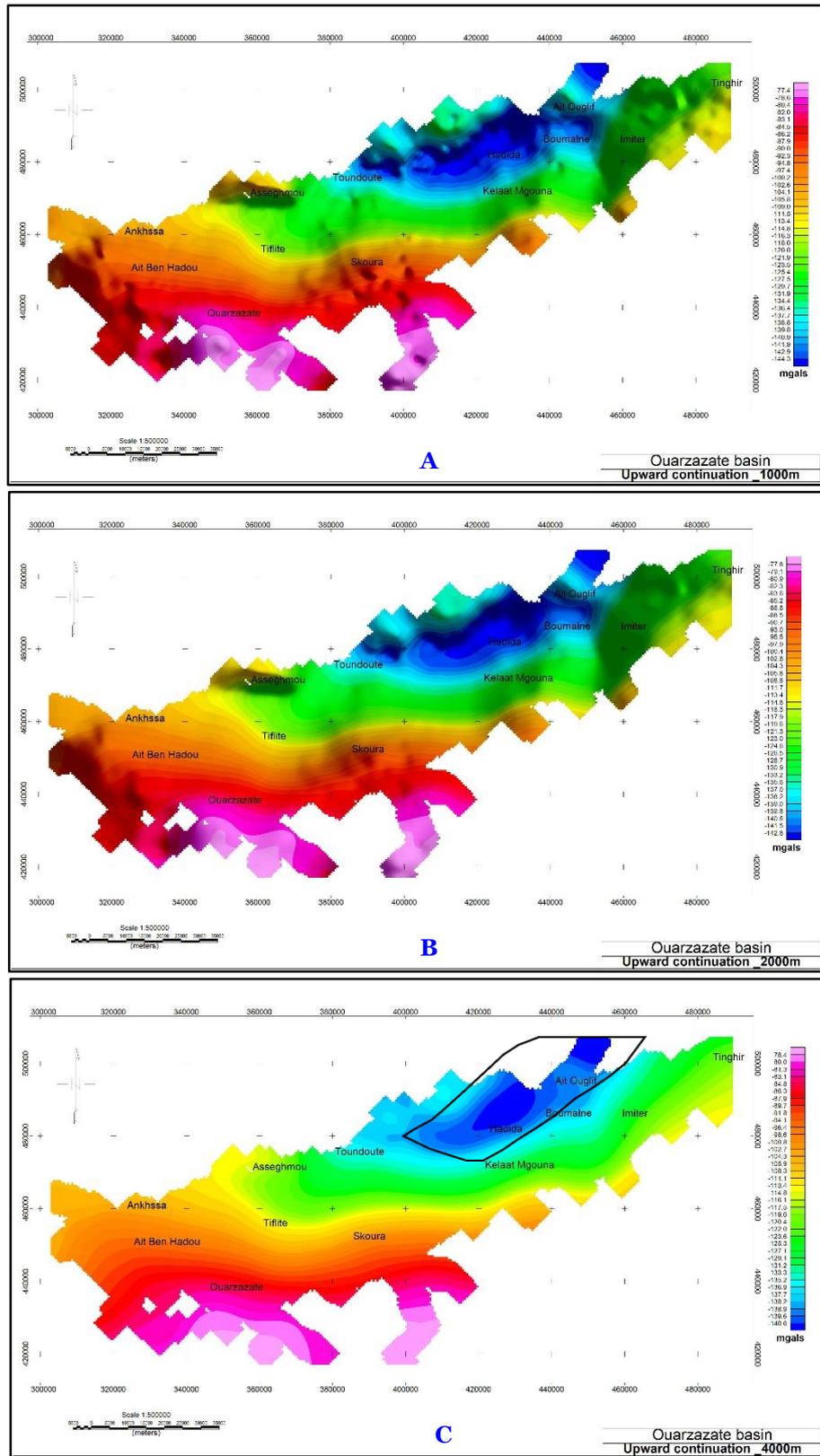


Figure 2-17: Cartes de prolongement vers le haut à 1km (A), à 2km (B) et à 4km (C).

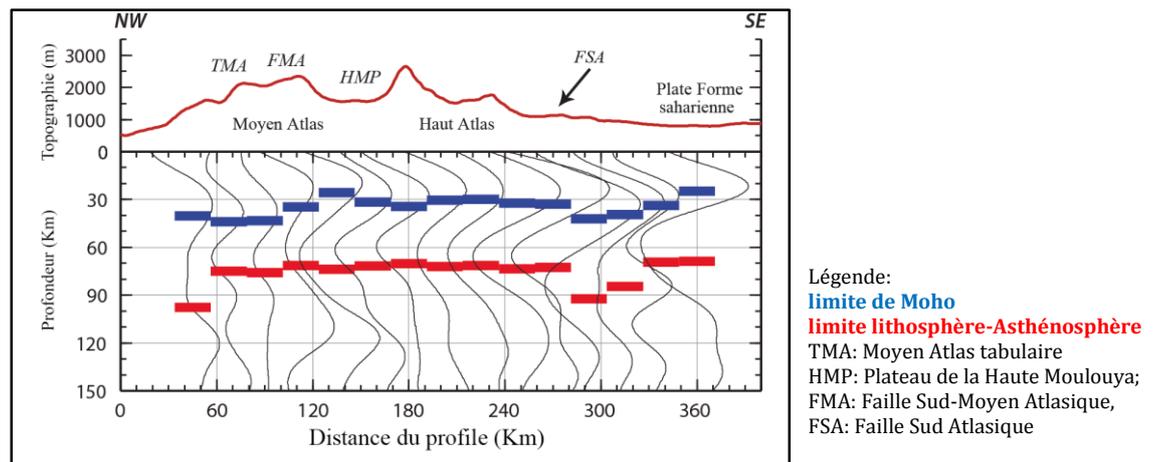


Figure 2-18: Profil tomographique de la croûte atlasique marocaine (Miller et Becker, 2013).

Vers le SW du bassin, le haut gravimétrique observé en surface tend à s'individualiser de près avec des courbes très allongées selon une direction E-W. Cette disposition des anomalies est en relation avec le gradient gravimétrique qui est bien matérialisé avec une tendance croissante du NE vers le SW.

Pour les altitudes de prolongement entre 5 et 6km (Figure 2-19D et E), on remarque qu'il n'y a pas de changement de distribution anormale générale dans le bassin. Les réponses gravimétriques déficitaires au NE et excédantes au SW, gardent la même forme que l'altitude basse de 4km. Cette persistance de ces anomalies révèle une origine plus profonde des sources causatives. Pour l'anomalie négative, on pense qu'elle est due à l'épaississement de la croûte amplifié par la charge de la nappe de Toundoute.

A partir de l'altitude de prolongement à 10km (Figure 2-19F), la carte dévoile des courbes iso-anomales plus lisses et linéaires dont les réponses gravimétriques révèlent une tendance régionale à grande échelle de direction NE-SW. Ces réponses sont donc attribuées aux sources de grandes longueurs d'ondes qui sont en relation avec les niveaux les plus profonds entre autre le substratum précambrien et l'épaississement de la croûte.

En conséquence, cette carte est considérée comme la régionale de la zone d'étude puisqu'elle illustre que l'amplitude des anomalies régionales passe progressivement de -77 mgals à -59 mgals avec des courbes qui prennent une forme allongée, sur l'ensemble des surfaces prolongées de 1km à 10km.

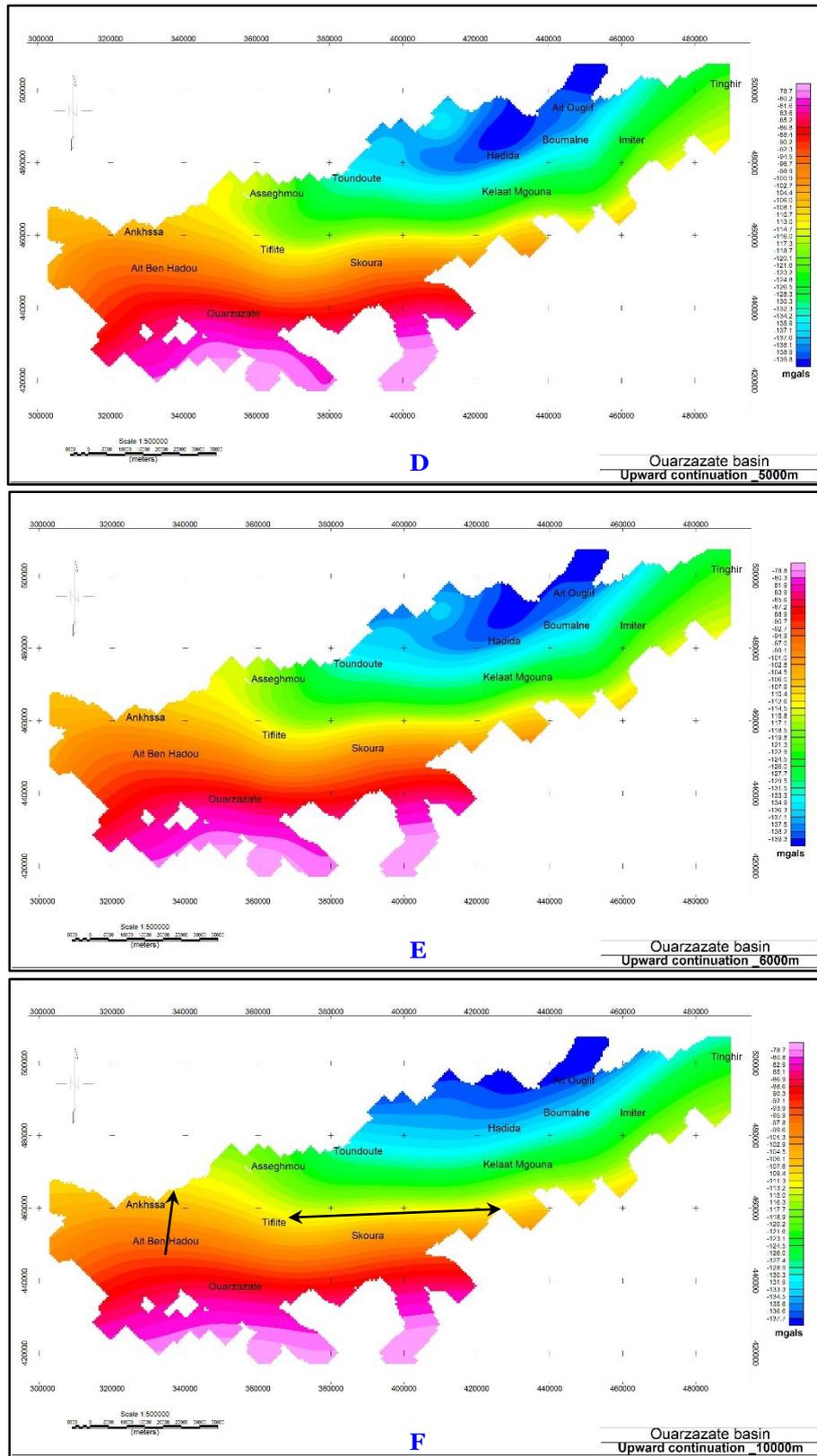


Figure 2-19: Cartes de prolongement vers le haut à 5km (D), à 6km (E) et à 10km (F).

Au niveau de cette surface prolongée, on distingue la présence de trois plages anormales :

- ① la première plage, située au Nord-Est, est occupée par la persistance de la réponse négative et qui est localisée entre Hadida et Ait Ouglif (Figure 2-19E) ;
- ② la deuxième plage, au centre du bassin, est matérialisée par une réponse intermédiaire dont les courbes sont de direction E-W à NNE-SSW ;
- ③ enfin, une plage positive au SW avec des courbes anormales de direction E-W et qui sont un peu étirées vers le Nord (Figure 2-19F). L'étirement des courbes peut-être dû à la présence vers le Nord du socle très dense constituant la boutonnière de Skoura.

2-2-2. Anomalie résiduelle

Dans ce travail, on a eu recours à la méthode analytique (FFT) pour trouver la régionale gravimétrique au niveau de l'anomalie du bassin de Ouarzazate. Le résultat obtenu avec un prolongement vers le haut à 10km (Figure 2-19F), montre que la région présente un gradient régional croissant du NE vers le SW et qui est en relation avec le gradient constaté au niveau de l'anomalie de Bouguer totale (Figure 2-14). Cette régionale montre une variation «topographique» du socle précambrien-paléozoïque, qui se traduit dans cette zone par un approfondissement du Sud vers le Nord.

Par suite, on a fait une soustraction entre la régionale et l'anomalie de Bouguer ce qui nous a permis d'obtenir une résiduelle pour le bassin de Ouarzazate (Figure 2-20).

La carte d'anomalie résiduelle obtenue est marquée par des courtes longueurs d'ondes, d'origine peu profonde dont les anomalies sont forcément plus détaillées que ceux de la carte de Bouguer. L'interprétation de la résiduelle, montre que le bassin de Ouarzazate est constitué de trois anomalies négatives dues essentiellement au contraste de densités entre les sédiments méso-cénozoïques et quaternaires d'une part et le socle paléozoïque et précambrien d'autre part. Ces anomalies négatives sont attribuées à trois sous-bassins (Figure 2-20) :

- ① le sous-bassin de Tiflité ;
- ② le sous-bassin de Toundoute ;
- ③ le sous-bassin de Boumalne.

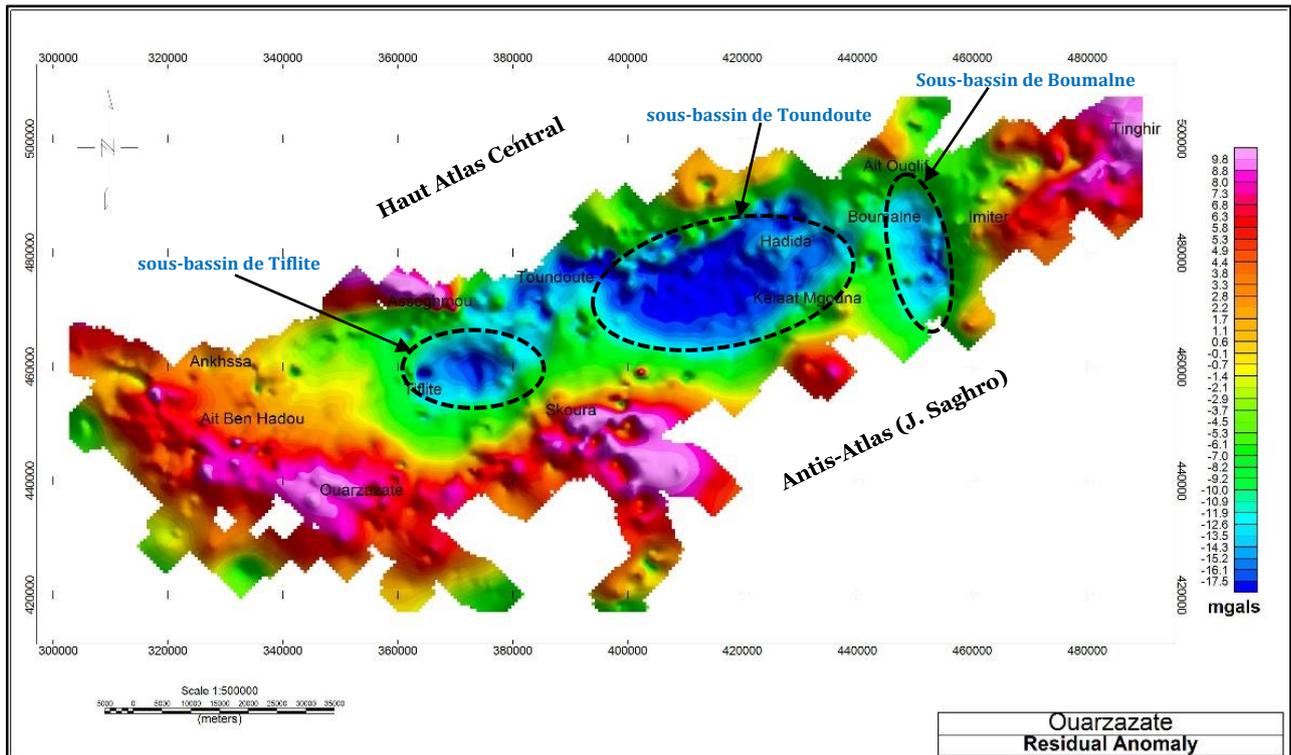


Figure 2-20: Carte de l'anomalie résiduelle du bassin de Ouarzazate.

Les sous-bassins de Tiflité et de Boumalne, sont caractérisés par une anomalie négative de petite longueur d'onde, ce qui témoigne de leurs origines peu profondes. Alors que pour le sous-bassin de Toundoute, l'amplitude de l'anomalie négative est très importante par rapport aux autres sous-bassins.

La réalisation de coupes gravimétriques traversant les sous-bassins (Figure 2-21), montre que le profil de Boumalne présente une forme symétrique avec une amplitude de -16 mgal qui augmente d'une manière progressive vers le Nord et le Sud. Pour les profils de Toundoute et Tiflité, on constate que leur forme est asymétrique avec une amplitude qui atteint respectivement -20 mgal et -18 mgal. Du côté Nord, la courbe diminue progressivement et présente un palier brutal au niveau du profil de Toundoute. Ce palier peut-être dû à un affaissement par faille. C'est pour cette raison que dans cette zone l'amplitude atteint -20 mgal avec une longueur d'onde étalée ce qui suggère que les dépôts dans cette zone sont très épais et que le socle est plus profond par rapport aux autres sous-bassins de la zone d'étude.

Cette constatation est en relation avec la géodynamique du bassin de Ouarzazate du fait que la lithosphère réagit par un mouvement de flexure dans la région de Toundoute

suite à la création de l'espace au pied de la nappe chevauchante de Toundoute. En effet, les sédiments s'accumulent et leurs poids constituent une charge locale mise en place sur la lithosphère qui répond passivement à la charge sédimentaire de cette nappe. De plus, les courbes isoanomales au niveau de cette anomalie négative sont marquées par une forme concentrique très serrée dans la partie nord et plus au moins espacée dans la partie sud à sud-ouest (Figure 2-20).

Cette morphologie nous informe sur la dissymétrie de cette dépression puisque le fort gradient des courbes isoanomales observé dans la partie septentrionale indique que celle-ci s'approfondit rapidement de ce côté. Dans ce cadre, les observations faites décrivent la présence de failles de direction N70 au sud de la nappe de Toundoute et qui vont se perdre sous les écailles situées au front de celle-ci (Jossen et Filali, 1988).

On peut avancer que la région de Toundoute était une zone très subsidente ce qui a permis le dépôt d'une série tertiaire très épaisse par rapport aux autres régions du bassin de Ouarzazate.

Cette interprétation est bien illustrée sur le profil sismique ré-interprété (Figure 2-22A) en tenant compte de l'ampleur et de l'emplacement de l'anomalie négative dans la zone d'étude. En effet, une telle anomalie démontre que le bassin est comblé par des sédiments épais et de faible densité, chose qui ne peut être valable que par un remplissage sédimentaire très important par des facies récents d'âge miocène à plio-quadernaire.

De point de vue linéament, ces dépressions de forme différentes, sont séparées par des seuils qui peuvent correspondre à des accidents. On constate que la dépression de Tiflité et celle de Toundoute ont une géométrie linéaire de direction E-W alors que celle de Boumalne présente une direction N-S (Figure 2-20). Cette disposition nous laisse penser à un jeu de failles qui diffère transversalement de l'Ouest à l'Est du bassin.

D'autre part, vers le NE du bassin, dans la région de Tinghir (Figure 2-20), on remarque la présence d'une anomalie positive très importante. Celle-ci est probablement due à la présence de corps très denses, associés aux volcanismes cénozoïques de Fom El Kouss, injectés dans les séries paléozoïques et cénozoïques.

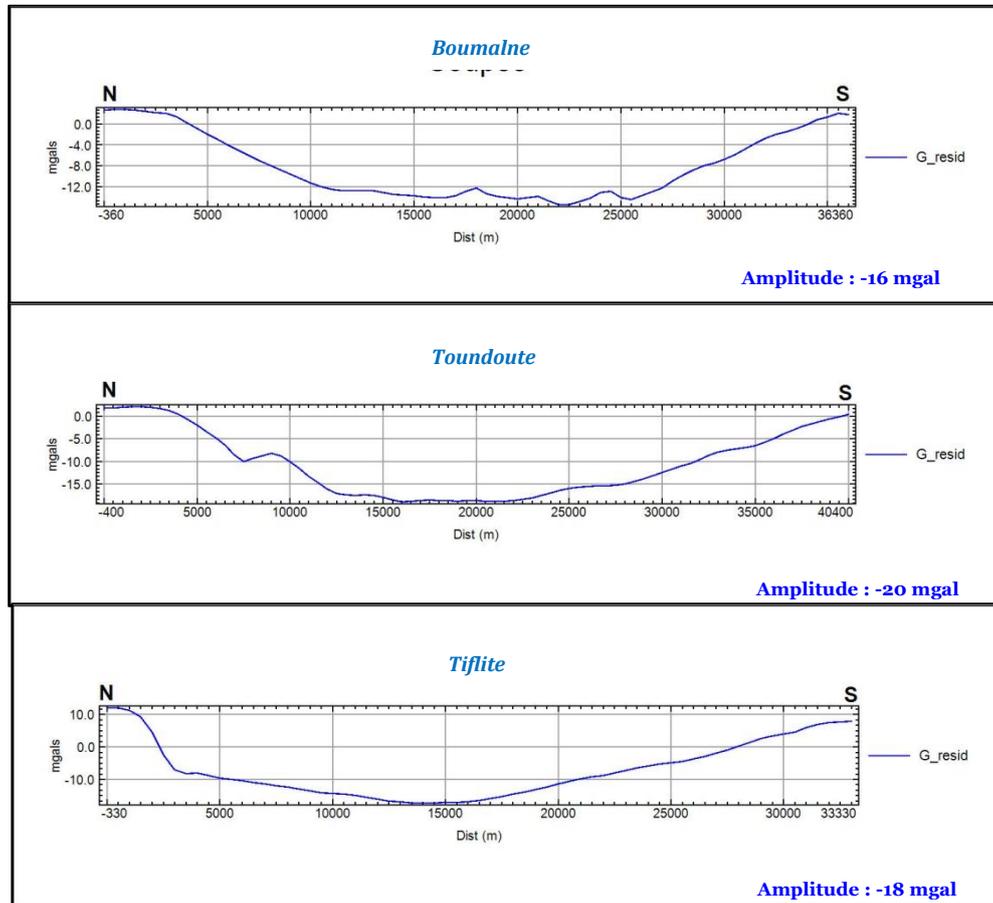


Figure 2-21: Profils gravimétriques de direction N-S au niveau des trois sous-bassins de Ouarzazate.

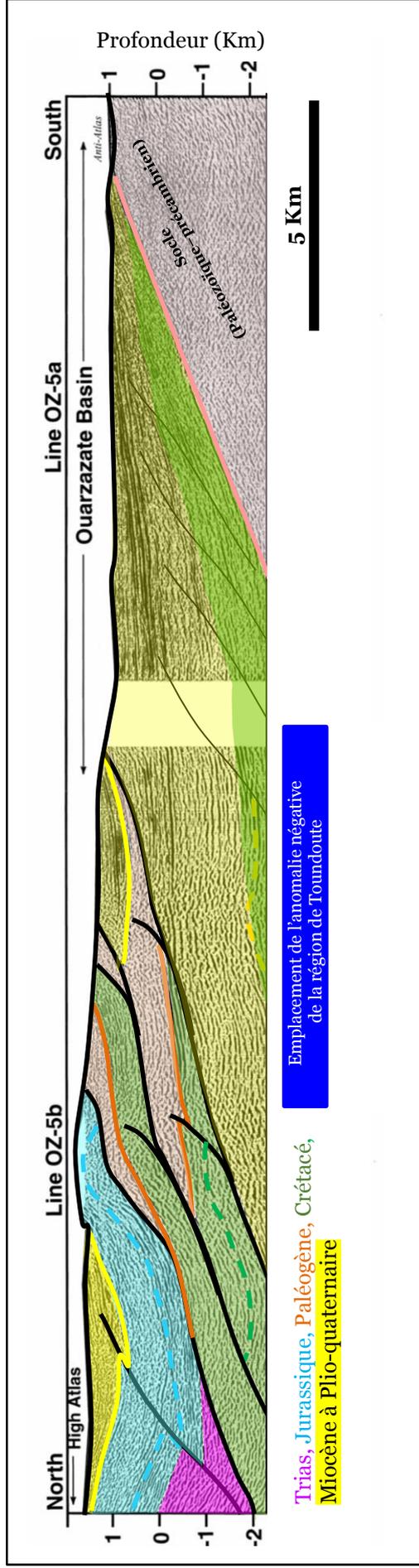


Figure 2-22A: Profil sismique re-interprété (profil emprunté des travaux de Beauchamp et al., 1999)

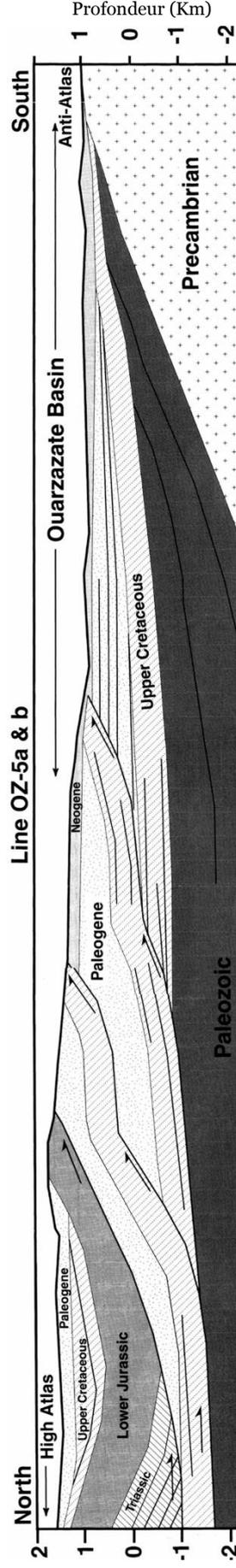


Figure 2-22B: Profil sismique interprété par Beauchamp et al., 1999.

2-3. Interprétation des dérivations directionnelles

2-3-1. Les cartes du gradient gravimétrique horizontal

La carte du gradient horizontal montre des zones homogènes avec des densités plus ou moins fortes. Les réponses positives représentant des maxima locaux des gradients horizontaux nous aident à identifier l'emplacement des linéaments régionaux qui affectent la distribution des contrastes de densité.

D'un point de vue géologique, ces discontinuités gravimétriques peuvent être corrélées à des discontinuités en terme de densité et qui sont généralement en relation avec des failles ou des contacts. En réalité, la carte du gradient gravimétrique horizontal doit être interprétée comme une carte structurale avec l'emplacement des failles ou plus rarement, des contacts lithologiques redressés (Everaets et Hennebert, 1998).

Ainsi, l'interprétation de la carte du gradient horizontal du bassin de Ouarzazate, a permis d'identifier des discontinuités structurales majeures (Figure 2-23). Les linéaments dégagés représenteraient ainsi des failles majeures qui s'arrangent essentiellement suivant les directions N-S, NW-SE, E-W et NE-SW (Figure 2-23) :

- ① pour les directions nord-sud, on constate qu'elles sont localisées au voisinage des petits sous-bassins de Tiflité et Boumalne ;
- ② pour les directions NW-SE, elles sont presque de grandes dimensions, telles que la faille de Ait Ben Hadou au sud-ouest du bassin et les failles situées au voisinage de Skoura ;
- ③ au front de la chaîne atlasique en particulier à la limite méridionale des bassins intramontagneux de Aït Kandoula et Aït Sedrrat, la présence de failles de direction E-W qui deviennent progressivement de direction NE-SW ;
- ④ vers le Sud du bassin et à la limite avec le socle de l'Anti-Atlas, ce type de direction NE-SW est également présent, on le distingue entre Ouarzazate et Skoura, au sud Kelaat Mgouna et entre Imiter-Tinghir. Ce type de failles est bien signalé en géologie de surface du bassin de Ouarzazate et dans les régions avoisinantes.

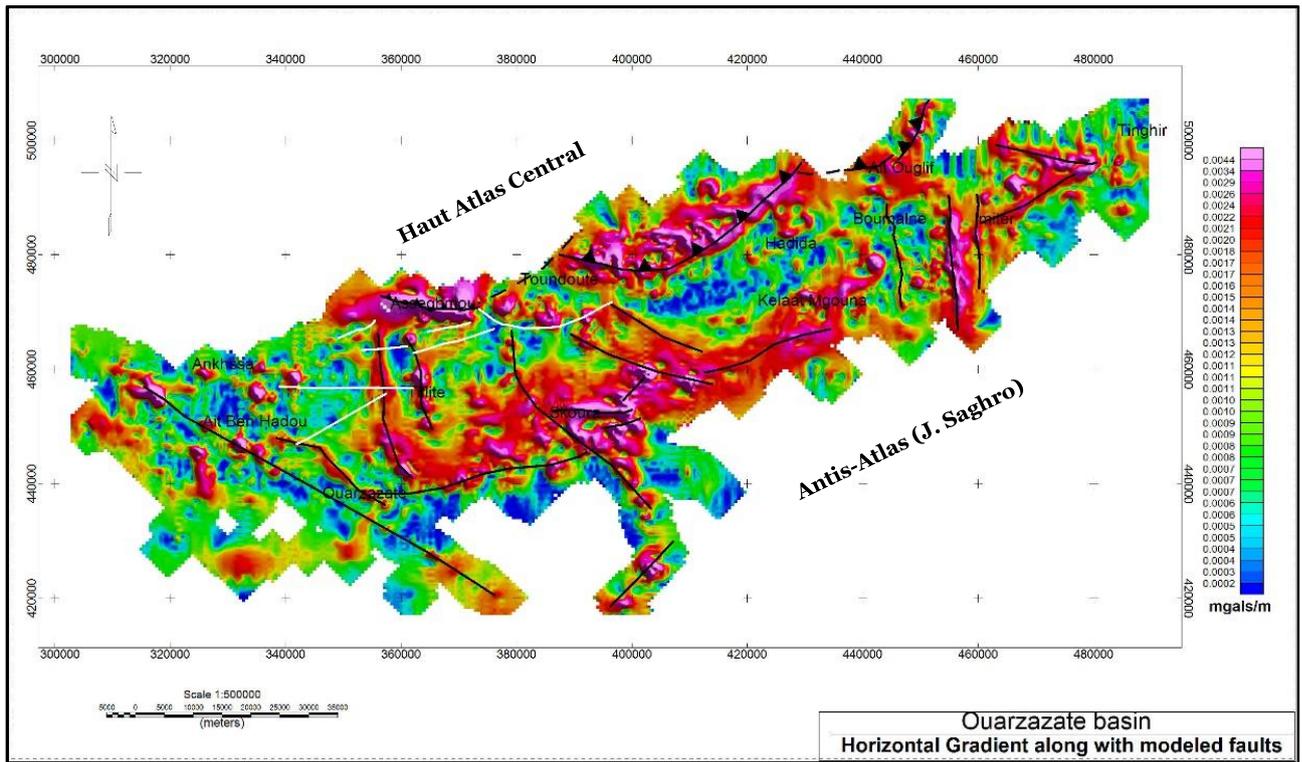


Figure 2-23: Interprétation de la carte du gradient horizontal
 Linéament noir: interprétation du gradient horizontal
 Linéament blanc: faille à partir de la carte géologique du bassin.

2-3-2. Application d'autres opérateurs dérivatifs: Tilt dérivative et thêta angle

Afin de confirmer nos interprétations des cartes gravimétriques précédentes et d'accentuer certaines caractéristiques de ces données, différents opérateurs dérivatifs sont appliqués tels que le Tilt dérivative et le Thêta angle.

Pour le Tilt dérivative, son application sur les données du champ potentiel a pour objectif de localiser les contours des sources, il est positif au-dessus de la source, négatif à l'extérieur, et passe par zéro à la position horizontale, ou proche de ses bords. Cette transformation est utile pour améliorer les détails attribuables aux contacts et aux structures (Firhead *et al.*, 2004; Verduzco *et al.*, 2004; Pilkington et Keating, 2004; Salem *et al.*, 2007). Elle est applicable aussi bien aux sources peu profondes, que profondes (Miller et Singh, 1994; Verduzco *et al.*, 2004; Cooper et Cowan, 2006; Salem *et al.*, 2007; Cooper *et al.*, 2008).

Cette démarche du Tilt dérivatif appliquée à l'anomalie de Bouguer résiduelle du bassin de Ouarzazate (Figure 2-24), permet une meilleure visualisation et une confirmation des contacts géologiques, déduits par le gradient horizontal. On constate que la carte du tilt dérivative montre deux types de plages de réponses par rapport aux contours de zéro. La plage positive qui limite le bassin au niveau de ces pourtours externes, et la plage négative qui se situe au centre du bassin à l'emplacement des différents sous-bassins décrits au niveau de la carte résiduelle et du gradient horizontale (Figure 2-24).

Au niveau de la partie méridionale du bassin, la plage positive est sur la source du socle paléozoïque-précambrien, mais on constate que le contour zéro présente un passage progressif vers la plage négative. Ceci peut être expliqué par un pendage doux de la source vers le Nord, en particulier la faille reliant Ouarzazate à Tinghir. Alors que la plage positive dans la région de Asseghmou, à l'est de Toundoute et à Aït Ouglif, on constate que le contour zéro présente un passage brutal vers la plage négative. Cette constatation rejoint nos interprétations qui touchent à la subsidence des bassins d'avant-pays, de même les linéaments dans cette zone sont presque verticaux à l'affleurement et qui deviennent inclinés en profondeur vers le Nord (Jossen et Filali, 1988).

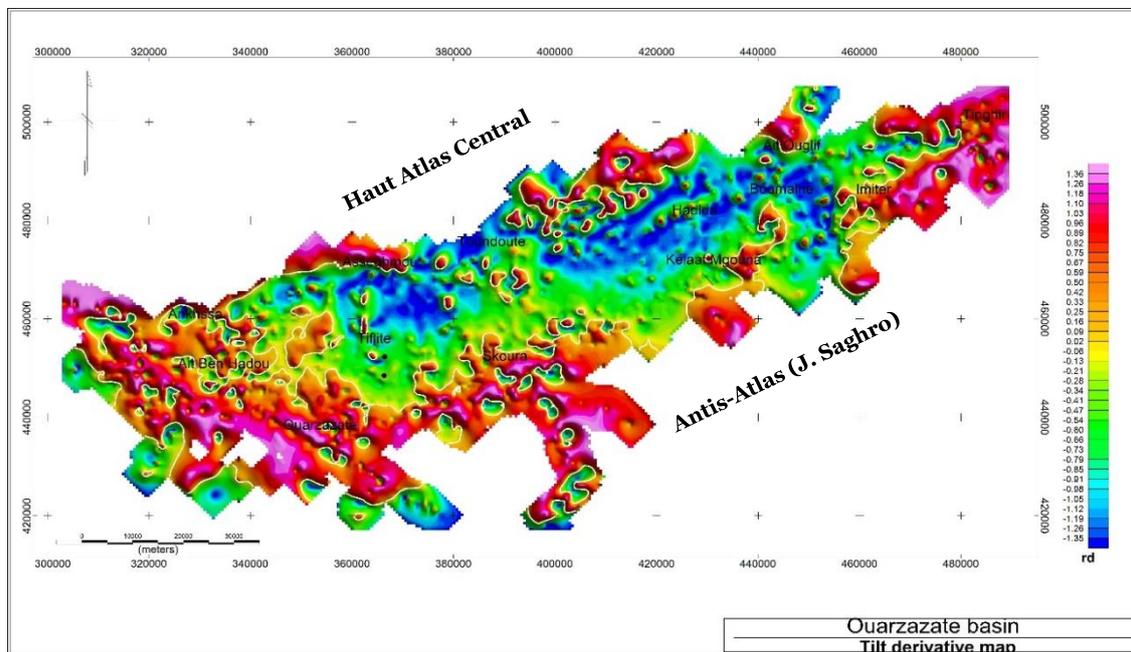


Figure 2-24: Carte du Tilt dérivative du bassin de Ouarzazate (avec le contour zéro en blanc).

L'opérateur Θ angle est le résultat de la normalisation du gradient total horizontal par le signal analytique (Figure 1-10). Les résultats obtenus par cet opérateur sont très intéressantes puisque la superposition des linéaments gravimétriques déduits du gradient horizontal sur la carte du Θ angle, montrent une similitude et une conformité des résultats entre les deux opérateurs (Figure 2-25).

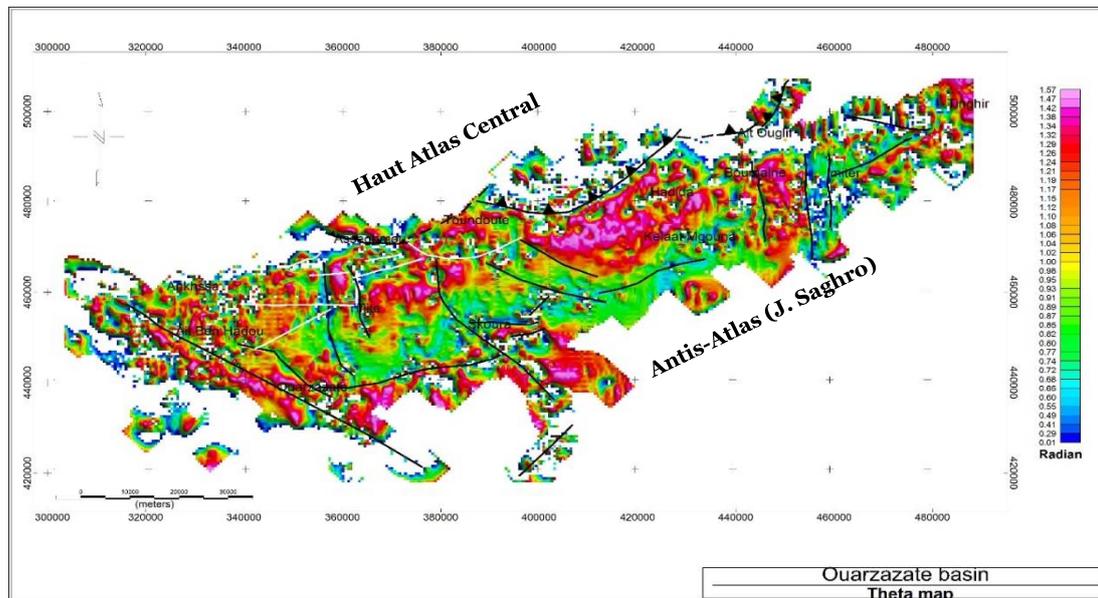


Figure 2-25: Carte du Θ angle superposée par les linéaments déduits du gradient horizontal.

2-4. Déconvolution d'Euler et analyse spectrale

L'application de la déconvolution Euler sur les données gravimétriques du bassin de Ouarzazate, avec différents indices structuraux montrent des solutions non satisfaisantes. On a essayé de chercher dans les résultats obtenus, la carte qui représente un bon regroupement des solutions indiquant ainsi la localisation des sources tout en écartant les solutions dispersées dont les solutions sont ignorées.

Ainsi, la superposition des solutions d'Euler sur la carte d'anomalie résiduelle, illustre bien que les solutions calculées pour $SI = 0.5$, sont très satisfaisantes et coïncident bien avec les linéaments déduits du gradient horizontal (Figure 2-26). On constate que les profondeurs déduites de ces solutions, sont assez importantes, entre 3 et 4km, et qui sont localisées dans la partie méridionale du bassin de Ouarzazate, surtout entre Ouarzazate et Kelaat Magouna (Figure 2-26). Ces solutions reflètent le contact du bassin avec le socle et également le linéament reliant Ouarzazate à Tinghir. Ce dernier correspond à la faille de Dadès qui présente une vergence vers le Sud au niveau de Kelaat Mgouna alors que des côté oriental et occidental, elle s'exprime par un jeu vertical (Khattach, 2016).

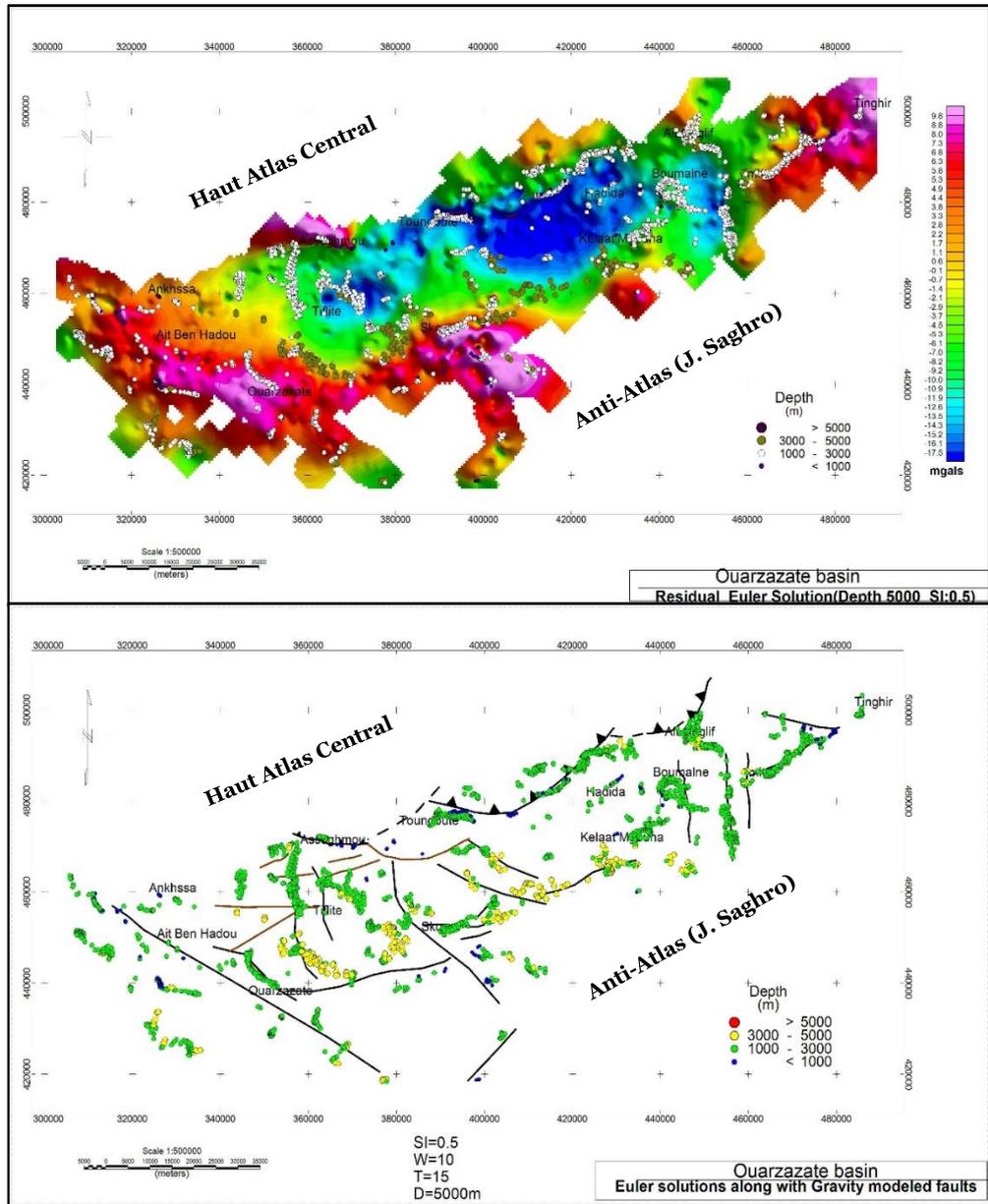


Figure 2-26: Les solution d'Euler superposées sur la carte résiduelle et la carte des linéaments.

D'autres solutions sont également constatées, mais avec une profondeur moyenne entre 1 et 3km. Ces solutions sont réparties dans les parties septentrionale et orientale du bassin (Figure 2-26) et qui sont quelques fois accompagnées par des solutions de surface.

Dans le même cadre de calcul des profondeurs des sources des anomalies, l'analyse du spectre d'énergie permet de dégager trois types fréquences associées au changement de pente du spectre. Il est donc possible de classer les anomalies gravimétriques du bassin de Ouarzazate en quatre paquets d'énergies distincts (Figure 2-27), en fonction de leurs longueurs d'onde et correspondent ainsi à des unités géologiques distinctes :

- ① le premier paquet est caractérisé par une série de fréquences très basses traçant une pente du spectre très raide. Cette pente évoque une profondeur des sources profondes de l'ordre de 15km. Ce niveau a été évoqué par Ayarza et *al.*, (2005) dans le Haut Atlas central, comme limite entre la croûte inférieure et supérieure. De plus, les travaux de la tomographie sismique (Palomeras et *al.*, 2014; Timoulali et *al.*, 2015) signalent une chute de vitesse des ondes sismiques à cette profondeur au niveau du Haut Atlas Central et ses alentours ;
- ② le second paquet est marqué par des basses fréquences dont la pente correspond à une profondeur des sources de l'ordre de 4km. Celle-ci est en relation avec le substratum précambrien dans le bassin ;
- ③ le troisième paquet englobe les fréquences moyennes dont la profondeur des sources est estimée à 3km et qui peut correspondre éventuellement au toit du socle paléozoïque dans le bassin ;
- ④ enfin, le dernier paquet trace une pente très faible englobant les hautes fréquences (0.2 et 0.86km^{-1}). La pente correspondante pourrait résulter des effets de bruit blanc de surface à l'origine de ces hautes fréquences dans le spectre de puissance. Ce type de bruit blanc est dû en majorité des cas à l'acquisition et aux traitements des données géophysiques sur terrain.

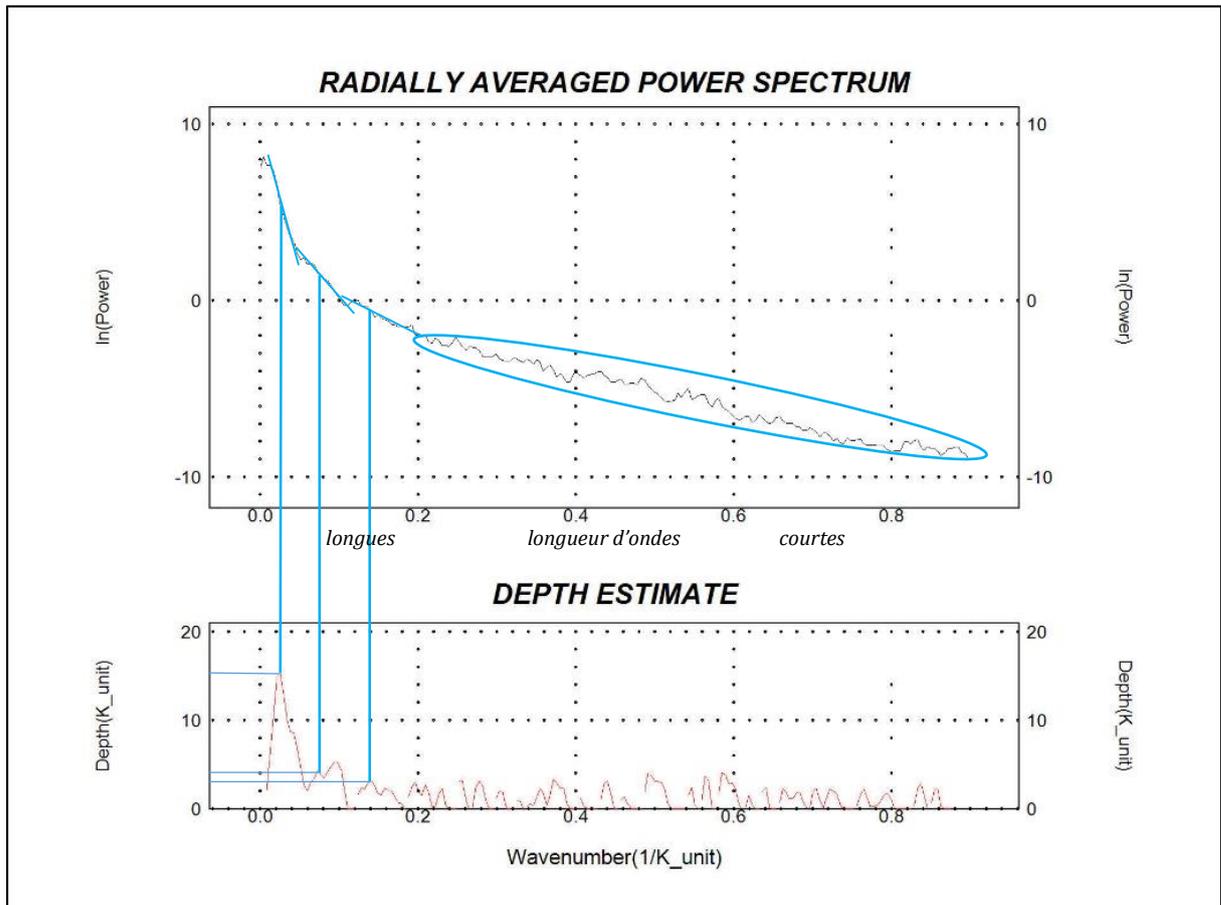


Figure 2-27: Spectre d'énergie et estimation de la profondeur à partir de la résiduelle du bassin de Ouarzazate.

3- Analyse qualitative des données magnétiques

Lors d'un levé magnétique, les données enregistrées et acquises sont corrigées de certains effets indésirables (dérive diurne) et de perturbations (bruit instrumental, tellurique), on obtient alors un champ magnétique total mesuré. Celui-ci est marqué par une valeur qui est fonction de la latitude, la longitude et l'altitude du point de mesure.

De plus, le champ magnétique principal est enregistré en continu dans des observatoires répartis sur le globe, dont la modélisation fournit la valeur de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en tout point du globe (Figure 2-28).

En raison que les effets les plus superficiels sont, en grande partie, masqués par les anomalies régionales de forte amplitude, on est amené à soustraire le champ magnétique régional du champ magnétique total mesuré. On obtient alors ce qu'on appelle la carte d'anomalie magnétique résiduelle dont les variations sont dues aux aimantations induites et rémanentes.

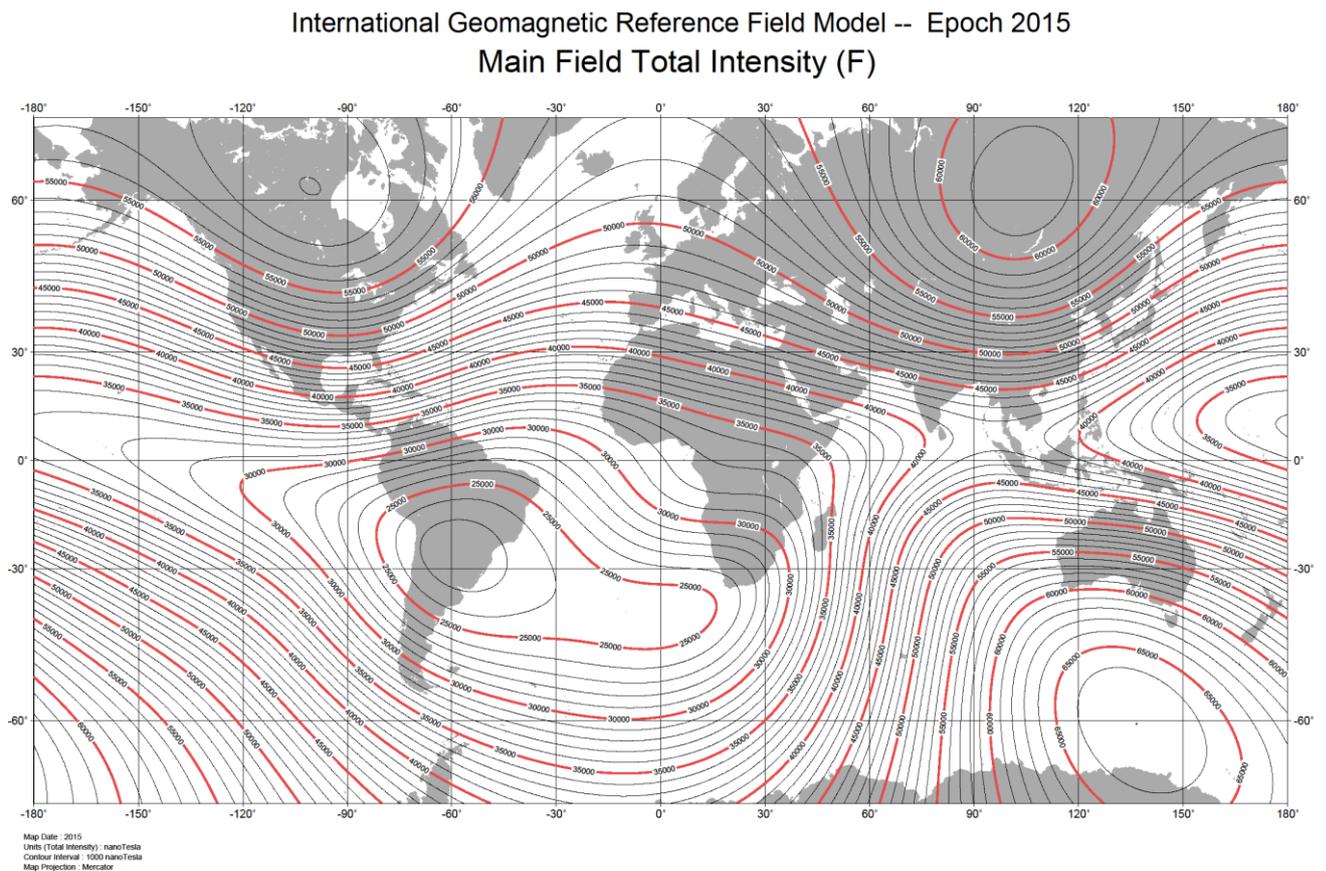


Figure 2-28: Carte du champ magnétique totale sur globe terrestre pour l'époque de 2015 (Source : www.ngdc.noaa.gov/geomag/data/mag_maps).

3-1. La carte résiduelle magnétique

La carte d'anomalie du champ magnétique résiduelle du bassin de Ouarzazate met en évidence quelques anomalies caractérisées par un couple de valeur d'intensité fortes et faibles (Figure 2-29). En effet, l'analyse nous a permis de mettre en évidence deux zones où le faciès magnétique est bien différencié et dont la limite est bien visible ayant une direction NW-SE. On distingue une zone à forte réponse magnétique dans la partie centro-orientale du bassin entre Toundoute et Tinghir, avec une plage magnétique faible dans la région de Kelaat Mgouna.

D'autres zones à faible réponse magnétique d'une valeur comprise entre 10nT et -100nT, sont situées au centre-ouest du bassin entre Toundoute et Ain Ben Hadou ; avec quelques points positifs au niveau de de la région de Ouarzazate, de Tiflité et au sud de Skoura (Figure 2-29).

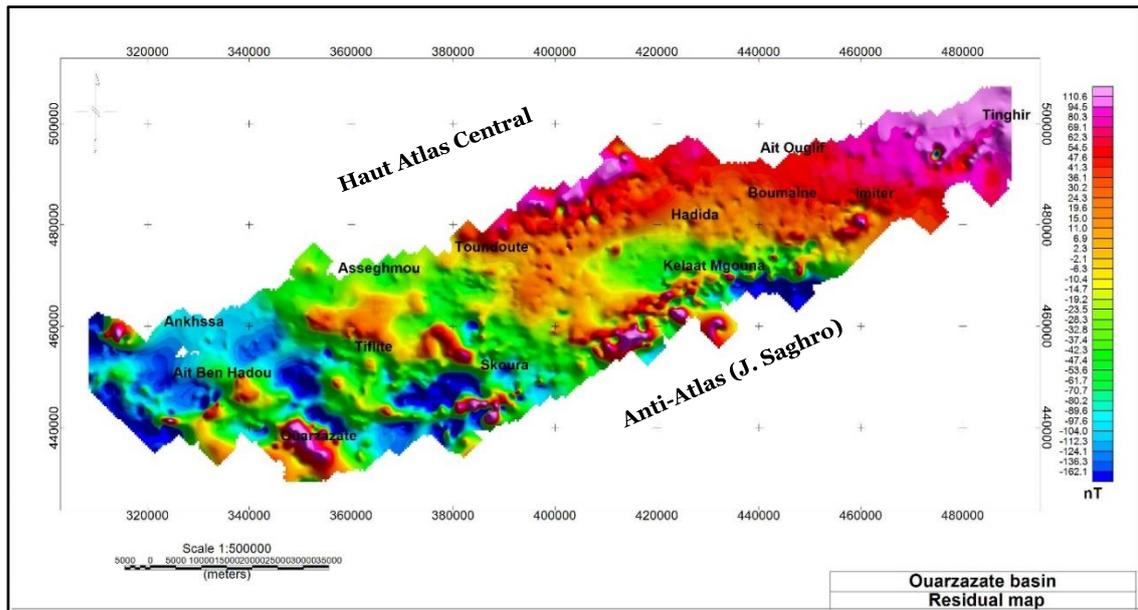


Figure 2-29: Carte du champ magnétique résiduelle du bassin de Ouarzazate.

Cependant, les anomalies présentes sur cette carte ne sont pas à l'aplomb de ce qui les crée puisque la forme et l'amplitude de l'anomalie sont causées par les changements d'inclinaison du champ magnétique terrestre. Dans le but d'établir un point de comparaison entre les anomalies, donc de simplifier l'interprétation, la réduction au pôle est utilisée selon la méthode de Baranov et Naudy (1964), elle consiste à calculer les valeurs qui auraient été obtenues si la source de l'anomalie avait été située au pôle N. Le calcul se fait par deux opérateurs :

- ① le premier permet de replacer la mesure au pôle Nord magnétique ;
- ② le second apporte une correction de la direction de l'aimantation des structures.

Les anomalies sont alors symétriques et directement au-dessus des corps verticaux qui les génèrent (Figure 1-12C). Ce traitement est valable tant que les anomalies proviennent de magnétisation induite seulement et que la latitude est supérieure à 30° dans le cas de la réduction au pôle et inférieure à 30° , dans le cas de la réduction à l'équateur.

Dans le cas du bassin de Ouarzazate, les paramètres de la transformation ont été pour l'inclinaison $47^\circ 68'$ Nord et la déclinaison de $-2^\circ 66'$ Ouest. Après l'application de ce traitement, une nouvelle carte du champ résiduel réduit au pôle est obtenue et présente un certains nombres d'anomalies (Figure 2-31)

3-2. La carte résiduelle réduite au pôle (RTP)

Au niveau de la carte résiduelle RTP, les anomalies varient entre -225 nT et 139 nT, avec la présence d'anomalies magnétiques positives et négatives qui s'intercalent entre eux et qui ont une orientation préférentielle NW-SE (Figure 2-30). Cette orientation est en relation avec la disposition du Haut Atlas central comme source nourricière pour les faciès qui comblent le bassin néogène de Ouarzazate.

Pour les anomalies positives, quatre faciès magnétiques d'orientation NW-SE ont été mis en évidence MP-1, MP-2, MP-3 et MP-4. Ces anomalies sont localisées successivement dans la région de Tinghir-Imiter, Kelaat Mgouna-Toundoute, Ouarzazate-Ait Ben Hadou, Asseghmou et Tiflité (Figure 2-30).

Pour l'anomalie MP-1, on dégage au milieu de celle-ci un dipôle magnétique de forme circulaire qui persiste. Par analogie, cette forme est en relation avec le volcanisme néogène de Foum El Kouss. La persistance de ce dipôle magnétique peut être due à l'aspect rémanent et/ou au pendage de cette intrusion magmatique. Les études géologiques dans cette région illustrent bien que ces séries sédimentaires crétacées sont recoupées par un neck du volcanisme de Foum El Kouss. Il s'agit très probablement d'une ancienne cheminée volcanique ou d'une zone d'émission qui a permis la mise en place de deux coulées successives et superposées (Ibhi, 2000):

- ① une coulée inférieure d'épaisseur 15 à 20m, riche en phénocristaux d'olivine ;
- ② et une coulée supérieure d'épaisseur 8 à 15m, riche en phénocristaux de pyroxène et de feldspath.

Ce phénomène magnétique est constaté au niveau du même volcanisme, mais cette fois-ci au niveau du Jbel Saghro où son expression est bien visible sur les cartes aéromagnétiques récentes acquises en 2002. Les réponses magnétiques de ces données nouvelles après réduction au pôle, illustre bien la persistance du dipôle magnétique du volcanisme de Foum El Kouss (Korchi et al., 2015).

Pour les anomalies négatives, on constate la présence d'anomalies de réponses très faibles (MN-1, MN-2 et MN-3) telle que l'anomalie de Boumalne, ainsi que celles au SE de Tiflité et à l'ouest du bassin de Ouarzazate. On remarque, également qu'il y a des anomalies de faibles réponses magnétiques (MN-4) à l'est de Skoura (Figure 2-30).

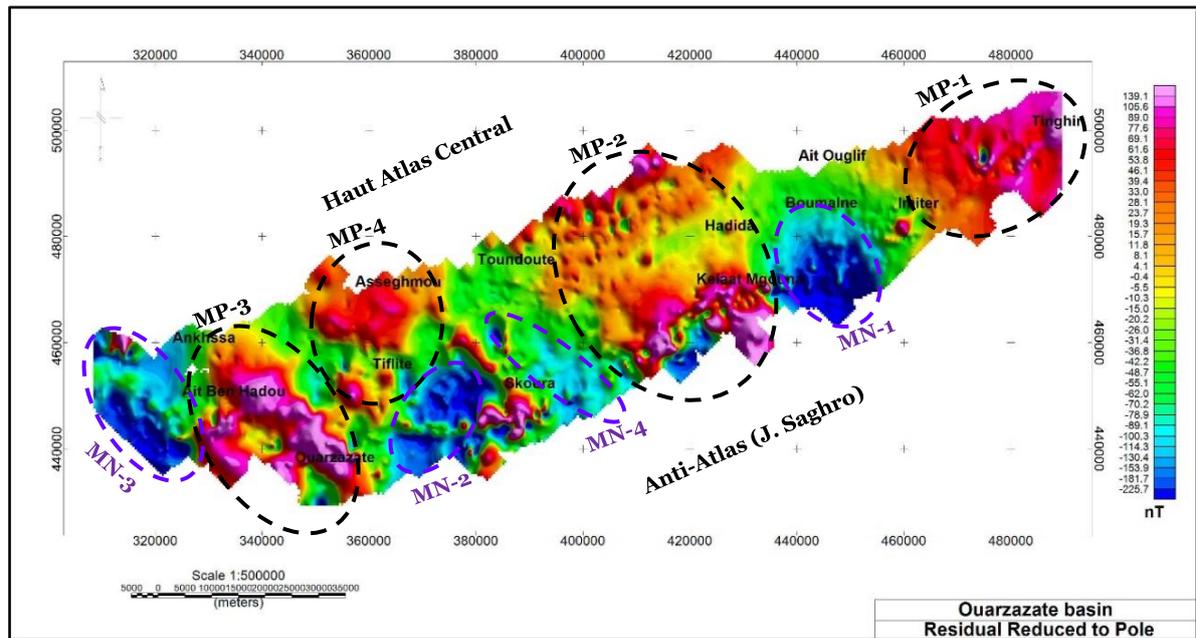


Figure 2-30: Carte du champ magnétique résiduel réduite au pôle du bassin de Ouarzazate.

Pour l'anomalie négative au SE de Tiflité, on constate qu'elle est entourée par des anomalies positives ponctuelles. Cette organisation particulière des anomalies sur la carte RTP, nous a poussés à faire un traitement par un prolongement vers le haut de 1km (Figure 2-31), dont le but est d'augmenter le rapport signal sur bruit et de mettre en évidence les tendances anomaliques masquées par les anomalies de grande amplitude.

La carte obtenue, montre que les contours des anomalies deviennent plus lisses (Figure 2-31) par rapport à ceux observés sur la carte résiduelle RTP, plusieurs irrégularités sur les anomalies positives ou négatives ont disparu. De plus la juxtaposition de cette anomalie négative bordée de part et d'autre par des anomalies positives d'ordre inférieur en amplitude magnétique, induit que les corps causaux ont une étendue très limitée en profondeur. Les deux forages pétroliers implantés dans cette région montrent à la profondeur de 316m pour OZ-101 et 543m pour OZ-101Bis, on rencontre directement les faciès précambriens constitués de formations volcaniques (Teson, 2009).

D'autre part, la superposition des linéaments déduits de l'interprétation gravimétrique, sur la carte magnétique RTP du bassin de Ouarzazate montre qu'il y a peu de corrélation entre les anomalies magnétiques et ces structures géologiques (Figure 2-32). En conséquence, des traitements adaptés sont indispensables afin de mettre en évidence et de valider certaines structures identifiées par la gravimétrie dans la zone d'étude.

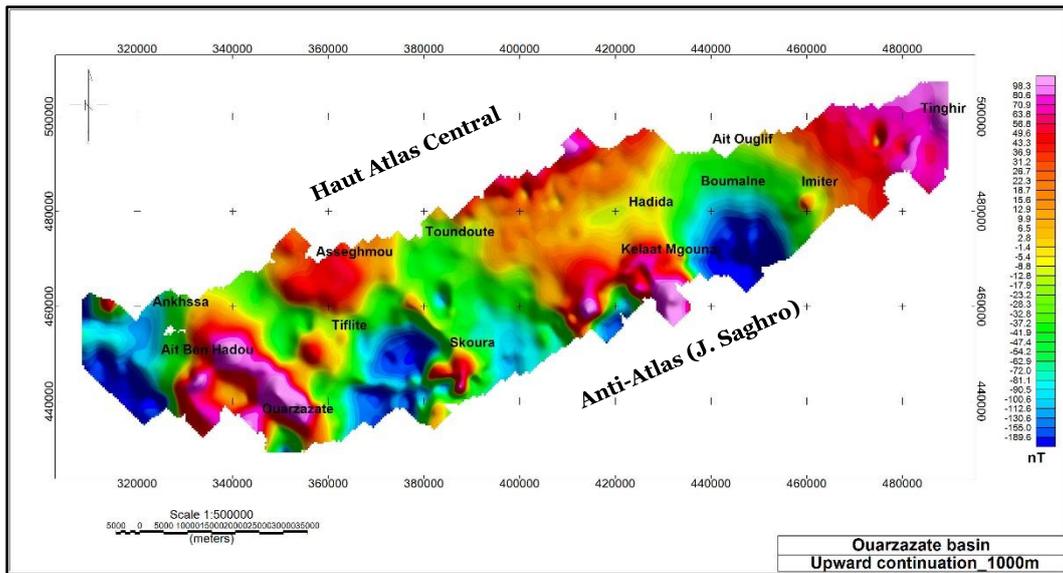


Figure 2-31: Carte de la résiduelle RTP du bassin de Ouarzazate prolongée vers le haut à 1Km.

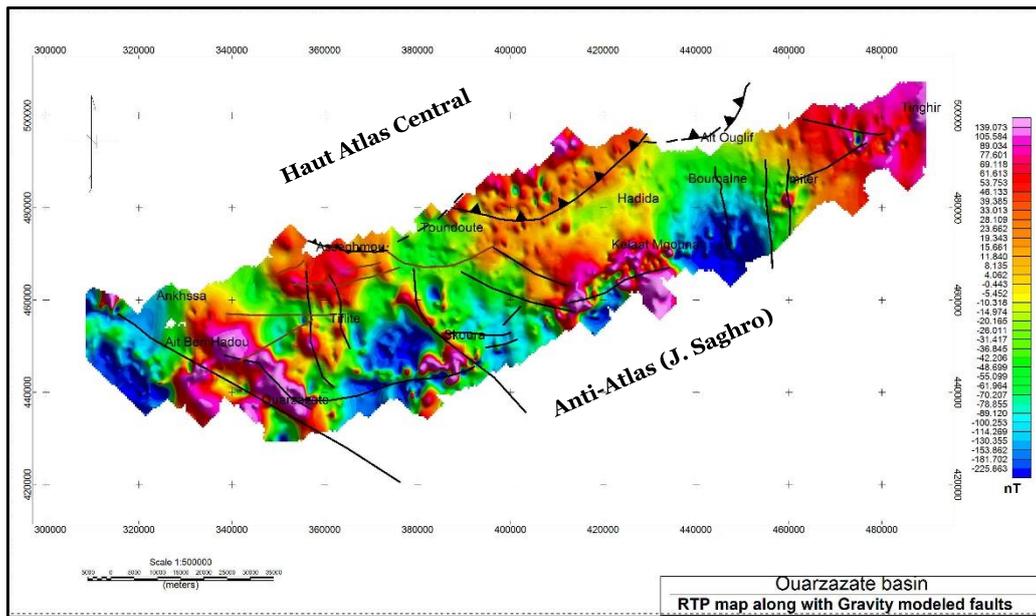


Figure 2-32: Superposition des linéaments gravimétriques sur la carte magnétique résiduelle RTP.

3-3. La carte du signal analytique

Le signal analytique trouve son intérêt dans le fait qu'il n'est pas influencé ni par la direction d'aimantation des structures, ni par le pendage de celles-ci. De plus, la distribution spatiale du signal analytique est généralement centrée sur la source responsable de l'anomalie magnétique (Figure 1-12C). L'application de la méthode du signal analytique sur les données magnétiques du bassin de Ouarzazate, permet normalement de préciser si les structures observées sur les cartes gravimétriques, pourraient être expliquées par la présence de corps magnétiques, c'est l'exemple des intrusions magmatiques, profondes ou de surfaces.

L'analyse de la carte du signal analytique (Figure 2-33) illustre bien que :

- ① à la limite méridionale du bassin, on constate que l'amplitude du signal analytique est très forte, ce qui est dû à la présence du linéament reliant Ouarzazate à Tinghir ainsi qu'à la géométrie du socle qui a tend à affleurer en surface ;
- ② au Nord dans la région de Toundoute, des réponses de forts signal analytique sont en étroite relation avec la faille chevauchante au front de la nappe de Toundoute, qui implique en surface des faciès volcaniques d'âge triasique ;
- ③ au Sud-Ouest de Tinghir, on note l'individualisation de réponses de forme circulaire et d'amplitude assez importante du signal analytique. Ces anomalies ponctuelles attribuées au volcanisme néogène de Foug El Kouss, sont bien réparties et présentent une géométrie bien particulières selon des directions NW-SE et SW-NE.

3-4. Les gradients

L'utilisation des cartes de gradients du champ magnétique permet de souligner plus précisément les contacts superficiels. En effet, les gradients sont dits focalisant, c'est-à-dire qu'en relatif, ils amplifient l'effet des corps superficiels, tout en augmentant la résolution des limites d'anomalies et donc des structures qu'ils génèrent.

Dans le cas du gradient vertical, celui-ci permet de réduire la contribution provenant des grandes longueurs d'ondes, telles que les unités géologiques régionales et profondes, et améliore considérablement la résolution des anomalies plus faibles, rapprochées ou superposées, situées plus près de la surface.

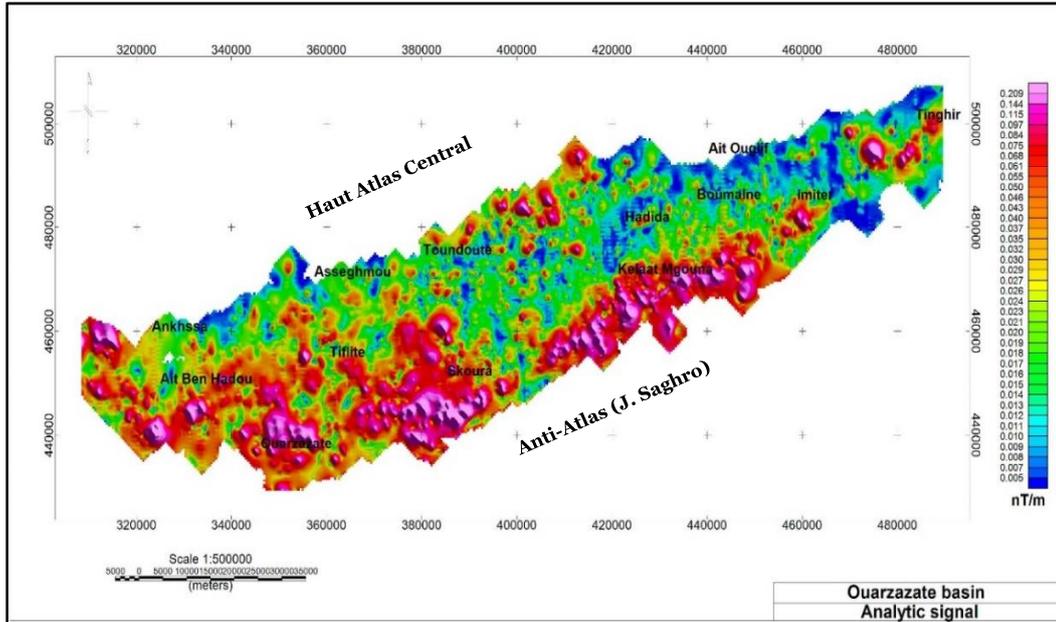


Figure 2-33 : Carte du signal analytique du champ magnétique du bassin de Ouarzazate.

L'interprétation de la carte du gradient vertical (Figure 2-34A), illustre bien des réponses magnétiques de courtes longueurs d'ondes avec une susceptibilité magnétique fortes à faibles. On constate clairement l'apparition de contraste entre les régions fortement magnétiques et les régions amagnétiques. Les régions les plus fortement magnétiques sont limitées au sud du bassin. Elles tracent le linéament Ouarzazate-Tinghir et mettent en relief la tendance du rapprochement du socle à la surface.

Ce gradient présente bien des réponses magnétiques fortes, dans les régions de Ouarzazate, Skoura et Kelaat Mgouna; avec deux anomalies linéaires très remarquables, à Ouarzazate et à Skoura, ayant une susceptibilité magnétique forte et une direction NW-SE (Figure 2-34A) qui nous rappelle les linéaments gravimétriques déduits du gradient horizontal.

On constate également, dans ces régions, que les fortes réponses magnétiques du gradient vertical, sont limitées de zones présentant des réponses négatives. Cette organisation des anomalies est une signature normale du gradient vertical magnétique, il n'est pas lié aux variations lithologiques mais surtout à la surélévation progressive du socle vers le Sud sous la couverture sédimentaire.

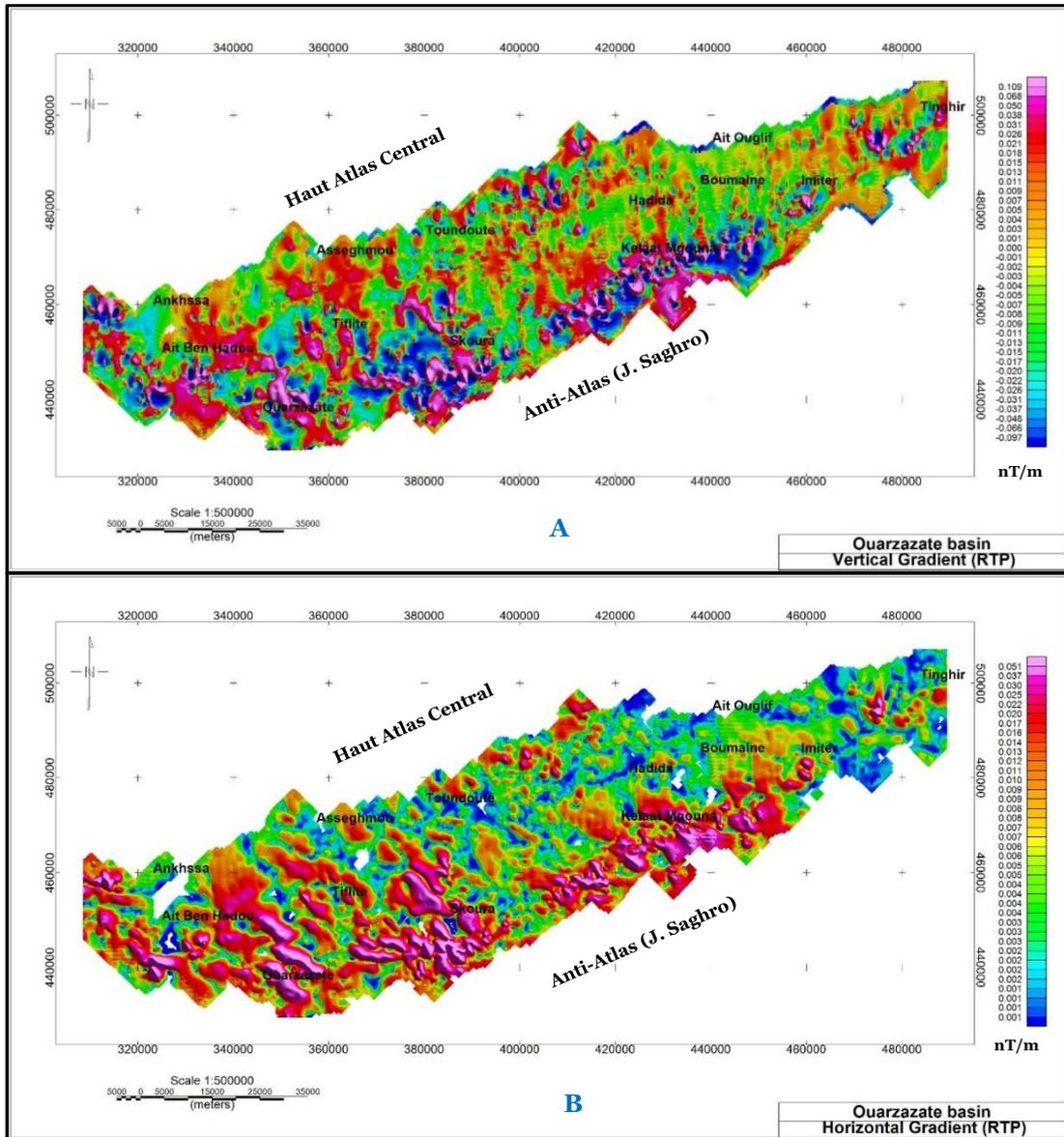


Figure 2-34: Carte du gradient vertical (A) et horizontal (B) du champ magnétique du bassin de Ouarzazate.

D'autres réponses magnétiques sous forme d'anomalies ponctuelles, sont bien distinguées dans la région de Tinghir et au pied de l'emplacement du chevauchement de Toundoute. Cette forme de réponse n'est pas liée aux bruits générés par des objets artificiels en surface, mais elle est en relation avec les éruptions volcaniques connues dans ces zones et qui sont bien exprimées sur les réponses gravimétriques. Alors que les autres réponses, sous forme ponctuelles et de faibles amplitudes, sont attribuées des bruits générés par des objets de surface et/ou proche de la surface.

IV- Signification géologique des linéaments géophysiques et implication structurale sur le bassin de Ouarzazate

1- Les linéaments géophysiques et leurs relations avec les accidents atlasiques

Le bassin de Ouarzazate, malgré son remplissage avec des dépôts mio-pliocènes, montre des anomalies positives et négatives intercalées par des linéaments de directions NE-SW, E-W, N-S et NW-SE (Figure 2-35). Ces linéaments sont révélés par différents traitements des données gravimétriques et magnétiques, et sont concordants avec les directions des failles bien répandues dans les bassins atlasiques et leurs zones limitrophes.

1-1. Les directions NE-SW et E-W

Pour les directions NE-SW et E-W, elles sont présentes au cœur du Haut Atlas Central, surtout dans la région d'Imilchil où on trouve des structures anticlinales de direction E-W à N70 (Ibouh, 2004). De même, au niveau de la limite nord du Haut Atlas Central, se distingue un ensemble de failles qui se relayent latéralement et qui sont orientées E-W à N70, formant ainsi la faille limitant le Haut Atlas du bassin de Tadla à l'ouest du Moyen Atlas et la plaine de Moulouya à l'est (Ibouh, 2004).

Au niveau de la partie septentrionale du Haut Atlas central, et dans la région de Midelt, les structures profondes sont orientées selon plusieurs familles de direction N10, N60, N90 et N130 (Figure 2-36). Ces accidents qui restent prédominantes sont hérités du canevas structural hercyniens, présentent des directions NE-SW à ENE-WSW (Charroud *et al.*, 1993).

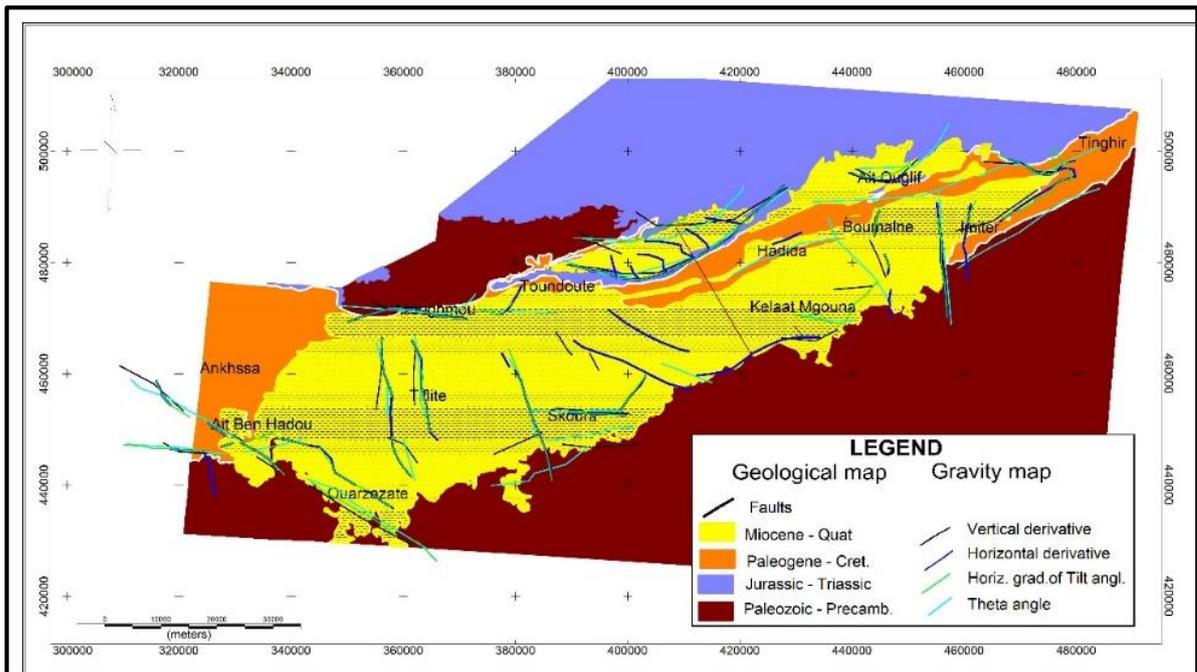


Figure 2-35: Superposition des différents linéaments sur la carte géologique du bassin de Ouarzazate.

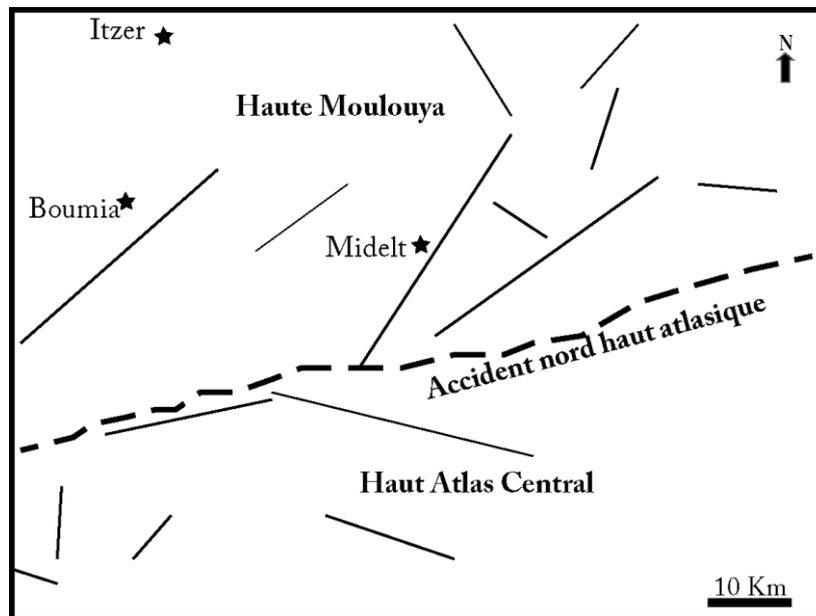


Figure 2-36: Essai d'interprétation des linéaments des structures profondes dans la région de Midelt à partir de la carte gravimétrique du Maroc (Igmoullan, 2003).

Dans le même volet d'interprétation et au sud du bassin de Ouarzazate, entre Imiter et Tinghir, on a pu révéler la présence sur le terrain de cette direction N70, dans les séries du Crétacé inférieur en contact direct avec le socle paléozoïque (Figure 2-37) ; ce qui signifie que ces failles sont enracinées dans le socle. Cette faille devrait correspondre au linéament de Ouarzazate-Tinghir dont la longueur est d'une dizaine de kilomètres, et qui est parallèle avec la structure géologique de Saghro.

De plus, dans le bassin d'Imini, à l'Ouest du bassin de Ouarzazate, plusieurs failles d'orientation N70 se suivent entre l'extrémité orientale et l'accident d'Imini, elles se prolongent jusqu'à la zone située au sud de Toundoute (Jossen et Filali, 1988).

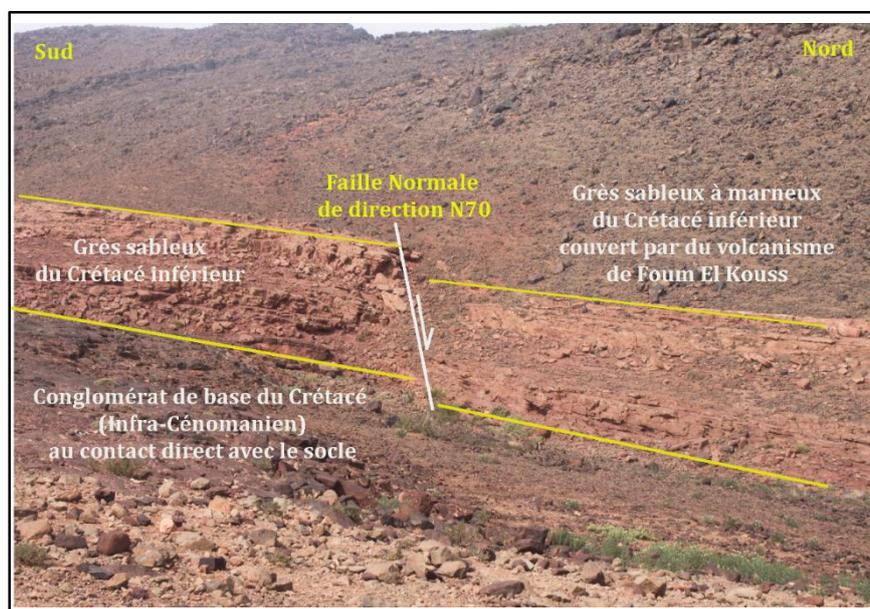


Figure 2-37: Faille normale de direction N70 au contact Crétacé inférieur-socle paléozoïque dans la région d'Imiter.

1-2. Les directions NW-SE

Les directions NW-SE ont une répartition régionale dans la zone d'étude. C'est l'exemple de l'accident majeur de Demnat et celui d'Assoul-Goulmina, qui traversent le Haut Atlas Central. Ces directions sont comparables à celle du linéament de Ait Ben Hadou (Figure 2-38).

Cette géométrie des failles est celle qui contrôlait la genèse des bassins atlasiques (Laville, 1977; Brede et *al.*, 1992; El Korchi et Chorowicz, 1996), ce qui signifie que la genèse du bassin de Ouarzazate est en relation directe avec celles des bassins atlasiques adjacents, surtout du Haut Atlas Central. De même, le schéma général des linéaments dans la zone d'étude illustre bien l'intervention du jeu décrochant conjugué qui contrôlait la

dynamique du Haut Atlas Central dans la genèse du bassin de Ouarzazate et dont la déformation est conforme au modèle analogique des bassins d'avant-pays (Figure 2-39).

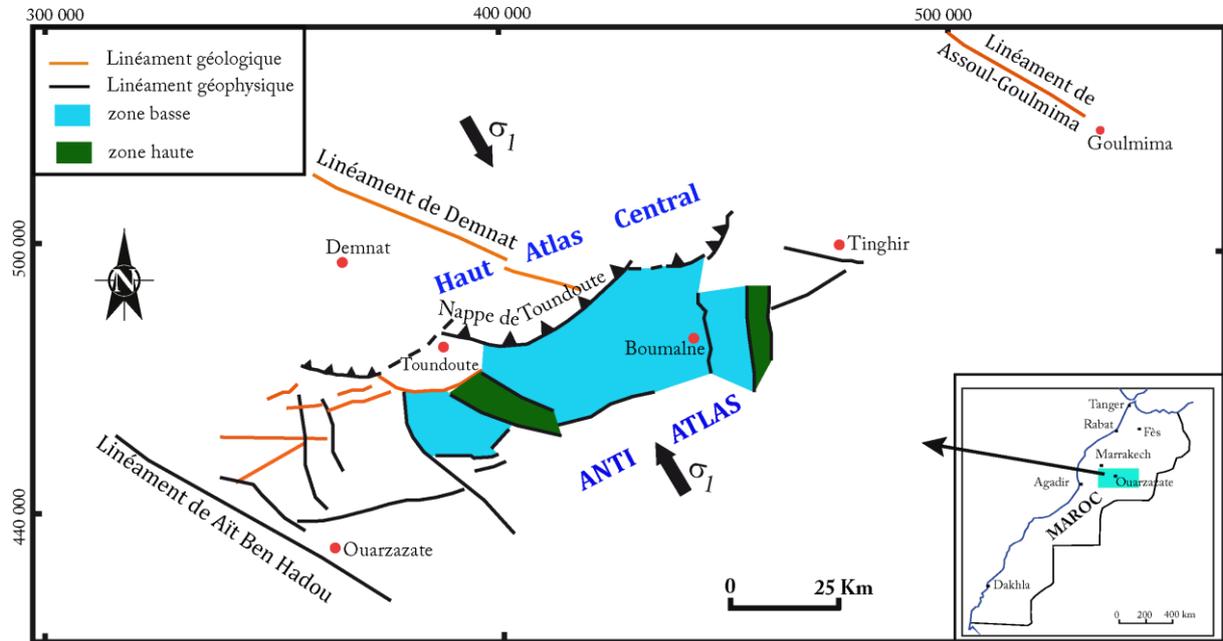


Figure 2-38: Schéma structural interprétative du bassin de Ouarzazate et sa relation avec les accidents majeurs du Haut Atlas Central.

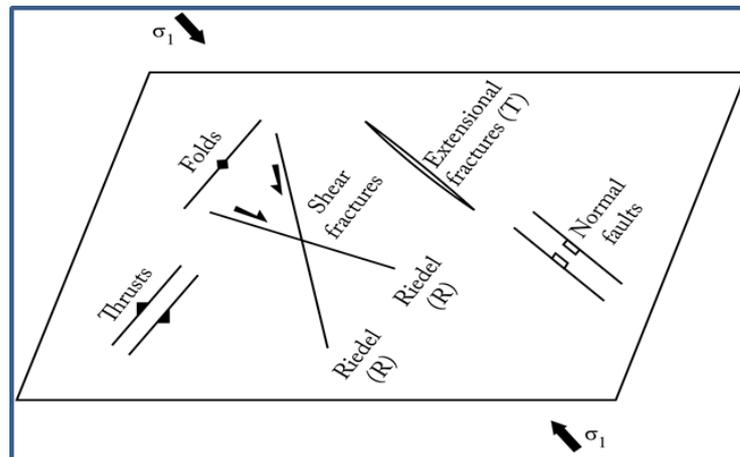


Figure 2-39: Modèle théorique des structures géologiques au niveau d'un bassin d'avant-pays.

2- Evolution tecto-sédimentaire des bassins atlasiques et la genèse du bassin d'avant-pays de Ouarzazate

2-1. Introduction

Les études géodynamiques du bassin de Ouarzazate ont fait l'objet de plusieurs travaux qui ont traité l'histoire structurale du Haut Atlas Central et son cadre géodynamique en relation avec la genèse de ce bassin (Mattauer *et al.*, 1977; Laville *et al.*, 1977; Laville, 1980; Laville et Piqué, 1991 et 1992; Jacobshagen *et al.*, 1988; Brede *et al.*, 1992; Errarhaoui, 1997; Beauchamp *et al.*, 1999; Benammi *et al.*, 2001; Teixell *et al.*, 2003; El Harfi *et al.*, 2006). Ces travaux ont montré la relation étroite entre l'évolution de la chaîne atlasique et les bassins limitrophes méridionale (Figure 2-40).

Pour les bassins atlasiques, ils se sont développés sur une croûte continentale amincie par distension au cours du rifting triasico-liasique (Giese et Jacobshagen, 1992 ; Laville *et al.*, 1995). Leur genèse est influencée par les événements globaux majeurs dus à l'ouverture simultanée de la Téthys au Nord et de l'Océan Atlantique Central à l'Ouest (Brede *et al.*, 1992; Beauchamp *et al.*, 1999; Aït Brahim *et al.*, 2002).

A l'échelle régionale, la structuration de ces bassins, est due à une réactivation des accidents tectoniques tardi-hercyniennes (Laville et Petit, 1984; Fedan, 1989; El Korchi et Chorowicz, 1996). En effet, la fabrique crustale initiale a été façonnée, puis réactivée par une inversion structurale négative qui a créé des bassins subsidés (Laville *et al.*, 1995).

2-2. Le développement du bassin d'avant-pays de Ouarzazate (Figure 2-41)

Le développement de la chaîne atlasique est marqué au début par une phase syn-rift d'âge trias-jurassique (Figure 2-41A). Cette phase est contrôlée par l'ouverture de la Téthys et se fait selon un régime tectonique transtensif senestre (Piqué *et al.*, 1998; Laville *et al.*, 2004). Le rifting est dû à la réactivation des failles héritées des phases panafricaines et hercyniennes. Ces accidents correspondent à des failles normales, de direction NE-SW à E-W, et des failles de décrochement de direction NE-SW (Laville, 1977; Duee *et al.*, 1979; Brede *et al.*, 1992; El Korchi et Chorowicz, 1996) compatibles à une extension NW-SE.

Ainsi, au cours de ces stades, plusieurs bassins intraplaques de formes losangiques se sont individualisés et ont par la suite été envahi par la mer téthysienne venant de l'Est et du NE. Le comblement de ces bassins est marqué à la base par des dépôts détritiques grossiers d'origine continentale et des intrusions basaltiques tholeïtiques qui demeurent jusqu'au Lias inférieur (Manspeizer, 1988; Fedan, 1989).

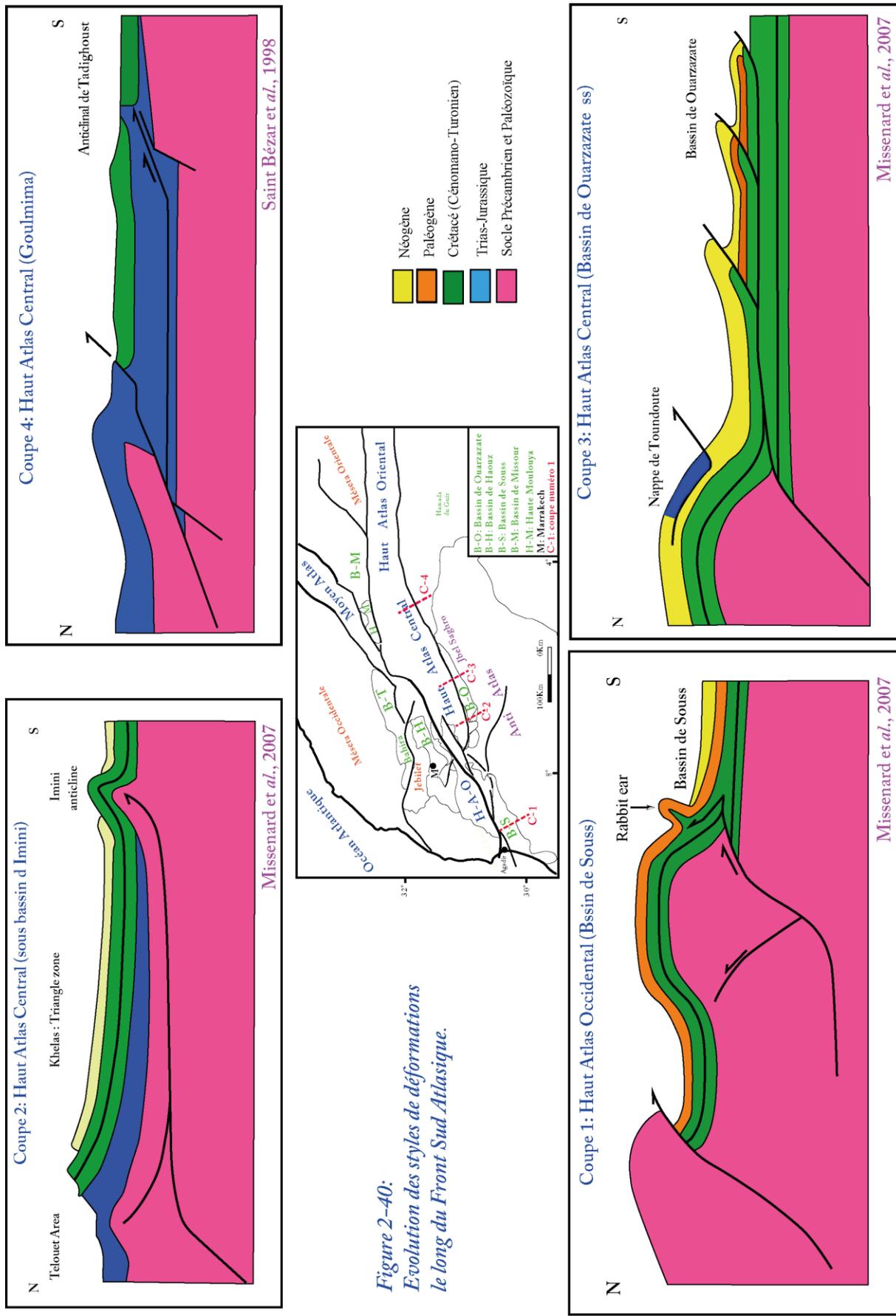


Figure 2-40: Evolution des styles de déformations le long du Front Sud Atlasique.

Au Lias inférieur (Hettangian-Sinemurian), la sédimentation est caractérisée par l'installation d'une plate-forme suite à la transgression de la Téthys. Cette transgression brutale a couvert tous les domaines atlasiques sauf quelques hauts fonds et des îles qui sont restées émergées et qui jouaient le rôle de barrière.

On assiste ensuite à un événement géodynamique global dû à l'ouverture de l'Océan Atlantique qui se manifeste au Toarcien inférieur par des structures distensives qui permettent l'installation de bassins dans le domaine atlasique sous forme de dépôcentres et rides (Brede et *al.*, 1992; Fedan, 1989). Les dépôcentres correspondent à des synclinaux étroits et subsidents de formes losangiques, ils ont été le siège d'une sédimentation essentiellement marneuse d'un milieu profond. Alors que les rides correspondent à des reliefs positifs à ossature jurassique dont la charnière est à cœur magmatique en affleurement (Igmoullan, 2003) avec des séries réduites qui ont enregistré les déformations d'âges Lias supérieur et du Dogger (Morel et *al.*, 1993; Fedan, 1989). Les déformations sont enregistrées par des brèches intraformationnelles, des structures gravitaires et localement des discordances angulaires majeures. Egalement, ces rides s'organisent suivant trois directions principales, héritées du canevas structural hercynien (Igmoullan, 2003), mais les directions NE-SW à ENE-WSW restent les plus prédominantes (Charroud et *al.*, 1993).

Après ce stade, on assiste à une chute eustatique du niveau marin au niveau de la Téthys dans les bassins atlasiques. Les fluctuations marines, suivies d'une régression puis d'une émergence, sont matérialisées par une sédimentation détritique terrigène (couches rouges) qui s'instaure au cours du Bajocien et du Bathonien (Haddoumi et *al.*, 2002; 2010). De même, cette chute se manifeste par l'émergence de tout le domaine atlasique sauf la dépression du Moyen Atlas Central. Ce stade est marqué par le déplacement continu de la plaque africaine vers l'Est suivant un mouvement de décrochement senestre le long de la zone de faille Terre-Neuve-Gibraltar (Brede et *al.*, 1992).

Au Crétacé inférieur, les bassins atlasiques sont le siège d'une hausse eustatique caractérisée par l'envahissement d'une transgression majeure mais cette fois-ci d'obédience l'Atlantique (Löwner, 2009). Il s'agit de l'installation d'une plate-forme d'âge aptienne au nord du Haut Atlas Central. A ce temps, l'Océan Atlantique a connu un grand changement dans sa genèse en relation avec la géodynamique globale. On assistait au début de l'élargissement de sa partie septentrionale suite au mouvement décrochant senestre de la faille Terre-Neuve-Gibraltar (Brede et *al.*, 1992).

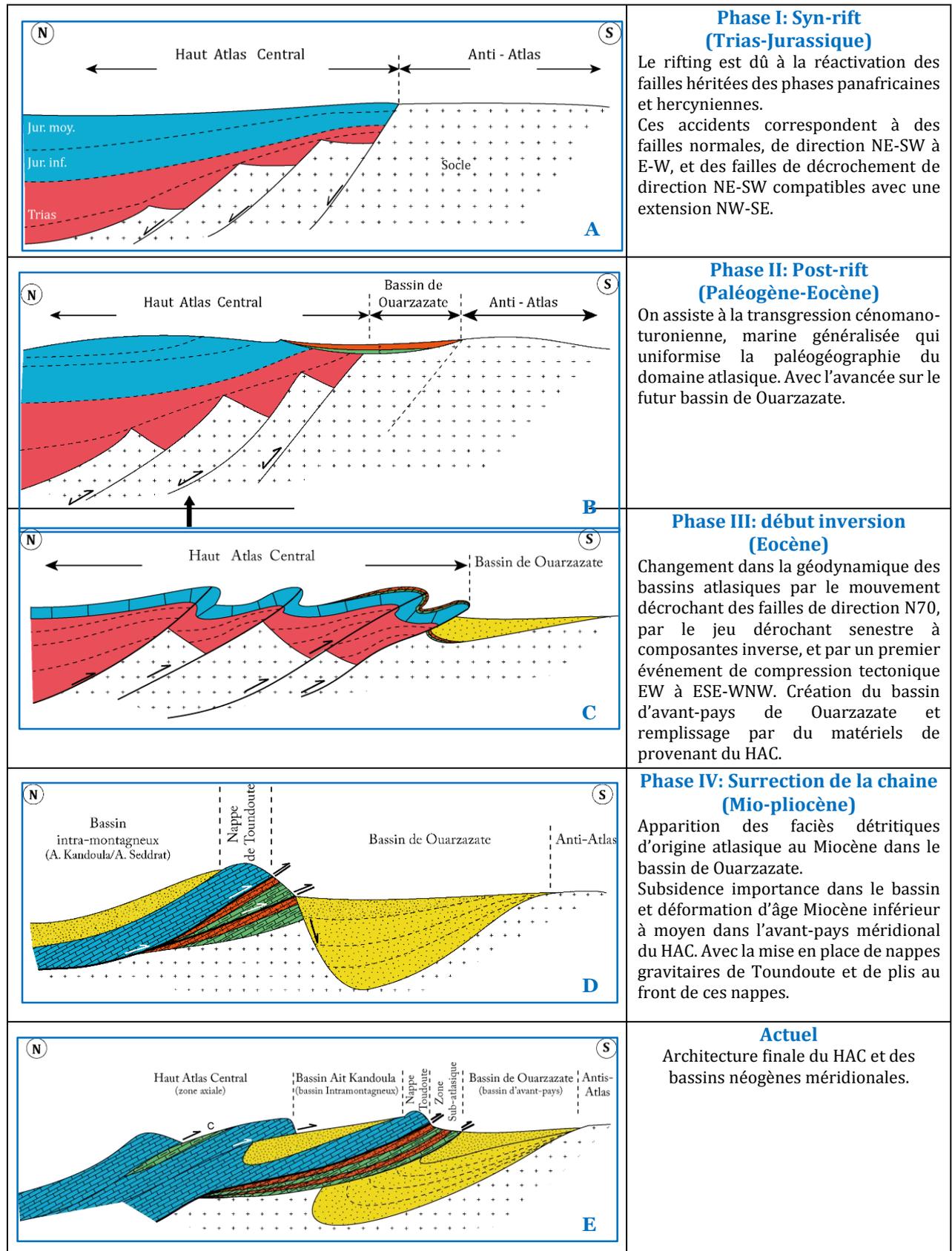


Figure 2-41: Schémas interprétatifs de l'évolution géodynamique du bassin de Ouarzazate et sa relation avec la partie méridionale du Haut Atlas Central.

Cet événement se traduit dans les bassins atlasiques par la plus importante transgression d'âge céno-mano-turonien. Celle-ci a envahi très rapidement la majeure partie du domaine atlasique marocain (Figure 4-41B). Il s'agit d'une transgression marine généralisée qui uniformise la paléogéographie du domaine atlasique (Rhalmi, 2000) et une grande partie du Sahara (Benyoucef, 2012).

L'origine atlantique ou téthysienne de cette transgression a été discutée par de nombreux auteurs (Choubert et Faure-Muret, 1962; Andreu, 1991; Philip et *al.*, 1993; Canérot et *al.*, 2002). Dans la Haute Moulouya, où l'installation de la plate-forme carbonatée céno-mano-turonienne semble être plus précoce que dans le Haut Atlas Central où elle est marquée, par l'avancée du côté NE (Ensslin, 1993; Cizsak et *al.*, 1999). Mais dans l'ensemble du Haut Atlas Central, une obédience plus téthysienne qu'atlantique est enregistrée (Ettachfini et *al.*, 2005). En outre, des études paléobiogéographiques (Andreu, 1991) ont montré que les faunes téthysiennes turoniennes atteignent presque les côtes atlantiques actuelles du Maroc.

Au niveau des sillons pré-africains (Figure 4-41B), l'origine de la transgression céno-mano-turonienne semble différente. En effet, dans le bassin de Ouarzazate à caractère atlasique, la plate-forme carbonatée installée est ouverte vers l'Ouest (Rhalmi 1992), tandis que dans le bassin d'Errachidia-Boudenib ayant un caractère mésogéen (Rhalmi et *al.*, 2000), la plate-forme restreinte est ouverte vers l'Est et le Nord-Est (Ferrandini et *al.*, 1985). Entre ces deux bassins, s'individualise la zone de Goulmina-Tinjdad comme une zone de transition (Rhalmi et *al.*, 2000). Vers l'Est, dans le bassin de Bechar, les observations d'ordre sédimentologiques impliquant la présence d'une mer ouverte au Nord. Elles laissent entrevoir une influence téthysienne des dépôts, ceci a été validé par le cachet paléobiogéographique nettement téthysien (Benyoucef, 2012).

Au Crétacé supérieur, les bassins atlasiques reçoivent une sédimentation à faciès continentaux qui s'intercalent avec des faciès de mer peu profonde. Au Turonien la subsidence de ces bassins arrive à son ultimatum (Michard, 1976).

Ce changement dans la géodynamique globale se manifeste à l'échelle des bassins atlasiques par le mouvement décrochant des failles de direction N70 dans le Haut Atlas Central (Brede et *al.*, 1992), par le jeu décrochant senestre à composantes inverses, synchrones à la surrection des rides dans le Moyen Atlas (Fedan, 1989; Morel et *al.*, 1993) et par un premier événement de compression tectonique EW à ESE-WNW (Elmi et Benschili, 1987; Chotin et *al.*, 2000).

Ainsi, les premiers signes de convergences Afrique-Eurasie ont été datés dans le Haut Atlas au Crétacé inférieur (Mattauer et *al.*, 1977), voire au Lias supérieur (Fraissinet 1989) donnant une chaîne plissée (Figure 4-41C). Toutefois, ces datations sont contestées par plusieurs auteurs qui considèrent que les périodes de déformations majeures sont à revoir (Figure 2-3). En effet, dans le Haut Atlas Central, cette compression a commencé depuis le Sénonien avec le développement des plissements et l'ouverture des failles chevauchantes scellées par les dépôts d'âge paléocène (Figure 4-41C). Ces derniers reposent en discordance sur la nappe de Toundoute et sur les dépôts sénoniens du bassin de Ouarzazate (Laville, 2002; Teixell et *al.*, 2005). Toutefois, au Miocène des faciès détritiques d'origine atlasique apparaissent dans le bassin de Ouarzazate (Figure 4-41D). C'est ainsi qu'un épisode de déformation d'âge Miocène inférieur à moyen a été discuté récemment dans l'avant-pays méridional du Haut Atlas de Marrakech (Laprêtre et *al.*, 2015). Celle-ci entraîne la mise en place de nappes gravitaires, des plis au front de ces nappes et des chevauchements caractérisés par une forme en éventail à vergence vers le Sud dans la partie méridionale du Haut Atlas (Figure 4-41D) et à vergence vers le Nord dans la partie septentrionale de cette chaîne. Ces structures telles que la nappe de Toundoute est à l'origine d'une subsidence très active où le réceptacle accumule une série miocène très épaisse (Figure 4-41E) à densité faible qui se manifeste par une réponse gravimétrique négative très importante dans le bassin de Ouarzazate (Figure 2-20).

De plus, l'activité sismique permanente dans ces bordures témoigne de l'activité orogénique encore actuelle (Médina et Cherkaoui, 1994). Cette activité néotectonique et permanente est le résultat de la poursuite de la convergence entre la plaque européenne et africaine, au Quaternaire, et qui est accommodée par un régime de contrainte en compression de direction NNW-SSE à N-S qui est à l'origine de la structuration actuelle du Haut Atlas Central et du bassin de Ouarzazate (Figure 4-41E).



CHAPITRE III

Traitement et interprétation de données aéromagnétiques acquises au niveau du Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental)

Chapitre III :

Traitement et interprétation de données aéromagnétiques acquises au niveau du Jbel Saghro (Anti-Atlas Oriental).

I- Contexte géologique et stratigraphique de l'Anti-Atlas

1- Introduction

L'Anti-Atlas est situé entre l'accident sud atlasique et le domaine saharien. Il s'étend sur une longueur de 600km avec une largeur allant de 130 à 300km (Figure 3-1). Cette entité de direction NNE-SSW est constituée essentiellement de séries paléozoïques et précambriennes. Ce sont les séries précambriennes qui forment l'ossature des boutonnières (Figure 3-1). La déformation des unités formant cette chaîne, est liée essentiellement aux orogénèses éburnéenne, panafricaine et hercynienne. Mais ce domaine a subi également les effets de la tectonique cénozoïque qui a fait notamment rejouer les anciennes structures précambriennes et paléozoïques inférieures.

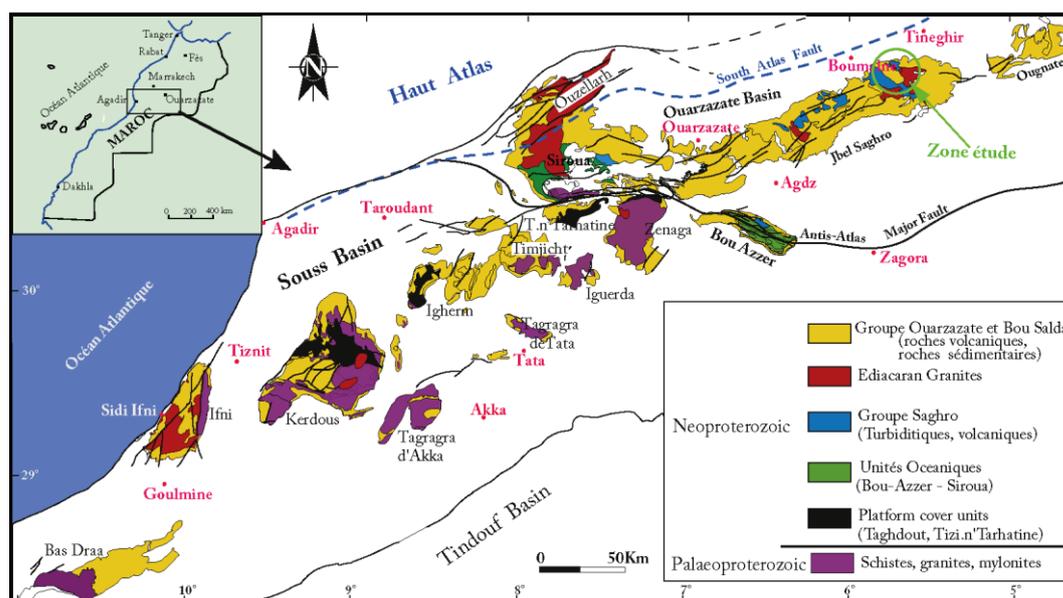


Figure 3-1: Carte géologique de l'Anti-Atlas (Thomas et al., 2002; Liégeois et al. 2013).

Cette entité géologique dont les altitudes varient entre 1500 et 2000m, est subdivisée en trois zones, en se basant sur la géographie et la suture majeure parcourant l'Anti-Atlas (Figure 3-1). On distingue alors :

- ① l'Anti-Atlas Occidental s'étend de l'Atlantique aux piémonts de Siroua, bordé au Nord par la plaine du Souss. Il est constitué principalement des boutonnières de Bas Draa, Ifni, Kerdous, Tagragra d'Akka, Ighrem et Iguedra ;
- ② l'Anti-Atlas Central est matérialisé par le Jbel Siroua et la région de Bou Azzer-El Garaa ;
- ③ l'Anti-Atlas Oriental regroupe les Jbel Saghro et Ougnat, et se prolonge vers l'Est jusqu'au Tafilalet.

2- Stratigraphie du Précambrien

Au niveau de l'Anti-Atlas, de multiples subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien ont été proposées suivant les régions d'étude et l'accumulation des données stratigraphiques, structurales et géochronologiques (Tuduri, 2005). Ces subdivisions sont essentiellement basées sur des critères sédimentaires et structuraux. Les diversités lithostratigraphiques des formations tout au long de la chaîne et les multiples événements géologiques qui ont affecté l'Anti-Atlas, rendent difficile toute tentative de chronologie relative (Toummite, 2012).

Récemment, dans le cadre du Plan National de Cartographie Géologique (PNCG), Thomas *et al.*, (2002 et 2004), suite à une campagne de cartographie de la boutonnière de Siroua et du Saghro, ont adopté une nouvelle subdivision stratigraphique des terrains de l'Anti-Atlas. Ils distinguent un socle paléoprotérozoïque et une couverture néoprotérozoïque subdivisée en deux 'Supergroupes': le Supergroupe de l'Anti-Atlas et le Supergroupe de Ouarzazate (Figure 3-2).

3- Stratigraphie de la couverture Paléozoïque

La série sédimentaire paléozoïque de l'Anti-Atlas est marquée par sa discordance majeure sur le substratum constitué de terrains précambriens à déformations polyphasées, qui affleurent au cœur des boutonnières suite à l'érosion des axes culminants de plis hercyniens (Baidder, 2007).

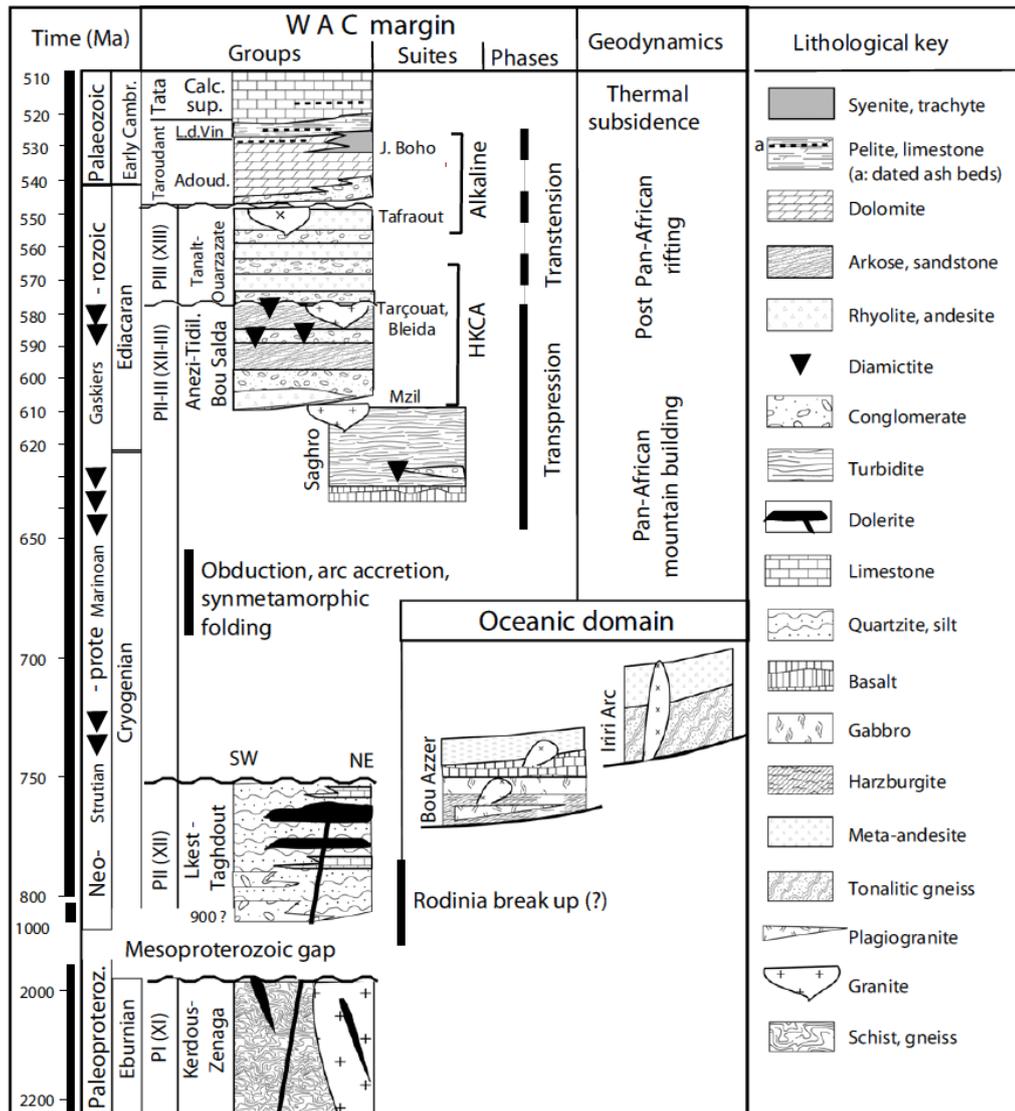


Figure 3-2 : Colonne lithostratigraphique et événements géologiques des formations protérozoïques de l'Anti-Atlas (Thomas et al., 2004).

De plus, cette série est représentée par un empilement sédimentaire très puissant. Elle atteint plus de 10 km dans le sud-ouest alors que dans la partie occidentale, l'épaisseur est de 8 km et qui décroît jusqu'à 4 km à l'Est. Ceci est dû à la réduction des formations mais également à la disparition de certains niveaux. Vers le Nord, la puissance de la couverture décroît considérablement. D'autre part, la mesure des épaisseurs s'y complique par la présence du Haut Atlas et des roches sédimentaires récentes. Sur la bordure nord-ouest de la boutonnière du Saghro (Figure 3-1), les sédiments paléozoïques sont masqués par le bassin cénozoïque d'Ouarzazate. Au Nord de l'Ougnat, ce sont les sédiments crétacés qui recouvrent en discordance une partie du Paléozoïque et même des pointements du socle comme le suggèrent les petits affleurements du Néoprotérozoïque dans la partie nord-est du Tafilalt.

4- Aspect tectonique de l'Anti-Atlas

La chaîne anti-atlasique qui fait partie de la ceinture déformée au cours de l'orogénèse panafricaine, est formée par un ensemble de boutonnières dont les plus importantes en superficie sont, du sud-ouest au nord-est : les boutonnières du Bas-Drâa, d'Ifni, du Kerdous, d'Igherm, de Zenaga, de Siroua, de Bou-Azzer, de Saghro et celle de l'Ougnat (Figure 3-1).

Cette chaîne est également parcourue par une grande suture panafricaine, appelée aussi l'accident majeur de l'Anti-Atlas (AMAA), qui s'étend depuis le nord du Siroua jusqu'au Zagoura et se prolonge sur 6000 Km (Choubert, 1947). Cet accident majeur qui est de direction moyenne WNW-ESE, est d'ailleurs jalonné d'ophiolites et des diversités tectoniques contenant des témoins d'un gradient métamorphique. Il représenterait donc la suture panafricaine majeure (Choubert, 1963; Leblanc et Lancelot, 1980; Hefferan et *al.*, 2000; Hefferan et *al.*, 2002).

Les études gravimétriques ont révélé que cette suture (AMAA) est marquée par une anomalie gravimétrique qui permet de la tracer sans interruption (Figure 3-3), du Sud marocain jusqu'au Hoggar à l'ouest du Sahara algérien (Caby, 1970). Black et *al.* (1979), ont signalé que cette suture a été réactivée, et a rejoué pendant les différentes phases orogéniques atlasiques. De plus, une autre anomalie profonde est détectée à l'extrémité orientale de l'Anti-Atlas, appelée anomalie gravimétrique du Saoura.

D'un point de vue géodynamique, malgré les données récentes, il n'y a pas encore de consensus sur un modèle d'évolution géodynamique du Panafricain de l'Anti-Atlas. Ainsi, plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour cette structure géologique atlasique (Hindermeyer, 1953 ; Choubert, 1963 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque et *al.*, 1992 ; Ouguir et *al.*, 1996 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Levresse, 2001 ; Thomas et *al.*, 2002).

Il y a le modèle de la collision entre le Craton Ouest Africain et un continent Nord suite à une subduction à pendage nord d'une plaque océanique ; cette collision est à l'origine de cette chaîne panafricaine. (Leblanc et Lancelot, 1980).

Il y a aussi, le modèle de la collision du Craton Ouest Africain avec l'arc insulaire du Saghro suite à une subduction à plongement nord (Saquaque et *al.*, 1992; Hefferan et *al.*, 2000). De même, cette chaîne est le résultat de la collision entre le Craton Ouest Africain et un continent Nord à travers une subduction à pendage sud (Villeneuve et Cornée, 1994; Gasquet et *al.*, 2005).

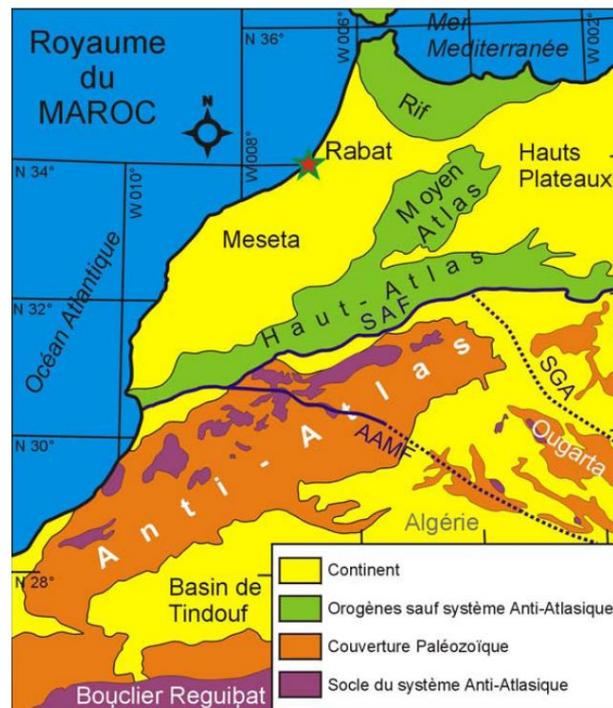


Figure 3-3: Limites cratoniques de l'Anti-Atlas (Robert-Charrue, 2006).

SAF : South Atlas Fault (Faille sud atlasique),

AAMF : Anti-Atlas Major Fault (Accident Majeur),

SGA : Saoura gravimetric anomaly (Anomalie gravimétrique du Saoura).

II- Cadre géographique et géologique de la zone d'étude

1- Situation géographique

Notre zone d'étude fait partie de la région de Tinghir au voisinage du Village d'Imiter. Elle est située entre la ville de Tinghir et celle de Boumalne qui sont liées par la route nationale N°10 entre Ouarzazate et Errachidia (Figure 3-4). D'un point de vue découpage topographique, le secteur fait partie de la feuille topographique de Boumalne (E: 1/200 000).

D'un point de vue géologique, il fait partie de la feuille géologique d'Imiter (E: 1/50 000), située entre les latitudes (31°15N-31°30'N) et les longitudes (5°30W-5°45'W). Sur la carte géologique d'Imiter, on constate la présence de deux différents domaines structuraux : l'Anti-Atlas au Sud et le Haut Atlas Central au Nord. La grande partie de la carte est occupée par le secteur oriental du massif protérozoïque de Saghro faisant partie du domaine Anti-atlasique (Figure 3-1).

Notre secteur d'étude, est limité au niveau de la zone occupée par l'Anti-Atlas puisque les données aéromagnétiques disponibles et acquises, dans le cadre du programme nationale de cartographie géologique, couvrent uniquement cette partie de la feuille géologique d'Imiter (1/50 000). La topographie dans cette zone varie entre 1900m dans la partie méridionale et 1250m au NE dans la région de Ouaklim (Figure 3-5).

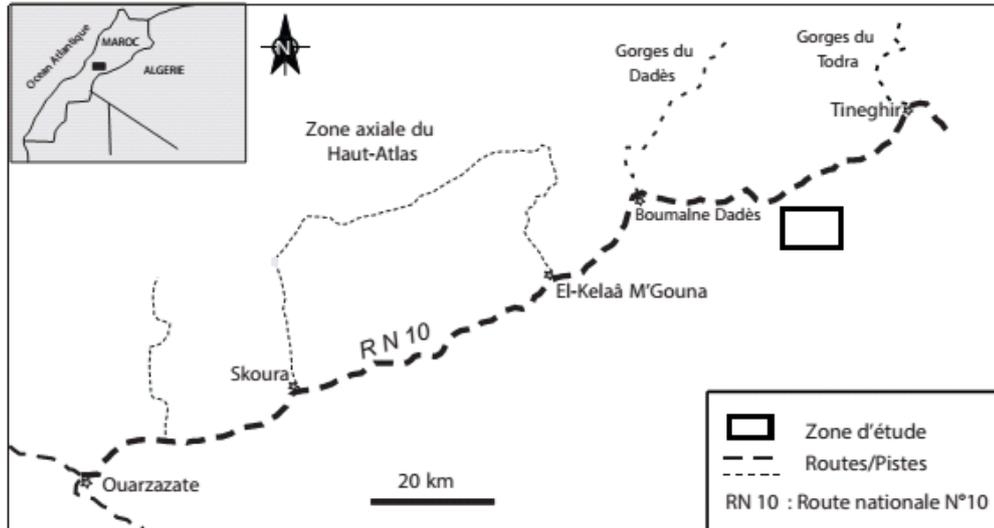


Figure 3-4: Croquis de la situation géographique de la zone d'étude.

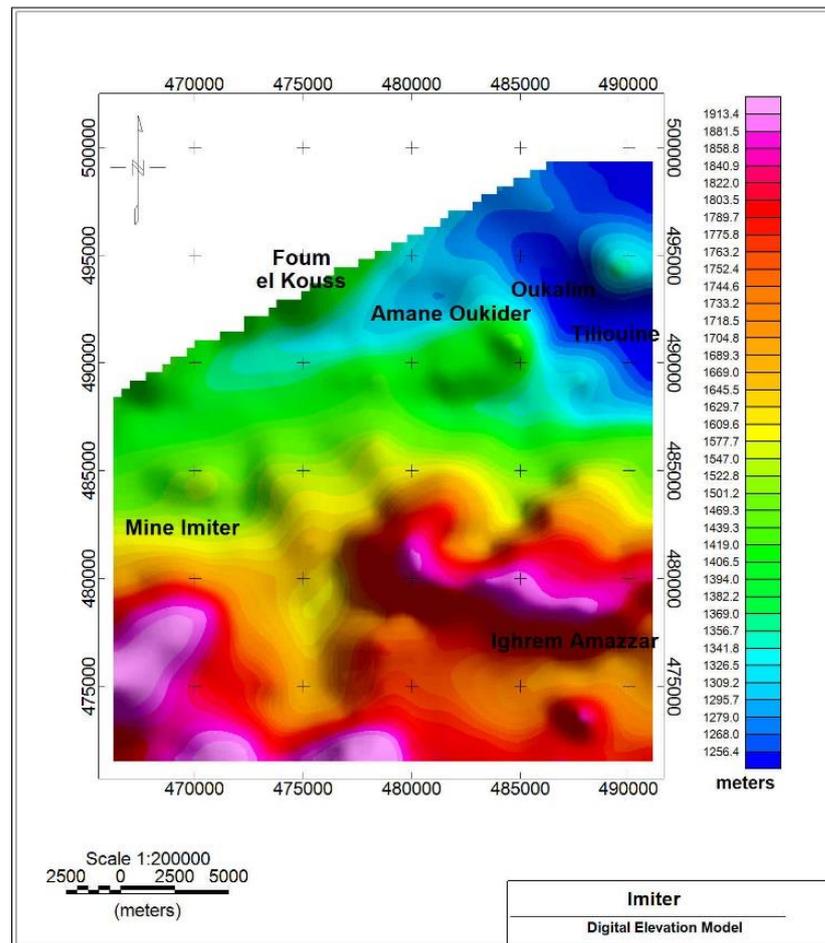


Figure 3-5: Le modèle numérique de terrain de la zone d'étude.

2- Cadre géologique

Le secteur d'étude fait partie du massif du Saghro oriental qui est formé de terrains protérozoïques. Ces derniers sont recouverts, en discordance au Nord, par une série paléozoïque qui s'étale du Cambrien au Carbonifère (Figure 3-6).

Pour les formations précambriennes, elles sont attribuées au Néoprotérozoïque moyen (PII inférieur) qui affleurent sous forme de quatre petites boutonnières (Sidi Flah-Bou Skour, Kelâa M'Gouna, Boumalne et Imiter) (Figure 3-7).

2-1. Le socle précambrien

2-1-1. Néoprotérozoïque moyen

Le précambrien est présent au niveau de la boutonnière de Boumalne et d'Imiter. Ce socle est caractérisé par des formations anciennes attribuées au Néoprotérozoïque moyen (PII inférieur). Elles sont constituées de métasédiments grésopelitiques (NP II) qui correspondent à des dépôts de remplissage de bassins pré ou syn-panafricains, à sédiments plissés et métamorphisés, à gradient faible, pendant l'orogénèse panafricaine.

2-1-2. Néoprotérozoïque supérieur

Les formations de Néoprotérozoïque moyen (PII inférieur) sont recouvertes en discordance majeure par des épaisses formations volcaniques et volcano-clastiques du Groupe d'Ouarzazate attribuées au Néoprotérozoïque supérieur (NPIII) (Figure 3-8).

On note que le socle précambrien est généralement recoupé par des systèmes de dykes de type et d'âge différents (filons de rhyolite, microgranite, aplites et pegmatites, et des filons mafiques à intermédiaires). Par exemple, le grand dyke de Foum-Zguid, d'âge mésozoïque, semble constituer l'extension NE de micro-gabbros. Il réapparaît à l'extrémité NE du même accident tectonique, où il recoupe les sédiments ordoviciens.

2-2. La couverture paléozoïque

Le socle précambrien est recouvert en discordance cartographique par des formations sédimentaires qui s'étalent du Cambrien au Viséen supérieur (Figure 3-9), ayant un pendage généralement faible à moyen vers le Nord.

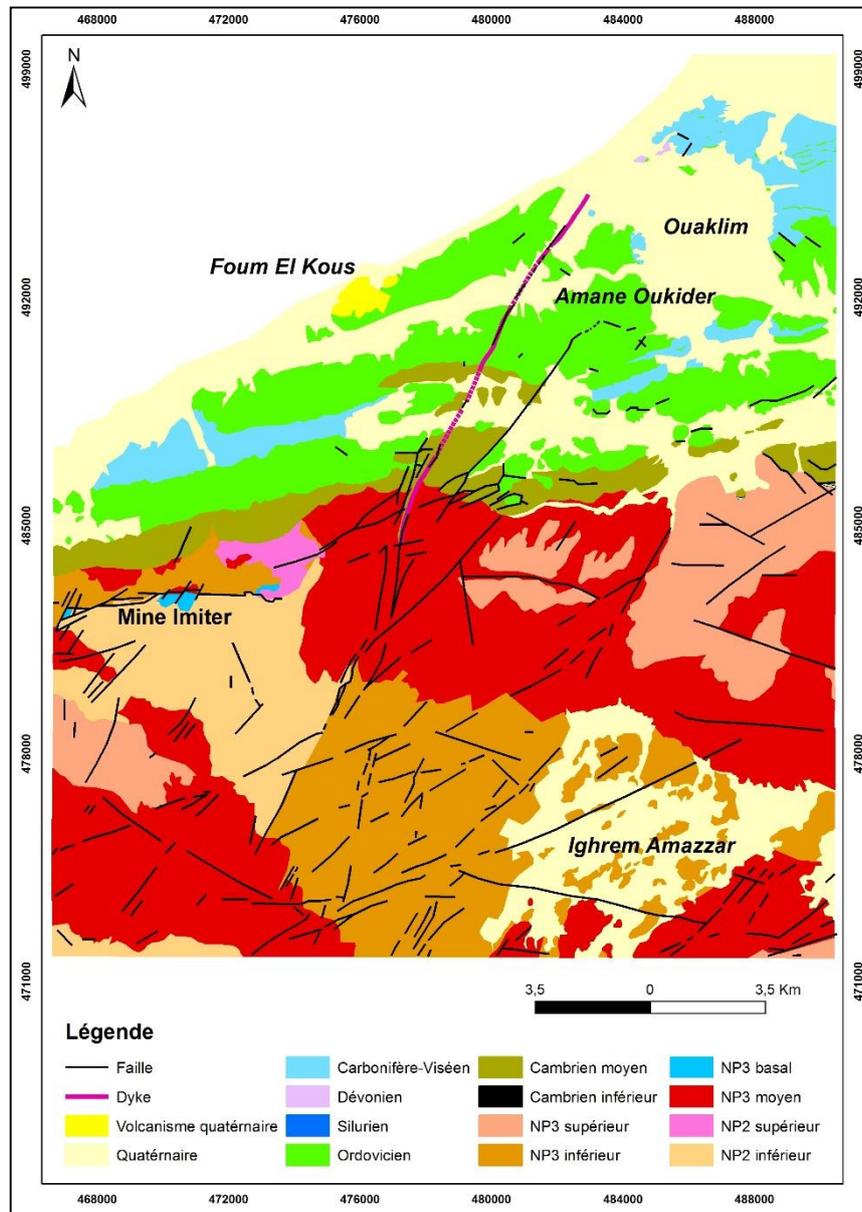


Figure 3-6: Carte géologique simplifiée de la feuille d'Imtir (1/50 000), couvrant la zone d'étude concernée par le levé aéromagnétique.

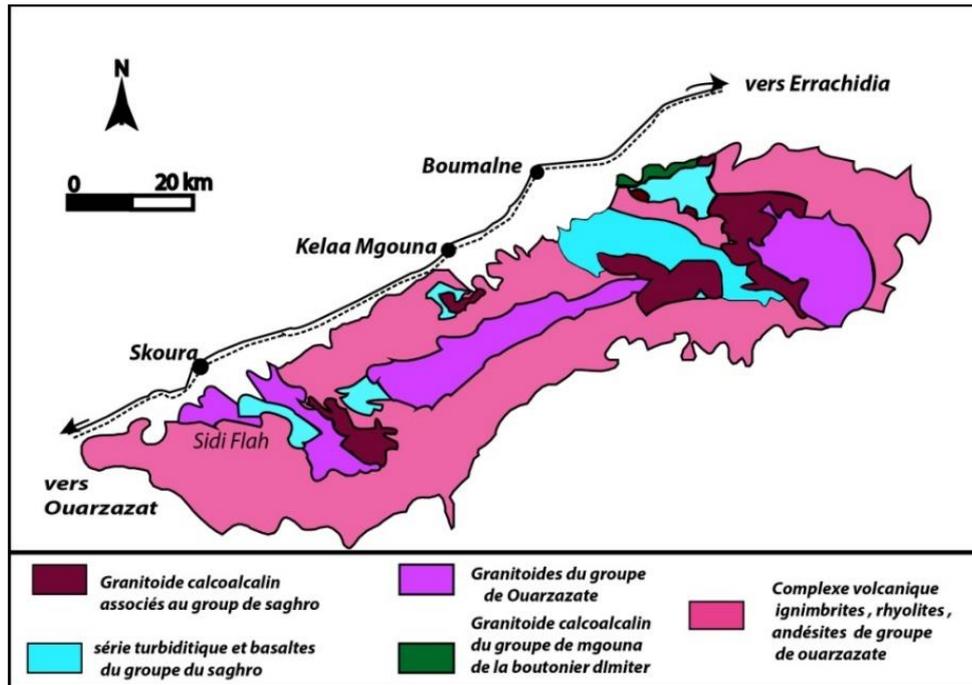


Figure 3-7: Carte géologique du massif de Saghro.

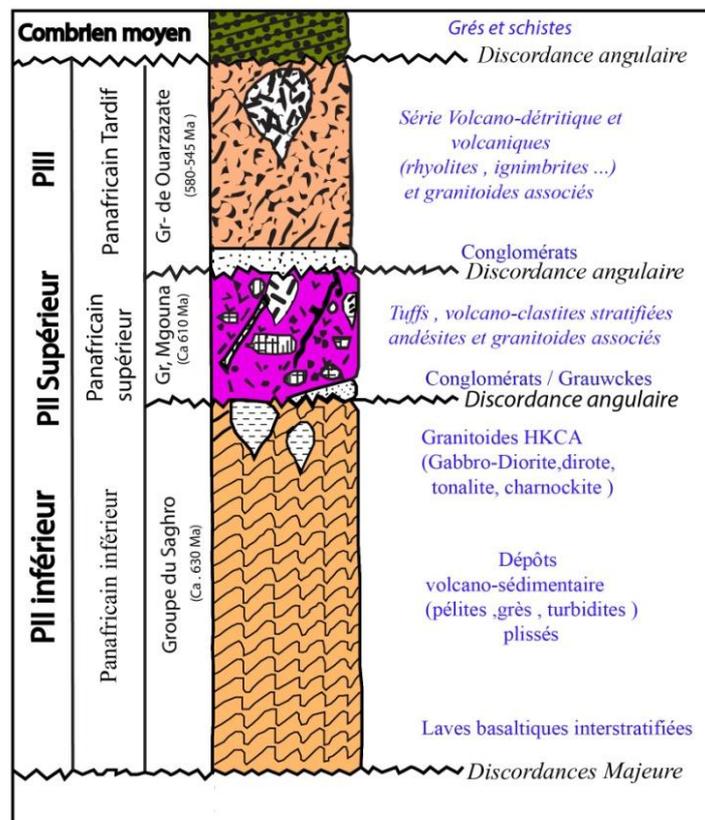


Figure 3-8: Log stratigraphique du Précambrien de l'Anti Atlas oriental.

2-2-1. Cambrien

Dans la zone d'étude qui fait partie de l'Anti-Atlas oriental, la série Adoudounienne est absente (Buggish et Flugel, 1988; Algouti et *al.*, 2001). On note que les formations du Cambrien inférieur reposent directement sur la série d'Ouarzazate du Néoprotérozoïque terminal. Elles débutent par un conglomérat de base à éléments du socle, surmonté par un ensemble de grès fins et de siltites verdâtres à violacées dans lesquelles s'intercalent de rares couches carbonatées (Figure 3-9).

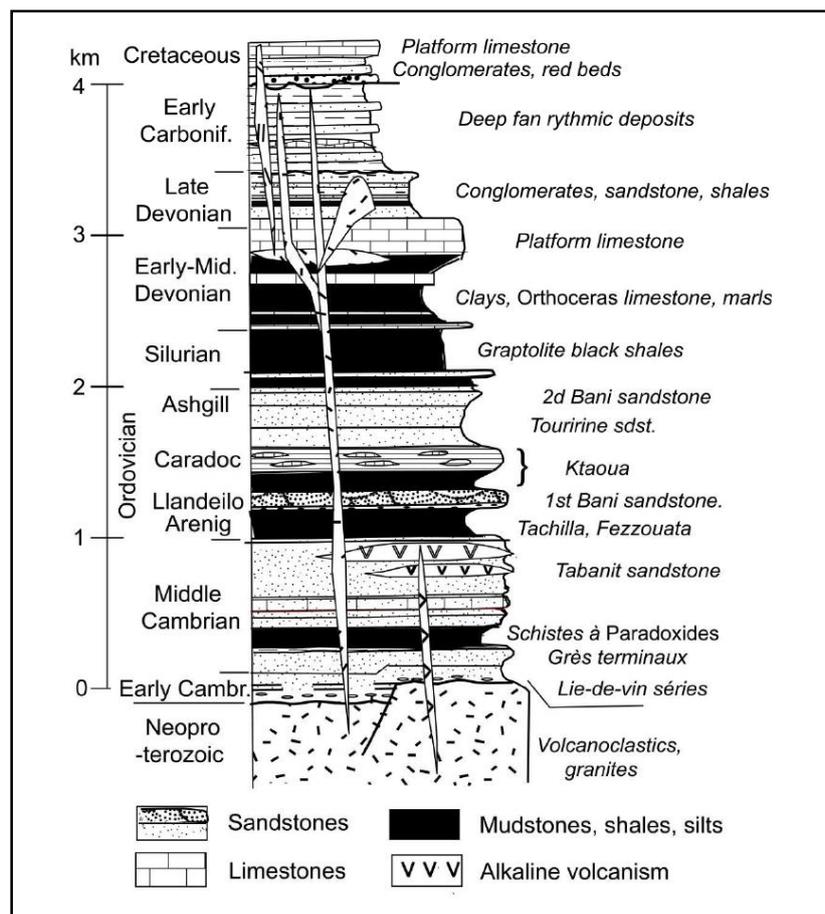


Figure 3-9: Coupe synthétique de la couverture paléozoïque de l'Anti Atlas oriental (Baïdier, 2007).

Ces faciès passent directement vers le haut au cycle du Cambrien moyen. Celui-ci est marqué par une monotonie et une continuité de ses faciès à travers l'Anti-Atlas, ce qui a permis à Destrombes et *al.*, (1985) d'établir une succession stratigraphique complète et cohérente. Ainsi, ce niveau qui marque la transgression du Cambrien moyen débute par un repère stratigraphique qui est l'horizon du Brèche à *Micmacca* correspondant aux formations de groupes de Feijas internes (Choubert, 1943). Au-dessus, la série des

schistes à Paradoxides est composée d'une alternance grésopélitique de couleur vert-olive (Destrombes et *al.*, 1985). Au sommet, le Cambrien moyen se termine par les grès de Tabanit formés par des sédiments arénacés à Tijillites (Figure 3-9).

2-2-2. Ordovicien

L'Ordovicien, dans l'Anti-Atlas oriental, est subdivisé en quatre groupes lithologiques (Choubert, 1943). Cette subdivision morphologique, nette dans les paysages de l'Anti-Atlas central, se complique latéralement par l'apparition des barres gréseuses au sein des unités argileuses (Baidder, 2007) (Figure 3-9) :

- ① *le groupe des Feijas externes*: correspond à l'ensemble des faciès tendres qui séparent les crêtes gréseuses des Grès de Tabanit de celles de premier Bani. Il correspond aux formations inférieures et supérieures de Fezouata et la formation de Tachilla qui sépare les grès de Zéni ;
- ② *le groupe de 1er Bani* forme une falaise et une crête gréseuse et quartzitique, bien visible dans la topographie de l'Anti-Atlas. Elle sépare la dépression des schistes des Feijas externes de celle du Groupe du Ktaoua (Choubert, 1943) ;
- ③ *le groupe de Ktaoua* correspond aux corps argileux, grésopélitiques et gréseux qui forment la dépression entre les crêtes gréseuses du premier Bani et du deuxième Bani ;
- ④ *le groupe de 2ème Bani*: ce groupe est subdivisé en deux sous-groupes : le premier nommé la formation inférieure du deuxième Bani et le deuxième comprend des sédiments détritiques, d'origine glacio-marine, qui reposent en discordance régionale sur le socle.

2-2-3. Le Silurien et le Dévonien

Dans la zone d'étude, les dépôts d'âge siluro-dévonien, sont très réduits et sont représentés sous forme de lentilles discontinues et de faibles extensions. Ils sont formés de schistes argileux alternant avec de minces couches de siltites (Figure 3-9). Au niveau de l'Anti-Atlas oriental, la série silurienne correspond à une transgression généralisée suite à la fonte de la calotte glaciaire ordovicienne. Elle est formée par un conglomérat de base, des schistes et grès siliceux à graptolites, d'âge Llandevery inférieur (Figure 3-9).

Pour les faciès dévoniens reconnus dans la zone d'étude, ils sont attribués à la formation Tikeddarine correspondant à un ensemble carbonaté et fossilifère.

2-2-4. Carbonifère

Les faciès sédimentaires d'âge carbonifère sont marqués par une dominance du détritisme qui fait suite à une épaisse série de schistes (Baidder, 2007). Cette série est composée de schistes à blocs, de grès lumachelliques à brachiopodes et lamellibranches, des argilites vertes et des calcaires gréseux.

3- Cadre structural

Dans la région d'Imiter, les travaux antérieurs ont montré plusieurs types de structures et de phases de déformation ductiles et cassantes. Ces phases se succèdent dans le temps et se matérialisent sur la majeure partie des formations du substratum précambrien jusqu'aux couvertures paléozoïques et méso-cénozoïques. Ceci indique la succession des événements qui commence par l'orogénèse panafricaine, la distension post-collisionnelle, l'orogénèse hercynienne, le rifting mésozoïque et se termine par l'orogénèse alpine.

3-1. Déformation du Précambrien

Au niveau de la boutonnière d'Imiter, initialement considérée comme une série monoclinale (Hindermeyer, 1953), les auteurs ont décrit deux phases majeures de plissements :

- ① la première synschisteuse, associée à un faible métamorphisme (Fekkak *et al.*, 2002) ;
- ② la seconde post-schisteuse dont les effets se manifestent par des plis d'entraînement d'échelles centimétrique à métrique accompagnés par une schistosité de fracture S2 frustrée, ou par des plis à plus grandes échelles et à grands rayons de courbure.

La tectonique cassante, et par la description des différentes familles de failles, a dévoilé l'existence de trois familles principales bien individualisées (Figure 3-10 et 3-11) :

- ① *le système NE*, correspond à des failles à jeux polyphasés d'orientation NNE-NE à ENE. C'est la famille des accidents majeurs la plus importante dans la région d'Imiter (Figure 3-10), et qui affecte presque toutes les formations ;
- ② *le Système EW*: matérialisé par la grande faille d'Imiter (Ouguir *et al.* 1994; Cheilletz *et al.*, 2002; Levresse *et al.*, 2004). Ce système a façonné les formations du socle néoproterozoïque moyen, le pluton d'Igoudrane et le Groupe d'Ouarzazate. Le jeu de la faille d'Imiter était de type normal et après décrochant senestre, pendant la

mise en place du le volcanisme NPIII. L'accident est probablement cogénétique du système NE, dont il partage les caractères structuraux (Ouguir *et al.* 1994; Cheillez *et al.* 2002) ;

- ③ *le système NW*: dans la partie SW de la région d'Imiter se localise cette famille très importante représentant l'extension de la dépression tectonique néoprotérozoïque supérieure. Un accident tectonique, orienté WNW, recoupe le complexe pyroclastique de Tirhboula-Bou Afzdad. Cet accident est mis en évidence par des brèches de faille et semble se terminer au Nord-Est de la caldeira de Tizi n'Tasettiff.

3-2. Déformation du Paléozoïque

Au Paléozoïque inférieur, les mouvements de blocs ont lieu sur trois directions de failles principales, ENE-WSW à E-W, NE-SW à NNE-SSW et ESE-WNW (Dainelli *et al.*, 2007), induisant de fortes instabilités gravitaires dans un dépointe au SW de Tinghir.

A la fin du Paléozoïque inférieur et au Paléozoïque supérieur (Silurien, Dévonien et Carbonifère), les formations, localisées dans le bloc Nord sont intensément déformées à cause d'un taux de raccourcissement plus fort, dus aux décollements.

Lors de ce serrage, les failles préexistantes de direction oblique à celle du raccourcissement subméridien ont été réactivées en décrochements de direction ESE-WNW dextres et NE-SW sénestres. Ensuite, la région est affectée par deux épisodes de raccourcissements tardifs cassants et plus discrets, l'un ESE-WNW et l'autre ENE-WSW à E-W (Dainelli *et al.*, 2007). Ils sont représentés respectivement par des décrochements dextres (ENE-WSW) et sénestres (ESE-WSW).

3-3. Déformation au Méso-Cénozoïque

Dans le Saghro, les ensembles précambriens et varisques sont recoupés par un dyke de direction NE-SW. Celui-ci formant le prolongement nord du dyke de Foum Zguid, est d'abord injecté de microgranite (tardi ou post-hercynien) puis de dolérites. Ces dernières recouperont la série paléozoïque et sont corrélables au magmatisme tholéitique d'âge liasique, documenté dans le Sud de l'Anti-Atlas, comme témoins de l'implication de ce domaine dans la zone d'extension du rift de l'Atlantique central et dans la province magmatique de celui-ci (Hollard, 1973; Leblanc, 1973; Sebai *et al.*, 1991; Silva *et al.*, 2006; Davies *et al.*, 2016).

De plus, les structures parallèles au Haut Atlas observées dans l'Anti-Atlas témoignent d'une importante activité tectono-magmatique au Cénozoïque (Berger, 2008). Cette activité se manifeste dans le Saghro par des fractures de directions N40 et par des appareils volcaniques dont la densité est plus importante dans la même direction. En effet, dans le Saghro oriental et durant le Néogène, les failles d'orientation NE, ont fonctionné comme décro-chevauchement dextres (Mulusa *et al.*, 2007). D'autre part, les études de ce volcanisme ont montré que le chimisme des laves est très alcalin et sous-saturé en silice et que cette activité magmatique se situe entre 5.5 et 2.8 Ma (Berrahma *et al.*, 1993).

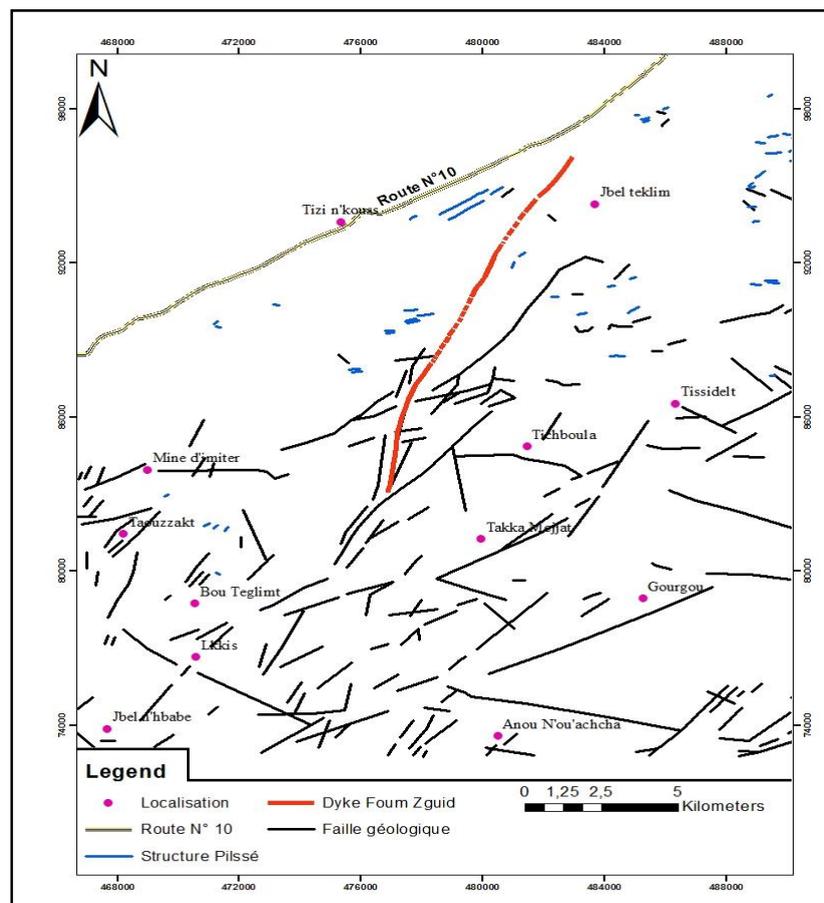


Figure 3-10: Carte structurale de la zone d'étude, extrait de la carte géologique d'Imtir à l'échelle de 1/50 000.

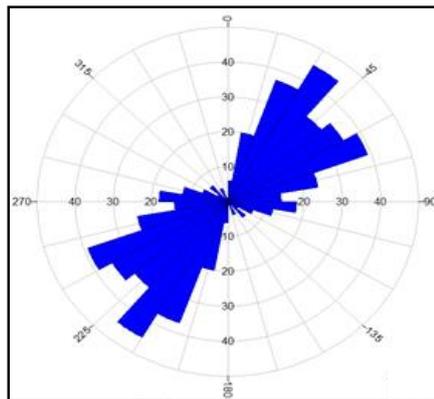


Figure 3-11: Rosace de directions représentant les azimuts des structures mises en évidence à partir de la carte structurale de la zone d'étude.

III- Mode d'acquisition des données aéromagnétiques

1- Introduction

Les méthodes géophysiques aéroportées emploient souvent les techniques de la gravimétrie, du magnétisme, de l'électromagnétisme, de la spectrométrie ainsi que celles de la radiométrie. Ces méthodes sont utilisées en cartographie géologique, en exploration minière et pétrolière à une échelle régionale. Dans un tel type d'acquisition géophysique, on a recourt à des hélicoptères ou des avions spéciaux qui sont équipés d'appareils géophysiques permettant de mettre en œuvre aux moins deux techniques à la fois en raison de leurs coût très élevé.

Le magnétisme aéroporté est une méthode efficace et indispensable pour la cartographie géologique dans les zones où affleure le socle cristallin et métamorphique, tel est le cas de l'Anti-Atlas Oriental marocain. Il permet en général de différencier les formations par leurs lithologies ou leurs pétrographies, leurs profondeurs et leurs puissances. Il permet aussi de caractériser les grands traits structuraux d'une région donnée. C'est l'objectif principal de ce travail dans la région d'Imiter.

2- Méthodologie d'acquisition des données aéromagnétiques et pré-traitement

L'acquisition des données aéromagnétiques est basée essentiellement sur des vols, par exemple, d'un hélicoptère qui est lui-même désaimanté et où le magnétomètre est tracté dans un « oiseau » (bird) (Figure 3-12). A cet effet, avant le démarrage de toute mission d'acquisition aéromagnétique, des calibrations sont exécutées comme l'étalonnage des altimètres sur des points de contrôles reconnus.

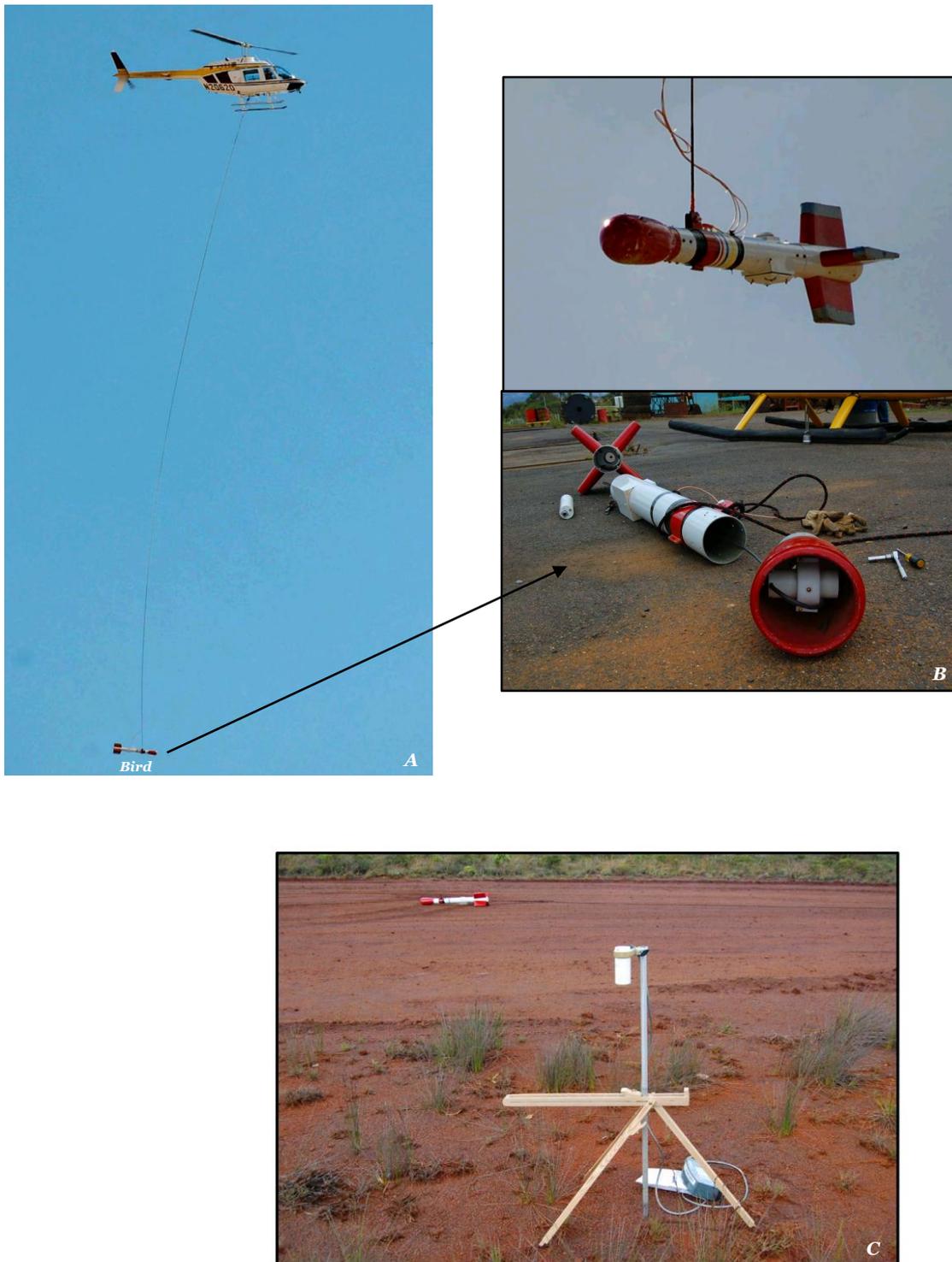


Figure 3-12: Mode d'acquisition aéromagnétique.
 A : Système d'hélicoptère aéromagnétique avec un magnétomètre «Bird»;
 B : Exemple d'un magnétomètre «Bird»;
 C : Station de référence magnétique (magnétomètre de type GeoMetrics G-858 Cesium).

D'autre part, le processus de traitement des données aéromagnétiques sur le terrain se limite à l'étape d'acquisition et de pré-traitement (Figure 3-13) qui se fait en deux phases :

- ① le pré-traitement qui consiste à la vérification des données du vol, de l'altimétrie et du GPS ainsi que les gaps, les spikes et les bruits ;
- ② le traitement qui examine les variations diurnes, la parallaxe, l'IGRF, et le nivellement.

Le traitement des données est une procédure quotidienne qui comprend et constitue l'ensemble des techniques du contrôle de qualité et la compilation préliminaire des données sous forme de profil par vol et de grilles pour l'ensemble des données accumulées.

Le contrôle de qualité des données acquises nécessite la réalisation, des tests et des contrôles. En premier lieu, la trajectoire du vol est vérifiée en répertoriant le kilométrage réalisé et en s'assurant de la couverture complète de la portion survolée. Pour les données enregistrées, elles sont d'abord affichées en profil, puis mises en maille afin de vérifier que les spécificités mentionnées pour l'acquisition aéroportée sont respectées. Elles permettent aussi de détecter rapidement d'éventuels problèmes au niveau du système d'acquisition ou de l'instrumentation.

Egalement, une évaluation des données est réalisée. Elle consiste à vérifier l'état du vol qui est parfois confronté à des conditions météorologiques difficiles (lignes coupées et trop courtes, déviations horizontales et/ou verticales excessives de la trajectoire planifiée) et/ou à une activité diurne incluant des micro-pulsations excédant les spécifications d'acquisition pour des périodes prolongées, à titre d'exemple, l'enregistrement continu sur l'intervalle de 2mn d'un pic de 2nT. C'est le cas des spécifications de l'acquisition des données de l'Anti-Atlas oriental. Dans de tels cas, certaines portions de lignes seront à refaire, et elles seront ainsi notées et programmées pour un prochain vol.

D'autre part, des analyses statistiques sur les données récoltées sont faites afin d'identifier les valeurs erronées (spike) et complétées ainsi le contrôle de la qualité lors de l'acquisition.

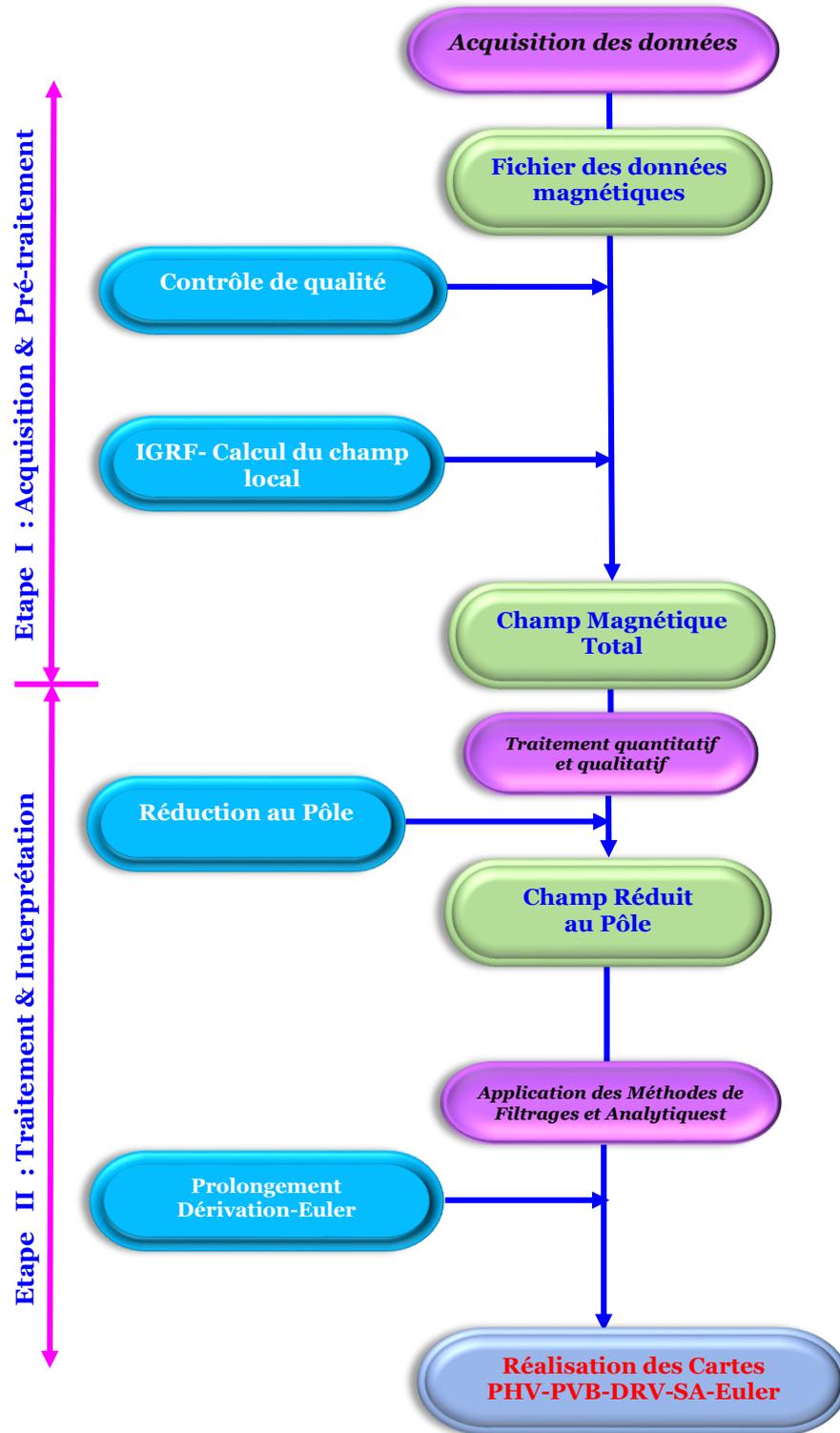


Figure 3-13: Organigramme du traitement des données aéromagnétiques suivi dans ce travail.

Au niveau de la phase du traitement, la parallaxe est considérée comme l'un des paramètres nécessaires pour traiter les données aéromagnétiques et les autres données numériques (altimétrie...). Elle correspond au temps de décalage entre le moment où la lecture a été prise par l'instrument et le temps de la correction de la position de la cible où la lecture a été obtenue. Chaque instrument (magnétomètre, altimètre) peut avoir une parallaxe différente, donc celle-ci doit être calculée pour chaque instrument. Ainsi, une parallaxe positive indique que la lecture de l'instrument est en avance sur la position de la cible. L'exactitude du repère est calculée par :

$$P_c = F_r - P_i$$

avec P_c = correction de parallaxe repère
 F_r = Fiducial pour la lecture enregistrée
 P_i = Instrument parallaxe

Par suite, les données aéromagnétiques doivent être nivelées, ou même parfois on a besoin de faire un micro-nivellement. Pour cela on utilise, la méthode d'intersection des traverses avec les lignes de contrôle (Figure 3-14). La différence entre les lectures obtenues aux intersections entre les lignes traverses et les lignes de contrôles, est calculée puis analysée dans le but d'obtenir un ajustement lisse, et de niveler ainsi l'ensemble des données. Mais dans les secteurs à fort gradient magnétique, et où le relief topographique est très accentué, les ajustements aux intersections peuvent être écartés ou une valeur ajustée peut directement être attribuée à la traverse.

Le rattachement de tous les points de mesures au même niveau d'altitude selon une correction d'altitude du champ magnétique se fait avec une correction qui varie avec un taux de 0.015nT.m^{-1} à l'équateur et de 0.030nT.m^{-1} au niveau du pôle Nord (Lowrie, 2007).

Une fois ces contrôles sont faits, la prochaine étape consiste à calculer le champ géomagnétique total. Celui-ci correspond à la somme des contributions diverses dont la plus importante est le champ principal (environ 99% du champ total). Il varie très lentement et reste constant à un instant donné dans la même région. Sa valeur, fonction de la position géographique, est donnée par le modèle de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en nT (Figure 2-28). Ce modèle est mis à jours tous les cinq ans par le même organisme.

A la surface de la terre, ce champ varie entre $30\ 000\text{nT}$ au voisinage de l'équateur, et $60\ 000\text{nT}$ à proximité des régions polaires comme le Nord du Canada ou de la Sibérie, quant au Maroc ce champ varie entre $37\ 000$ au Sud et $43\ 000\text{nT}$ au Nord (Figure 2-28).

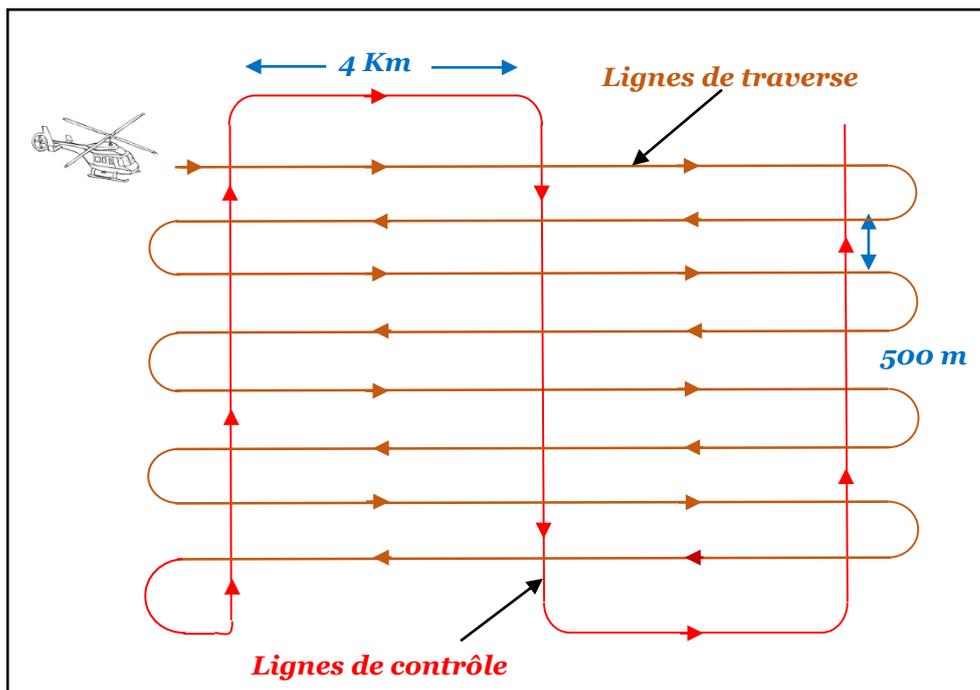


Figure 3-14: Schéma d'acquisition de lignes de traverses et de contrôles lors d'une campagne aéromagnétique.

D'autre part, ce champ peut subir des variations de courte durée dont les origines sont dues à des variations diurnes causées par des mouvements ionosphériques et dont l'amplitude est de l'ordre de 50 à 100nT. Ces variations sont corrigées en utilisant une station de référence fixe au sol qui fonctionne en mode automatique continu (Figure 3-12c). Les données magnétiques récupérées de la base sont toujours analysées afin de s'assurer qu'aucune d'entre elles n'est enregistrée durant des périodes d'activités diurnes excédant les spécifications. De plus, cette station de contrôle est installée dans une zone magnétiquement calme, c'est-à-dire loin de toute activité humaine, du passage de véhicule et des lignes de transmission ou autres. L'emplacement de cette base est choisie à priori dans une zone où le gradient horizontal ne présentant pas des variations importante. Les données magnétiques de cette base furent également vérifiées afin de noter et de corriger s'il y a lieu, un signal d'origine culturelle.

Au terme de cette séquence de traitement, on obtient la carte définitive du champ magnétique totale de la zone d'étude.

3- Caractéristiques spécifiques des données aéromagnétiques de l'Anti-Atlas oriental

Dans le cadre du Plan National de Cartographie Géologique (PNCG), la Direction de la Géologie du Ministère de l'Énergie, des Mines et du Développement Durable, est en train de réaliser des campagnes de cartographie géophysique aéroportée. Jusqu'à présent, ces acquisitions ont intéressé les zones suivantes : le bassin de Dakhla-Laayoune, le massif du Maroc Central, le Haut Atlas oriental et l'Anti-Atlas (Figure 1-2b). Ces campagnes de géophysiques aéroportées ont combiné trois méthodes à savoir le magnétisme, l'électromagnétisme et la spectrométrie à rayon gamma.

Au niveau de l'Anti-Atlas oriental, le levé hélicoptère a été exécuté par la compagnie Geoterrex-Dighem/CGG, entre novembre 1998 et mai 1999, couvrant la zone par une distance de 25 882Km linéaire. Ce levé aéromagnétique a été effectué par un hélicoptère de type Eurocopter AS350B2, accompagné d'un système de GPS différentiel de marque Ashtech Glonass GS24. Au cours du vol, les altitudes choisies sont de 60m et 30m respectivement pour l'hélicoptère et le magnétomètre «Bird». Ce dernier de type Scintrex CS2 ou Géométrics à pompage optique, enregistre le champ magnétique total à intervalle de temps de 0.1 seconde avec une précision de 0.01nT.

De plus, selon la direction des structures géologiques de l'Anti-Atlas, au niveau de la feuille d'Imtir à l'échelle de 1/50 000, la disposition des lignes de traverses est de direction N130 avec un espacement de 500m, tandis que les lignes de contrôles étaient de direction N45 avec un espacement compris entre 4km et 8km. On note que l'acquisition de ces données géophysiques, ne couvrent pas la partie nord-occidentale de la feuille d'Imtir, puisque le Haut Atlas Central n'est pas ciblé par ce programme.

Le champ magnétique de référence dans cette zone d'étude, a été calculé selon le modèle IGRF-1995 en utilisant la date et la position d'acquisition. De ce fait, la valeur de 40 354nT, qui correspond aux coordonnées du centre de la feuille Imiter 31°22'30"N - 5°37'30"W, pour la date de Janvier 1999, a été adoptée.

Finalement, une carte d'anomalie du champ total est élaborée pour la feuille d'Imiter à l'échelle de 1/50 000, Cette carte d'anomalie reflète essentiellement les hétérogénéités du sous-sol et les anomalies potentielles qui feront l'objet d'une éventuelle exploration minière.

IV- Traitements et interprétations des données aéromagnétiques

1- Introduction

Les données aéromagnétiques sont influencées par les structures géologiques profondes et régionales. Pour ces raisons, des traitements spécifiques sont indispensables pour isoler les structures géologiques locales et peu profondes dont l'objectif principal est l'obtention d'une nouvelle image qui révèle les structures magnétiques, les plus superficielles, et permet d'établir un schéma structural magnétique susceptible de présenter un intérêt minier et/ou cartographique pour la zone d'étude.

Une séquence de traitement de ces données semble nécessaire afin de mettre en évidence un schéma structural géophysique. En effet, le traitement des données est un enchaînement de processus selon l'étape II (Figure 3-13) qui débute par le filtrage des données brutes. Il s'agit là d'un procédé mathématique qui permet la transformation du champ magnétique à fin de faciliter la tâche de l'interprétation. Pour entamer les interprétations, une succession de traitements primordiaux (réduction au pôle) des données brutes s'avère nécessaire. Des traitements avancés (gradient vertical et horizontal, prolongements, signal analytique, déconvolution d'Euler...) sont également indispensable pour accentuer les anomalies magnétiques. Ces dernières peuvent être interprétées tant que des contrastes de propriétés magnétiques entre formations géologiques engendrant un partitionnement cartographique, suivant des intensités ou des discontinuités magnétiques. Ceci traduit différentes caractéristiques pétrophysiques et géométriques des roches du sous-sol.

2- Description de la carte des anomalies magnétiques

La carte du champ magnétique résiduel est obtenue par la soustraction de la composante régionale de celle du champ total brut. Vue la complexité géologique et la diversité structurale de la zone d'étude, la présente carte montre une répartition très variée des anomalies (Figure 3-15). Les premières observations illustrent que ces anomalies magnétiques sont en général asymétriques. Elles sont constituées d'une partie positive et d'une partie négative liées à la géométrie, au pendage de la structure et aux directions de l'aimantation.

Pour ces raisons, l'interprétation des anomalies magnétiques est souvent une tâche difficile même dans le cas de sources à géométries simples. Ainsi, on constate que la carte du champ magnétique résiduel est traversée par une anomalie linéaire dipolaire de forte amplitude et de direction globale NNE-SSW. Les caractéristiques du champ magnétique total, observé le long de cette anomalie linéaire, sont attribuées à des roches plus magnétiques. Cette structure partage la carte en deux compartiments :

- ① un bloc occidental, caractérisé par une plage d'anomalies de valeurs relativement faibles, en moyenne de -60nT , à l'exception de certaines anomalies positives de forme circulaires et de petites extensions dans la région de Foug El Kouss ;
- ② un autre bloc oriental, qui présente des anomalies de formes et de dimensions différentes d'une valeur de 200nT , où les anomalies sont bien identifiables en amplitude et en longueur d'onde. On trouve l'anomalie magnétique positive relative à Ighrem Amazzar entouré par des anomalies négatives. On constate également la présence des anomalies moins individualisées et qui sont très dispersées dans ce bloc.

D'une manière générale, les anomalies magnétiques observées sur une carte du champ magnétique résiduel sont souvent difficiles à interpréter, notamment à cause de leur forme différente et leur amplitude très variable par rapporte à celle de la source. Afin de faire une corrélation entre ces réponses magnétiques et les structures géologiques présentes ou non sur la carte géologique d'Imtir (Figure 3-6), un filtre de réduction au pôle (Baranov, 1957; Baranov et Naudy, 1964; Battachaya, 1965) est appliqué à ces données magnétiques résiduelles. Il permet d'obtenir des anomalies dont le maximum est centré sur les sources magnétiques (Figure 3-16).

3- Description de la carte des anomalies réduite au pôle

L'étude de la carte des anomalies réduites au pôle (Figure 3-16), montre que les signatures magnétiques dipolaires (Figure 3-15) en majorités sont transformées en anomalies de pôle unique positif ou négatif, ceci est lié au caractère induit de l'aimantation des sources causatives de ces anomalies magnétiques.

Le premier contrôle descriptif de l'image aéromagnétique réduite au pôle, permet de distinguer une signature magnétique de forme linéaire et de forte amplitude, recoupant la zone d'étude du SW vers le NE. Cette réponse linéaire (P3) permet de subdiviser la carte aéromagnétique en deux blocs à faciès magnétiques différents.

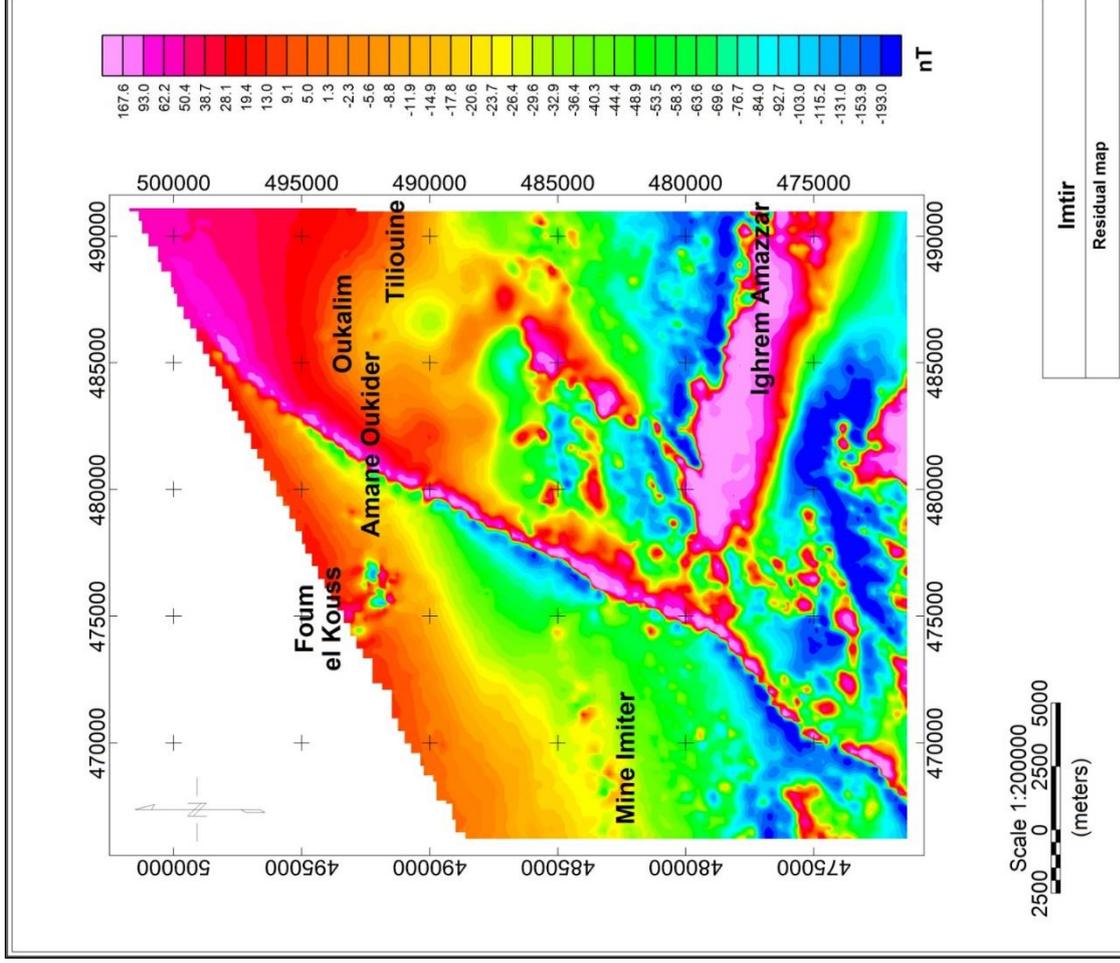


Figure 3-15: Carte du champ magnétique résiduel de la zone d'étude.

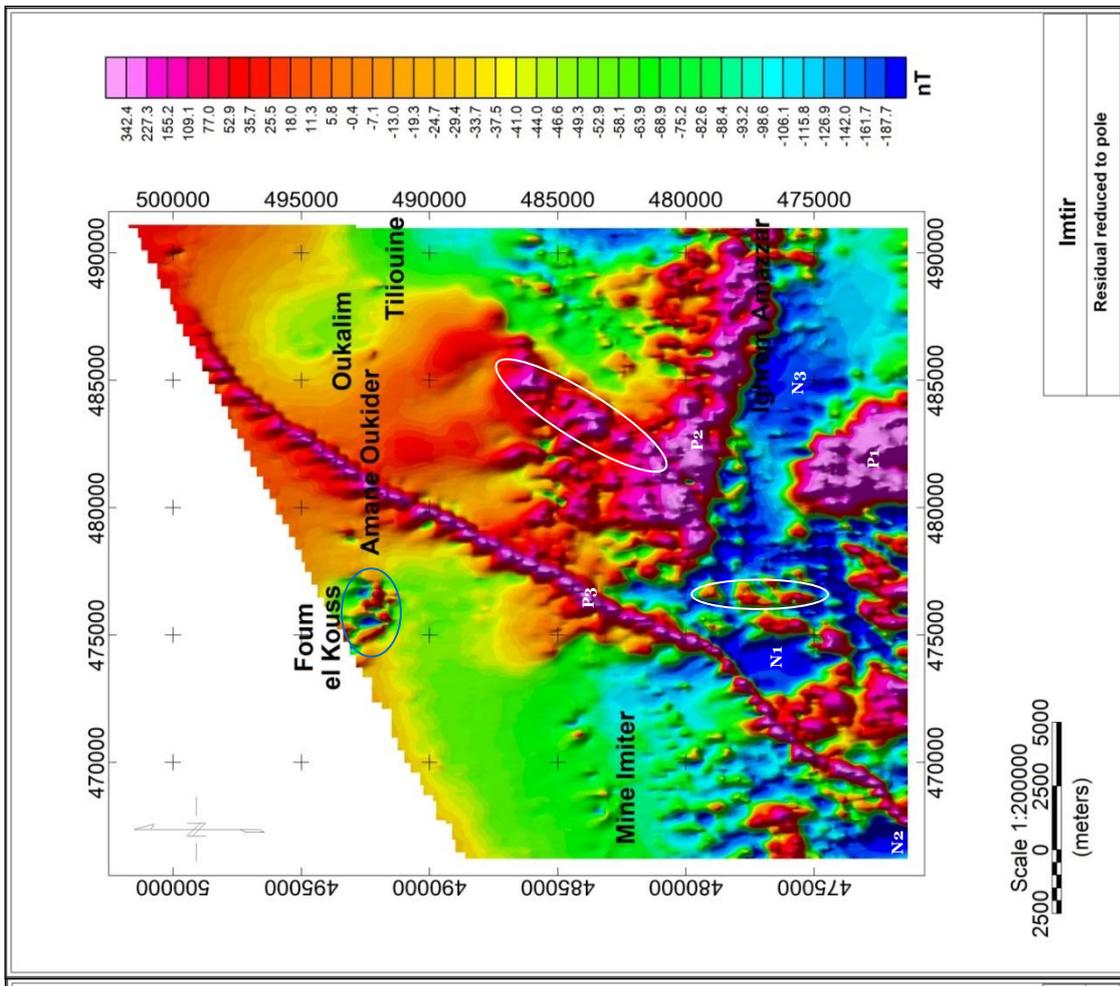


Figure 3-16: Carte du champ magnétique résiduel réduite au pôle.

○ Réponses ponctuelles

A l'Est de cet alignement, la plupart des anomalies sont de pôle positif de fortes amplitudes, dont les valeurs des anomalies varient entre 5,8nT et 342nT. A l'Ouest, la majorité des anomalies sont de pôle négatif et de faibles amplitudes dont les valeurs des anomalies varient entre -188nT et -0,4nT.

Afin de comprendre la signification géologique de ces signatures magnétiques, nous avons superposés la carte réduite au pôle avec les formations et les structures géologiques de la zone d'étude (Figure 3-17 et 3-18). Il en résulte plusieurs résultats surtout au niveau du socle précambrien et la couverture paléozoïque.

3-1. Les réponses magnétiques du socle et de la couverture

Au niveau du socle précambrien, on distingue des anomalies magnétiques positives et négatives d'amplitudes et de formes variables (Figure 3-19).

L'anomalie P-1, de forme allongée selon la direction N-S, présente une amplitude forte d'une valeur de + 340 nT. Cette anomalie est causée par les faciès du Pluton d'Igoudrane.

Il y a également, l'anomalie positive P-2, de forme allongée selon la direction presque E-W à NNW-SSE et dont la réponse atteint une valeur de +250 nT. Cette anomalie est attribuée au complexe rhyolitique à volcano-clastique de Takka Mejjat-Jbel Igoudrane.

Pour les réponses négatives, on distingue les anomalies N1 et N2, de directions N-S et d'amplitude -190 nT. Ces deux anomalies négatives correspondent aux faciès grésopélique à métamorphisme régional de bas degré.

Enfin, on trouve l'anomalie négative N-3 qui est très large et dont l'amplitude est de -180 nT. Cette anomalie est attribuée aux faciès du pluton d'Oussilkane composé de granite à pyroxène de type calco-alcalin à forte teneur K (série d'Imiter).

En plus de ces anomalies, on observe également des réponses magnétiques de formes allongées à ponctuelles (Figure 3-16), bien organisées selon des directions préférentielles, ce qui prouve qu'elles sont en relation avec les dykes andésitiques qui recoupent la série précambrienne dans la zone d'étude.

D'autre part, l'étude des origines des anomalies magnétiques du socle précambrien, passe par la description détaillée des signatures magnétiques, l'observation de la carte géologique de la région (Figure 3-6) et sa superposition avec la carte réduite au pôle (Figure 3-17). Le socle précambrien, est constitué par des plutons, par exemple les granitoïdes d'Igoudrane et d'Oussilkane.

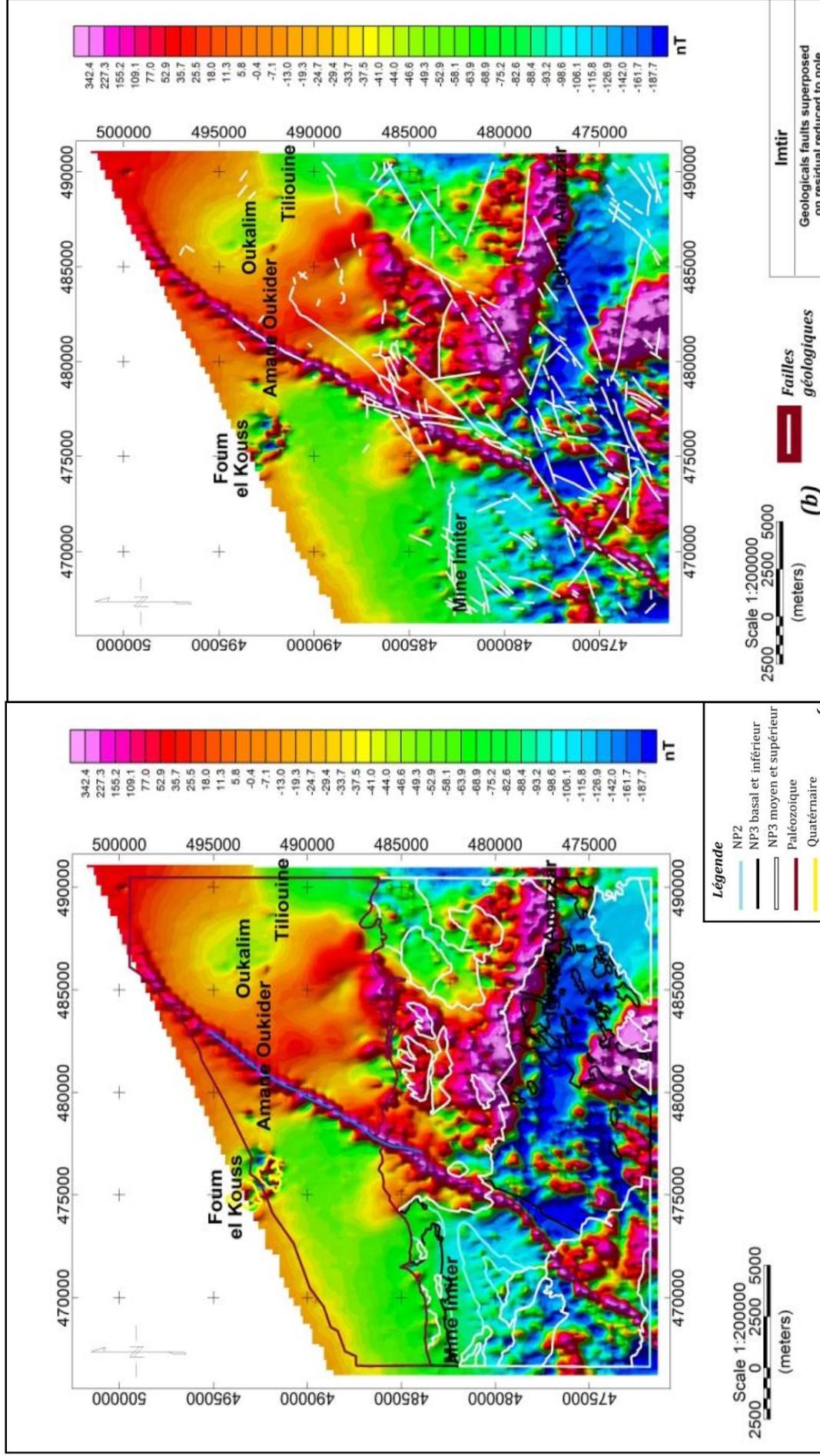


Figure 3-17: Superposition des couches géologiques sur la carte résiduelle réduite au pôle.

Figure 3-18: Superposition du réseau de failles géologiques sur la carte résiduelle réduite au pôle.

L'interprétation de ce bloc, nécessite au préalable de préciser la géologie des granitoïdes, ainsi que leur classification d'un point de vue contenu minéralogique surtout leurs contenus en minéraux opaques. Dans la littérature, on signale la présence de deux séries distinctes qui tiennent en compte leurs réponses magnétiques (Grant, 1985) :

- ① la première série de granitoïdes dite « série de magnétites », contient par définition plus de 0,1% en volume de minéraux d'oxydes opaques primaires, dont la magnétite constitue environ 90% ;
- ② la deuxième série de granitoïdes dite « série d'ilménites », contient moins de 0,1% d'oxydes opaques primaires, constitués presque entièrement d'ilménite. Ils ne contiennent pratiquement pas de magnétite.

Les granitoïdes de la série des magnétites ont des propriétés magnétiques et produisent des anomalies magnétiques, alors que les granitoïdes de la série des Ilménites sont pratiquement non magnétiques.

D'un point de vue minéralogie, les deux séries de granitoïdes sont différentes. Dans la série des magnétites, la biotite et la hornblende sont relativement riches en magnésium. Alors que dans la série de l'ilménite, la biotite est généralement riche en fer, en plus qu'elle est plus abondante, tandis que la hornblende est généralement absente.

Dans la région d'Imiter, les travaux entamés dans le cadre de la réalisation de la carte géologique de la zone d'étude (Dainelli et *al.*, 2007), illustrent bien que les massifs d'Igoudrane, Oussilkane, présentent une pétrographie calco-alkaline avec une forte ou basse teneur en potassium (K) (Figure 3-17). Les caractéristiques des signatures magnétiques de ces massifs permettent de préciser que les granitoïdes présents dans cette zone d'étude répondent bien aux séries qui caractérisent les réponses magnétiques.

D'autre part, la mise en place de ces massifs d'un point de vue tectonique, suivent des bandes ou des zones distinctes ayant des frontières clairement définies, ce qui suggère qu'elles ont des origines magmatiques différentes. Les granitoïdes de la série des magnétites, tel que le massif d'Igoudran, ont évolué à des températures plus hautes et dans des conditions de fugacité d'oxygène plus élevées que les granitoïdes de la série de l'ilménite, tel que le massif d'Oussilkane. Il est donc probable que les granitoïdes de la série des magnétites proviennent d'une origine plus profonde du manteau, par rapport aux granitoïdes de la série des ilménites.

Anomalies	Pétrographie (Dainelli et al., 2007)	Réponse magnétique (Présent travail)
P-1	Pluton d'Igoudrane : Granite porphyrique, granodiorite, groupe calcoalcalin à bas teneur K	positive +340 nT
P-2	Complexe rhyolitique : Pyroclaste, rhyolites en coulées et dôme, volcanoclastiques	positive +250 nT
N-1	Faciès sédimentaires gréséo-pélitiques à métamorphisme régional de bas degré, avec dominance de pélites.	négative -190 nT
N-2	Faciès sédimentaires gréséo-pélitiques à métamorphisme régional de bas degré	négative -190 nT
N-3	Pluton d'Oussilkane: Granite à pyroxène, groupe calcoalcalin à forte teneur K (série d'Imiter)	négative -180 nT

Figure 3-19: Les différentes signatures magnétiques distinguées au niveau du socle précambrien.

Il est bien noté que la couverture paléozoïque est marquée par des réponses magnétiques faibles dont les valeurs sont comprises entre -88,4nT et -0,4nT. Alors que les réponses du socle précambrien, sont caractérisées par des amplitudes très fortes, moyennes à faibles en fonction des faciès qui le composent. En effet, la couverture sédimentaire paléozoïque, est constituée dans la majorité des cas par des schistes verts dont la puissance est très importante (schiste à Paradoxides, schiste de Fezouata et Ktaoua), des niveaux gréseux (Tabanit, Bani) et quelques passages de fer oolitiques (Tachila). En général, les schistes sont caractérisés par une susceptibilité magnétique négligeable par rapport aux autres roches métamorphiques (Figure 3-20) et aux roches sédimentaires (Figure 1-8). Cette composition schisteuse est à l'origine d'une aimantation faible à négligeable de la couverture paléozoïque par rapport à celle du socle précambrien. Les sédiments de la couverture sont marqués par des valeurs magnétiques comprises entre -60nT au Nord de la mine d'Imiter et 5nT dans la région d'Aman Oukider (Figure 3-17).

3-2. Les réponses magnétiques du dyke jurassique et du volcanisme néogène

D'autres réponses magnétiques sont mises en évidence sur la carte, tel que la structure linéaire de forte réponse magnétique qui atteint +230nT (P3) mais de courte longueur d'onde. Cette signature magnétique est orientée SW-NE, traverse toute la zone d'étude voire même les lieux où elle n'affleure pas sur la carte géologique. Cette structure correspond au Dyke intrusive tholéitique d'âge liasique de Fom Zguid.

Vers l'extrême Nord de la carte, on rencontre le volcanisme néogène formé de néphélinites qui présente une anomalie magnétique positive dont l'amplitude est comprise entre 5,8 et 77 nT. De plus, cette anomalie ne se réduit pas au pôle, puisqu'elle conserve les pôles anomaux, positif et négatif. Ceci traduit que ce volcanisme est caractérisé par une aimantation rémanente. Cette constatation est bien discutée auparavant sur les données magnétiques du bassin de Ouarzazate.

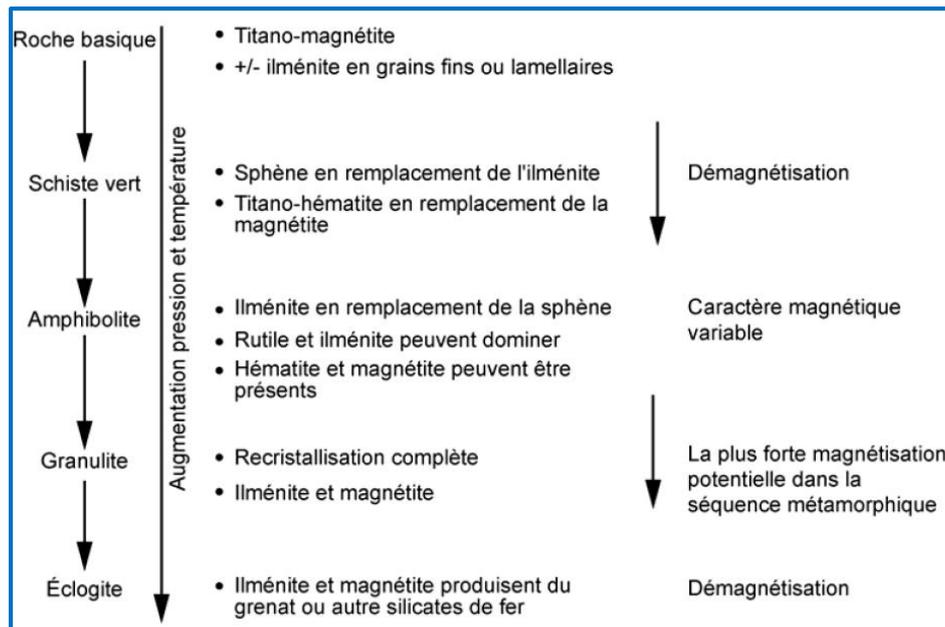


Figure 3-20 : Diagramme de l'effet du métamorphisme sur la cristallisation ou le remplacement de certains minéraux et les réponses magnétiques (Faure, 2007).

4- Applications de différents types de filtres aux données aéromagnétiques

4-1. Les images de la dérivée verticale et du signal analytique

La position et la valeur réelle des sources magnétiques est donnée par le champ géomagnétique résiduel. Cependant, il est possible d'augmenter l'intensité du signal par l'application de différents filtres. Les traitements par filtrages directionnels, selon la verticale, effectués sur la maille du champ magnétique total résiduel réduit au pôle de la région d'Imiter, permettent d'améliorer les caractéristiques des anomalies de faibles longueurs d'onde, qui sont liées à des sources proches de la surface ; et écarte ceux à grande longueur d'onde. Ainsi, ce filtre donne une image plus claire des anomalies de subsurface, ce qui donne un contraste plus net entre les limites géologiques (Figure 3-21).

On distingue alors les signatures magnétiques de la couverture paléozoïque qui présentent des réponses faibles comprises entre -0.0255 nT/m et 0.0022 nT/m. Ces réponses faibles, sous forme de nuage sont dues aux produits des altérations des éruptions volcaniques plio-quadernaires, aux faciès ferrolithiques de certains niveaux de la couverture paléozoïque ainsi qu'aux produits d'érosion des dépôts créacés au nord de la zone d'étude.

Au niveau du socle précambrien, les signatures magnétiques dégagées par ce filtre, sont de fortes amplitudes mais de formes ponctuelles. Ces formes sont parfois organisés selon la direction NE-SW et E-W. Il ressort qu'elles sont en relations avec des structures géologiques telles que les filons andésitiques qui caractérisent le sommet de la série du socle précambrien mais dans la majorité des cas, les formes ponctuelles ayant une disposition aléatoire peuvent être dues à des bruits artificiels. Ceci peut être prouvé par l'application surtout du filtre du signal analytique.

L'application de ce type de filtre sur les données aéromagnétiques (Figure 3-22) montre que le faciès sédimentaires de la couverture paléozoïque sont marqués par des amplitudes faibles par rapport au socle précambrien dont les amplitudes sont moyennes à très fortes en fonction des faciès qui le composent.

Ainsi, on note qu'au Sud de la zone d'étude, le signal analytique est caractérisé par des amplitudes de fortes réponses au niveau des plutons d'Igoudrane et Oussilkane qui sont caractérisés par des faciès type calco-alcalin alors que des réponses moyennes sont enregistrées au niveau du pluton d'Arharrhitz constitué par une roche holocristalline à feldspath potassique fortement de grande plage mais avec des transformations de certains constituants en minéraux argileux. Ces derniers qualifiés de minéraux terreux de type opaques sont caractérisées par une réponse magnétique faible (Grant, 1985 ; Clarck 1997). De plus, les réponses ponctuelles dégagées au niveau de ce filtre sont caractérisés par un signal fort, ce qui prouve que les données sont bien filtrées des bruits artificiels.

De plus, ce signal analytique est caractérisé par des fortes amplitudes au niveau du volcanisme de Foug el Kouss et le long du dyke de Foug Zguid. Pour ce dernier, on constate que l'amplitude du signal analytique est assez importante même au niveau des zones où le dyke n'affleure pas, en particulier dans la partie septentrionale de la zone d'étude.

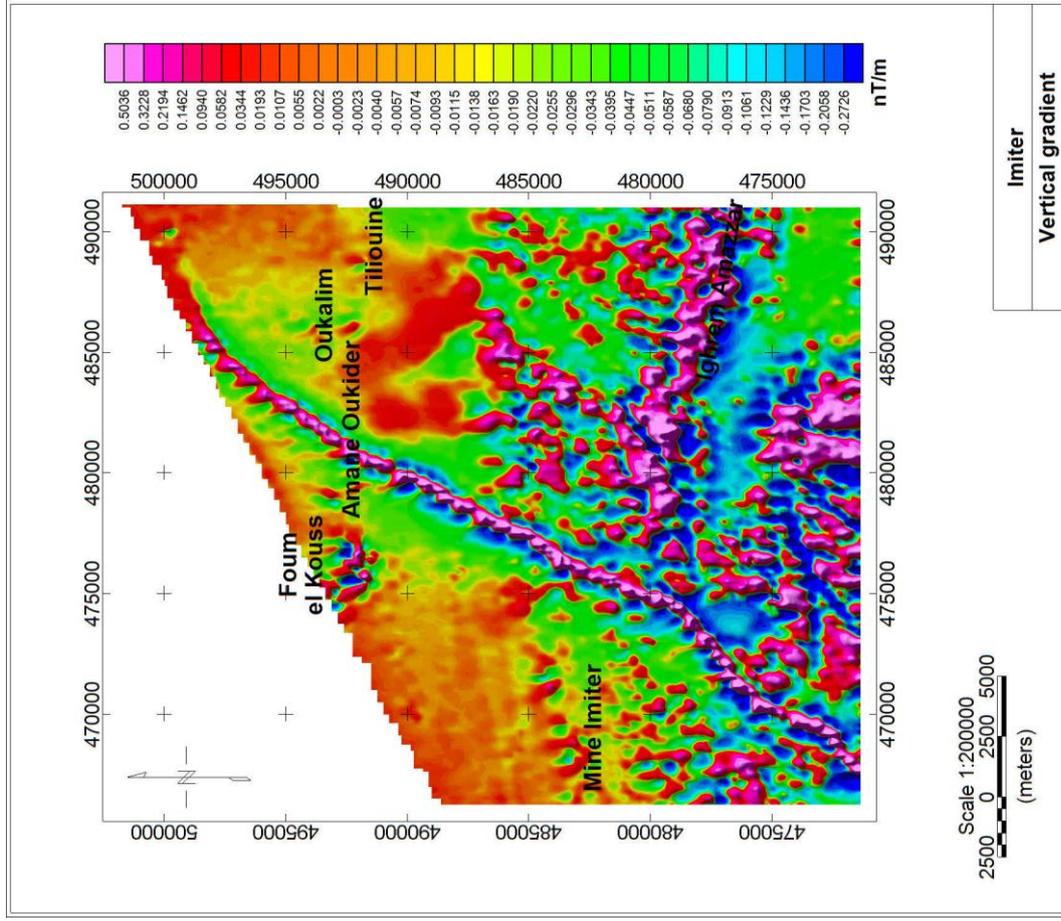


Figure 3-21: Carte gradient vertical pour la zone d'étude.

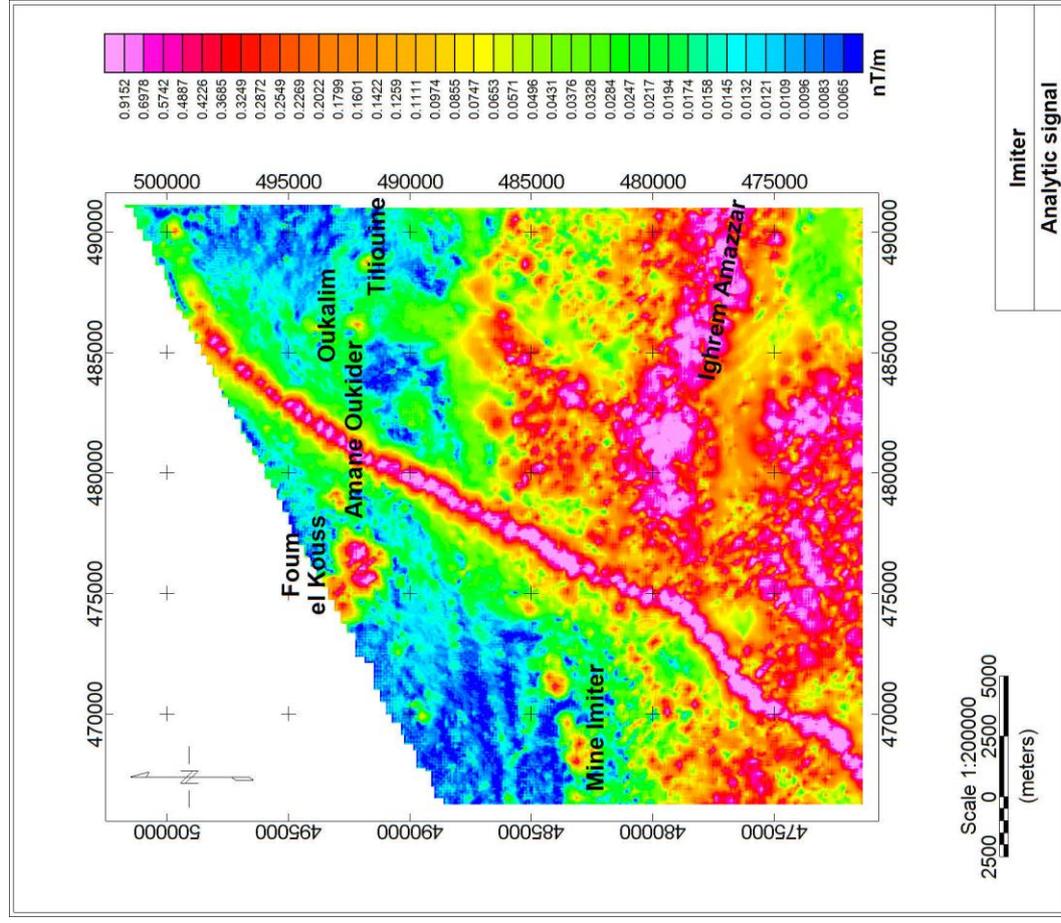


Figure 3-22: Carte signal analytique de la zone d'étude.

L'interprétation conjointe de la composante résiduelle du champ magnétique total (Figure 3-16), de la première dérivée verticale (Figure 3-21) et du signal analytique (Figure 3-22), indique la présence dans la région de Foum el Kouss d'une anomalie de forte amplitude mais qui est composée de deux réponses ponctuelles. La forme de cette réponse suggère qu'elle est de type rémanent avec la présence de deux sources séparées ou bien de deux éruptions distinctes. On pense que l'appareil volcanique qui est à l'origine de ce volcanisme néogène dans cette région est constitué de deux sources juxtaposées.

Il ressort ainsi que l'interprétation de la carte du signal analytique peut servir pour délimiter d'une manière claire les unités lithologiques ayant des signatures magnétiques distinctes. On distingue alors le schéma qui illustre :

- ① le socle précambrien où on différencie des faciès à fortes et moyennes amplitudes en relation avec la minéralogie et la mise en place des massifs plutoniques de la zone ;
- ② la couverture paléozoïque au Nord ;
- ③ le dyke de Foum Zguid qui traverse toute la zone du SW au NE ;
- ④ le volcanisme néogène à forme ponctuelle au Nord de la zone d'étude.

4-2. Les images du prolongement vers le haut

Au niveau des images magnétiques précédentes (RTP, DV ou SA), il semble que les anomalies allaient se révéler à l'aplomb de leurs sources. Cependant les structures qui affleurent ne correspondent pas forcément aux structures magnétiques ainsi révélées. Elles peuvent être en relation avec des sources profondes. En conséquence, le filtre du rehaussement vers le haut semble donner des réponses à des anomalies non discutées auparavant. Sachant que ce type de filtre intègre tous les champs produits par les objets magnétiques depuis une certaine profondeur jusqu'à la surface.

Ainsi, les images composites du champ magnétique total résiduel à divers altitudes de prolongement vers le haut (Figure 3-23) montrent que les cartes d'altitudes de 100 m et 200 m, présentent les mêmes anomalies magnétiques positives et négatives. Les résultats obtenus à ces altitudes prouvent que les sources de ces anomalies sont profondes.

Cependant, la continuité vers le haut aux altitudes de 500m et 1000m, montre que l'effet de filtrage est très significatif sur les signatures magnétiques :

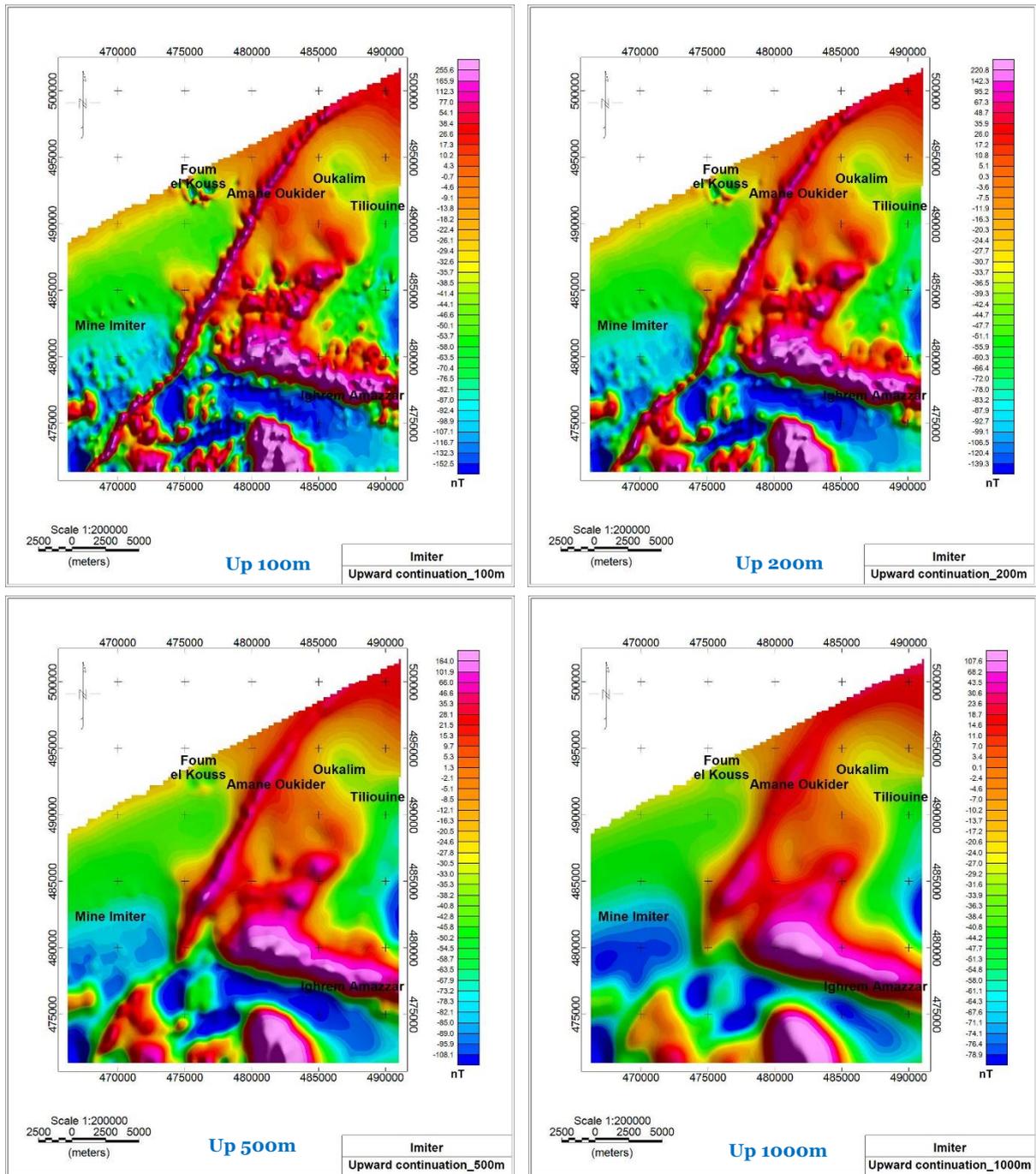


Figure 3-23 : Carte aéromagnétique résiduelle réduite au pôle à différentes altitudes de prolongement.

- ① la réponse linéaire positive du dyke de Foum Zguid commence à être interrompue au Sud-Ouest de la zone d'étude, de plus les courbes des réponses magnétiques s'étalent vers le SE. Cette constatation est en relation avec un pendage de cette structure vers le SE ;
- ② les réponses négatives N-2 et N-3, commencent à s'associer entre eux, et à migrer vers le bas magnétique au Sud de la mine d'Imiter. L'ensemble étant lié à la série d'Imiter dont le faciès est très riche en pélites. Celle-ci est caractérisée par des réponses magnétiques faibles.
- ③ les hauts magnétiques au Sud (réponses P1) deviennent uniformes avec des courbes abruptes au NW. L'uniformité des réponses est en relation avec l'association des sources plutoniques en profondeur.

5. Conclusions

L'examen qualitatif de la carte composante résiduelle du champ magnétiques total et des produits dérivées (première dérivée verticale, signal analytique, prolongement vers le haut), permet d'identifier plusieurs anomalies magnétiques positives et négatives de différentes dimensions. Les structures magnétiques suivent la direction des structures géologique vue que la carte réduite au pôle permet la mise en évidence des différentes structures notamment les failles et les contacts lithologiques. La carte structurale géophysique proposée (Figure 3-24) résulte donc de l'interprétation des discontinuités des anomalies magnétiques du présent travail, combinées avec des données électromagnétiques (Korchi, 2013 ; Korchi et *al.*, 2015) et des données géologiques déduites de la carte géologique de la feuille d'Imtir. Ce schéma structural géophysique fait apparaître une orientation dominante N45 (Figure 3-24). La projection stéréographique effectuée pour les failles obtenues à partir des données géologiques (Figure 3-25A), électromagnétiques (Figure 3-25B), et aéromagnétiques (Figure 3-25C), donnent un schéma structural global dominé par l'existence des linéaments majeurs d'orientation en général NNE-SSW. Il apparaît clairement que les données géophysiques et géologiques sont complémentaires et ne peuvent être utilisées indépendamment les unes des autres pour réaliser des interprétations structurales. Ce résultat confirme l'intérêt de la méthode aéromagnétique comme outil de cartographie des structures géologiques.

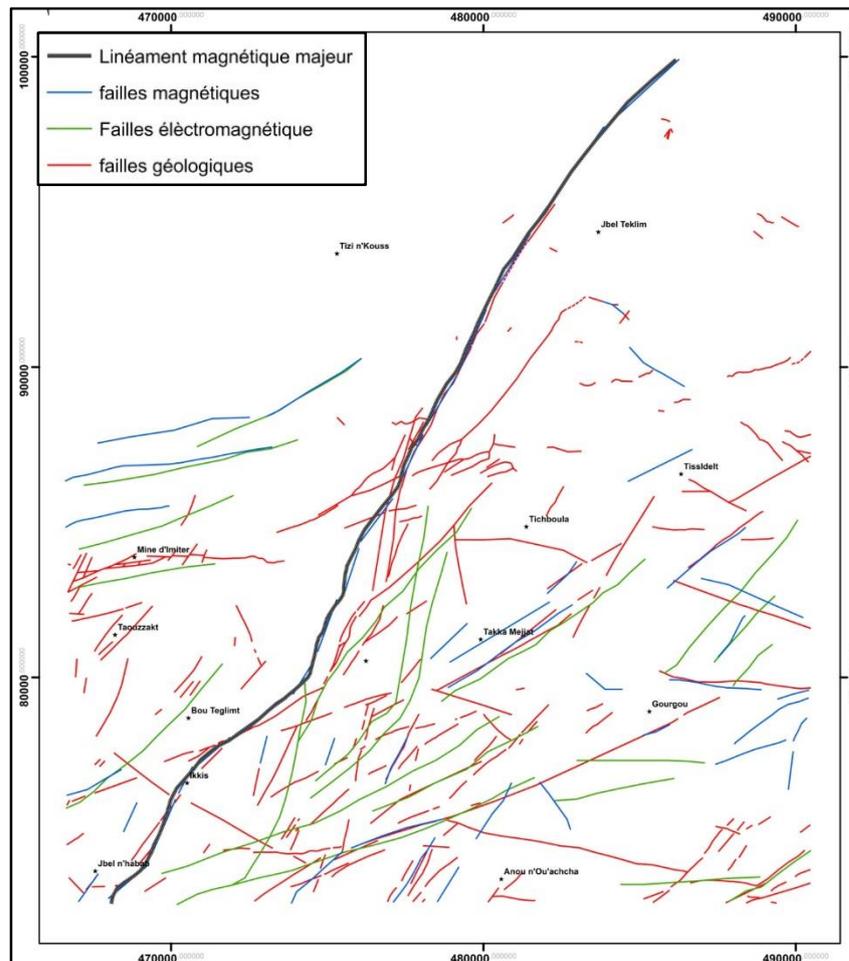


Figure 3-24 : Schéma structural géophysique de la région d'Imiter.

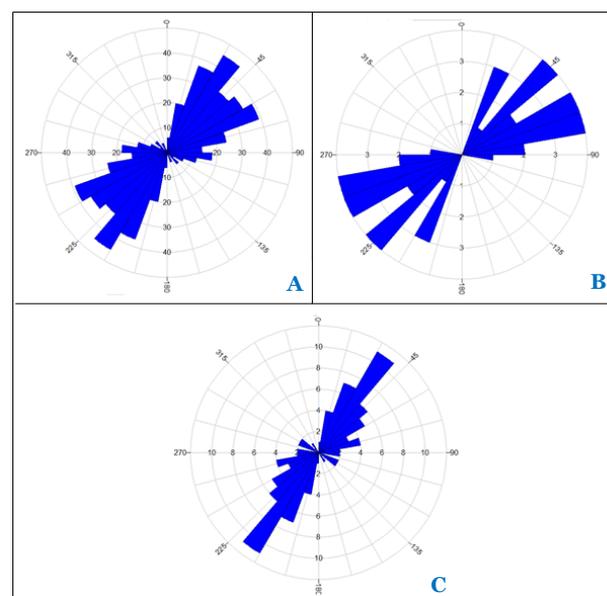


Figure 3-25 : Rosace de directions représentant les azimuts des structures mises en évidence par :
A : la carte structurale de la zone d'étude, **B** : des données d'électromagnétique (Korchi, 2013),
C : des données aéromagnétiques du présent travail.



CHAPITRE IV

Prospection microgravimétrique:

Cartographie et recherche des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter.

Chapitre IV

Prospection microgravimétrique et cartographie des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter.

I- Cadre géographique, géologique et histoire de la Mine d'Imiter

1- Cadre géographique

La mine d'Imiter est située sur le flanc nord-oriental de Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental), à l'Est de Ouarzazate et à environ 25km de la ville de Tinghir. Son gisement argentifère fait partie d'un ensemble de gîtes réparties le long de la chaîne anti-atlasique (Figure 3-1). Cette chaîne correspond à une vaste province métallogénique qui renferme de très nombreux gisements et indices à métaux de base ou métaux, il s'agit des sites miniers de : Imiter, Tiouit, Imi n'Touzra, Bou Madine, Oumjrane, Bou Azzer, Bleida, Zgounder (Mouttaqi *et al.*, 2011).

2- Contexte géologique de la Mine

La mine d'Imiter se situe dans une dépression correspondant à la boutonnière d'Imiter qui constitue, avec d'autres boutonnières (Kerdous, Bou Azzer, Siroua...), le rebord septentrional du Craton Ouest-Africain (Tuduri *et al.*, 2005).

La mine en question est limitée au Sud par les ignimbrites rhyolitiques d'Isk-n-Tmda, à l'Est par Jbel Igoudrane, à l'Ouest par Tessidilt Takhatert et au Nord par les falaises sédimentaires du Paléozoïque (Figure 4-1).

La géologie du gisement d'argent d'Imiter a fait l'objet de plusieurs études, tout en essayant d'éclairer sa genèse et son évolution spatio-temporelle (Ouguir, 1997; Tuduri, 2004, Levresse, 2001; Casquet *et al.*, 2005). De point de vue lithologique, deux grandes unités sont reconnues :

- ① la première correspond à une épaisse série sédimentaire attribuée au Protérozoïque supérieur (PII), formant le socle de la boutonnière. Il s'agit d'une série schisto-grauwackeuse. Elle montre une succession de séquences turbiditiques avec une évolution du bas en haut depuis les grès et grauwackes jusqu'aux pélites sombres (Ouguir, 1997);

- 2 la seconde est attribuée à un ensemble volcano-sédimentaire d'âge Précambrien terminal (PIII) comme couverture (Ouguir, 1997). Il s'agit d'une épaisse série sub-tabulaire, comprenant un assemblage volcanique ignimbrétique, andésitique, voire basique. Elle débute par des conglomérats lumachelliques à intercalations de bancs calcaires surmontés par une formation grésopélique (Levresse, 2001).

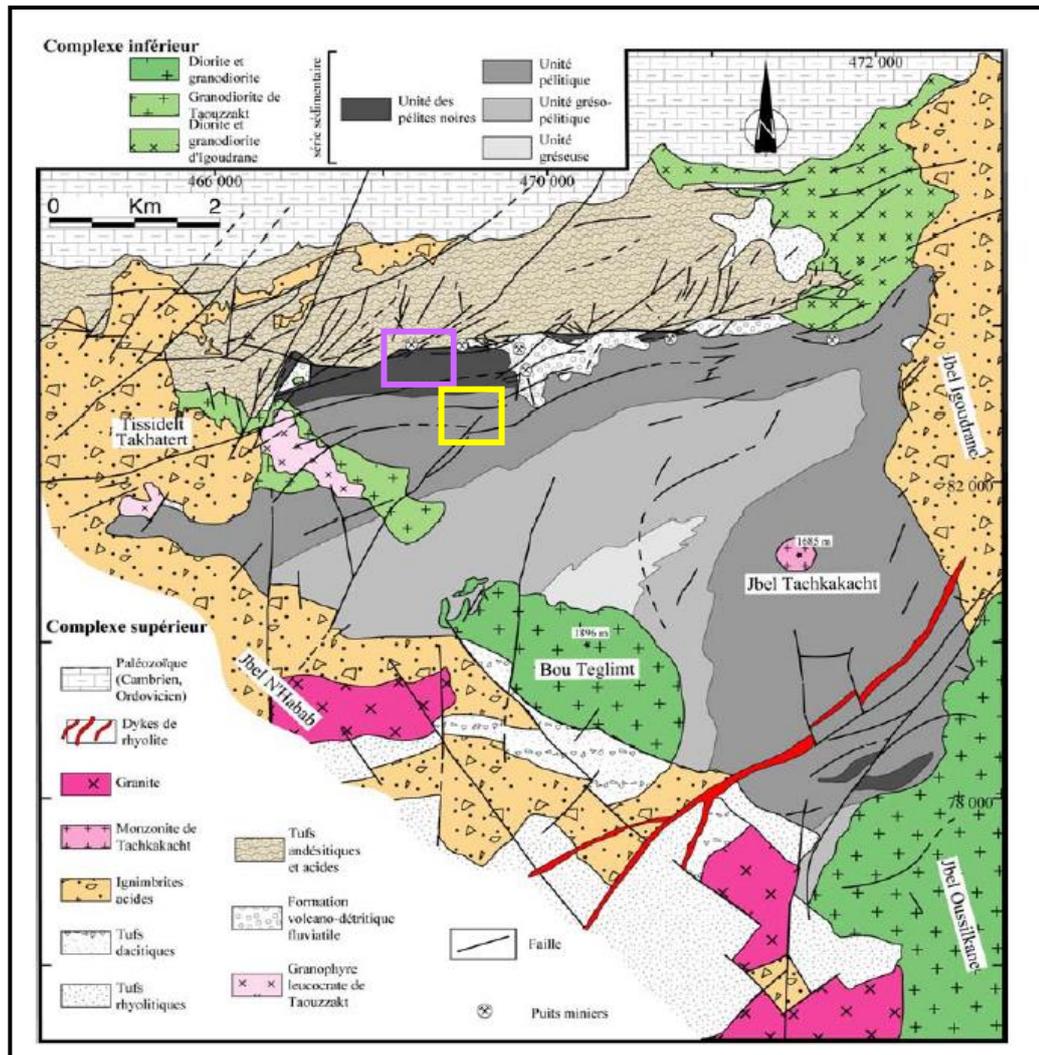


Figure 4-1 : Carte géologique de la boutonnière d'Imiter (SMI, document inédit) avec situation de la zone d'étude (rectangle violet: Colline B-3 ; rectangle jaune : Carrière B-8).

3- Historique de la mine d'Imiter

La mine d'Imiter (Imiter du mot amazigh Imidar qui signifie chercheurs de trésors) connue autrefois par la mine de Todgha, occupe une place notable dans l'histoire minière du Maroc médiéval (Barral et al., 2008). Cette mine a fait l'objet d'une intense exploitation, du VIII^{ème} au XIII^{ème} siècle, par les anciennes dynasties (Kharijites, Idrissides, Al Moravides et les Almohades), comme en témoignent les anciens travaux

(Figure 4-2). Ces travaux sont matérialisés par des excavations étendues sur environ 2,5km (E-W) et une grande carrière de 30 m de profondeur couvrant une superficie de 4000m², avec au fond de celle-ci une galerie d'exhaure.

De plus, les très nombreuses meules de granodiorite ayant servi pour le broyage du minerai à dissémination d'argent et les marmites pour lavage et récupération de ce minerai disséminé et les nombreux vestiges historiques trouvés sur le site comprenant des débris de poterie, des creusets de fonderie et divers outils (Figure 4-3), sont autant de témoins de cette activité très ancienne

Après une longue négligence, les indices d'Imiter ont été redécouverts par la société SMAM (Société Minière de l'Atlas Marocain) suite à une prospection aérienne de Saghro en 1951. Actuellement, la mine qui est exploitée par la Société Métallurgique d'Imiter (SMI), connaît des augmentations de production avec la découverte de nouvelles réserves. L'exploitation se fait par le biais d'une immense carrière à ciel ouvert dans laquelle s'ouvrent de nombreuses galeries, ainsi que par des puits (Gaouzi et *al.*, 2011).

4- Les différents types de cavités souterraines

Les cavités souterraines recouvrent les concepts de cavités naturelles ou artificielles. Les anciens ont creusés des cavités pour des raisons différentes. Ils les ont utilisés pour se protéger comme c'était le cas des grottes des civilisations préhistoriques, ou pour extraire des substances utiles comme le cas de la mine d'Imiter au niveau de la colline B-3 et la carrière B-8. Dans cette mine, les anciens ont creusé des cavités énormes à des profondeurs qui peuvent atteindre 30m (Figure 4-4).

D'un point de vue technique, une cavité souterraine se caractérise par :

- ① son contexte géologique qui touche aux caractéristiques physiques de l'encaissant, la profondeur de la cavité au sein de cet encaissant, et les caractéristiques du recouvrement qui la surmonte ;
- ② son origine peut être anthropique ou d'origines variées (karst, tunnels, sapes, caves, etc...) ;
- ③ ses dimensions et surtout sa géométrie qui dépend de son origine. Par exemple, sous une nappe, la cavité pourra être remplie par de l'eau.

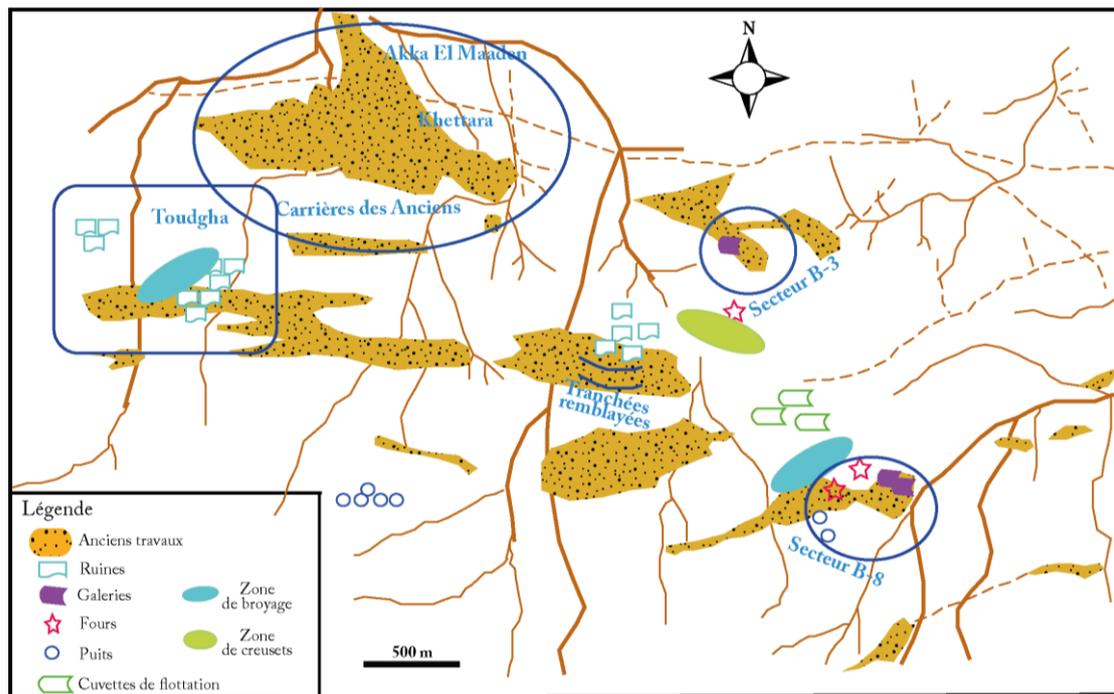


Figure 4-2: Carte archéologique du secteur minier d'Imiter (d'après les travaux de thèse de Ben M'hamed Abdelaali, Thèse en cours), modifiée.



Figure 4-3: Exemples des vestiges historiques découverts dans la mine d'Imiter.



Figure 4-4: Exemples de cavités et de fentes anciennes dans la mine d'Imiter.

II- Prospection microgravimétrique des cavités anthropiques dans le district minier d'Imiter

1- Introduction

La microgravimétrie (Neuman, 1967), est définie comme étant la gravimétrie appliquée aux prospections avec un maillage des stations de l'ordre métrique voire centimétrique, et où les mesures se font au microgal près. Elle est couramment utilisée pour la détection des cavités depuis les années 1960 (Colley, 1963; Neuman, 1967; Lankhsman, 1963), et reste l'une des meilleures méthodes géophysiques pour la localisation et la surveillance de vides souterrains naturels ou anthropiques de faibles profondeurs. Il s'agit d'une méthode qui étudiée avec autant de précision, un champ naturel, celui de la pesanteur dont les variations sont essentiellement liées à la répartition irrégulière des densités des roches dans le sous-sol (Figure 2-1).

Dans le cas de la présence de vides, il se crée un déficit de masse par rapport à la densité des terrains encaissants. La microgravimétrie pourra ainsi détecter des cavités d'origine naturelles (karst) ou anthropiques (galeries et puits anciens d'anciennes exploitations, cavernes ...), et certains désordres qu'elles provoquent.

2- Unité gravitationnelle et ordre de grandeur en microgravimétrie

Le champ de pesanteur ayant les dimensions d'une accélération qui s'exprime en $m.s^{-2}$ dans le système international. Dans le système antérieur, dit cgs (centimètre, gramme, seconde), l'unité d'accélération portait le nom de Gal en hommage à Galilée et dont la valeur est de 1 cms^{-2} .

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est de l'ordre de $9,81\text{ ms}^{-2}$. Nous verrons que les variations spatiales ou temporelles qui nous intéressent varient entre 10^{-8} et 10^{-3} ms^{-2} , il est donc peu commode d'utiliser l'unité du système international (ms^{-2}). Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique, à savoir le milligal (mGal) et le microgal (μGal), qui sont des sous multiples du gal.

On a donc finalement: $1\text{ mGal} = 10^{-5}\text{ ms}^{-2}$ et $1\text{ }\mu\text{Gal} = 10^{-8}\text{ ms}^{-2}$, le tableau suivant résume les unités utilisées en gravimétrie et l'ordre de leurs grandeur (Tableau 4-1).

Tableau 4-I : Tableau synthétique sur les unités et l'ordre de grandeurs des phénomènes observés.

G	SI	CGS	En relatif	Amplitudes des phénomènes observés
9	1 (ms ⁻²) SI		= 10 ⁻¹ g	
8				
1		gal	= 10 ⁻³ g	variation normale du pôle à l'équateur = 5 gals
0		mgal	= 10 ⁻⁶ g	amas sulfurées: 1 à mgals
	10 ⁻⁶ SI			attraction luni-solaire
0				<ul style="list-style-type: none"> • cavités: quelques dizaines de gals, • effets de charge des océans, • activité microsismique
0		µgal	= 10 ⁻⁹ g	<ul style="list-style-type: none"> • variations de la pression atmosphérique (0.4 µgal/mbars), • hauteur des nappes (5 µgals/m) • mouvements des pôles
0	10 ⁻⁹ SI			<ul style="list-style-type: none"> • mouvements verticaux (0.2 µgals pour un mm), • irrégularités de la rotation terrestre (<1 µgal), • variation de la constante de G de la gravitation

3- Un aperçu sur l'histoire de la microgravimétrie

L'étude bibliographique de la microgravimétrie nous a permis de recenser cette méthode, au cours des années, pour son application dans divers domaines, tels que la détection des cavités naturelles et anthropiques, l'après mines, le génie civil, l'archéologie et l'hydrogravimétrie.

Dans la littérature, il y a plusieurs exemples qui traitent l'application de la gravimétrie pour détecter des cavités enfouies en profondeur. On cite à titre d'exemples, les travaux de Colley (1963), Lakshmanan (1963), Neuman (1967), Arzi (1975), Fajklewicz (1976) et Butler (1984). Dans le détail, les applications de la gravimétrie pour la recherche de cavités remontent aux travaux de Colley (1963) qui a parfaitement défini les caractéristiques des anomalies provoquées par des vides, partiels ou totaux. Cette étude se basait essentiellement sur la détection de volumes considérables puisque, dans les exemples fournis, un espacement de 100 mètres entre les stations était suffisant pour les mettre en évidence.

Par la suite, on trouve les travaux de Lakshmanan (1963), qui se sont intéressés aux cavités karstiques dans la craie sur le tracé de l'autoroute Paris-Lyon, et à la détermination de l'extension de carrières souterraines du calcaire jurassique à Caen (France).

Néanmoins, on peut dire que le travail fondamental de microgravimétrie sur les cavités est celui réalisé par Neuman (1967), où l'auteur discute pour la première fois, à notre connaissance, le choix de la maille de prospection. Celle-ci doit tenir compte surtout de la largeur des anomalies, en particulier, dans les cas de formes cylindriques (galeries, carrières allongées). Ainsi, les mesures doivent intéresser une grande largeur par rapport à celle des structures qui les provoquent. De plus, l'auteur a prouvé qu'un resserrement exagéré des stations n'était pas souhaitable. Lorsque l'anomalie est bien définie en quelques points, il est préférable de l'assurer par des répétitions de mesures plutôt qu'en augmentant le nombre de stations.

Ces caractéristiques de l'acquisition ont été appliquées par Neuman (1967), sur deux sortes de cavités dans la région parisienne, il s'agit de deux types :

- ① soit des cavités de dissolution, qui s'ouvrent généralement dans les gypses mais se développent sous forme de fontis dans les couches supérieures, marneuses ou sableuses ;
- ② soit d'anciennes carrières ou galeries construites par l'homme, et dont les plans ont été perdus ou détruits.

A ce temps, les problèmes des galeries des mines abandonnés commencent à poser un vrai problème ou ce qu'on appelle l'Après Mines. Pour ces raisons, Fajkiewicz (1976) a utilisé la gravimétrie par la mesure du gradient vertical, afin de détecter de petites structures géologiques superficielles, des cavités d'anciens travaux miniers.

Ensuite, Styles *et al.* (2006) utilisèrent la gravimétrie comme outil de prédiction pour les risques d'effondrement au niveau des mines abandonnées en Angleterre. Des résultats anomaux négatifs de 0,5 mgal ont permis de détecter un réseau de mines de charbon abandonnées (à Grimes, Norfolk). La cavité produisant l'anomalie était d'approximativement de 9m de rayon sur 3m de profondeur, à quelques mètres sous la surface.

En 1975, Arzi a publié un article sur: Microgravimetry for Engineering Applications, dans lequel discute l'application de la microgravimétrie pour des problèmes d'ingénierie. Ainsi, au cours des années 1980-1990, la microgravimétrie devient alors très appliquée en génie civil surtout avec le développement de méthodes de calcul des corrections topographiques des constructions proches (Qianshen *et al.*, 1996).

Le premier article présentant une application à des fins de génie civil a été fait par Kawasaki *et al.*, en 1982, pour le département des transports de l'Alaska aux États-Unis. Le travail consiste à la détection de glaces massives de masses relativement faibles dans le sol à l'aide de la gravimétrie. Les levés gravimétriques ont été effectués avant et après la construction d'une route à Engineer Creek, près de Fairbanks en Alaska, où des glaces massives lenticulaires ont été détectées lors des forages préliminaires. La route se trouve sur un terrain pergélisolé silteux dont le substratum est composé de roches schisteuses d'origine sédimentaires. L'analyse des résultats fut produite à l'aide de l'anomalie résiduelle, sur un levé de 24 mètres de longueur suivant des intervalles de 3 mètres entre les points de mesure. Les lentilles, enfouies à une profondeur statué à 6 mètres et ayant une épaisseur de 3 à 6 mètres, ont donnés des anomalies résiduelles de 20 à 40 μGal le long du profil.

Dans le même cadre, on trouve les rapports sur la microgravimétrie pour l'U. S. Corps of Engineers sur «Microgavimetric Techniques for Geotechnical Applications» (Butler, 1980), et l'autre sur «Application of the Microgravity to the assessment of Existing Structures and Structural Foundations» (Lakshmanan; 1988), qui constituent une approche sur les applications de la microgravimétrie à l'évaluation des structures et leurs fondations.

En archéologie, les références bibliographiques relatives à l'application de cette méthode à la prospection archéologique sont nombreuses. On trouve le travail de Lakshmanan et Montluon (1987), qui consistait à rechercher de possibles chambres secrètes dans la pyramide de Keops. I y a également l'étude menée par Friedrich *et al.* (1996) pour détecter les cavités et les citernes cachées dans la structure souterraine de Hagia Sophia, confirmant la précision et l'efficacité de cette technique pour étudier les structures souterraines des bâtiments historiques. De même, Rodriguez *et al.* (2007) ont mené une étude microgravimétrique dans la Chartreuse de Vall de Crist (Castellón, Espagne) pour détecter et cartographier une citerne d'eau souterraine (d'âge 14 Siècle) peu profonde, prouvant que la technique microgravimétrique est un outil efficace pour les études de restauration du patrimoine culturel. Dans le même cadre, Padin *et al.* (2012), ont réalisés une prospection archéologique microgravimétrique à l'intérieur de l'église de Don (Valence, Espagne).

Après, la prospection microgravimétrique devient très pointue avec la recherche d'objets de quelques centimètres à 2 mètres de longueurs (UXO) enfouies en profondeur (Butler, 1998 et 2001).

Récemment, la méthode microgravimétrique est bien appliquée dans la surveillance des changements et le contrôle des réservoirs d'eau naturel (Pool et Schmidt, 1997; Styles *et al.* 2000; Pool et Anderson, 2008; Jacob *et al.*, 2010), en géothermie (Hinderer *et al.*, 2014 ; Farhat *et al.*, 2014) et en volcanologie (Gunawan, 2005 ; Barnoud 2016).

Ainsi, l'hydrogravimétrie se développe très fortement depuis une décennie. Le potentiel de la gravimétrie pour étudier des aquifères localement très hétérogènes a déjà été prouvé (Jacob 2009; Deville 2013; Pfeffer, 2012; Hector 2014). Avec des mesures répétées de microgravimétrie, il est possible de caractériser qualitativement la variabilité du stockage karstique, tandis qu'un suivi continu et de précision apporte des informations plus quantitatives notamment sur les phénomènes rapides propres aux karsts (Deville, 2013 ; Fores, 2016).

Au terme de cet aperçu historique, il est possible de constater qu'au Maroc, la méthode microgravimétrique n'est pas bien appliquée dans les divers prospections géophysiques à l'exception de certains travaux (Boujamaoui *et al.*, 2009 et 2011; El Jilaoui, 2009 ; Ahid, 2011). Ceci s'explique probablement par :

- ① le coût élevé de la méthode ;
- ② il est aussi connu que la méthode de détection par microgravimétrie n'est pas recommandée pour des reconnaissances de terrain sur de grandes distances étant donné le temps nécessaire à l'acquisition et à l'analyse des données, à moins d'avoir sur le terrain plusieurs équipes qui travaillent ;
- ③ le taux de rendement d'acquisition de données ainsi que leurs qualités ;
- ④ la grande sensibilité et les précautions envers l'instrument de mesure, nécessitent un personnel très attentif et efficace afin d'acquérir des données de bonnes qualités ;
- ⑤ les nombreuses corrections des données obtenues subséquentes donc, la disponibilité d'une équipe qualifiée pour effectuer de telle étude.

4- Développement instrumental et méthodologique en microgravimétrie

En parallèle avec l'évolution de la méthodologie de la microgravimétrie, il y a une évolution technologique qui touche aux appareils de mesures afin d'avoir une grande précision (Figure 4-5). Avant 1935, la précision de la mesure de g était de quelques milligals, avec la construction du pendule inversé Holweck-Lejay (Lejay, 1947), la précision passe à environ 1 milligal.

Après 1940, la construction de nouveaux gravimètres (Western, North America, Askania, Worden, Lacoste et Romberg) fait atteindre le centième du milligal. En effet, en 1968 le gravimètre Lacoste et Romberg modèle D, bien souvent appelé Microgal, permettait d'atteindre, à la lecture, la précision du microgal. Ce type de gravimètre, avait une plage de lecture de 200 milligals avec une précision de 0.002 milligal lui permettant de travailler aisément n'importe où sur le globe terrestre.

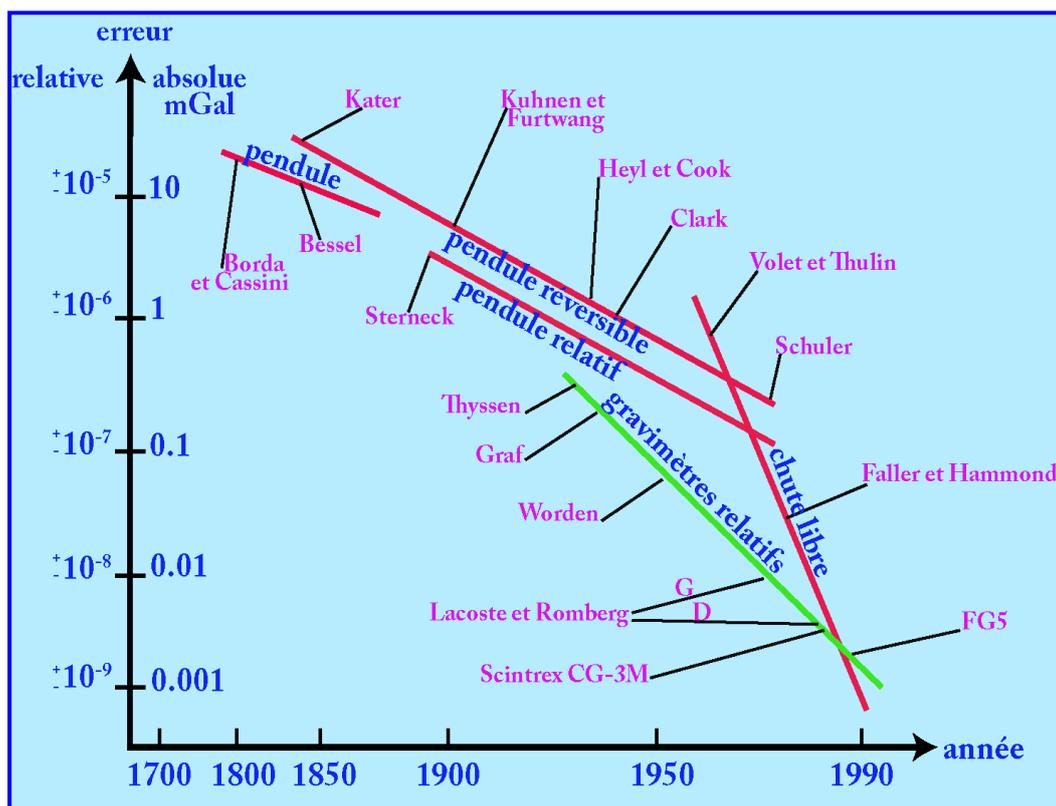


Figure 4-5: Evolution de la précision des mesures gravimétriques (Torge, 1989 ; Niebauer et al., 1995).

Au début des années 1990, des appareils de mesures gravimétriques plus performantes et plus précises sont apparues sur le marché, tels que les gravimètres de type Scintrex, en particulier le CG-3M, qui est un gravimètre digital ayant une sensibilité

de microgal (Figure 4-5) pour une plage de mesure mondiale. Ce type de gravimètre devient juste après le CG-5 et tout récemment, le CG-6 mais qui gardent la même enceinte électronique du CG-3.

L'acquisition des données microgravimétriques s'est considérablement développée au cours des dix dernières années avec :

- ① le développement d'instruments modernes et de haute résolution ;
- ② des procédures prudentes d'acquisition de terrain ;
- ③ des méthodes sophistiquées de réduction des données et des techniques d'analyse avancées.

Il est maintenant possible de détecter et d'interpréter des anomalies aussi petites que 10 microgal, avec une répétitivité de quelques microgal dans des conditions favorables du site. De ce fait, la prospection gravimétrique au sol peut être classée selon les objectifs fixés au départ, où l'espacement entre les points de mesures varient entre une dizaine de centimètres à quelques centaines de mètres (Tableau 4-II). En effet, en fonction de la problématique, la maille de mesure peut varier entre 0.5 m pour la recherche UXO, à 1 m en archéologie et 50 m pour la recherche de grandes carrières. En tenant en compte des informations a priori sur les vides recherchés, on déterminera la maille de mesure adaptée aux problèmes. Cette maille de mesure doit permettre de déceler et de détecter les vides recherchés. En effet, plus une cavité est profonde, plus le signal associé est de faible amplitude et évasé (Figure 4-6).

D'autre part, avant la campagne microgravimétrique, il a fallu des préparatifs d'acquisition qui se résument en des calibrations du gravimètre, l'installation de bases gravimétriques et l'implantation des stations de mesures. Après, on passe au levé gravimétrique et topographique des stations implantées.

Tableau 4-II: les caractéristiques de la maille d'acquisition gravimétrique et microgravimétrique en fonction de l'objectif.

	Profondeur	Maille de mesure	Amplitude	précision
Gravimétrie (structures géologiques, Pétrole, mines, eau)	200 à 5000 m	100 à 1000 m	0.5 à 30 mgal	0.10 à 0.01 mgal
Microgravimétrie	0 à 50 m	1 à 50 m	0.02 à 0.4 mgal	0.001 mgal
Carrières importantes		15 à 50 m		
Carrières de taille moyenne		10 à 15 m		
Carrières de petites tailles (catiches, crayères)		5 à 7 m		
Galeries, archéologies, sapes		3 m voire 1m		
UXO (Unexploded Ordnance (munitions non explosées)	0 à 25 cm	0.5 m	20 μ gal	1 μ gal

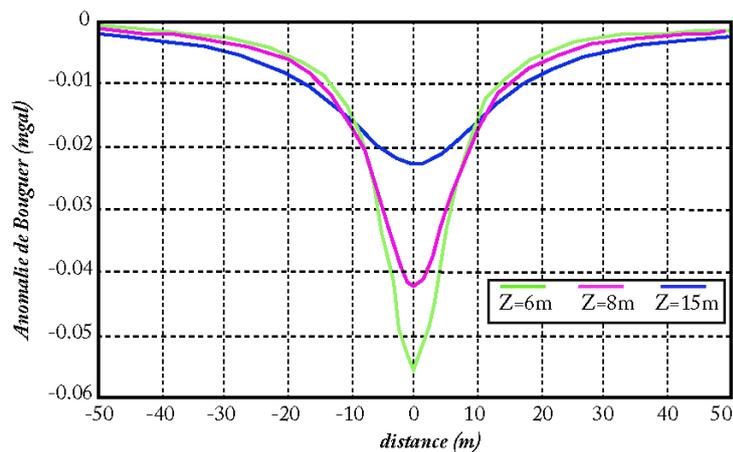


Figure 4-6: Anomalie due à une galerie de rayon 2 m située en l'abscisse 0 et à la profondeur z (Bouvier et Baron, 2015).

5- Etalonnage du gravimètre et instauration de bases gravimétriques

Dans le cadre de ce travail, on a utilisé un gravimètre relatif qui mesure la variation de l'intensité du champ de pesanteur entre deux points. Il s'agit du gravimètre de type 'Scintrex CG3M Autograv Gravity Meter' qui possède une précision de lecture de 1 μgal avec une déviation standard inférieure à 0,5 μGals . Le Scintrex CG-3M peut donc être utilisé pour des levés microgravimétriques avec une grande précision (Figure 4-5 et Figure 4-7).

Ce type de gravimètre est automatisé dont l'élément sensible est constitué d'un ressort en quartz avec son allongement qui est contrebalancé par une force électrostatique, sa plage de mesure est de 700 mGal (Seigel, 1995). Cet instrument corrige automatiquement les mesures gravimétriques de la marée terrestre selon la formule de Longman (1959), de l'inclinaison de l'appareil et renseigne sur les bruits créés par l'activité sismique naturelle ou artificielle (Seigel, 1995).



Figure 4-7: Levé microgravimétrique à l'aide du gravimètre CG-3M Autograv Meter.

D'autre part, les mesures gravimétriques relatives nécessitent un étalonnage précis et régulier du gravimètre. L'étalonnage est donné par le fabricant, mais on le recalcul régulièrement au début de chaque mission d'acquisition. Cette opération se fait en deux étapes :

- 1 la première consiste à placer l'appareil dans un endroit stable et de faire des mesures en mode cycling pour une période de 24 heures ou plus, et de calculer la « dérive interne » de l'appareil ;

- 2 la deuxième est de faire des liaisons répétées entre des stations de références où la valeur de g est connue avec précision.

Dans ce cadre, le microgravimètre CG-3M a été étalonné entre deux bases connues du Réseau Gravimétrique Général du Maroc. Il s'agit des bases B-241 de Tinghir et B-240 de Tabesbast instaurées sur la route principale Errachidia-Ouarzazate (Figure 4-8). La procédure d'étalonnage consiste en l'exécution de deux aller-retour et demi entre ces deux bases.

Pour mieux contrôler la dérive du gravimètre, nous avons installé une base proche du site minier d'Imiter qu'on a nommé B-124-1 (Figure 4-8), à partir de la base gravimétrique B-241. Cette nouvelle base va servir pour les mesures avant le début et après la fin des programmes de mesures. Ainsi, ces mesures gravimétriques sont rattachées au réseau gravimétrique marocain.



Figure 4-8: Bases gravimétriques opérationnelles durant ce travail.

6- Contrôle de la précision de la mesure

Le contrôle de la qualité du levé gravimétrique se fait par le calcul de la dérive instrumentale qui est un bon critère permettant le suivi du comportement du gravimètre, à titre d'exemple, une dérive supérieure à 0,10 mGal/h est suspecte (Schoeffler, 1975). De plus, la reprise de certaines stations au hasard, dans le temps et dans l'espace, permet d'évaluer la précision de la mesure.

Afin d'avoir un tel contrôle, le réglage précis de l'horizontalité de l'appareil joue un rôle important, il faut l'assurer au mieux. Egalement, le contrôle de la température intérieure peut présenter des écarts brusques difficiles à compenser et l'isolement thermique peut être mal réglé. Il faut donc éviter que le gravimètre subisse des chocs même s'ils sont faibles, ceux-ci peuvent provoquer des sauts brusques de l'appareil qui prend un certain temps à revenir à la normale.

Dans notre mission d'acquisition, la qualité des mesures a été contrôlée d'une part par le suivi régulier par des cycles semi-journaliers de la dérive instrumentale, d'autre part, on a eu recours à des reprises des mesures, c'est-à-dire la mesure de la gravité d'une station qui a déjà fait l'objet d'une mesure dans un programme de mesure antérieur. En effet, une station peut-être reprise plus d'une fois, de plus, les reprises peuvent être aléatoires, pour obtenir la précision d'un levé, ou ciblées pour vérifier une anomalie décelée, ou une mesure douteuse. Le pourcentage de stations reprises est de 20% avec une répartition dans le temps et dans l'espace et dont l'erreur quadratique est de 0.020 mgal.

7- Mode d'acquisition microgravimétrique dans la zone d'étude

Pour une étude microgravimétrique, les stations gravimétriques sont généralement disposées suivant un schéma géométrique particulier qui tient en compte les contraintes imposées par le site. Une configuration carrée ou rectangulaire est toujours souhaitable. Dans ce travail, les obstacles rencontrés tels que la cimenterie, le bassin d'eau ou bien la zone des remblais (Figure 4-9), ont été pris en considération dans l'implantation des stations de mesures.

Au niveau de la colline B-3 et la carrière B-8 (Figure 4-10), la configuration du type de profil est adoptée avec un maillage disposé obliquement sur le site (4-11). Ainsi, nous avons démarré avec un maillage de 20m aux extrémités, et en s'approchant à l'aplomb

de la zone où on a des effondrements localisés, nous avons utilisé un maillage de 5m entre les stations de mesures.

Pour la colline B-3, caractérisée par un relief accentué (Figure 4-10), 22 profils parallèles ont été réalisés avec des longueurs de 80m, et un espacement constant de 5m entre les points de mesures (Figure 4-11). Les profils sont alors orientés sensiblement NE-SW avec une distance variable entre eux, elle est de l'ordre de 5 m à 10 m. Au total, 244 stations de mesures gravimétriques sont acquises dans cette zone.

Pour la carrière B-8, 178 stations couvrant une superficie d'environ 170 x 140 m ont été implantées (Figure 5-11) ; elles sont réparties sur 19 profils orientés N170. Les profils sont espacés de 10m. Il faut signaler qu'on a implanté des stations entre les profils en vue de combler les espaces et d'augmenter la densité des stations de mesure.

Pour les stations de mesures acquises dans ce travail, le gravimètre CG-3M enregistre les caractéristiques suivantes lors de la lecture :

- ① la valeur de la gravité ;
- ② le Tilt en x et en y : c'est la variation du nivellement horizontal au cours de la mesure. Ce tilt ne devrait pas dépasser ± 10 arcs ; si ce n'est pas le cas, une nouvelle mesure est réalisée avec des inclinaisons réajustées inférieurs à ± 10 arcs ;
- ③ la standard deviation SD ;
- ④ la température interne qui ne devrait pas dépasser strictement 1 et -1, par rapport à la référence interne ;
- ⑤ les rejets : c'est la sensation du gravimètre d'une sismicité ou d'un bruit du sous-sol, au cours de la lecture. Ces rejets ne devrait pas dépasser 2, sinon la lecture est bruitée ;
- ⑥ la valeur de la correction des marées ;
- ⑦ l'heure du début de la mesure sachant que la durée de la mesure est de 120s.

En parallèle à ces caractéristiques, chaque station est notée d'un certain nombre d'informations relatives à la topographie. On note la hauteur de l'instrument par rapport au sol et également la topographie proche aux alentours de la station, entre 17 et 54m.



Figure 4-9: Exemples d'obstacles rencontrés lors de levés microgravimétriques dans le site d'Imiter.



Figure 4-10: Vue panoramique de la zone d'étude.

Plusieurs mesures ont été effectuées à chaque station gravimétrique, de telle façon de s'assurer de la répétitive des mesures dont la différence entre les lectures soit inférieure à 0.005 mgals. Le choix de la lecture fiable se fait entre deux lectures proches mais celle, ayant les bonnes caractéristiques précitées, est la lecture la plus convenable ; les autres sont considérées comme aberrantes.

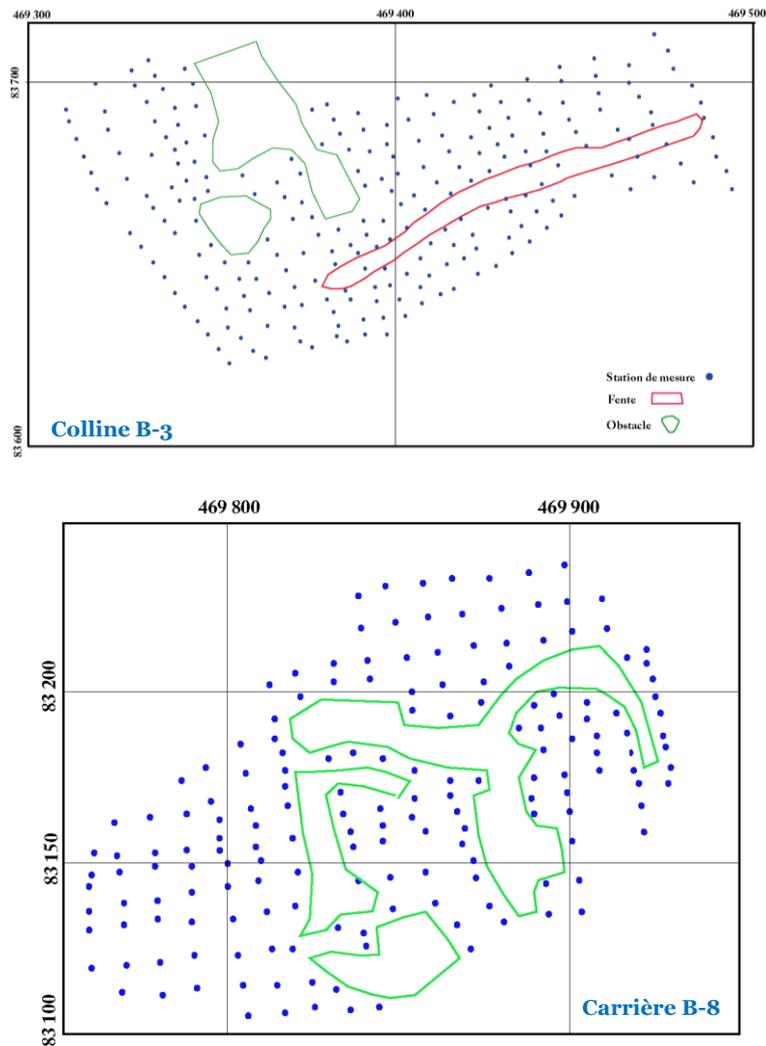


Figure 4-11: Plan de position des stations gravimétriques au niveau de la colline B-3 et la carrière B-8.

8- Levé topographique

La détermination des coordonnées des points (x,y,z) dans l'espace est d'une grande importance dans les travaux de cartographie gravimétrique. Il existe différentes techniques et modes d'acquisition de données topographiques, telles que les GPS ou les stations totales, à grande précision centimétriques surtout pour z .

Dans ce travail, notre but était de faire le suivi des corrections gravimétriques et plus précisément la correction à l'air libre. Nous avons donc procédé à un levé topographique des stations de mesures gravimétriques. Ce levé a été assuré par l'équipe de topographie de la mine d'Imiter. Un point géodésique implanté dans le site minier au sommet de la colline B-3 qui est rattaché au réseau géodésique marocain, a été pris comme point de départ (Figure 4-12).

Pour les mesures d'altimétrie (z) et de planimétrie (x,y), elles sont faites à l'aide d'une station totale de type Leica modèle TPS-300. L'ensemble des points sont inclus dans le réseau géodésique marocain qui présente les caractéristiques suivantes:

- 1 Système de projection: projection conforme conique de Lambert;
- 2 Système de coordonnées: système de coordonnées géographiques Merchich;
- 3 Datum: Merchich.

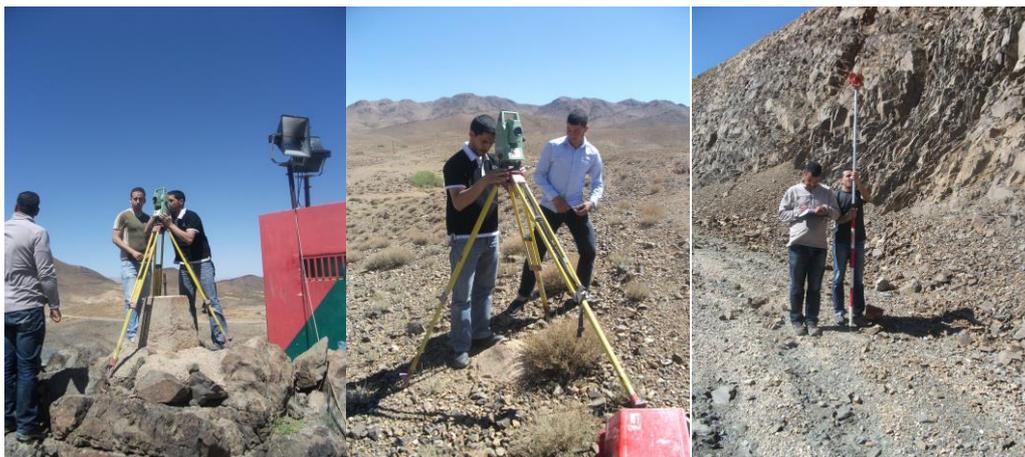


Figure 4-12: Matériels topographiques (station totale de type Leica modèle TPS-300) utilisés dans l'arpentage des stations gravimétriques.

9- Les corrections gravimétriques

Lors de l'acquisition des données gravimétriques, la valeur de g mesurée correspond à une superposition de plusieurs effets. Pour pouvoir se concentrer uniquement sur l'effet des structures du sous-sol afin d'avoir la carte d'anomalie de Bouguer, il est donc nécessaire d'appliquer plusieurs corrections sur les données. Les principaux types de corrections sont:

- ① correction luno-solaire ;
- ② correction de la hauteur de l'instrument ;
- ③ correction de la dérive instrumentale ;
- ④ correction à l'air libre ;
- ⑤ correction de plateau ;
- ⑥ correction topographique.

Notons qu'il existe d'autres corrections mais qui s'appliquent dans des cas très particuliers comme la correction de pression atmosphérique, la correction d'Eötvös appliquée lors de la réalisation des mesures aéroportées ou marines, en tenant compte des mouvements des appareils de mesures. Il y a également la correction des effets des structures anthropiques si l'acquisition microgravimétrique est faite en domaine urbain. En effet, la microgravimétrie en milieu urbain implique à corriger avec soin les perturbations gravifiques sur la mesure de la pesanteur, dues aux effets de la topographie, des bâtiments, des caves et de l'infrastructure des réseaux de distribution (Yule et *al.*, 1998).

9-1. Correction luni-solaire

La lecture faite par un gravimètre en un point donné ne reste pas constante dans le temps et ce pour un phénomène naturel, la marée luno-solaire qui se traduit par une variation de g parfaitement mesurable à chaque instant en tout point de la terre. La force des marées dépend de l'emplacement du point attiré ainsi que de la position et la masse des corps célestes, donc du temps (Debeglia et Dupont, 2002). Cette correction a pour but d'éliminer les effets apportés par les marées dont les variations de g peuvent atteindre 0,2 mGal (Schoeffler, 1975).

Dans notre étude, cette correction est intégrée dans la lecture donnée par le gravimètre CG-3M puisque ce type d'appareil offre, au choix, automatiquement cette

correction, selon la relation de Longman (1959), tout en signalant les coordonnées géographiques de la zone d'étude.

9-2. Correction de la hauteur de l'instrument

La hauteur du gravimètre par rapport au niveau du sol est systématiquement mesurée avec un mètre ruban. Elle est utilisée pour compenser l'effet d'élévation du gravimètre. Cette correction se fait en utilisant un gradient vertical usuel de 0.3086mgal/m, selon la relation suivante:

$$r_h = r_t + 0.3086h_i$$

r_h : valeur corrigée pour compenser la hauteur de l'instrument (mgal);

r_t : valeur après correction de l'effet de marée (mgal);

h_i : hauteur du gravimètre par rapport au niveau du sol (m).

9-3. Correction de la dérive instrumentale

La dérive instrumentale est un effet qui s'ajoute à l'allongement du ressort du gravimètre. En effet, à cause des propriétés intrinsèques du matériau du ressort, ce dernier se déforme par relaxation. Cette déformation est plus importante si le matériau du ressort est neuf et elle diminue avec son vieillissement. D'autre part, le ressort est aussi affecté par les variations de la température ainsi que par les mouvements. Par conséquent, les valeurs de g mesurées dans ces conditions sont directement affectées. Cette variation est de l'ordre de quelques dixièmes de mGal par heure.

Afin d'amener ce type de correction au cours d'une campagne gravimétrique, on commence toujours les mesures dans une station de base où la valeur du g est connue avec précision au temps (T1). Dans notre étude nous avons utilisé la base gravimétrique B-124-1, installée devant le portail de la mine, et après avoir effectué plusieurs nouvelles stations de mesures, on ferme la boucle des mesures dans la même base de départ au temps (T2) ou à une autre base à condition que cette dernière soit intégrée dans le réseau de bases gravimétriques.

En général, les lectures obtenues au début et à la fin de la journée à la station de base ne sont pas semblables. Cette variation est due en partie à la dérive instrumentale.

La condition primordiale réside dans le fait que la correction soit faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Si on note Δg la variation liée à la dérive instrumentale, alors la dérive peut être calculée par la relation suivante:

$$\Delta g = \frac{\Delta g_i}{\Delta t_i} = \frac{g(i+1) - g_i}{t(i+1) - t_i}$$

avec :

$i = 1, 2, 3, \dots$ nombre de points de mesures

g_i : sont les valeurs de g mesurées sur les points de bases correspondants aux temps t_i .

Finalement, la valeur de g en un point sera corrigée de la dérive instrumentale en calculant la correction nécessaire en fonction du temps.

9-4. Correction d'altitude

La force d'attraction gravitationnelle décroît avec l'augmentation de l'altitude. Les stations de mesures ne sont jamais toutes à la même élévation, il y aura une différence de gravité entre elles. De ce fait, la correction d'altitude aplanit ces différences pour que les lectures semblent avoir été prises à une élévation commune, dite de référence (Figure 4-13a). Ainsi, on suppose que chaque mesure faite à une altitude h peut être ramenée au niveau du géoïde ($z=0$) ou à n'importe quel niveau référentiel parallèle au géoïde et dont l'altitude est $z=h$.

On sait que:

$$g = G \frac{m}{r^2} \quad \text{où } r \text{ est le rayon de la terre au niveau de référence,}$$

Si on se déplace d'une hauteur h par rapport à ce niveau de référence, alors:

$$gh = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2 \left(1 + 2\left(\frac{h}{r}\right) + \left(\frac{h}{r}\right)^2\right)}$$

Et puisque on a $r \gg h$ alors l'équation devient:

$$gh = \frac{Gm \left(1 - \frac{2h}{r}\right)}{r^2} = gr - \frac{2hgr}{r}$$

et donc :

$$gh - gr = -\frac{2hgr}{r}$$

En prenant r comme rayon moyen de la terre, la correction à faire est donnée par (h positif vers le haut):

$$\Delta h = 0.3086h \quad mGal / m$$

avec $h > 0$ et cette correction ramène la valeur mesurée de la pesanteur au géoïde de 0.3086 mgal/m .

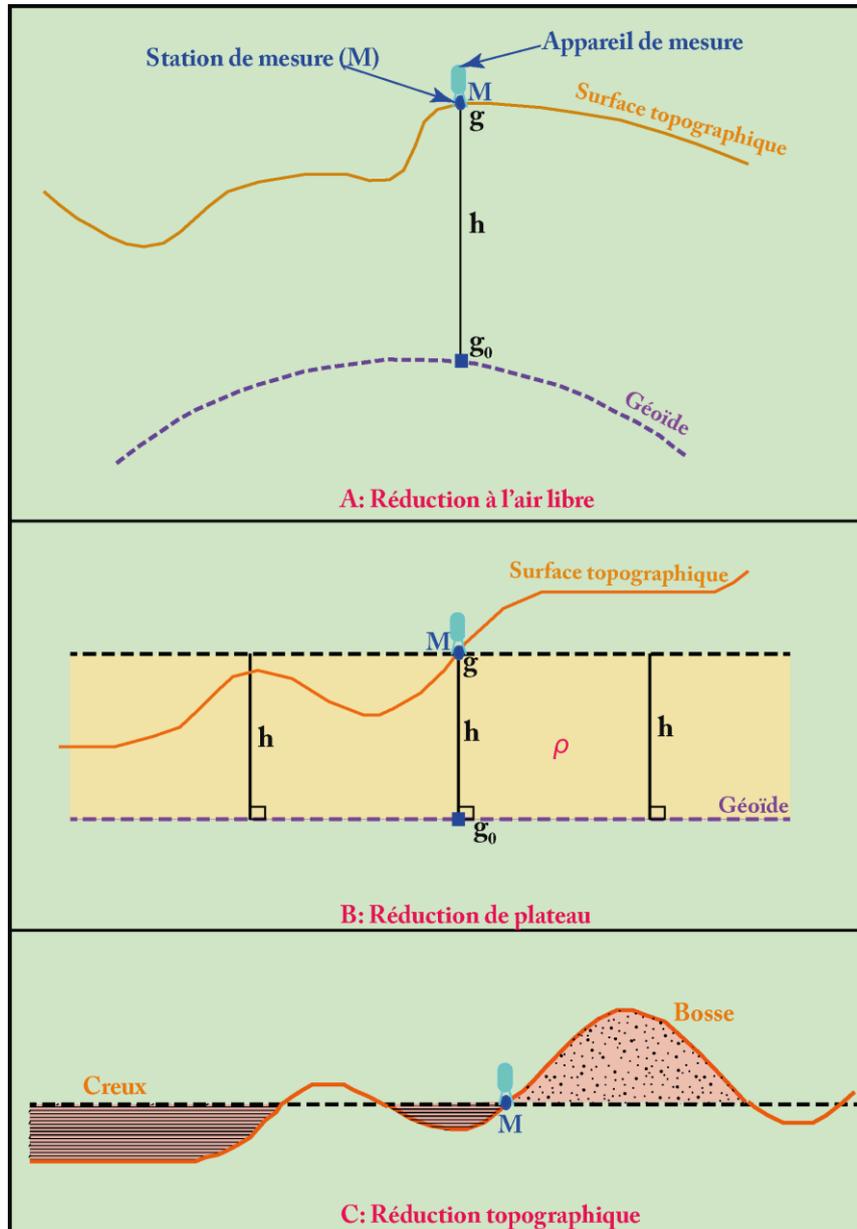


Figure 4-13: Les différents types de corrections établies en gravimétrie.

9-5. Correction du plateau

La correction d'air libre ramène les lectures à une élévation commune, mais elle ignore les surplus ou les déficits de masses par rapport au niveau de référence choisi (Figure 4-13B). La matière au-dessus du niveau de référence exerce une attraction qui s'ajoute à celle qu'aurait normalement ressentie l'appareil si l'élévation de la station avait été celle du niveau de référence. Inversement, l'absence de matière sous le niveau de référence cause un manque d'attraction par rapport à ce qu'aurait été normalement ressenti au niveau de référence.

Pour pouvoir comparer g mesurée au point de mesure M à g_0 corrigée à l'air libre, il faut tenir compte du plateau rocheux horizontal passant par M . Pour une tranche (considérée comme couche horizontale infinie) de hauteur h et de densité ρ (Figure 4-13B), l'attraction est donnée par:

$$\Delta p = 2\pi G \rho h$$

on a alors:

$$\Delta p = 0.04191 \rho h \quad mGal / m$$

Le problème qui se pose est celui de la densité des roches constituant la tranche horizontale. Pour le résoudre, on affecte au plateau une seule densité, la plus vraisemblable, en fonction du contexte géologique. Or, il faut tenir compte de la variation de Δp en fonction de h .

Dans ce travail, la densité utilisée est fournie par le service géologique de la mine. Elle est de 2.7 g/cm^3 comme densité des roches et c'est elle qui est utilisée dans le calcul des réserves.

9-6. Correction topographique

La correction d'altitude supposait la station de mesure située sur une surface plane ou sphérique. En réalité, on doit prendre en considération l'influence de la forme réelle des terrains qui nous ramènent aux conditions réelles.

L'objectif de la correction topographique est de calculer les effets causés par les creux et les bosses entourant la station de mesure (Figure 4-13C). Le remplissage des vides sous l'altitude de la station augmentera la valeur de la gravité. Il est naturel également que le fait d'enlever des masses au-dessus de l'altitude de la station élimine l'attraction

vers le haut, et causera ainsi une augmentation dans la valeur de g (Schoeffler, 1975). Pour éliminer ces effets, il faut ramener la mesure au point de la station, ce qu'elle serait été si la surface topographique était un plan horizontal passant par la station de mesure. On note ici que les corrections de terrain sont toujours positives dans toutes les situations.

Lors du traitement des données gravimétriques et dans le stade des corrections topographiques, il existe deux types de corrections à faire :

- ① la première est celle des reliefs proches (zone B à 17 m et C à 57 m de Hammer) dont l'allure est estimée par l'opérateur sur le terrain. Pour chaque compartiment, on évalue l'altitude de la station. Après on calcul la valeur de la correction correspondante en centièmes de milligal selon la formule donnant l'attraction exercée par une couronne cylindrique verticale sur un point de son axe situé dans le plan d'une de ses bases:

$$g = 2\pi f d (R_2 - R_1 + \sqrt{R_1^2 + h^2} - \sqrt{R_2^2 + h^2})$$

avec:

R_1 et R_2 : rayons intérieurs et extérieurs de la couronne

h : hauteur

d : densité moyenne des terrains

Dans le cas d'un levé microgravimétrique aux alentours des constructions, l'effet gravimétriques de ces dernières et pris en considérations (Qianshen et *al.*, 1996 ; Debeglia et Dupont, 2000 ; Radogna et *al.*, 2003 ; Padin et *al.*, 2012).

- ② la deuxième correction topographique à faire est en relation avec les reliefs lointains d'environ 25km autour de la station de mesure. Cette distance peut-être plus grande dans les zones accidentées. Comme elle peut être écartée dans le cas d'un levé microgravimétrique dans une zone à étendue tabulaire puisque l'effet gravimétrique est très minime.

Autrefois, cette correction se fait à l'aide d'abaques concentriques superposés sur la carte topographique de la région. Ensuite, l'effet gravimétrique de celle-ci est calculé par une formule suivant l'emplacement du point de mesure sur l'abaque.

Cependant et avec l'émergence d'autres techniques, notamment les modèles numériques de terrain (MNT), la correction topographique est devenue plus facile à réaliser et surtout plus précise. Le principe est de construire des prismes bien définis approchant au maximum la topographie réelle à partir du MNT de la région d'étude. Une

densité est affectée dans chacune d'entre elles, puis l'effet gravimétrique de chaque prisme est enfin calculé. A la fin, il suffit de faire une somme de l'effet de tous les prismes pour avoir l'effet gravimétrique global de la topographie de la région sur le point de mesure.

Dans ce travail, on a eu recours au model numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 30 m. Il s'agit du model Aster GDEM élaboré par METI (Ministry of Economy and Industry of Japon) et la NASA. Pour le calcul de ces corrections, il a été établi par le logiciel Oasis Montaj.

Une fois toutes ces corrections faites, les valeurs de la pesanteur acquises permettent le calcul de l'anomalie de Bouguer qui est fonction de l'ensemble des variations de densité sous la surface topographique.

L'anomalie de Bouguer A_B s'exprime ainsi :

$$A_B = g_{mes} - g_{th} + 0.3086h + (0.3086h - 0.0491\rho h) + \rho T$$

où ρ est la densité de réduction de Bouguer,
h altitude du point de mesure,
T la correction de terrain pour la densité ρ

Ces variations peuvent être localisées, superficielles ou en profondeur. L'intérêt principal de la microgravimétrie est d'isoler les entités locales peu profondes. Pour ce faire, il faut accéder aux courtes longueurs d'ondes liées aux variations de densités superficielles objets de cette étude. Les grandes longueurs d'ondes doivent être retirées de l'anomalie de Bouguer via l'anomalie régionale.

L'anomalie résiduelle dans la majorité des cas illustre des anomalies négatives et positives. Ces dernières ne feront pas l'objet d'une analyse détaillée, car elles marquent les excès de masse, qui ne sont pas l'objet de ce travail. Pour les anomalies négatives, elles ne sont pas toutes attribuables à la présence de cavités mais peuvent être dues à des variations de densités lithologiques, zones altérations ou de fissuration.

III- Interprétation des cartes gravimétriques de la zone d'étude

1- Les cartes gravimétriques au niveau de la colline B-3

1-1. Carte d'anomalie de Bouguer

Dans le cas de la recherche des cavités artificielles causées par les travaux des anciens, les cibles prospectées présentent des caractéristiques gravimétriques bien nettes, par déficit de densité, ce qui facilite le choix des anomalies à discuter. Au niveau de la mine d'Imiter et dans la colline B3 en particulier, on a établi la carte d'anomalie de Bouguer qui montre une amplitude maximale de 0.7 mgal, et les valeurs se répartissent entre 157.6 mgal et 158.3 mgal (Figure 4-14).

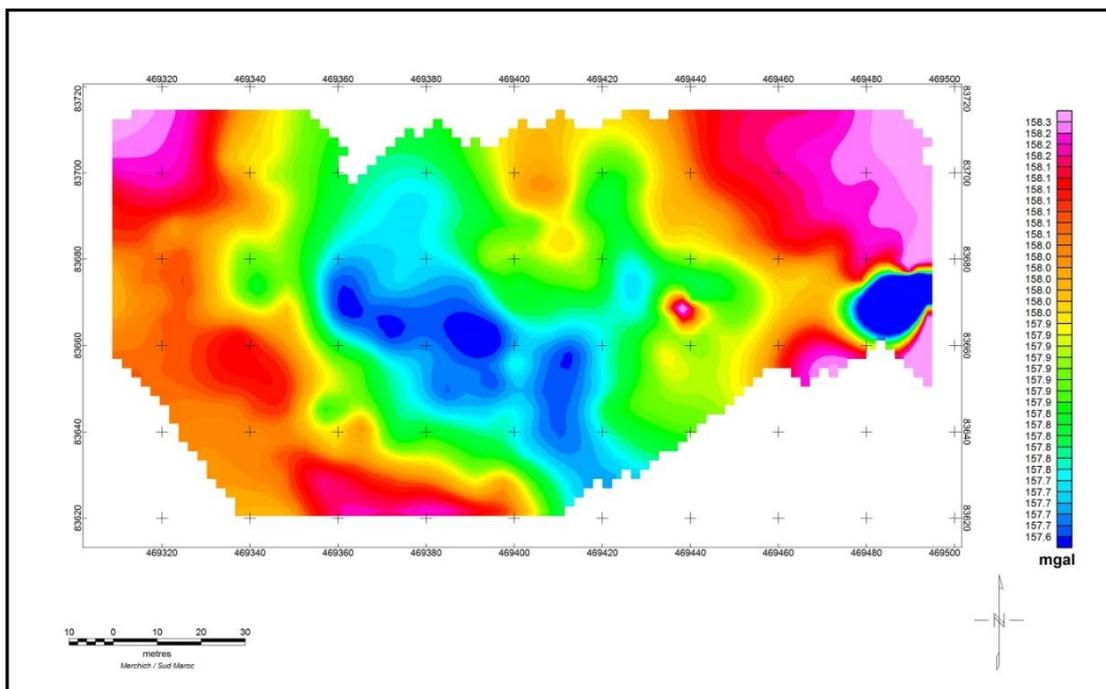


Figure 4-14: Carte d'anomalie de Bouguer au niveau de la colline B-3 ($d=2.7$).

La description de la carte d'anomalie de Bouguer permet de distinguer deux types d'anomalies caractérisées par leurs amplitudes et leurs directions :

- ① les anomalies de Bouguer positives qui sont comprises entre 158.0 mgal et 158.3 mgal. Elles sont représentées par une échelle de couleur comprise entre le jaune pour les anomalies proches de 158.0mgal, et le rose pour les anomalies d'amplitude maximale. Ces anomalies occupent différentes positions dans le secteur d'étude. Cette carte met en évidence deux grandes anomalies, la première anomalie occupe la partie ouest, et l'autre se situe au NE. En plus, on a deux autres petites anomalies de forme subcirculaire au centre de la carte ;

- ② les anomalies de Bouguer légèrement positives qui sont comprises entre 158 mgal et 157.6 mgal. Elles sont représentées dans la bande de couleur qui s'étale entre le jaune et le bleu correspondant aux valeurs positives les plus faibles sur la carte. Sur cette carte on observe trois anomalies légèrement positives qui occupent le centre, et qui sont représentées par des couleurs bleus (du clair vers le foncé).

La première anomalie est de grande dimension qui est constituée de deux anomalies de forme subcirculaire et de direction E-W avec une amplitude de 0.1 mgal. La deuxième anomalie illustre une forme allongée de direction N-S avec une amplitude de 0.1 mgal. Finalement, une anomalie de forme circulaire située à l'est de la carte avec une amplitude de 0.2 mgal.

1-2. Les anomalies négatives de la carte résiduelle

La carte résiduelle correspond au résultat de la soustraction de la composante régionale de la carte d'anomalie de Bouguer. Le résultat obtenu est représenté par la carte résiduelle (Figure 4-15). Cette carte montre une amplitude maximale de 0.32 mgal exprimant une différence de 0.38 mgal par rapport à celle de l'anomalie de Bouguer. On note un changement de forme et de signe avec un déplacement de certaines anomalies par rapport à la carte d'anomalie de Bouguer.

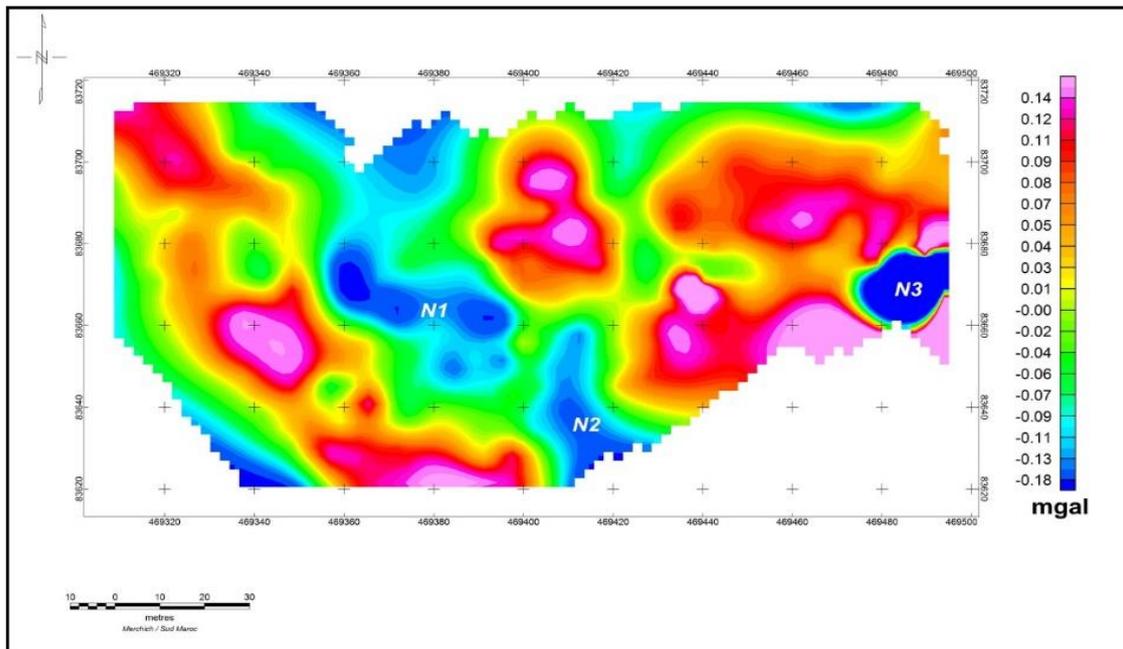


Figure 4-15: Carte d'anomalie résiduelle au niveau de la colline B-3.

Les résultats illustrés sur cette carte, montrent la présence de deux types d'anomalies de signes différents (positives et négatives). En raison que notre travail consiste à localiser les cavités dans cette zone, on va s'intéresser uniquement aux anomalies négatives qui sont en relation avec un déficit de masse d'une manière générale. Ainsi, on distingue trois types d'anomalies négatives :

- ① l'anomalie N₁, correspond à une grande anomalie qu'on peut décomposer en quatre sous-anomalies. La première de forme allongée selon la direction E-W avec une amplitude de 0.04 mgal. Celle-ci a une longueur de 32.5m et une largeur de 13.75m. La deuxième anomalie est de forme subcirculaire avec une amplitude similaire à la première, avec une longueur d'onde de 15m. La troisième et la quatrième anomalie sont des réponses négatives dont la forme est subcirculaire et l'amplitude est de 0.02 mgal.
- ② l'anomalie N₂, illustre bien une anomalie de forme allongée selon une direction N-S avec une amplitude de 0.04 mgals. Cette anomalie a une dimension de 25m de longueur et 15 m de largeur.
- ③ l'anomalie N₃, c'est une anomalie de forme circulaire, localisée dans la partie orientale de la zone d'étude avec une amplitude de 0.09 mgal.

La superposition de la fente et des galeries qui représentent respectivement les travaux des anciens et les travaux actuels sur la carte résiduelle (Figure 4-16), illustre bien que certaines anomalies négatives ont un contact direct et/ou une intersection avec la fente. Ceci nous laisse supposer que ces anomalies sont en relation avec les exploitations anciennes. En effet, cette exploitation basée sur la recherche de la minéralisation d'argent accessible à la surface, puis elle est suivie en profondeur en suivant une direction vers le Nord ou vers le Sud.

1-3. Les prolongements

Pour une meilleure identification des sources génératrices des anomalies, nous avons appliqué à la carte d'anomalie résiduelle le filtre de prolongement à différents hauteurs de 5, 10, 15, 20, 25 et 30m (Figure 4-17).

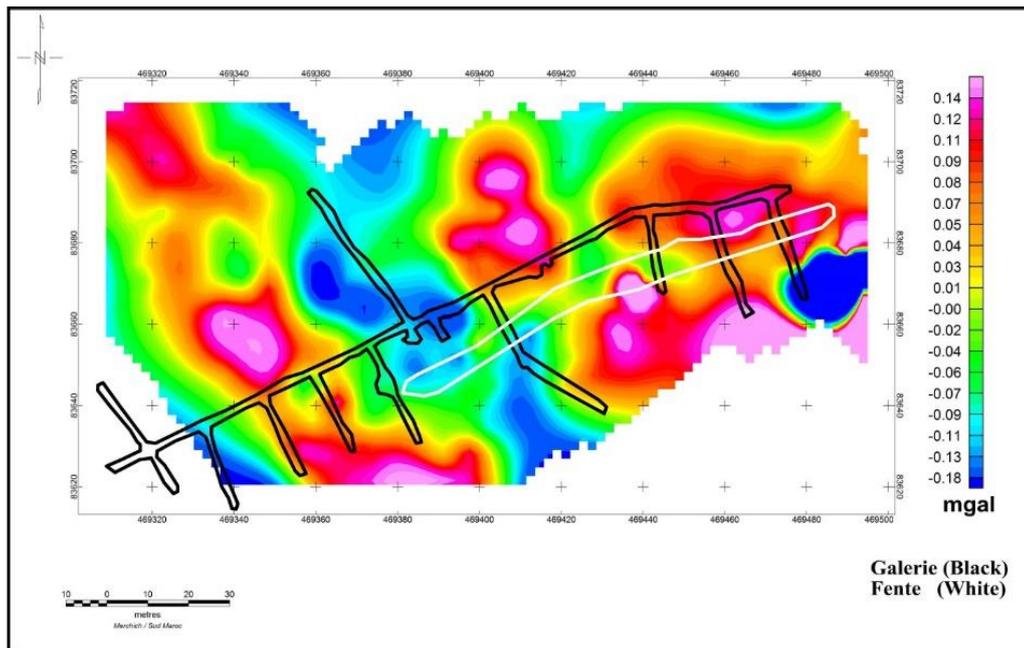


Figure 4-16: Carte d'anomalie résiduelle de la colline B-3 superposée par la fente et les galeries actuelles.

On remarque qu'à partir de la hauteur du prolongement de 15 mètres, les anomalies négatives N-2 et N-3 s'estompent. Ce qui indique leur caractère superficiel avec le toit de la source qui est situé presque à 8m. Pour l'anomalie N-1 et ses composantes, s'associent progressivement vers le Nord et s'estompent à partir de 20 mètres de hauteur de prolongement.

1-4. La carte de la dérivée verticale de l'anomalie résiduelle

La carte de dérivée verticale de la colline B-3 (Figure 4-18) révèle l'individualisation et l'accentuation de certaines anomalies négatives par rapport aux réponses enregistrées au niveau de la carte d'anomalie résiduelle. Elle montre une certaine ressemblance avec la carte d'anomalie résiduelle et elle permet de constater :

- ① l'apparition des nouvelles anomalies négatives qui ne sont pas représentées sur la carte d'anomalie résiduelle, telles que les anomalies situées au sein des anomalies positives localisées à l'ouest de la zone d'études et celle situant au NE de N₂ ;
- ② début de la séparation de certaines anomalies, telle que N₁ et N₂ ;
- ③ la disparition d'autres anomalies, telle que la continuité de l'anomalie N₁ vers le Nord.

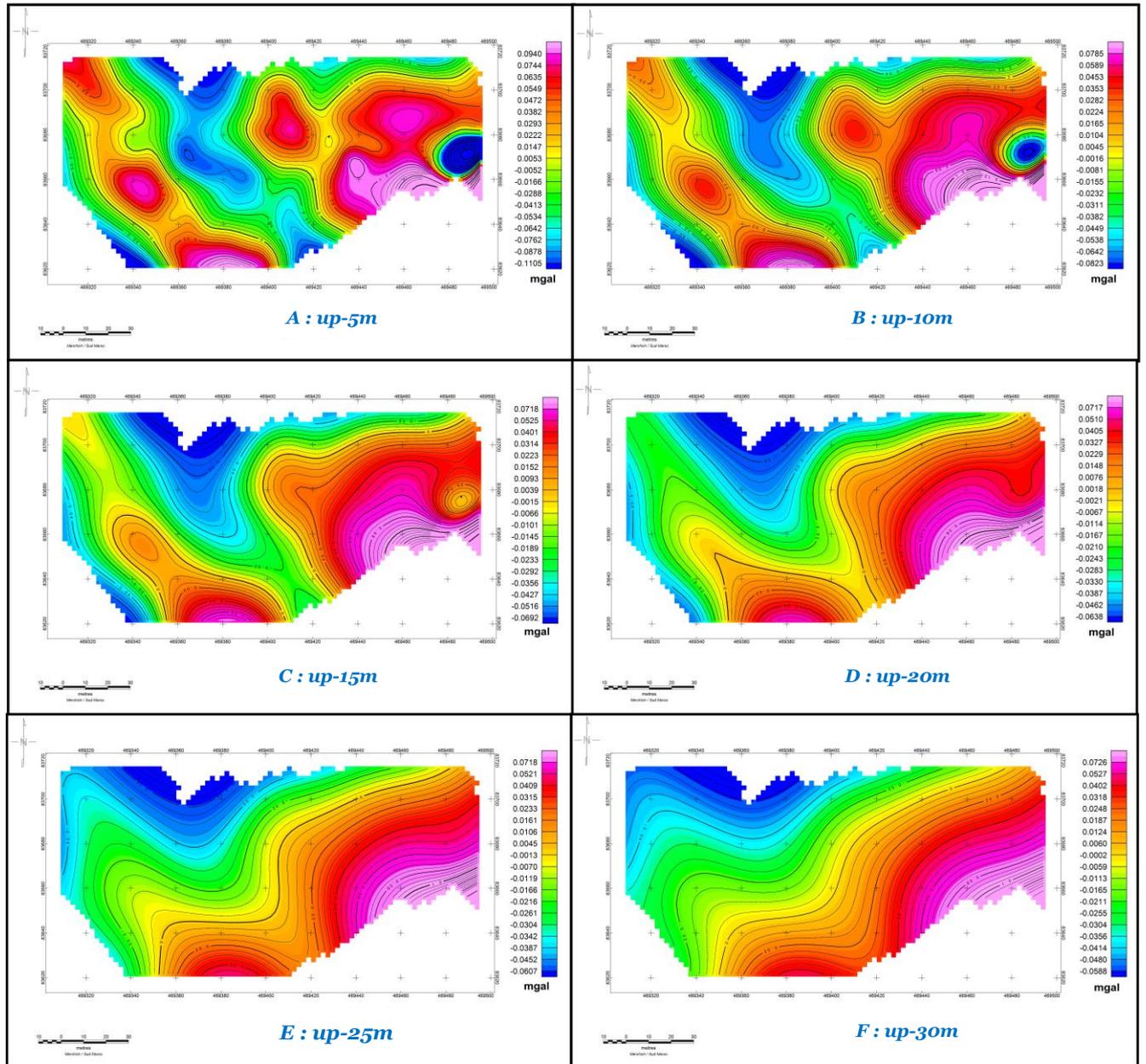


Figure 4-17. Cartes de prolongement vers le haut à différents niveaux de l'anomalie résiduelle de la colline B-3 (A- up5, B- up10, C- up15, D- up20, E- up25 et F- up30m).

La superposition de la fente sur la carte de la dérivée première selon Z, permet d'une part de confirmer l'interprétation qu'on a donné aux anomalies négatives représentées sur la résiduelle, et d'autre part, d'interpréter de la même façon les nouvelles anomalies négatives mises en évidence par la dérivée verticale en tant que cavités.

De plus, la technique de la déconvolution d'Euler avec différents indice structural 1 et 2 (Figure 4-19), illustre bien que les solutions obtenues sont très superficielles dont la profondeur est comprise entre 3.2 et 21m. Ces solutions se présentent aux alentours des anomalies négatives N 2 et N3 de la carte résiduelle, alors que pour l'anomalie N1, les solutions se localisent à la périphérie selon un alignement N-S. On pense que cette dernière est due à une différence de lithologie et en particulier aux niveaux des zones broyées des failles présentes dans le secteur d'étude.

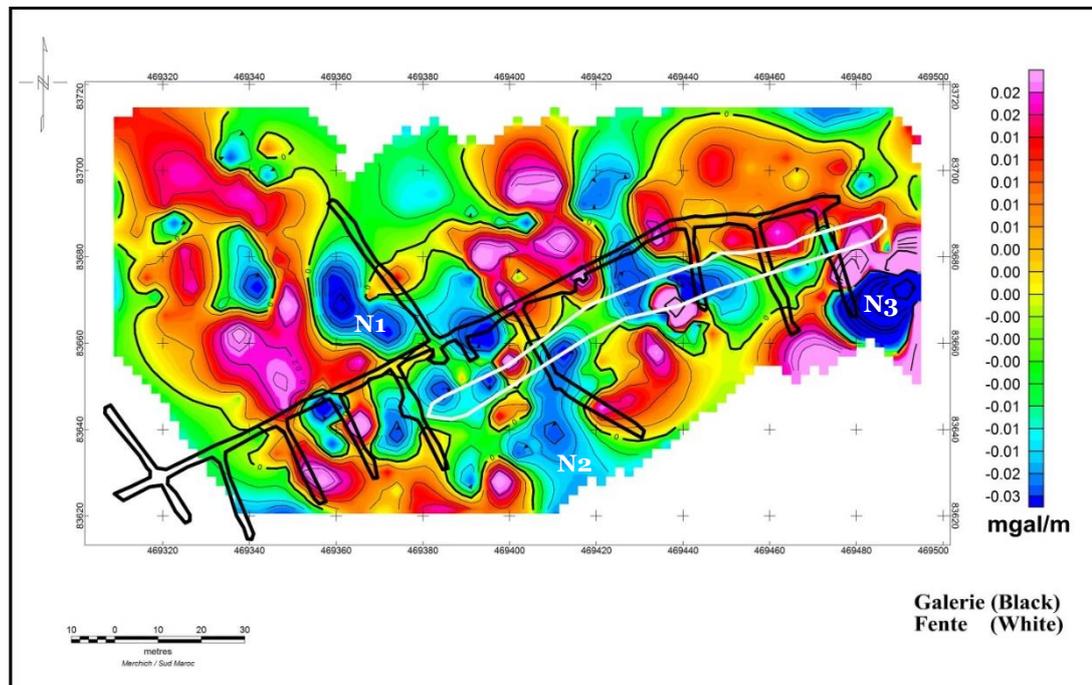


Figure 4-18: Carte de la dérivée verticale de la colline B-3, superposée par les galeries des travaux actuels et la fente des activités des anciens.

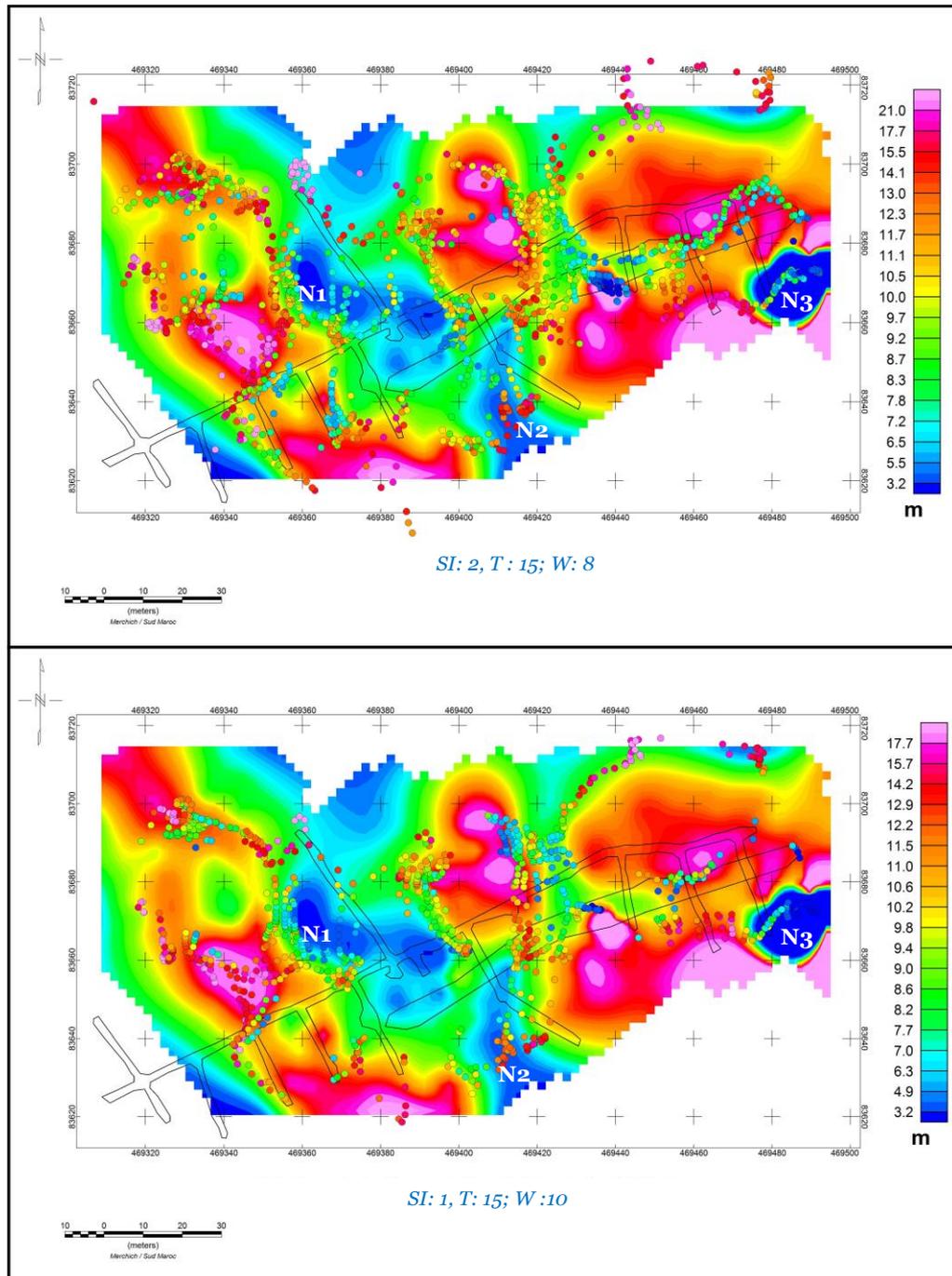


Figure 4-19: Superpositions des solutions d'Euler sur la carte résiduelle de la colline B-3.

2- Les cartes gravimétriques au niveau de la carrière B-8

2-1. Carte d'anomalie de Bouguer

L'examen approfondi de la carte d'anomalie de Bouguer de la carrière B-8, montre qu'elle est composée de deux parties, l'une orientale avec une forte réponse et l'autre occidentale de réponse faible. Ces réponses présentent un gradient décroissant de l'Est vers l'Ouest avec des valeurs de l'ordre de -97,8 mgal qui passe à -98,6 mgal (Figure 4-20).

Sur la carte, on remarque la présence d'une zone en forme d'arc qui forme une limite franche entre les zones gravimétriques à excès de masse et celles à déficit de masse.

- ① les zones à excès de masse sont localisées dans la partie orientale et centrale de la zone d'étude. On constate la présence d'une anomalie importante en forme d'arc, d'amplitude (-97,8 mGal), qui est marquée par une direction NW-SE (Figure 4-20). Ce type d'anomalie ne fait pas l'objet de notre travail ;
- ② les zones à déficit de masse sont situées principalement à l'ouest de la carrière à l'exception d'une anomalie négative de forte amplitude au centre de la zone d'étude. Elles sont caractérisées par la présence d'une série d'anomalie de forme circulaire et à faible amplitude due à d'un déficit de masse (Figure 4-20). Cette partie de la carrière correspond aux galeries minières réalisées lors de l'exploitation actuelle.

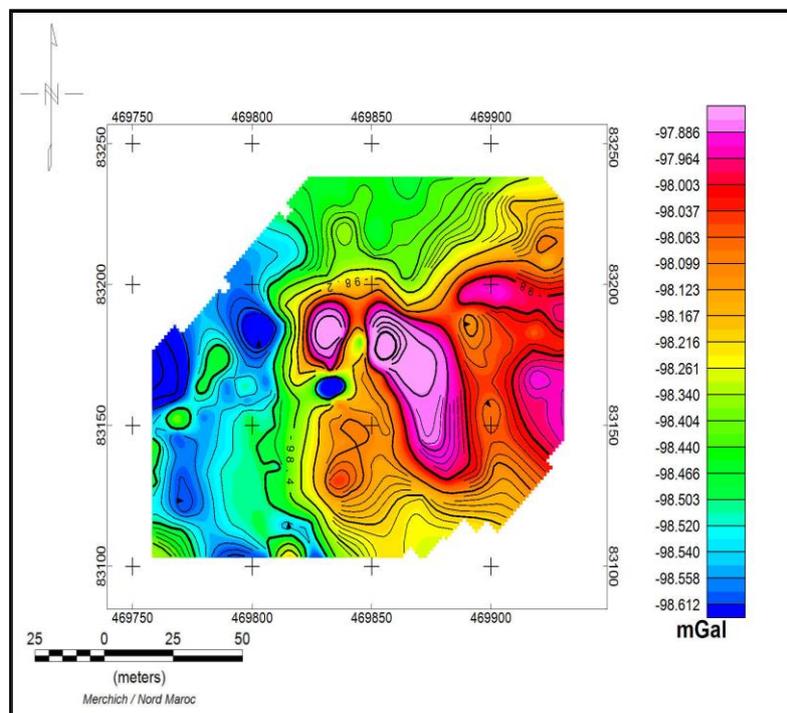


Figure 4-20: Carte de l'anomalie de Bouguer de la carrière B-8 (d = 2,7).

2-2. Carte d'anomalie résiduelle

La nécessité de l'utilisation de la carte d'anomalie résiduelle dans notre étude, réside dans le fait de mettre en évidence les variations de gravité en lien avec les variations de densité de la subsurface superficielle. Cette carte (Figure 4-21) montre des anomalies positives qui ne feront pas l'objet d'une analyse détaillée, car elles marquent les excès de masses. Pour les anomalies négatives, elles sont aux nombres de trois et sont réparties comme suit :

- ① une zone de forte anomalie négative (A) de direction N-S avec une extension E-W et qui traverse presque toute la carrière B-8 du côté occidentale. Cette anomalie négative (A) montre un signal gravimétrique négatif due à la présence d'un déficit de masse dans le sous-sol. Elle peut être expliquée par la concentration des travaux miniers dans cette partie de la zone d'étude ;
- ② une autre anomalie négative (B) d'ampleur importante -0,204 mgal, située au nord de la carrière ;
- ③ une anomalie négative (C) de faible amplitude située à l'est de la zone d'étude. Cette anomalie peut correspondre aux vides observés à la surface de la zone d'étude.

D'une manière générale, la carte résiduelle montre la présence d'une anomalie positive à excès de masse et qui correspond au corps minéralisé exploité. Cette anomalie positive sépare deux corps moins denses, ces derniers correspondent aux cavités souterraines et aux galeries d'exploitation récentes (Figure 4-22).

2-3.- Les prolongements

L'application du filtre de prolongement vers le haut à la carte d'anomalie résiduelle permet de suivre le signal gravimétrique des sources à différents niveaux. En effet, la carte de prolongement vers le haut à 5m montre que les anomalies négatives A, B et C, présentes sur la carte résiduelle, sont bien illustrées à cette altitude (Figure 4-23).

Pour le niveau de prolongement à 10m et à 15m (Figure 4-23), on remarque que les anomalies A et B persistent encore alors pour l'anomalie C, les courbes anomaes commencent à se lisser.

Lorsqu'on réalise un prolongement à l'altitude de 20m (Figure 4-23), on constate que les courbes anomaes C ont tendance à s'associer avec ceux de l'anomalie B. Alors que les anomalies négatives A et B, sont peu réduites dans l'espace.

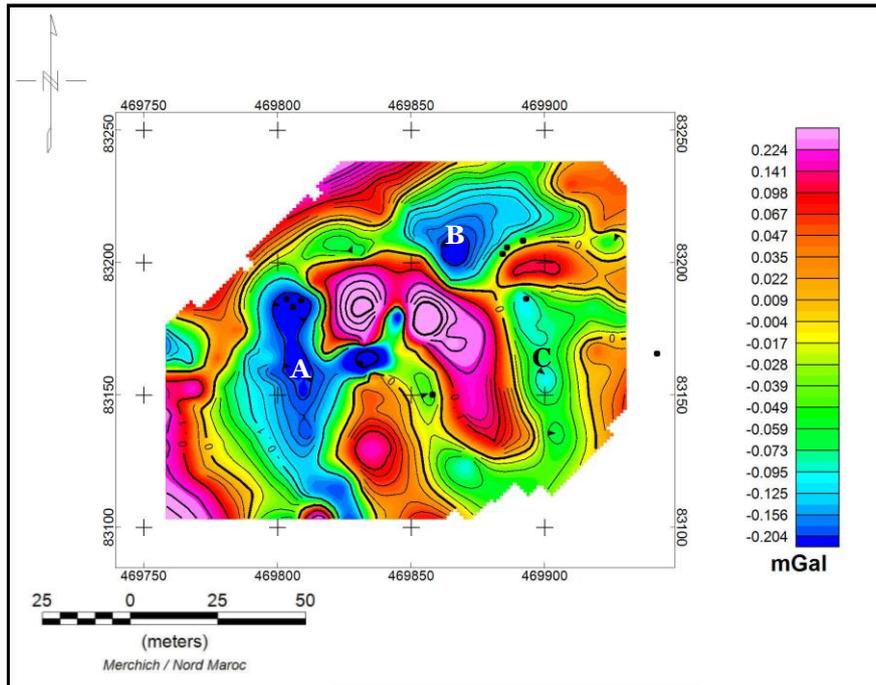


Figure 4-21: Carte de l'anomalie résiduelle de la carrière B8 ($d = 2,7$).

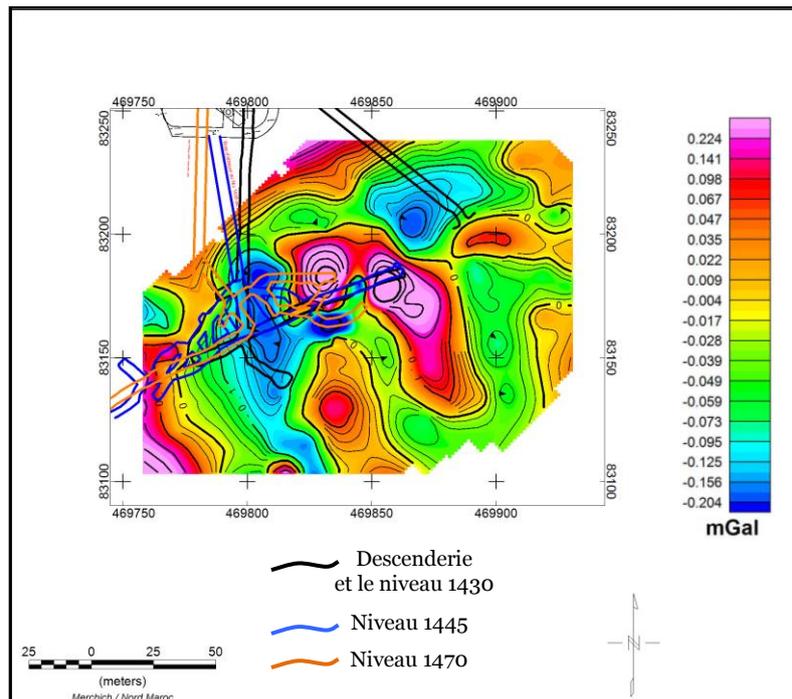


Figure 4-22: Carte de superposition de l'anomalie résiduelle par les galeries d'exploitations récentes.

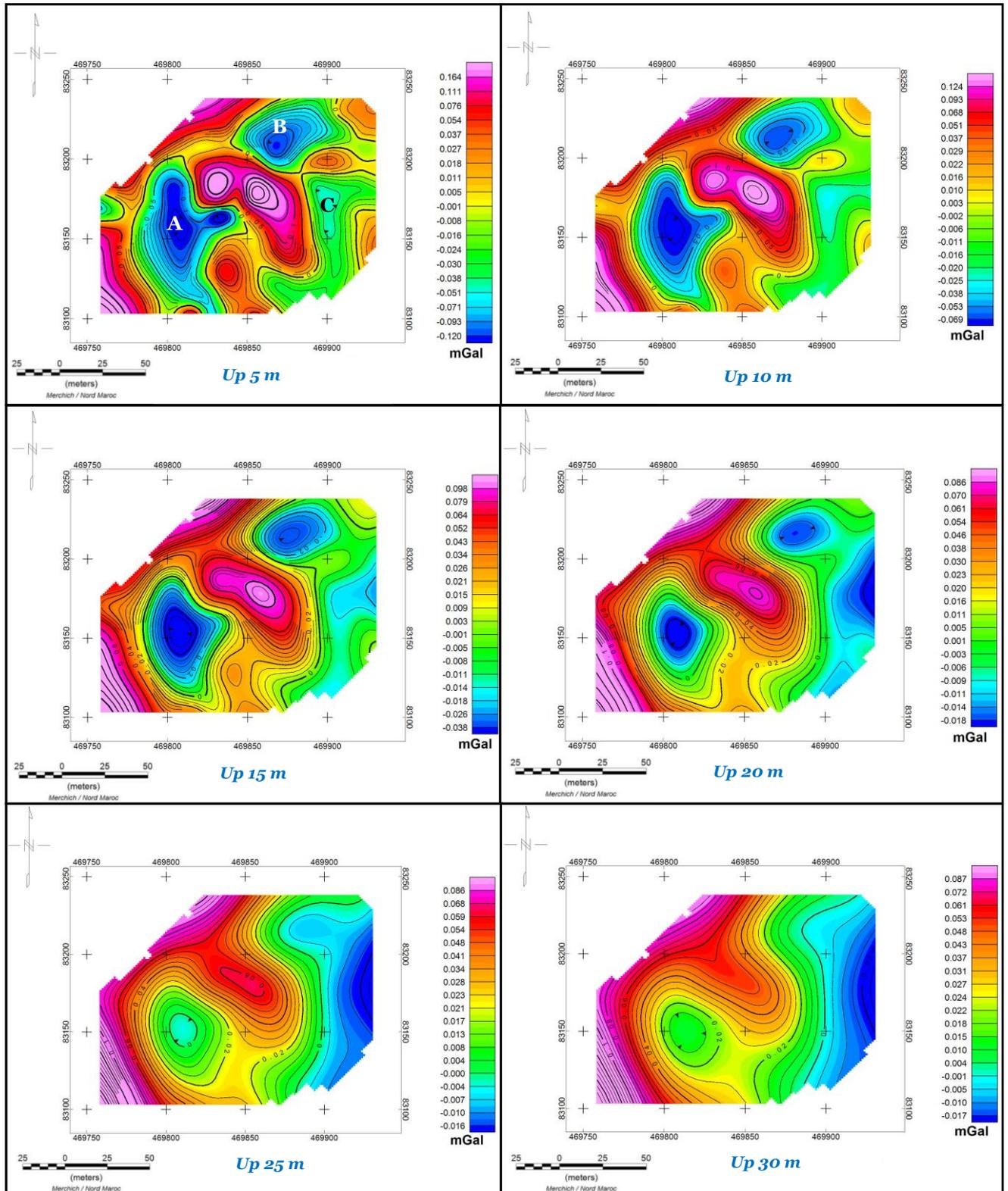


Figure 4-23: Cartes de prolongement vers le haut à différents niveaux de l'anomalie résiduelle.

En réalisant des prolongements successivement à 25m et 30m (Figure 4-23), l'anomalie A persiste encore avec des amplitudes anormales très faibles. Pour les anomalies B et C, on constate qu'elles s'associent complètement en occupant la partie orientale de la zone d'étude.

2-4.- Les dérivées

Les résultats du calcul de la dérivée première (Figure 4-24), montrent bien que les anomalies négatives A, B et C décrites sur la résiduelle de la carrière B-8, présentent les caractéristiques suivantes :

- ① l'anomalie négative A, décrite sur la résiduelle persiste selon la direction N-S et également selon l'extension E-W ;
- ② l'anomalie négative B décrite sur la résiduelle, on constate sa présence sur la carte de la dérivée première ;
- ③ l'anomalie (C), on constate qu'elle devient très faible en amplitude.

Pour la carte de la dérivée seconde (Figure 4-25B) établie en utilisant un filtre pass-bas afin d'éliminer les bruits, elle montre des anomalies négatives très importantes. Les anomalies négatives dégagées sur la carte de dérivée première sont bien mises en évidence surtout la branche E-W de l'anomalie négative résiduelle A.

Ainsi, en comparant les deux cartes de la dérivée première et seconde, et plus particulièrement au niveau des anomalies négatives, les deux cartes nous donnent une vue d'ensemble de ces cavités en subsurface. En effet, les caractéristiques de l'anomalie C prouvent sa position superficielle à l'inverse des deux autres anomalies qui sont probablement profondes.

La carte de déconvolution d'Euler obtenue, montre les positions des sources gravimétriques annonçant des profondeurs variables allant de 1.6 à 30m (Figure 4-25). Sur cette carte, on constate que ces profondeurs sont proches de la surface surtout pour l'anomalie négative (C). Pour l'anomalie négative (B), on remarque que la profondeur de la source est comprise entre 15 et 35m. Cependant, pour l'anomalie gravimétrique négative (A), la profondeur est variable, elle est presque à la surface vers sa partie septentrionale, jusqu'à 15m à sa limite méridionale; alors que pour son extension E-W, elle est située à une profondeur de 12m (Figure 4-25).

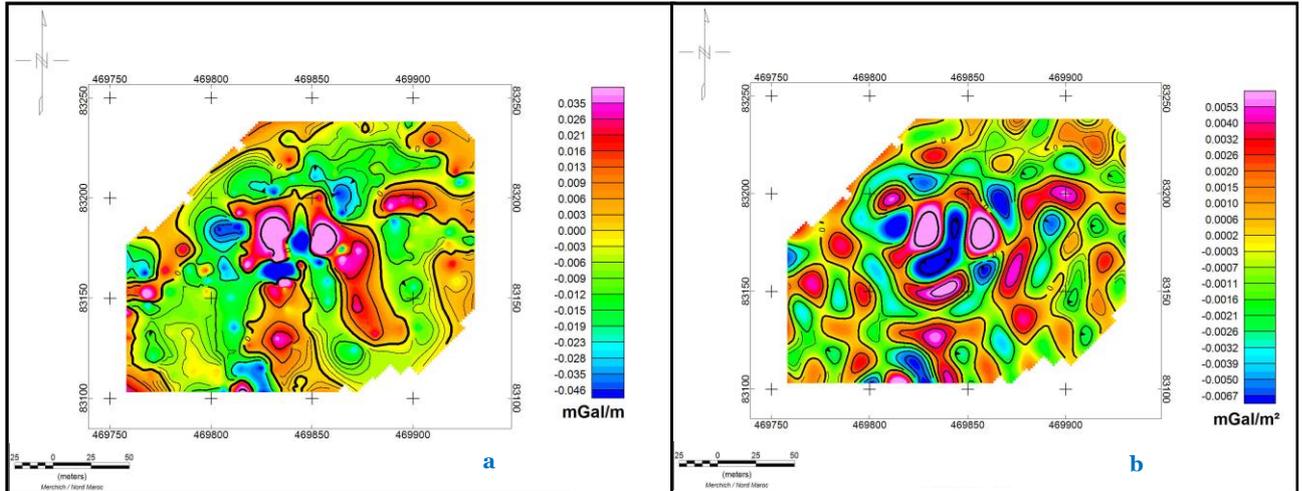


Figure 4-24: Carte de la dérivée première z (a) et de la dérivée seconde (b) de l'anomalie résiduelle.

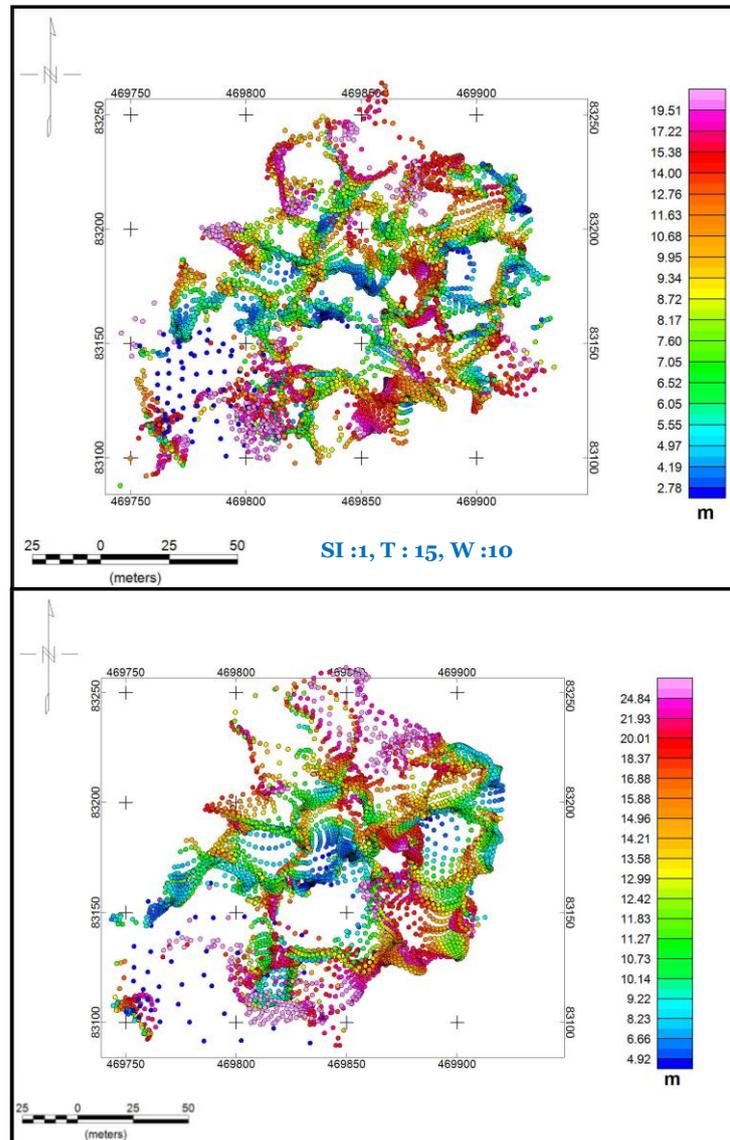


Figure 4-25: Carte de la déconvolution d'Euler.

3- Conclusions

La prospection par microgravimétrie pour l'usage en ingénierie civile tels que la détection de cavités, cible des corps anormaux, beaucoup plus petits et qui sont de l'ordre du mètre jusqu'à quelques dizaines de mètres au maximum. Cette méthode s'avère un outil de détection fiable, capable de détecter des cavités de différentes formes et volumes, à des profondeurs et des milieux variés.

Ainsi, la microgravimétrie est utilisée lors de ces travaux de recherche afin de cartographier des cavités des anciens travaux dans la mine d'Imiter. Ces cavités sont caractérisées par des anomalies négatives mais il est évident que toutes les anomalies présentes sur les cartes résiduelles ne sont pas forcément attribuables à la présence des cavités. Les variations lithologiques provoquent des anomalies négatives qu'il n'est pas possible de distinguer à priori de celle produites par les cavités franches. Pour cette raison, en microgravimétrie, une anomalie négative jugée significative doit toujours être suivie d'un contrôle par sondage mécanique pour lever l'indétermination. En effet, il est préconisé d'effectuer des sondages mécaniques de contrôle surtout pour les anomalies N1 et N3 de la colline B-3, du fait de leur situation à proximité immédiate des fentes ou des cavités de surface.



Références bibliographiques

Bibliographie

A-

- Ait Brahim L, Chotin P., Hinaj S., Abdelouafi A., El Adraoui A., Nakcha C., Dhont D., Charroud M, Sossey Alaoui F., Amrhar M. , Bouaza A. , Tabyaoui H. & Chaouni A. (2002)- Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357(1), pp. 187-205.
- Ait Hssaïne A. (2000)- Evolution géomorphologique du piémont sud atlasique dans la région de Taroudant (SW-Maroc) au cours du Tertiaire et du Pléistocène inférieur. *Bulletin de l'Institut Scientifique de Rabat*, 22, pp. 17-28.
- Ahid D. (2011)- Cartographie microgravimétrique des cavités d'origine anthropique : Exemple des cavités historiques de la mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Mémoire de Master de la Faculté des Sciences de Meknes*.
- Algouti Ab, Algouti Ah, Chbani B. & Zaim M. ((2001)- Sédimentation et volcanisme synsédimentaire de la série de base de l'Adoudounien infra cambrien à travers deux exemples de l'Anti Atlas du Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 32(4), pp. 541-556.
- Allen P. A., Homewood P. W., & Williams G. D. (1986)- Foreland basins : An introduction, in Allen, P. A., and Homewood, P., eds., Foreland basins. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 8, pp. 3-12.
- Allis R.G. & Hunt T.M. (1986)- Analysis of exploitation-induced gravity changes at Wairakei Geothermal Field. *Geophysics*, 51, pp. 1647-1660.
- Andreu B., (1991)- Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Doctorat d'Etat Es-Sciences. Université de Paul Sabatier, Toulouse, France, Stratigraphie, Série 2(14)*, 765p.
- Arzi A. A. (1975)- Microgravimetry for engineering applications. *Geophysical Prospecting*, 23 (3), pp. 408-425.
- Asfirane-Haddaj F. & Galdeano A. (2000)- L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171(1), pp. 71-81.
- Ayarza P. ; Alvarez-Lobato P. ; Teixell A. ; Arboleya ML. ; Teson E. ; Julivert M. & Charroud M. (2005)- Crustal structure under the central High Atlas Mountains (Morocco) from Geological and gravity data. *Tectonophysics*, 400(1), pp. 67-84.

B-

- Baidder L. (2007)- Structuration de la bordure septentrionale du Craton Ouest Africain du Cambrien à l'actuel : Cas de l'Anti Atlas oriental du Maroc. *Thèse d'Etat, Université Hassan II-Aïn Chock*, 215p.
- Baranov V. (1957)- A new method for interpretation of aeromagnetic maps : Pseudo-Gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), pp. 359-382.

- Baranov V. & Naudy H. (1964)- Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, 29, pp. 67-79.
- Barnoud A. (2016)- Imagerie géophysique de l'île volcanique de Basse-Terre, en Guadeloupe, par inversion de données sismologiques, gravimétriques et magnétiques. *Thèse de Doctorat, Université de Grenoble Alpes, France, 280p.*
- Barral J. P., Favreau G. & Lheur C. (2008)- La Mine d'Argent d'Imiter (Maroc), Géologie, histoire, exploration et description des espèces minérales. *Le cahier des Micromonteurs; AFM 101, Paris, France.*
- Beauchamp J. (1988)- Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco). In: *Manspeizer W.: Triassic- Jurassic Rifting continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Elsevier, pp. 477-497.*
- Beauchamp W. Allmendinger R.W.; Baranzagi M.; Demnati A.; El Adji M. & Dahmani M. (1999)- Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18(2), pp. 163-185.
- Beaumont C. (1981)- Foreland basins. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 137, pp. 291-329.
- Benammi M., Toto E. & Chakiri S. (2001)- Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain : styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 333, pp. 241-247.
- Benammi M., Toto A.E. & Chakiri S. (2006)- Tectonique tangentielle atlasique dans les bassins synorogéniques néogènes de Ouarzazate et d'Aït Kandoula (bordure sud du Haut Atlas Central, Maroc). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18(3-4), pp. 151-162.
- Benvenuti M., Moratti G. & Algouti A. (2017)- Stratigraphic and structural revision of the Upper Mesozoic succession of the Dadès valley, eastern Ouarzazate Basin (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 135, pp. 54-71.
- Benyoucef M. (2012)- Le bassin Crétacé du Guir (Sud-Ouest algérien): Caractérisations litho-biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. *Thèse de Doctorat, Université de Telemcen, Algérie, 218p.*
- Benziane F. (1990)- Aperçue géologique du Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental). Colloque géologique international. *Livret-Guide. Fascicule 6-Annexe 6-2. Excursion trans Maroc. Société Géologique du Maroc-Rabat, et Société Géologique de France Paris.*
- Benziane F. & Yazidi A. (1992)- Corrélation des formations du protérozoïque supérieur. *Notes et Mémoires. Société Géologique du Maroc*, 366, pp. 147-157.
- Benziane F., Yazidi A., Stone B. D., El Fahssi A., Yazidi M., Saadane A., Walsh G., Ejjouani H. & Kalai M. (2008)- Carte géologie du Maroc, Feuille Qal'at Mgouna. *Notes et Mémoires du service géologique du Maroc*, 468Bis, 139p.
- Berger J. (2008)- Les associations de roches basiques – ultrabasiques néoprotérozoïques d'Amalaoulaou (Gourma, Mali), du Tassendjanet (Hoggar occidentale, Algérie) et cénozoïques du Saghro (Anti-Atlas, Maroc) : témoins de l'évolution géodynamique

- de la ceinture péri-cratonique ouest-africaine. *Thèse de l'Université Libre de Bruxelles, 404p.*
- Berrahma M., Delaloye M., Faure-Muret A. & Rachdi H. E. N. (1993)- Premières données géochronologiques sur le volcanisme alcalin du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc. *Journal of African Earth Sciences 17(3), pp.333-341.*
- Black R., Caby R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand J. M., Boullier A. M., Fabre J. & Lesquer A. (1979)- Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature 278, pp. 223-227.*
- Blakley R. J. (1996)- Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University press, New York, 464p.*
- Boujamaoui M., Manar A., Gaouzi A. & Maacha L ; (2017)- Recherche et cartographie des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter par prospection microgravimétrique. *10eme éd. du Colloque International 3MA, Meknes-Ifrane, : 11-14 mai, Maroc.*
- Boujamaoui M., Amiri A., Manar A., & Inoubli M. H. (2017)- Etude gravimétrique et magnétique du bassin d'avant-pays de Ouarzazate (Haut Atlas Central du Maroc). *The 1st Atlas Georesources International Congress, Hammamet 20-22 march, Tunisia.*
- Boujamaoui M. Amiri A., Manar A., & Inoubli M.H. (2016)- Structure profonde du bassin en pull-appart d'avant pays de Ouarzazate : apport de la gravimétrie et du magnétisme. *Colloque RST, 24-28 octobre Caen, France.*
- Boujamaoui M., Bouya N., Amiri A., Manar A. & Inoubli M.H. (2016)- Apport de la gravimétrie à l'étude du bassin d'avant pays de Ouarzazate : implication structurale. *Les Journées Géologiques du Maroc, 10-12 mai Rabat, Maroc.*
- Boujamaoui M., El Jilaoui H., Manar A., Gmira A., Gaouzi A., Rouai M. (2011)- Microgravimétrie des cavités anthropiques dans la Mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *7eme Colloque International 3MA. 27-29 mai Kenitra, Maroc.*
- Boujamaoui M., El Jilaoui H., Manar A., Gmira A., Gaouzi A. & Rouai M. (2009)- Cartographie Microgravimétrique des cavités anciennes dans le District Minier d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *4eme Congrès Maghrébin de Géophysique Appliquée. 26-28 mars, Hammamet-Tunisie.*
- Boummane Kh., Jaffal M. & Kchikach A. (2009)- Etude de la structure du bassin d'Ouarzazate par sismique réflexion : implication hydrogéologiques. *Estudios Geologicos, 65(2), pp. 157-165.*
- Bouvier A. & Barron J. P. (2015)- Microgravimétrie et prospection microgravimétrique. *Edition BRGM, 84p.*
- Branston M. W. & Styles P. (2006)- Site characterization and assessment using the microgravity technique: a case history. *Near Surface Geophysics, 4(6), pp. 377-385.*
- Brede R., Hauptmann M. & Herbig H.-G. (1992)- Plate tectonics and intracontinental mountain ranges in Morocco-The Mesozoic-Cenozoic development. *Geol. Rundsch., 81(1), pp.127-141.*

- Buggisch & Flugel, (1988)- The Precambrien/Cambrien Boundary in the Anti -Atlas (Morocco) : Discussion and new results. *Lecture Notes in Earth Sciences: The Atlas system of Morocco, vol.15.*
- Butler D.K (1980)- Microravimetric techniques for geotechnical applications. *Final Report, Department: of the Army Washington, D. C. 20310. 125p.*
- Butler D. K. (1984)- Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurfaces cavities. *Geophysics, 49(7), pp. 1084-1096.*
- Butler D. K., Cespedes Ernesto R., Cox-Cary B. & Wolfe, Paul J. (1998)- Multisensor methods for buried unexploded ordnance detection, discrimination, and identification. *Technical Report GL-98-10, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.*
- Butler D. K. (2001)- Potential fields methods for location of unexploded ordnance. *The Leading Edge, 20(8), pp. 890-895.*

C-

- Caby (1970)- La chaine pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algéries), sa place dans l'orogénèse de Précambrien supérieur en Afrique. *Thèse de Doctorat, Montpellier, France, 336p.*
- Canérot J., Andreu B. & Peybernes P., (2002)- Mesozoic carbonate platforms and associated siliciclastic spreadings in Morocco North African Cretaceous rudists and coral formation sand their contributions to carbonate platform development, Tunisia. *Nato Advanced Research Workshop (ARW), 13-14.*
- Chalouan A., Michard A., El Kadiri Kh., Negro F., Frizon de Lamotte D., Soto J.I., & Saddiqi O. (2008)- The Rif Belt. In Michard A. & al., Continental Evolution: The Geology of Morocco. *Lecture Notes in Earth Sciences 116, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.*
- Chapin D. A. (1996)- The theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial. *The Leading Edge, 15, pp. 361-363.*
- Chapin D.A. & Ander M.E. (1999)- Applying Gravity in Petroleum Exploration. *In: Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology: Exploring for Oil and Gas Traps. AAPG Special Volumes*
- Chapman D.S., Sahn E. & Gettings P. (2008)- Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah. *Geophysics, 73, pp. 83-93.*
- Charroud A., Charroud M. & Fedan B. (1993)- La ride de Tichoukt un exemple de ride moyen atlasique active durant le Mésoceozoïque. *14Th IAS Meeting of sedimentology. Marrakech, pp. 372-373.*
- Choubert G. (1949)- L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris, 234, pp. 1172-1173.*
- Choubert G. & Faure-Muret A. (1962)- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *In: Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Mémoire hors-série, Bulletin de la Société Géologique de France 1, pp. 447-527.*

- Choubert G. (1963)- Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 162, 352 p.
- Ciszak R., Andreu B. Charrière A., Ettachfini E.M. & Rossi A. (1999)- Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc : stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170 (4), pp. 451-464.
- Clark D.A. (1997)- Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), pp. 83-103.
- Colley G. G. (1963)- The detection of caves by gravity measurements. *Geophysical Prospecting*, 11(1), pp. 1-9.
- Cooper G. R. J., & D. R. Cowan D. R. (2006)- Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences*, 32, pp. 1585-1591.
- Cooper G.R.P. & Cowan D.R. (2008)- Edge enhancement of potential field data using normalized statistics. *Geophysics*, 73, pp. 1-4.
- Cordell L. (1973)- Gravity analysis using an exponential density depth function-San Jacinto graben. *Geophysics*, 38, pp. 684-690.
- Cordell L. (1979)- Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola Basin, New Mexico. *In New Mexico Geological Society Guidebook. 30th Field Conference*, pp. 59-64.
- Cordell L., Zorin Y.A. & Keller G.R. (1991)- The decompensative gravity anomaly and deep structure of the region of the Rio Grande Rift. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 6557-6568.
- Cowan D.R. & Cowan S. (1993)- Separation filtering applied to aeromagnetic data. *Explor. Geophys.*, 24, pp. 429-436.

D-

- Dainelli P., & al., (2007)- Carte géologique du Maroc AU 1/50 000, feuille Imtir. *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, 518Bis, 96p.
- Debeglia N. & Dupont F. (2002)- Some critical factors for engineering and environmental microgravity investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 50, pp. 435-454.
- Debeglia N. & Dupont F. (2000)- Métrologie microgravimétrique pour l'aménagement. *Rapport BRGM-IRP-50526-FR*, 122p.
- Debeglia N. & Coppel J. (1997)- Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. *Geophysics*, 62, pp. 87-96.
- Denith M. & Mudge S.T (2014)- Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientis. *Cambridge University Press*, 454p.
- Destrombes J., Hollard H. & Willefert S. (1985)- Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *In: Holland C.H.: Lower Palaeozoic Rocks of North-Western and West Central Africa. (Lower Paleozoic Rocks of the World, 4). John Wiley and Sons Ltd, New York*, pp. 91-336.

- Deville S. (2013)- Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. *Thèse de l'Université de Montpellier, France, 239p.*
- Dickinson W.R. (1974)- Plate tectonics and sedimentation. *In: Tectonics and Sedimentation, Special Publication of the Society of economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, pp. 1-27.*
- Dubois J., Diament M. & Cogne J.-P. (2011)- Géophysique. Cours et exercices corrigés. 4ème édition. *Dunod, Paris.*

E-

- El Harfi A. (1994)- Dynamique sédimentaire des séries continentales tertiaires au Sud du Haut-Atlas (bassins de Ouarzazate et Anzal, Maroc). Faciès et milieux de dépôts. Evolution diagénétique et pédogénétique. *Thèse. Université Bourgogne. Dijon. France, 314p.*
- El Harfi A., Lang J. & Salomon J. (1996)- Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate. Implications sur l'évolution géodynamique du Haut Atlas central (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 323(7), pp. 623-630.*
- El Harfi A. (2001)- Evolution tectono-sédimentaire du versant sud du Haut-Atlas central au cours du Cénozoïque (Bassin d'avant-chaîne de Ouarzazate). *Thèse Etat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 297p.*
- El Harfi A., Lang J., Salomon J. & Chellai E. H. (2001)- Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *International Journal of Earth Science, 90(2), pp. 393-411.*
- El Harfi A., Guiraud M., & Lang J. (2006)- Deep-rooted "thick skinned" model for the High Atlas Mountains (Morocco). Implications for the structural inheritance of the southern Tethys passive margin. *Journal of Structural Geology, 28(11), pp. 1958-1976.*
- El Jilaoui H. (2009)- Cartographie Microgravimétrique des cavités Artificielles Anciennes dans la Mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Mémoire de DESS, Faculté des Sciences Meknes, 65p.*
- El Kochri A., & Chorowicz J. (1995)- Oblique extension in the Jurassic trough of the central and eastern High Atlas (Morocco). *Canadian Journal of Earth Sciences, 33, pp. 84-92.*
- Ennih N. & Liégeois J.P. (2001)- The Moroccan Anti-Atlas : the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research 112(3-4), pp. 289-302.*
- Ensslin R. (1993)- Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya. Marokko. Stratigraphie, microfazies, paläogeographie und paläotektonoc. Berliner. *Geowissenschaftliche Abhandlungen (A), 153, pp. 1-85.*
- Errarhaoui K. (1998)- Structure du Haut Atlas : plis et chevauchements du socle et de couverture (interprétations des données géophysiques et géologiques). *Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud Orsay, France.*

- Ettachfini E.M., Souhel A., Andreu B. & Caron M. (2005)- La limite Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, 38, pp.57-68.
- Everaets M. & Hennebert M. (1998)- Interprétation géologique de données gravimétriques de la zone frontalières Franco-Belge, entre Bailleul et Beaumont. *Ann. Soc Géol. du Nord*, T6(2), pp. 55-63.
- Everaerst M. & Mansy J.-L. (2001)- Le filtrage des anomalies gravimétriques ; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois(France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 172 (3), pp. 267-274.
- Evjen H.M. (1936)- The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1, pp. 127-136.

F-

- Fairhead J. D., Bennett K. J., Gordon D. R. H. & Huang D. (1994)- Euler: Beyond the "black box". *64th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, pp. 422-424.
- Fairhead J. D., William S. E. & Flanagan G. (2004)- Testing magnetic local wavenumber depth estimation methods using a complex 3D model. *Soc. Expl. Geophys, Expanded Abstracts*, pp. 0742-0745.
- Fajkiewicz Z. F. (1976)- Gravity vertical gradient measurements for the detection of small geologic and anthropogenic forms. *Geophysics*, 41(5), pp. 1016-1030.
- Faure S. (2007)- Outils prévisionnels d'exploration dans les terrains de hauts grades métamorphiques : le paraautochtone grenvillien, une zone à fort potentiel. *Consortium de recherches en exploration minérale. Projet 2003-2B*, 33p.
- Fedan B. (1989)- Évolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Travaux de l'Institut Scientifique, Université Mohammed V, Rabat*, 142p.
- Ferhat G., Gilles M., Malet J.P. & Hinderer J. (2014)- Vertical ground deformation monitored by precise leveling: Ubaye, Southern Alps & geothermal exploitations sites Soultz-sous-Forêts & Rittershoffen, Alsace. *G2 Workshop, Strasbourg, november 2014*.
- Ferrandini M., Philip J., Babinot J.F., Ferrandini J. & Tronchetti G. (1985)- La plateforme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-est marocain) : stratigraphie et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(4), pp. 559-564.
- Finn C. A. & Anderson E. D. (2013)- Synthèse des données géophysiques, Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie. *(PRISM-II), Phase V. U.S. Geological Survey*, 67p.
- Fitzgerald D., Reid A. & McInerny P. (2004)- New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers & Geosciences*, 30, pp. 461-469.
- Fores B. (2016)- Gravimétrie et surveillance sismique pour la modélisation hydrologique en milieu karstique Application au bassin du Durzon (Larzac, France). *Thèse de l'Université de Montpellier*, 285p.

- Fraissinet C.; Zouine E. M., Morel J. L., Poisson A., Andrieux J., & Faure-Muret A. (1988)- Structural evolution of the southern and northern central High Atlas in Paleogene and Mio-pliocene times. *In: Jacobshagen, V.: The System of Morocco. Lecture Notes Earth Science, 15. Springer, pp. 273-291.*
- Fraissinet C. (1989)- Les étapes de la structuration récente du Haut-Atlas calcaire (Maroc). Analyse des rapports entre raccourcissement et surrection au sein d'une chaîne intracontinentale. *Thèse Université d'Orsay, France, 267p.*
- Friedrich J., Gerstenecker, C., Gürkan, O., (1996)- Gravimetric examination of Hagia Sophia's subsurface structure. *J. Geod, 70, pp. 645-651.*
- Frizon de Lamotte D., Zizi M., Missenard Y., Hafid M., El Azzouzi M., Maury R.C., Charrière A., Taki Z., Benammi M., & Michard A. (2008)- The Atlas system. *In Michard et al., : Continental Evolution, The Geology of Morocco. Springer-Verlag, Berlin pp. 133-202.*
- Fuller B.D. (1967)- Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators. *In Mining Geophysics, II. Society of Exploration Geophysicists, pp. 658-708.*

G-

- Galdeano A. (1980)- La cartographie aéromagnétique du Sud-Ouest de l'Europe t de la région Afar : réalisation, méthodes de traitement, applications géodynamiques. *Thèse Université de Paris VII, France, 250p.*
- Gaouzi A., Maacha L., Ennaciri A., Gmira A., Maamar B., Zouhair M., & Saquaque A. (2011)- La mine d'argent d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). in Les principales mines du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 564, pp. 45-51.*
- Gasquet D., Levresse G., Cheilletz A., Azizi-Samir M.R. & Mouttaqi A., (2005)- Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research. 140, pp. 157-182.*
- Gauthier H. (1960)- Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut Toundra (Maroc méridional). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 119, 212p.*
- Getech (2007)- Advanced processing and interpretation of Gravity and magnetic data. <https://getech.com/gravity-magnetic-interpretation/Rapport>, 27p.
- Giese P. & Jacobshagen V. (1992)- Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geol. Rundsch. 81, pp. 249-259.*
- Görler K. & Zucht M. (1986)- Stratigraphie und Tektonik des Kontinentalen Neogens im Suden den zentralen Hohen Atlas, Provinz Ourzazate (Marokko). *Berlin geowiss. Abh., (A), 66, pp. 471-494.*
- Görler K. Heldmach F. F. & Gaemers P. (1988)- The uplift of the central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In Jacobshagen V.H.: The Atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution. *Lecture Notes Earth Sci., 15, pp. 361-401.*

- Grant F. S. (1985)- Aeromagnetism, geology and environments, I. magnetic in igneous, sedimentary and metamorphic rocks : An overview. *Geoexploration*, 23 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam -Printed in The Netherlands, pp. 303-333.
- Guiraud R., Bosworth W., Thierry J. & Delplanque A. (2005)- Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, p. 83-143.
- Gunawan H. (2005)- Gravimétrie et microgravimétrie appliquées à la volcanologie : exemples de la Soufrière de Guadeloupe et du Merapi. *Thèse de Doctorat, Institut de Physique du Globe, Paris, France, 198p.*
- Gupta V.K. & Ramani N. (1980)- Some aspects of regional residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrane. *Geophysics*, 45, pp. 1412-1426.

H-

- Haddoumi H., Charrière A., Feist M. & Andreu B. (2002)- Nouvelles datations (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) dans les Couches rouges continentales du Haut Atlas central marocain; conséquences sur l'âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *Comptes Rendus Palevol*, 1, pp. 259-266.
- Haddoumi H., Charrière A. & Mojon P.O. (2010)- Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques. *Geobios*, 43, pp. 433-451.
- Hafid M., Tari G., Bouhadioui D., El Moussaid I., Echarfaoui H., Ait Salem A., Nahim M. & Dakki M. (2008)- Atlantic Basins, in Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., and Frizon de Lamotte, D., eds., Continental Evolution: The Geology of Morocco. *Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag*, pp. 303-329.
- Hammer S. (1939)- Terrain corrections for gravimetric stations. *Geophysics*, 4, pp. 184-194.
- Herbig H. G. (1991)- Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und paläotektonik. *Berliner geowiss. Abh (A)*. 135, 289p.
- Herbig H. G. & Trappe J. (1994)- Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian-Middle Eocene, Morocco). *Newsl. Stratigr.* 30, pp. 125-165.
- Hindermeyer J. (1953)- Le Précambrien I et le Précambrien II du Sarho. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 237(16), pp.921-923.
- Hindermeyer J., Gauthier H., Destombes J., Choubert G. & Faure-Muret A. (1977)- Carte géologique du Maroc, Jbel Saghro-Dadès (Haut Atlas central, sillon sud-atlasique et Anti-Atlas oriental) - Echelle 1/200.000. *Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc*, 161.
- Hinderer J., Calvo M., Hector B., Riccardi U., Ferhat G., Abdelfettah Y. & Bernard J. D. (2014)- Monitoring of geothermal reservoirs by hybrid gravimetry. *Colloque EGW à Karlsruhe (Allemagne), novembre 2014.*

- Hinze W.J., von Frese R.R.B. & Saad A.H. (2013)- Gravity and Magnetic Exploration. *Cambridge University Press, New York, 512p.*
- Hsu S. K., Sibuet J. C. & Shyu C. T. (1996)- High-resolution detection of geologic boundaries from potential anomalies: an enhanced analytic signal technique. *Geophysics, 61, pp. 373–386.*
- Hunt C.P., Moskowitz B.M. & Banerjee S.K. (1995)- Magnetic properties of rocks and minerals. *In Rock Physics and Phase Relations. Vol. 3 of A Handbook of Physical Constants. American Geophysical Union, pp. 189–204.*

I J-

- Ibhi A. (2000)- Le volcanisme Plio-Quaternaire de Saghro (Anti-Atlas central, Maroc) et les enclaves basiques et ultrabasiques associées. *Thèse de Doctorat, Université Ibn Zohr, Agadir, 354p.*
- Ibouh H. (2004)- Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le Jurassique (Haut Atlas central, Maroc). *Thèse d'état Es-Sciences. Université Cadi Ayyad, Marrakech, 224p*
- Igmoullan B. (2003)- Evolution mésozoïque de la haute Moulouya et du Haut Atlas Central de Midelt : organisation et marqueurs géodynamiques. *Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences Semlalia-Marrakech, 189p.*
- Jacob T., Bayer R., Chery J., Jourde H., Le Moigne N., Boy J. P., Hinderer J., Luck B. & Brunet P. (2008)- Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the Larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology, 359(1-2), pp. 105–117.*
- Jacob T. (2009)- Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrogéologie karstique. *Thèse de Doctorat, Géosciences Montpellier. Université des Sciences et Technologies.*
- Jacob T., Bayer R., Chery J., & Le Moigne N. (2010)- Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research, 115, pp. 1–18.*
- Jacobsen (1987)- A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps. *Geophysics, 52, pp. 1138–1148.*
- Jacobshagen V., Gorler K. & Giese P. (1988)- Geodynamic evolution of the Atlas system (Morocco) in post-palaeozoic times. In Jacobshagen V.H.: The Atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution. *Lecture Notes Earth Sci., 15, in The Atlas system of Morocco, 15, pp. 481–499.*
- Jacques J.M., Parsons M.E., Price A.D. & Schwartz D.M. (2003)- Improving geologic understanding with gravity and magnetic data : Examples from Gabon, Nigeria and the Gulf of Mexico. *First Break, 21.*
- Jossen J. A. & Filali J. (1988)- Le bassin de Ouarzazate, synthèse stratigraphique et structurale. Contribution à l'étude des aquifères profonds. *Progr. Nations Unies Dévelop. Dep Coop Techn., Dévelop Projet MOR 86/004, pp. 1-36.*

K-

- Karner G. D., & Watts A. B. (1983)- Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, 88B, pp. 10449–10477.
- Kawasaki K., Osterkamp T.E., Kienle J. & Jurick R.W. (1982)- Gravity Measurements in Permafrost Terrain Containing Massive Ground Ice. *Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, and Department of Transportation, Alaska, USA. Report FHWA-AK-RD-83-7, 21p.*
- Keating P. & Pilkington M. (2004)- Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, 52, pp. 165–182.
- Keating P.B. (1998)- Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics* 63, pp. 1595-1603.
- Khattach D. Houaria M. R., Corchete V., Chourak M., El Gout E. & Ghazala H. (2016)- Main crustal discontinuities of Morocco derived from gravity data. *Journal of Geodynamics*, 68, pp. 37-48.
- Korchi S. (2013)- Traitement et Interprétation des données Aéromagnétiques au niveau du Jbel Saghro oriental (Antis-Atlas). *Mémoire de Master de la Faculté des Sciences de Meknes.*
- Korchi S., Boujamaoui M., Manar A., Essalhi M. & Maamar B. (2015)- Anomalies aéromagnétiques et structures géologiques associées. Exemple de la région d'Imiter (Jbel Saghro). *Colloque International 3MA, Taroudant-Agadir, 02-04 avril, Maroc.*

L-

- LaFehr T. R. (1991)- An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*, 56(8), pp. 1179-1184.
- Lakshmanan J. (1963)- Reconnaissance de cavités dans le sous-sol par procédés électriques et gravimétriques. *Sol-Soils, Paris.*
- Lakshmanan J. & Montluon J. (1987)- Pyramid of Cheops: microgravity weighs the structure and detects cavities. *The Leading Edge*, pp. 10-17.
- Lakshmanan J. (1988)- Applications of microgravity to the assessment of existing structures and structural foundations. *Rapport inédit établi pour l'US corps of Engineers, Vicksburg, USA, 326p.*
- Lakshmanan J. (1990)- Traitement et inversion des données gravimétriques, la microgravimétrie, son application aux recherches de vides. *Mémoires Science de la terre, Nancy France, 51, 213p.*
- Laville E., Lesage J. L. & Séguret M. (1977)- Géométrie, cinématique, dynamique de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain : aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France, (7) 19, pp. 527-539.*
- Laville E. (1980)- Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundoute). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 41(285), pp.81-183.*

- Laville E. & Petit, J. P., (1984)- Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12, pp. 424-427.
- Laville E. (1985)- Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc de Montpellier, France, 149p.*
- Laville E., & Piqué A. (1991)- La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, pp.1161-1171.
- Laville E. & Piqué A. (1992)- Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. Structural and orogenic inversions. *Geol. Rundschau* 81, pp. 157-170.
- Laville E., Charroud A., Fedan B., Charroud M. & Piqué A. (1995)- Inversion négative et rifting atlasique : l'exemple du bassin triasique de Kerrouchène, Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, pp. 364-374.
- Laville E., Piqué A., Amrhar M. & Charroud M. (2004)- A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38, pp.145-153.
- Leblanc M. (1973)- Tectonique du Précambrien II dans la région de Bou Azzer-El Graara, (Anti-Atlas central). *Notes et Mémoires de Service Géologique du Maroc*, 249p.
- Leblanc M. & Lancelot (1980)- Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti -Atlas (Maroc) à partir des données géologiques et géochronologiques. *Revue canadienne des sciences de la Terre*, 17(1), pp. 142-155.
- Lejay P. (1947)- Développements modernes de la gravimétrie. *Gauthier-Villars, édi. Paris, 243p.*
- Lejay P. (1949)- Remarques sur la note précédente et valeur de la pesanteur à la station fondamentale marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 231, pp.501-504.
- Leprêtre R., Missenard Y., Saint-Bezar B., Barbarand J., Delpech G., Yans J., Dekoninck A. & Saddiqi O. (2015)- The three main steps of the Marrakech High Atlas building in Morocco: Structural evidences from the southern foreland, Imini area. *Journal of African Earth Sciences*, 109. pp. 177-194
- Levresse G. (2001)- Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Hg) et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Hg) dans l'Anti-Atlas marocain. *Thèse de Doctorat de l'Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 191p.*
- Levresse G., Cheilletz A., Gasquet D., Reisberg L., Deloule E., Kyser K. & Marty B. (2004)- Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco ; evidence for mantle source. *Chemical Geol.*, 207, pp. 59-79.
- Longman I. M. (1959)- Formulas for computing tidal acceleration due to moon and the sun. *Journal geophysical research*, 64, pp. 2351-2355.

- Lowner R (2009)- Recherches sedimentologiques et structurales à l'articulation entre Haut et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc. *Thèse de Doctorat d'Université Technique de Berlin*.
- Lowrie W. (2007)- Fundamentals of geophysics. *Second Edition, Cambridge University Press, 393p*.
- Lyngsie S. B., Thybo H. & Rasmussen T. M. (2006)- Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling. *Tectonophysics, 413, pp. 147-170*.

M-

- Mallick K., Vasanthi A. & Sharma K.K. (2012)- Bouguer Gravity Regional and Residual Separation: Application to Geology and Environment. *Springer, Book publication, 285p*.
- Malusà M.G., Polino R., Feroni A.C., Ellero A., Ottria G., Baidder L. & Musumeci G. (2007)- Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco). *Terra Nova, 19, pp. 481-489*.
- Manspeizer W. (1988)- Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic : An overview. *In Manspeizer W., ed., Triassic-Jurassic rifting. New York, Elsevier, pp. 41-79*.
- Marson I. & Klingele E. E. (1993)- Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics 58(11), pp. 1588-1595*.
- Martelet G., Sailhac P., Moreau F. & Diament M. (2001)- Characterization of geological boundaries using 1-Dwavelet transform on gravity data : Theory and application to the Himalayas. *Geophysics 66, pp. 1116-1129*.
- Marzoqi M. & Pascal A. (2000)- Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc). *Newslett. Stratigr., 38, pp. 57-80*.
- Marzoqi M. (2001)- Les systèmes sédimentaires marins du Crétacé terminal-Paléocène dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate. Sédimentologie, stratigraphie et paléoenvironnements- rapport avec la tectonique et les variations du niveau marin. *Thèse d'Etat, Faculté Semlalia, Univ. Caddi Ayyad-Marrakech. 420p*.
- Masclé G., Herail G. & Delcaillau B. (1987)- Paramètres contrôlant la géométrie des bassins d'avant-chaine dans les chaînes alpines. *Soc. Geol. It., 38, pp. 19-33*.
- Mattauer M., Tapponier P. & Proust F. (1977)- Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France 7, pp. 521-536*.
- Medina F. & Cherkaoui T. (1991)- Focal mechanisms of the Atlas earthquakes and tectonic implication. *Geol. Rundsch., 3, pp. 639-650*.
- Michard A. (1976)- Eléments de Géologie marocaine. *Notes et Mémoires du service géologique du Maroc, 252, 408 p*.
- Miller H. G. & Singh V. (1994)- Potentiel field tilt- a new concept for location of potentiel field sources. *J. App. Geophys., 32, pp.231-217*.

- Missenard Y. (2006)- Le relief des Atlas marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques. *Thèse de Doctorat Uni. De Cergy-Pontoise, France, 236p.*
- Morel J.L., Zouine M. & Poisson A. (1993)- Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc) : Un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bulletin de la Société Géologique de France 93, pp. 79–91.*
- Mouttaqi A., Rjimati E.C., & Michard A. (2011)- Les mines du Maroc : Introduction. *in Les principales mines du Maroc. Notes et mémoires du service géologique N° 564, pp. 13–22.*

N-

- Nabighian M. N. (1972)- The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics 37(3), pp. 507–517.*
- Nabighian M. N. (1974)- Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics 39(1), pp. 85–92.*
- Nabighian M. N. (1984)- Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics 49(6), pp. 780-786.*
- Nabighian M. N., Grauch V. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Peirce J.W., Phillips J. D. & Ruder, M. E. (2005)- The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics 70 (6), pp. 33-61.*
- Nait Baa A., Boujamaoui M., Baider L., Jabbour H., Manar A., Amiri A. & Inoubli M.H. (2017)- Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure profonde du socle paléozoïque du bassin de Tadla (Maroc). *The 1st Atlas Georesources International Congress . Hammamet 20-22 march, Tunisia.*
- Nait Baa A., Boujamaoui M., Amiri A.; Hejja Y.; Rezouki I., Baidder L. ; Inoubli M. H., Manar A. & Jabbour H., (2018, in press)- Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic belt: insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco). *Journal of African Earth Sciences, Manuscript Draft Number: AES6326.*
- Nettleton L. L. (1954)- Regionals, residuals, and structures. *Geophysics 19(1), pp. 1-22.*
- Neuman R. (1967)- La gravimétrie de haute précision application aux recherches de cavités. *Geophysical Prospecting, 15, pp. 116-134.*
- Niebauer T.M., Sasagawa G.S., Faller J.E., Hilt R., & Klopping F. (1995)- A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia, 32, pp. 159–180.*

O P Q-

- Ouguir H., Macaudiere J., Dagallier G., Qadrouci A. & Leistel J. M. (1994)- Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc) : implication métallogénique. *Bulletin de la Société Géologique de France 165(3), pp. 233-248.*

- Ouguir H, Macaudière J, & Dagallier G (1996)- Le protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière-arc. *Journal of African Earth Sciences* 22, pp. 173-189.
- Ouguir H. (1997)- Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place de la minéralisation métallique à Ag-Hg. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Moulay Ismail, Meknès, 215p.*
- Padin J., Angel Martin A. & Belén Anquela A. (2012)- Archaeological microgravimetric prospection inside don church (Valencia, Spain). *Journal of Archaeological Science* 39, pp. 547-554.
- Palomeras I., Thurner S., Levander A., & Liu K. (2014)- Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, pp. 140-160.
- Pánisová J. & Pašteka R. (2009)- The use of microgravity technique in archaeology: A case study from the St. Nicolas Church in Pukanec, Slovakia. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 39(3), pp. 237-254.
- Parasnis D. S. (1971)- Principles of Applied Geophysics. *Second ed. Chapman and Hall, London. 393p.*
- Patterson D.A., Davey J.C., Cooper A.H. & Ferris J.K. (1995)- The investigation of dissolution subsidence incorporating microgravity geophysics at Ripon, Yorkshire. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 28, pp. 83-94.
- Philip J., Babinot J. F., Tronchetti G., Fourcade E., Ricou L. E., Guiraud R., Bellion Y., Herbin J. P., Combes P. J., Cornee J. J. & Dercourt J. (1993)- Late Cenomanian (94-92 Ma). *In Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes (eds Decourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B.), pp. 153-178.*
- Phillips J.D. (2000)- Locating magnetic contacts : A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. *70th Annual International Meeting Expanded Abstracts. Society of Exploration Geophysicists, pp. 402-405.*
- Pilkington M. & Keating P. (2004)- Contact mapping from gridded magnetic data. A comparison of techniques. *Explor. Geophys.*, 35, pp. 306-311.
- Piqué A., Aït Brahim L., Aït Ouali R., Amrhar M., Charroud M., Gourmelen C., Laville E., Rekhiss F. & Tricart P. (1998)- Évolution structural des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, pp. 797-810.
- Piqué A. (1994)- Géologie du Maroc : les domaines structuraux et leur évolution structurale. *Pumag Edit., Rabat.*
- Pool D. R., & Schmidt W. (1997)- Measurement of ground-water storage change and specific yield using the temporal-gravity method near Rillito Creek, Tucson, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Water Resour. Invest. Rep.*, 97-4125.
- Qianshen W., Chijum Z., Fuzhen J. & Wenhui Z. (1996)- Microgravimetry. *Science Press, Beijing China, 146p.*

R-

- Radogna P.V., Olivier R. & Logean P. (2003)- Evaluation des effets des constructions en microgravimétrie urbaine. *Actes du 4ème Colloque Géophysique des Sols et des Formations Superficielles, Paris, France.*
- Ramdani F. (2017)- Averos Observatory Geomagnetic yearbook. Secular variations and geomagnetic results 2003. *Documents de l'Institut Scientifique-Rabat, N° 30, 84p.*
- Ravat D. (1996)- Analysis of the Euler method and its applicability in environmental magnetic investigations. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics, V. 1, pp. 229-238.*
- Ravat D. (2007)- Upward and Downward continuation. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer Eds. pp. 974-976.*
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J. & Somerton I.W (1990)- Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics, 55(1), pp. 80-91.*
- Reid A.B. (2003)- Short note, Euler magnetic structural index of a thin bed fault. *Geophysics, Published electronically.*
- Reid A.B. & Thurston J. B. (2014)- The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics 79, pp. 61-66.*
- Reynolds J.M. (1998)- An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. *2nd Edition, Wiley. 712p.*
- Rezouki I. (2015)- Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure géologique du bassin de Guercif- Maroc oriental. *Mémoire de Master Spécialisé, Faculté des Sciences Meknes, 79p.*
- Rezouki I., Boujamaoui M., Essahlaoui A., Manar A., Rouai M., Amiri A. & Inoubli M. H., (2017)- Apport de la gravimétrie à l'étude de la géologie du bassin d'avant-pays de Guercif (Maroc) oriental. *The 1st Atlas Georesources International Congress. Hammamet 20-22 march, Tunisia.*
- Rhalmi M. (1992)- Les systèmes sédimentaires cénomano-turonien et sénoniens de la région manganésifère d'imini (Haut-Atlas Central, Maroc) et leur évolution diagénétique. *Thèse de Doctorat, Université de Dijon, France, 168p.*
- Rhalmi M. (2000)- Le Cénomano-turonien au Sud du Haut-Atlas Central marocain (Bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud): Sédimentation, Stratigraphie et Diagenèse. *Thèse Etat, Université de Marrakech, 220p.*
- Rhalmi M., Pascal A. & Chellai El. (2000)- Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Céno-manien supérieur-Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains. *Géologie Alpine, 76, pp. 135-149.*
- Robert-Charue C. (2006)- Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental. *Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel, Suisse, 92p.*
- Roch Ed (1939)- Description géologique du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 51, 438p.*
- Roch E. (1950)- Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 80, 440p.*

Rodriguez I., Garcia F., Rodriguez Ir, Ramirez M., Montalvo J.L., Benlloch J. & Capuz R. (2007)- Non-destructive assessment of a buried rainwater cisterna at the Carthusian Monastery "Vall de Crist" (Spain, 14th century) derived by microgravimetric 2D modelling. *J. Cult. Herit* 8, 197-201.

Roest W.R., Verhoef J. & Pilkington (1992)- Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, pp. 116-125.

S-

Salem A., Williams S., Fairhead J. D., Ravat D. & Smith R. (2007)- Tilt depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, pp. 1502-1505.

Saquaque A., Benharree M., Abia H., Mrini Z., Reuber I. & Karson J. A. (1992)- Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau* 81, pp. 1-13.

Schmidt M. W. (1992)- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure-an experimental calibration of the Al-in-Hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, pp. 304-310.

Schoeffler J. (1975)- Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et à la prospection pétrolière et minière. *Editions Technip, Paris*, 288p.

Schultz A.K. (1989)- Monitoring fluid movement with the borehole gravity meter. *Geophysics* 54, pp. 1267-1273.

Seigel H.O., Hill H.L. & Baird J.G. (1968)- Discovery case history of the pyramid ore bodies pine point, Northwest territories, Canada. *Geophysics* 33, pp. 645-656.

Seigel H. O. (1995)- A guide to high precision land gravimeters surveys. *Scintrex Limited, Printed in Canada*.122p.

Sibuet J. C. & Le Pichon X. (1971)- Structure gravimétrique du Golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol , in Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Edited by Institut Français du Pétrole, V. II, pp. 9-17, Edition Technip, Paris*.

Silva J. B. C., Barbosa V. C. F., & Medeiros W. E. (2001)- Scattering, symmetry, and bias analysis of source position estimates in Euler deconvolution and its practical implications. *Geophysics* 66, pp. 1149-1156.

Silva J.B.C., & Barbosa V.C.F. (2003)- 3D Euler deconvolution: theoretical basis for automatically selecting good solutions. *Geophysics* 68, pp. 1962-1968.

Spector A. & Grant F.S. (1970)- Statistical models for interpreting magnetic data. *Geophysics* 35(2), pp. 293-302.

Stavrev P., (1997)- Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting* 45, pp. 207-246.

Styles R., McGrath R., Thomas E., & Cassidy N.J. (2005)- The use of microgravity for cavity characterization in karstic terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38, pp.155-169

Styles P., Toon S., Thomas E., & Skittrall M. (2006)- Microgravity as a tool for the detection, characterization and prediction of geohazard posed by abandoned mining cavities. *First Break* 24(5), pp. 51-60.

Sylvester AG (1988)- Strike-slip faults. *Geol Soc Am Bull*, 100. pp. 1666-1703.

T-

Teixell A., Arboleya, M.L. & Julivert M. (2003)- Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22(5), pp. 1-13.

Teixell A., Ayarza P., Zeyen H., Fernandez M. & Arboleya M.L. (2005)- Effects of mantle upwelling in a compressional setting: The Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 17(5), pp. 456-461.

Telford W. M., Geldart L. P. & Sheriff, R. E. (1990)- Applied Geophysics. *Cambridge University Press, second ed. London, 860p.*

Tesón E. & Teixell A., (2008)- Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dadès and Mgoun valleys, Morocco). *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 97, pp.103-113.

Tesón E. (2009)- Estructura y cronología de la deformación en el borde Sur del Alto Atlas de Marruecos a partir del registro tectono-sedimentario del la cuenca de antepaís de Ouarzazate. *Doctoral Thesis. Bellaterra (Cerdanyola del Vallès), Universitat Autònoma de Barcelona, 217p.*

Thomas R. J., Chevallier L. P., Gresse P. G., Harmer R. E., Eglington B. M., Armstrong R. A., de Beer C. H., Martini J. E. J., de Kock G. S., Macey P. H. & Ingram B. A. (2002)- Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118(1-2), pp. 1-57.

Thomas R. J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin S. C., Gresse P. G., Chevallier L. P. & Liégeois J. P. (2004)- A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, pp. 217-226.

Thompson D. T., (1982)- EULDPH- A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, pp. 31-37.

Timoulali Y., Jabour N, Hahou Y., & Chourak M. (2015)- Lithospheric structure in NW of Arica: case of the Moroccan Atlas Mountains. *Geodesy and Geodynamics* 6(6). pp. 397-408.

Torge W. (1989)- Gravimetry. *Walter de Gruyter, Berlin, 465p.*

Trappe J. (1989,-) Das marine alttertiar im westlichen Hohen Atlas. Mikrofazies, Palaeogeographie, Phospharitgenese. *Diss., Univ. Bonn, 219p.*

Trappe J. (1991)- Stratigraphy, facies distribution and paleogeograph of the Marine Paleogene from the western High Atlas, Morocco. *N. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.* 180, pp 279-321.

Treitel S., Clement W.G., & Kaul R.K. (1971)- The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 24, pp. 415-428.

Tuduri J. (2005)- Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatique-volcanisme-hydrothermalisme. *Thèse de l'Université d'Orléans, Orléans, France, 428p.*

Tuduri J., Chauvet A., Ennaciri O. & Barbanson L. (2005)- Modèle de formation du gisement d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Nouveaux apports de l'analyse structurale et minéralogique. *C. R. Geoscience, 338, pp. 253-261.*

V W Y Z-

Van Den Bosch J. W. H. (1981)- Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 234Bis, 219p.*

Verduzco B. Fairhead J.D. & MacKenzie C. (2004)- New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge 24, pp. 116-119.*

Watts A.B. & Fairhead J.D. (1999)- A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins. *The Leading Edge 18, pp. 258-263.*

Withehead N. & Musselman C. (2008)- Montaj Gravi/Mag interpretation : Processing, analysis and visualisation system for 3D inversion of potentiel field data for Oasis montaj V6.3. *Geosoft Incorporation, Ontario Canada.*

Yule D. E., Sharp M.K. & Butler D. K. (1998)- Microgravity investigations of foundation conditions. *Geophysics 63(1), pp. 95-103.*

Zühlke R., Bouaouda M.S., Ouajhain B., Bechstädt T. & Leinfelder R. (2004)- Quantitative Meso-Cenozoic development of the eastern Central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco. *Marine and Petroleum Geology 21, pp. 225-276.*



Annexe 1

Curriculum Vitae

Activités Pédagogiques et Responsabilités

Publications



Curriculum Vitae

Nom: BOUJAMAOUI
 Prénom: Mustapha
 Adresse postale: Faculté des Sciences et Techniques, Département de Géosciences, Boutalamine, Errachidia, 52 000, Maroc.
 e-mail: boujamaoui@yahoo.com
 Tel: 06 23 03 49 96
 Profession: Professeur-Assistant de Géophysique à la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia (FSTE), depuis 01 Octobre 2003.

Diplômes

<i>Année</i>	<i>Titre</i>	<i>Etablissement</i>
2018	Thèse d'Habilitation Soutenance Prévues le 10 Novembre	Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia
2000	Thèse de Doctorat	Faculté des Sciences de Tunis (Tunisie)
1994	DEA en Géophysique	Faculté des Sciences de Tunis (Tunisie)
1992	Licence en Géologie	Faculté des Sciences Semlalia- Marrakech (Maroc)

1- Activités Professionnelles

☞ Septembre 2010

Participation à la 5^{ème} Ecole d'été du GRGS (Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale) sous le thème «Mesure et Modélisation de la Gravité». Village les Bruyères (Bordeaux), 6-10 Septembre 2010, France.

☞ Décembre 2009

Stage de Formation d'une Semaine sur le GPS à l'Observatoire d'Armada de Cadix (Espagne): Cours et applications des données GPS en Géodynamique du Globe. Exemple des données GPS installés en Espagne et au Maroc pour la géodynamique de l'Ibérie dans le cadre du projet 'TopIberie'.

☞ Août 2005 -- Novembre 2005

Participation en Tunisie dans le projet, de l'Office Nationale des Mines de Tunisie, de la cartographie gravimétrique de 14 cartes à l'échelle de 1/50000 avec la société *Tehys Consulting* (Tunisie). Levé des mesures gravimétriques avec le Gravimètre Scintrex CG-3 et des données topographiques avec le GPS type Leica. La cartographie réalisée est d'un maillage de 1Km².

☞ Janvier 2000 -- Septembre 2003

Enseignant-Assistant à la Faculté des Sciences de Gabes en Tunisie. Les enseignements assurés sont articulés autour du Module de Géodynamique du Globe (SVT-1) et les Travaux pratiques de la cartographie (SVT-1 et SVT-2) et de l'hydrogéologie (SVT-3).

☞ Septembre 1997 -- Mars 1998

Participation en Tunisie dans le projet, de l'Office Nationale des Mines de Tunisie, de la cartographie gravimétrique de 6 cartes à l'échelle de 1/50000 avec la société *Sial Géosciences (Compagnie de Géophysique Canada Inc.)*. Levé des mesures gravimétriques avec le Gravimètre Lacoste (D et G) et des données topographiques avec le GPS type Trimble. La cartographie réalisée est d'un maillage de 1Km². De plus j'ai été responsable pour la localisation et la réalisation des profils Netletons dans le secteur dans le but de déterminer la densité moyenne utilisée dans le traitement des données gravimétriques.

☞ Février -- Avril 1995

Mission d'exploration géophysique par la méthode Electrique PP (Polarisation Provoquée) avec la société *Sial Géosciences Inc. (Compagnie de Géophysique, Canada)*, dans le Nord de la Tunisie pour le compte de l'Office National des Mines de Tunisie. Levées et traitements des données électriques et du GPS.

☞ Novembre 1993 -- Septembre 1994

Stage de formation en Géophysique Pétrolière au sein de *l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (E.T.A.P)* et au *Laboratoire de Géophysique à la Faculté des Sciences de Tunis*. Il s'agit de l'entreprise de travaux d'interprétation de données relative au NE de la Tunisie: interprétation de données sismiques, diagraphiques et gravimétriques.

2- Activités de Recherches**2-1- Publications: Articles**

Nait Baa Abdellah, mustapha **Boujamaoui**, Amiri Adnen, Hejja Youness, Baidder Lahssen, Inoubli Mohamed Hédi, Manar Aahmed, & Jabbour Haddou (2018) :

Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic belt: insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco). *Journal of African Earth Sciences, Manuscript Draft Number: AES6326. (in press-accepted)*.

Khaoula Qarqori, Mohamed ROUAI, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Ginette Saracco, Daniel Hermitte & Christian Lecarlier De Veslud (2018):

Prospection géophysique par tomographie de résistivité électrique et microgravimétrie et modélisation des réseaux de fractures dans la zone de contact des causses moyen-atlasiques avec le bassin de Saïs (Aïn Bittit, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N°588pp. 112124.*

Oussama Abidi, Mohamed Hedi Inoubli, Kawthar Sebei, Adnen Amiri, Imen Hamdi Nasr, Mustapha **Boujamaoui**, Abdelhamid Ben Salem & Mahmoud El Abed (2018):

Integrated stratigraphic modeling of the Cap Bon province during the Maastrichtian-Paleocene interval, Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences, <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3502-x>*.

Hassan Mhiyaoui, Ahmed Manar, Toufik Remmal, Mustapha **Boujamaoui**, Fouad El Kamel, Mounir Amar, Mehdi Mansour & Iz-Eddine El Amrani EL Hassani (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, n° 38, pp.111-125.*

Kawter Sebei, Mohamed Hédi Inoubli, Haïfa Boussiga, Said Tlig, Rabah Alouani & Mustapha **Boujamaoui** (2007):

Seismic Stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk El Menzel region, NE Tunisia. *Journal of African Earth Sciences 47, pp. 9-29.*

Boujamaoui M. & Inoubli M. H. (2003):

Organisation séquentielle des faciès miocènes de la Tunisie nord-orientale. Intégration de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques. *Revue d'Histoires des Sciences Naturelles de Toulouse, France. N° 139, pp. 17-30.*

Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H., Turki Z. D. & Turki M. M. (2000):

Géométrie des dépôts de la Formation Beglia (Miocène Moyen) et ses équivalents latéraux en Tunisie et dans le Bloc pélagien. *Sédimentologie et séquences de dépôts. Africa Geosciences Review, Vol. 7, n° 1, pp. 55-73.*

2-2- Publications: Communications & Posters

Abdellah Nait Bba, Mustapha **Boujamaoui**, Adnen Amiri, Younes Hejja, Ibtissam Rezouki, Lahssen Baidder, Mohamed Hedi Inoubli, Ahmed Manar, Haddou Jabbour (2018) :

Structural configuration of Tadla basin and Phosphate plateau basement inferred from processing and interpretation of Gravity and aeromagnetic data. *26e Réunion des Sciences de la Terre à Lille, France 22-26 Octobre 2016.*

Ibtissam Rezouki, Mustapha **Boujamaoui**, Mohamed Hedi Inoubli, Adnen Amiri, Abdellah Nait Bba, Mohamed Rouai, Ahmed Manar (2018) :

Subsurface configuration of Guercif Basin (Eastern Morocco) using aeromagnetic data. *26e Réunion des Sciences de la Terre à Lille, France 22-26 Octobre 2016.*

Ibtissam Rezouki, Mustapha **Boujamaoui**, Mohamed Rouai, Ahmed Manar (2018) :

Etude gravimétrique des diapirs triasiques dans le bassin néogène de Guercif (Maroc oriental). *26e Réunion des Sciences de la Terre à Lille, France 22-26 Octobre 2016.*

Younes Hejja, Lahssen Baidder, Abdellah Nait Bba, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar (2018) :

Using geological and high-resolution aeromagnetic data to characterize crustal fault across the Ediacaran-Cambrian transition of northeastern Saghro massif (Eastern Anti Atlas, Morocco). *26e Réunion des Sciences de la Terre à Lille, France 22-26 Octobre 2016.*

Khaoula Qarqori, Mohamed Rouai, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Ahmed Benamara, Ginette Saracco, Christian Lecarlier De Veslud (2018):

Etude du réservoir fracturé et karstique de la jonction des causses moyen atlasiques avec le bassin de Saïs par prospection géophysique. *Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2018, Rabat du 8-9 mai 2018.*

Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Abdelaziz Gaouzi et Lhou Maacha (2017):

Recherche et cartographie des cavités anthropiques dans la mine d'Imiter par prospection microgravimétrique. *3MA 10eme Edition, 11-13 mai - Meknes-Maroc.*

Ibtissam Rezouki, Mustapha **Boujamaoui**, Ali Essahlaoui, Ahmed Manar et Mohamed Rouai (2017) :

Mise en évidence des nouvelles structures géologiques, par la méthode gravimétrique, dans le bassin de Guercif (Maroc oriental). *3MA 10eme Edition, 11-13 mai - Meknes-Maroc.*

Abdellah Nait Bba, Mustapha **Boujamaoui**, Lahssen Baidder, M. H. Inoubli, Adnen Amiri, Ahmed Manar, Haddou Jabbour et Younes Hejja (2017):

Subsurface structure of Tadla basin and plateau of phosphates by aeromagnetic analysis. *3MA 10eme Edition, 11-13 mai - Meknes-Maroc.*

Mustapha **Boujamaoui**, Adnen Amiri, Ahmed Manar et Mohamed Hedi Inoubli (2017) :

Etude gravimétrique et magnétique du bassin d'avant pays de Ouarzazate (Haut Atlas central du Maroc). *Atlas Georessources International Congress (AGIC), Hammamet 20-22 mars, Tunisie.*

Ibtissam Rezouki, Mustapha **Boujamaoui**, Ali Essahlaoui, Ahmed Manar, Mohamed Rouai, Adnen Amiri et M. H. Inoubli (2017):

Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure géologique du bassin d'avant-pays de Guercif (Maroc oriental). *Atlas Georessources International Congress (AGIC), Hammamet 20-22 mars, Tunisie.*

- Abdellah Nait Bba, Mustapha **Boujamaoui**, Lahssen Baidder, Haddou Jabour, Ahmed Manar, Adnen Amiri et M. H. Inoubli (2017):
Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure profonde du socle paléozoïque du bassin de Tadla (Maroc). *Atlas Georessources International Congress (AGIC), Hammamet 20-22 mars, Tunisie.*
- Mustapha **Boujamaoui**, Adnen Amiri, Ahmed Menar, Mohamed Hedi Inoubli (2016):
Structure profonde du bassin en pull-apart d'avant-pays de Ouarzazate: Apport de la gravimétrie et du magnétisme. *25e Réunion des Sciences de la Terre à Caen, France 24-28 Octobre 2016.*
- Ibtissam Rezouki, Ali Essahlaoui, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Mohamed Rouai (2016) :
Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure géologique du bassin d'avant-pays de Guercif (Maroc oriental). *25e Réunion des Sciences de la Terre à Caen, France 24-28 Octobre 2016.*
- El Mehdi Benyassine, Abdelilah Dekayir, Mohamed Rouai, Ahmed Lachhab, Mustapha **Boujamaoui**, Jean Claude Parisot (2016) :
Prospection géophysique par tomographie de résistivité électrique et sismique réfraction du sous-sol des digues de résidus miniers de la mine abandonnée de Zeïda (Maroc). *25e Réunion des Sciences de la Terre à Caen, France 24-28 Octobre 2016.*
- Hassan Mhiyaoui, Ahmed Manar, Toufik Remmal, Mustapha **Boujamaoui**, Mounir Amar, Fouad EL Kamel, Iz-Eddine El Amrani El Hassani (2015):
Apport de la cartographie aéromagnétique à la caractérisation de la dynamique volcanique du Moyen-Atlas (Maroc). *PMAG-2015, Aix en Provence 26-29 Mai 2015, France.*
- Adnen Amiri, Mustapha **Boujamaoui**, Oussama Abidi, Kawthar Sebei, Ahmed Manar, Imen Hamdi et Mohamed Hédi Inoubli (2016):
Subsurface geological imaging of the Medjrdia basin insights from 3D gravity modeling. *Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2016, Rabat du 10-12 mai 2016.*
- Mustapha **Boujamaoui**, Naoual Bouya, Adnen Amiri, Ahmed Manar et Mohamed Hédi Inoubli (2016):
Apport de la gravimétrie à l'étude du bassin d'avant pays de Ouarzazate: implication structurale. *Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2016, Rabat du 10-12 mai 2016.*
- Mohamed Hédi Inoubli, Oussama Abidi, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Adnen Amiri, Mohamed Arfaoui et Kawthar Sebei (2016):
Geodynamic characterization of the pelagian block: a contribution of gravity modelling. *Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2016, Rabat du 10-12 mai 2016.*
- Khaoula Qarqori, Mohamed Rouai, Ginette Saracco, Daniel Hermitte, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Christian Lecarlier De Veslud et Abdelilah Dekayir (2016):
Prospection géophysique par tomographie électrique et microgravimétrie et modélisation des réseaux de fractures dans la zone de contact des Causses moyen-atlasiques avec le bassin de Saïs (Aïn Bittit, Maroc). *Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2016, Rabat du 10-12 mai 2016.*
- Abdelilah Dekayir, Ahmed Lachhab, Mohamed Rouai, El Mehdi Benyassine, Mustapha **Boujamaoui**, and Jean Claude Parisot (2015) :
Electrical resistivity and Seismic Refraction Tomography to Detect Heavy Metals Pathways in the Tailings of the Abandoned Mine of Zeïda, Morocco. *American Geophysical Union (AGU), San Francisco 14-18 December 2015 (NS43B-1979).*
- Souad Korchi, Mustapha **Boujamaoui**, Ahmed Manar, Mourad Essalhi et Benyounes Maamar (2015):
Anomalies Aeromagnétiques et Structures Géologiques Associées. Exemple de la région d'Imiter (Jbel Saghro). *9ème Edition du Colloque International 3MA, Maroc, Taroudant-Agadir, 02 au 04 Avril 2015.*

Khaoula Qarqori, Mohamed Rouai, Saracco Ginet, Mustapha **Boujamaoui** et Ahmed Manar(2015):

Characterisation of Fractured and Karstic Reservoir by Spot imagery and Geophysical Prospectin (Middle Atlas Causses, Morocco). *9^{ème} Edition du Colloque International 3MA, Maroc, Taroudant-Agadir, 02 au 04 Avril 2015.*

Mohamed Rouai, Khaoula Qarqori, Mustapha **Boujamaoui** (2014):

Geophysical Prospecting of Groundwater Karstic Reservoir: Study Case from Morocco. *4th Arab Conference on Astronomy and Geophysics ACAG-4, Egypt-Cairo: 20 - 23 October 2014.*

Boujamaoui M., El Jilaoui H., Manar A., Gmira A., Gaouzi A., Rouai M. (2011):

Microgravimétrie des cavités anthropiques dans la Mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *7^{ème} Colloque International 3MA. Kenitra 27-29 Mai 2011.*

Boujamaoui M., El Jilaoui H., Manar A., Gmira A., Gaouzi A., Rouai M. (2009):

Cartographie Microgravimétrique des cavités anciennes dans le District Minier d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *4^{ème} Congrès Maghrébin de Géophysique Appliquée. Hammamet-Tunisie 26-28 Mars 2009.*

Rouai M., Qarqori Kh., Moreau F., Saracco G., Hermitte D., Boualoul, Biessy G., Dauteuil O., El Ouardi H. **Boujamaoui M.**, Benamara A., Sahbi H. (2009):

Prospection Hydrogéophysique par tomographie électrique de la source karstique Ain bittit (Moyen Atlas, Maroc). *4^{ème} Congrès Maghrébin de Géophysique Appliquée. Hammamet-Tunisie 26-28 Mars 2009.*

Sebei K., Inoubli M. H., Alouani R., **Boujamaoui M.**, Boussiga H. (2004):

Platform reconstitution of Gulf of Hammamet using geological and seismic data (Tunisia). *20^e Colloque de Géologie africaine-Orléans, France, 2-7 Juin 2004.*

Boujamaoui M. Sebei K. Ben Marzouk H., Chkir Ch. et Inoubli M. H. (2003):

Apport des vitesses sismiques dans l'interprétation sismique. Cas des séries créacés, éocènes et miocènes de la Tunisie. *17^{ème} Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Rabat, Maroc, Octobre 2003.*

Boujamaoui M. et Inoubli M. H. (2003):

Miocène de la Tunisie nord-orientale et Bloc Pélagien. Arrangement séquentiel et interprétation des données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques. *Third Atlantic Neogene Congress, Asilah 19-23 Septembre 2003, Morocco.*

Boujamaoui M. et Inoubli M. H. (2001):

Calage stratigraphique des faciès miocènes de la Tunisie nord-orientale avec les cycles eustatiques globaux, tectoniques locale et régionale intégrée. *16^{ème} Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Meknès, Maroc, 28-29-30 Septembre.*

Boujamaoui M. et Inoubli M. H. (2001):

Calage stratigraphique des faciès miocènes de la Tunisie nord-orientale avec les cycles eustatiques globaux, tectoniques locale et régionale intégrée. *Les 2^{ème} Journées de la géologie du Sahel, Sousse, Tunisie, 6-7-8 Juin.*

Boujamaoui M. et Inoubli M. H. (1999):

Stratigraphie sismique et séquentielle du Miocène de la Tunisie nord-orientale. *15^{ème} Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Oujda, Maroc, 27-28-29 Avril.*

Boujamaoui M. et Inoubli M. H. (1999):

Exemple de cortège sédimentaire de bas niveau marin deltaïque de plate-forme. Cas du Miocène moyen de la Tunisie atlasique. *Réunion Annuelle conjointe (Asso. Géol. du Canada & Asso. Miné. du Canada). Sudbury, Ontario, 26-28 Mai.*

Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H. et Turki M. M. (1998):

Séquence de dépôt du Miocène Moyen en Tunisie nord-orientale et dans le Bloc Pélagien, géométrie et contrôle eustatique. *Les marges Téthysiennes d'Afrique du nord, Paris, France 16-17 Décembre.*

- Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H. et Turki M. M. (1997):**
Géométrie et contrôle eustatique des séries silici-clastiques du Miocène moyen en Tunisie et dans le Bloc Pélagien. *14ème Colloque des Bassins Sédimentaires Marocains, Kenitra, Maroc, 24-27 Septembre.*
- Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H. et Turki M. M. (1997):**
Géométrie et contrôle eustatique des séries silici-clastiques du Miocène moyen en Tunisie et dans le Bloc Pélagien. *Peri-Tethys Programme, Annual Meeting, Rabat, Morocco, 10-12 June.*
- Boujamaoui M., Inoubli M. H. et Messaoudi F. (1995):**
Tectonique et stratigraphie de subsurface des séries du Miocène et du Pliocène dans l'offshore nord-oriental de la Tunisie. *Troisième Congrès des Sciences de la Terre, Tunis, Tunisie. 19-24 Septembre.*

2-2- Encadrements

- ♣ *Co-encadrement de Thèse de Doctorat de l'étudiante Ibtissem Rezouki,*
CeDoc : Géosciences Fondamentales et Appliquées, Faculté des Science de Meknes
Encadrant: Mohamed Raouai
Sujet : Etude gravimétrique et aéromagnétique du bassin de Guercif: Implication géodynamique.
Soutenance prévue en 2020
- ♣ *Co-encadrement de Thèse de Doctorat de l'étudiant Abdellah Nait Bba,*
CeDoc: Géosciences fondamentales et appliquées, Faculté des Science Ain Choc, Casablanca
Encadrant: Lahceb Baider
Sujet : Etude gravimétrique et magnétique du bassin de Tadla et des Plateaux de Phosphates: Implication géodynamique et pétrolière.
Soutenance prévue en 2019.
- ♣ *Mémoire Master "GEOPEN" de la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia, intitulé:*
Traitement et Interprétation des données Aéromagnétiques du bassin côtier de Tarfaya-Boujdour (Sud Marocain). *Soutenu le 09 Novembre 2018,*
Par: Walid Amraoui
- ♣ *Mémoire Master "Ressources Minières et Energétiques (RME)" de la Faculté des Sciences de Meknes, intitulé:*
Traitement et Interprétation des données Aéromagnétiques au niveau du Jbel Saghro oriental (Anti-Atlas). *Soutenu le 12 Octobre 2013, Par: Souad KORCHI*
- ♣ *Mémoire Master "Géologie du Quaternaire et Préhistoire" de la Faculté des Sciences de Meknes, intitulé:*
Cartographie microgravimétrique des cavités d'origine anthropique: Exemple des cavités historiques de la mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Soutenu le 21 Septembre 2011, Par: Daoud AHID*
- ♣ *Mémoire de Master « Géosciences, Géophysique et Cartographie Géologique » de la Faculté des Sciences de Meknes, intitulé:*
Apport de la Gravimétrie et du Magnétisme à la Caractérisation de la Structure Profonde du Bassin de Ouarzazate. *Soutenu le 29 Octobre 2009,*
Par: Nawal BOUYA
- ♣ *Mémoire DESS "Géophysique Appliqué et Ingénierie Géologique" de la Faculté des Sciences de Meknes, intitulé:*
Cartographie Microgravimétrique des cavités Artificielles Anciennes dans la Mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Soutenu le 21 Mars 2009, Par: Hanane El Jilaoui.*

- ♣ *Mémoire DESS “Géophysique Appliquée et Ingénierie Géologique” de la Faculté des Sciences de Meknes, intitulé:*
Acquisition et Interprétation des données de Polarisation Provoquée et du Magnétisme pour la valorisation du district minier de Sidi Mkhalf (Jebilet orientales, Maroc). *Soutenu le 26 Janvier 2008, Par: Meryem EL BARDAI*

- ♣ *Mémoire DEA “Géoresources et Bassins Sédimentaires” de la Faculté des Sciences de Tunis, intitulé:*
Caractérisation d’une plate forme carbonatée de type ‘Distally steepened ramp’ au cours du Campanien-Miocène inférieur. Cas de Halk El Menzel. Apport des données de puits et de la sismique de surface. *Soutenu le 30 Octobre 2003, Par: Kawter SEBEI*

2-3- Membre de Jury de Soutenance de Thèse de Doctorat

- *Membre Examineur de la Soutenance de Thèse de doctorat de Mohamed BEN HADDOU, intitulée:*
Approche statistique et géostatistique pour l’étude des risques d’origine géotechnique au niveau de la zone compressible de la plaine de Sebou-Région de Kenitra. *Soutenu le 21 Février 2015 à la Faculté des Sciences de Meknès.*

- *Membre invité de la Soutenance de Thèse de doctorat de Khaoula QARQORI, intitulée:*
Contribution de l’étude du réservoir discontinu et karstique des causses Moyen-Atlasique et de leur jonction avec le bassin de Saïs par télédétection spatiale et imagerie géophysique. *Soutenu le 12 Février 2015 à la Faculté des Sciences de Meknès.*

- *Membre invité de la Soutenance de Thèse de doctorat de El Hassan EL BRIRCHI, intitulée:*
Calcul d’un modèle de Géoïde gravimétrique marocain par l’exploration des données gravimétriques spatiales de la mission GOCE, combinées aux données terrestres. *Soutenu le 20 Avril 2013 à la Faculté des Sciences et Techniques de Fes.*

- *Membre Examineur de la Soutenance de Thèse de doctorat de Adnen AMIRI, intitulée:*
Apport de la Géophysique appliquée et comparative de la modélisation géodynamique de la Moyenne vallée de la Medjerda. *Soutenu le 12 Avril 2013 à la Faculté des Sciences de Tunis.*

2-4- Projets de Recherches

- ☞ *Membre dans le Projet de Recherches «Impact des rejets Miniers: Exemple de la Mine de Zaida» entre l’Université Moulay Ismail et le CNRST (Maroc). Période 2015-2017.*
Responsable: DEKAYIR Abdelilah, Faculté des Sciences de Meknès.

- ☞ *Membre dans le Projet de Recherches entre la Faculté des Sciences et Techniques Errachidia (Maroc) et la Faculté des Sciences de Tunis (Tunisie). Période 2013-2015.*
Responsable: BOUJAMAOUI Mustapha, FST-Errachidia.

- ☞ *Membre dans le Projet de Recherches «Volubilis» entre l’Université Moulay Ismail (Maroc) et l’université de Rennes (France). Période 2008-2011.*
Responsable: ROUAI Mohamed, Faculté des Sciences de Meknès.

3- Activités d'Enseignements

- ✦ **Janvier 2000 - Septembre 2003:** Enseignant-Chercheur à la Faculté des Sciences de Gabes (Tunisie).

TP de Cartographie Topographique (Maîtrise SVT-1)

Pour les Années Universitaires : 2000-2003;

TP de Pétrographie Minéralogique (Maîtrise SVT-1)

Pour les Années Universitaires: 2000-2003;

TP de Tectonique (Maîtrise SVT-2)

Pour les Années Universitaires: 2000-2003;

TD d'Hydrogéologie (Maîtrise SVT-3)

Pour les Années Universitaires : 2001-2003;

Cours de Géodynamique Interne (Maîtrise SVT-1)

Pour l'Année Universitaire: 2002-2003.

- ✦ **Octobre 2003 - Actuel:** Enseignant-Chercheur à la Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia.

Cours - TD et TP du Module: Méthodes sismiques (Maîtrise Géophysique: 1^{ère} Année)

Cours - TD et TP du ½ Module: Stratigraphie sismique (Maîtrise Géophysique: 2^{ème} Année)

Cours - TD et TP: Gravimétrie (Maîtrise Géophysique: 1^{ère} Année)

Cours et TD du ½ Module: Géodynamique interne du Globe (1^{ère} Année Parcours BCG).

Cours et TD du Module : Géodynamique Externe (1^{ère} Année Parcours BCG).

TP : Cartographie topographique et Minéralogie (1^{ère} Année Parcours BCG).

- ✦ Cours «Acquisition et Traitement des Données Gravimétriques» pour les étudiants:
 - * Master 'Ressources Minières et Energétiques (RME)' de la Faculté des Sciences de Meknès. Pour les Années Universitaires: 2009-2012.
 - * Master 'Géosciences, Géophysique et Cartographie Géologique' de la Faculté des Sciences de Meknes. Pour l'Année Universitaire 2008-2009.
 - * DESS 'Géophysique Appliquée et Ingénierie Géologique' de la Faculté des Sciences de Meknes. Pour les Années Universitaires: 2007-2009.
 - * DESA 'Magmatisme – Métamorphisme' de la Faculté des Sciences de Meknes. Pour l'Année Universitaire 2007-2008.
- ✦ Encadrements des étudiants de Géosciences appliquées, au stage de terrain de Cartographie géologique:
 - Lieu : région de Tinghir
 - Objectifs : coupe géologique des séries du socle PK-Paléozoïques et la couverture méso-cénozoïque. Réalisation d'un esquisse de carte géologique
- ✦ Encadrements des PFE de Maîtrise de 'Géophysique' et Licence de 'Géosciences Appliquées' de la FST-Errachidia.

4-Responsabilités Administratives

- ♣ Responsable du Département de Géologie: du Janvier 2012 au Décembre 2014.
 - ♣ Membre du Conseil d'établissement de la FSTE: du Janvier 2012 au Décembre 2014.
 - ♣ Membre de la Commission pédagogique de la FSTE: du Janvier 2012 au Décembre 2014.
 - ♣ Membre de la Commission de suivie du Budget de la FSTE: du Janvier 2012 au Décembre 2014.
 - ♣ Membre de la Commission pédagogique de la réalisation des fiches de Modules de Géologie du tronc commun pour la nouvelle filière BCG en 2014.
-
- ♣ Responsable du Département de Géologie depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.
 - ♣ Membre du Conseil d'établissement de la FSTE depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.
 - ♣ Membre de la Commission pédagogique de la FSTE depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.
 - ♣ Membre de la Commission de suivie du Budget de la FSTE depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.
 - ▶ Membre élu du conseil de l'Université My Ismail depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.
 - ▶ Membre élu de la Commission Académique de l'Université My Ismail depuis Janvier 2015 au Décembre 2017.

Actuellement

- ▶ Membre élu du conseil de l'Université My Ismail depuis Janvier 2018.
- ▶ Membre de la Commission Académique de l'Université My Ismail depuis Janvier 2018.



Activités Pédagogiques

Les Enseignements assurés à la Faculté des Sciences et Techniques

Cours

Module	Filière	Années
Module G-222 Géodynamique Externe	Parcours BCG (S2)	2016-2017 2015-2016 2014-2015
Module G-2001 Géodynamique Interne	Parcours BCG (S2)	2013-2014 2012-2013 2011-2012 2010-2011
Module G-2111 Méthodes Sismiques & Techniques d'Interprétation	Licence Géosciences (S6)	2014-2015 2013-2014 2012-2013 2011-2012 2010-2011 2009-2010
1/2 Module Stratigraphie Sismique	MST Maitrise Géophysique	2008-2009 2007-2008 2006-2007 2005-2006 2004-2005 2003-2004

Module Méthodes Sismiques	MST Maitrise Géophysique	2009-2010 2008-2009 2007-2008 2006-2007 2005-2006 2004-2005 2003-2004
--	-----------------------------	---

Travaux Dirigés

Module	Filière	Années
Module G-2001	Parcours BCG (S2)	2013-2014 2012-2013 2011-2012 2010-2011
Module G-2111	Licence Géosciences (S6)	2014-2015 2013-2104 2012-2013 2011-2012
Module G- Méthodes Sismiques	MST Maitrise Géophysique	2009-2010 2008-2009 2007-2008 2006-2007 2005-2006 2004-2005 2003-2004

Travaux Pratiques

Module	Filière	Années
Module G-2001	Parcours BCG (S2)	2013-2014 2012-2013 2011-2012 2010-2011
Module G-2111	Licence Géosciences (S6)	2014-2015 2013-2014 2012-2013 2011-2012 2010-2011
½ Module Stratigraphie Sismique	MST Maîtrise Géophysique	2008-2009 2007-2008 2006-2007 2005-2006 2004-2005 2003-2004

Travaux de Terrain

Module	Filière	Années
Module G-617 Cartographie Géologique-Géomatique	Licence Géosciences Appliquée (S6)	2016-2017 2015-2016 2014-2015
Module Stage	Licence Géosciences (S6)	2013-2014 2011-2012 2010-2011

Les Responsabilités

Administratives

Département	Chef du Département	Janvier 2015 au Décembre 2017 Janvier 2012 au Décembre 2014
Membre du conseil de l'Etablissement	Membre	Janvier 2015 au Décembre 2017 Janvier 2012 au Décembre 2014
Membre du conseil de l'université	Membre	Janvier 2018 à Actuel Janvier 2015 au Décembre 2017
Membre des commissions d'évaluation, de réforme ou d'expertise pédagogique nationales ou internationales	Membre de la commission académique de l'Université My Ismail	Janvier 2018 à Actuel Janvier 2015 au Décembre 2017

Scientifiques

Etablissement		Nom de l'entité	Période d'activité	Qualité
Equipe de recherche	FSTE Département de Géosciences	Equipe de Recherche de Géophysique et Géoressources et Patrimoine	2015-Actuel	Membre Permanent
	FSTE Département de Géologie	Equipe de Recherche de Géophysique et Géologie des Formations Superficielles.	2011-2014	Membre Permanent

Projets de recherche

Intitulé du Projet	Ministère d'enseignement sup. et Recherche.	Année	Etablissement	Qualité
Etude et comparaison des réponses indirectes de séries soustraites à l'observation.	Ministère d'enseignement sup. et Recherche.	Mars 2013- Février 2015	FST-Errachidia	Responsable
Etude de la contamination des rejets Miniers de Zaida (Midelt).	CNRST-Maroc Projet Prioritaire 34-2015	2015-2018	Faculté des Sciences de Meknes	Membre
Exploration multi-échelle du réservoir profond du bassin du Sais et de sa jonction avec le cause du Moyen Atlas.	Université My Ismail	2011-2013	Faculté des Sciences de Meknes	Membre
Suivi de l'exploitation de l'aquifère du bassin de Sais par la caractérisation de la fracturation et de la déformation induite.	FSP- Corus2. 6153	2008-2011	Faculté des Sciences de Meknes	Membre

Co-Encadrement scientifique en Thèse

Docteurant	Etablissement
Nait Ba Abdellah	Faculté des Sciences Ain Chok-Casablanca
Rezouki Ibtissam	Faculté de Sciences de Meknès

Membre de Jury de Thèse

Khaoula QARQORI	Soutenue le 12 Février 2015	Faculté des Sciences de Meknes
Mohamed BEN HADDOU	Soutenue 21 Février 2015	Faculté des Sciences de Meknes
El Hassan EL BRIRCHI	Soutenue 20 Avril 2013	Faculté des Sciences et Techniques de Fes
Adnen AMIRI	Soutenue 12 Avril 2013	Faculté des Sciences de Tunis-Tunisie

Organisation de manifestations scientifiques

Colloque International des Utilisateurs des SIG	Divers sources	20-21 Novembre 2014	Faculté des Sciences Meknes	Comité Scientifique
Atelier sur Protection des Ressources Naturelles	CORUS & AIRES-Sud (IRD)	14-18 Février 2011	Faculté des Sciences Meknes	Comité d'Organisation



Publications :

Nait Baa Abdellah, mustapha **Boujamaoui**, Amiri Adnen, Hejja Youness, Baidder Lahssen, Inoubli Mohamed Hédi, Manar Aahmed, & Jabbour Haddou (2018) :

Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic belt: insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco).

Journal of African Earth Sciences, Number: AES6326. (in press-accepted).



Structural modeling of the hidden parts of a Paleozoic belt: Insights from gravity and aeromagnetic data (Tadla Basin and Phosphates Plateau, Morocco)

Abdellah Nait Bba^{a, *}, Mustapha Boujamaoui^b, Adnen Amiri^c, Younes Hejja^a, Ibtissam Rezouki^{b, d}, Lahssen Baidder^a, M.H. Inoubli^c, Ahmed Manar^e, Haddou Jabour^f

^a Département de Géologie, Université Hassan II, Faculté des Sciences Aïn Chock, BP, 5366, Casablanca, Morocco

^b Département de Géologie, Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences et Techniques, Errachidia, BP, 509, Morocco

^c Département de Géologie, Université Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Morocco

^d Département de Géologie, Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences Meknès, Morocco

^e Ministère de l'Energie, des Mines et du développement durable, Rabat, Morocco

^f Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM), Rabat, Morocco

ARTICLE INFO

Keywords:

Gravity anomalies
Aeromagnetic survey
Data filtering
Tadla Basin
Phosphates Plateau
Moroccan Meseta
Variscan belt

ABSTRACT

Gravity and aeromagnetic potential methods are proven to be adequate geophysical techniques for studying the subsurface structure of sedimentary basin such as the Tadla Basin and Phosphates Plateau where Variscan basement is overlain by a thick Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover. In this study, we present a subsurface study of this part of the Moroccan Western Meseta based on gravity and aeromagnetic data analysis and interpretation in view of reconstructing the subsurface architecture of these areas. A subsurface structural map of the study area was thus established; it shows how the subsurface structural lineaments mapped from gravity and aeromagnetic data are correlated with the regional crustal-scale faults outcropping around the study area. This allowed us to correlate the main Variscan structural zones of the Rehamna, Jebilet and Central Massifs under the sedimentary cover of the Tadla Basin and Phosphates Plateau. The analysis of this map reveals that: i) the area is predominantly controlled by tectonic faults having NE and NW major trends, with E-W and N-S minor trends, ii) These trends are associated with several phases of deformation that the area underwent during the Variscan Orogeny, the Triassic-Jurassic rifting, and the Atlasic tectonic inversion, iii) Many faults already highlighted by previous geophysical investigations are confirmed, and some new crustal-scale structures are revealed, iv) The continuity in the subsurface of major crustal-scale faults of the Western Meseta is confirmed such as the West Meseta Shear Zone, Smaala-Oulmes Fault Zone, Fkih Ben Salah Fault, and the southward prolongation of the Khouribga-Oulmes Anticlinorium bounded to the south by the major NW-SE Phosphate Plateau Fault.

1. Introduction

Deciphering the basement structures beneath a sedimentary cover is one of the main objectives of gravity and aeromagnetic methods (Blackly and Simpson, 1986; Gunn, 1997; Cooper and Cowan, 2008). The latter are advantageously fast and effective (Fairhead et al., 2011; Arfaoui et al., 2015).

The Moroccan Meseta constitutes a major branch of the Variscan belt to the north of the West-African Craton (Michard et al., 2010). The latter comprises various domains such as the Western and Eastern

Meseta, the Middle Atlas and the ancient and northern Tamlalt Massifs of the High Atlas. The Paleozoic basement of this domain appears as inliers beneath by the Mesozoic-Cenozoic formations (Fig. 1) (Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2008, 2010).

Numerous studies (Gentil, 1918; Lecointre, 1926; Termier, 1936; Gigout, 1951; Michard, 1976; Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2008, 2010) suggest that the Rehamna, Jebilet and Central Massifs resulted from the geodynamic evolution of the Mesetian Variscan Belt. In addition, the Jebilet and Azrou-Khenifra Basins have great tectono-sedimentary and magmatic similarities (Huvelin, 1970; Piqué and Michard, 1989; Roddaz et al., 2002; Bamoumen et al., 2008). Unlike

* Corresponding author.

Email address: abdellahnaitbba@gmail.com (A.N. Bba)

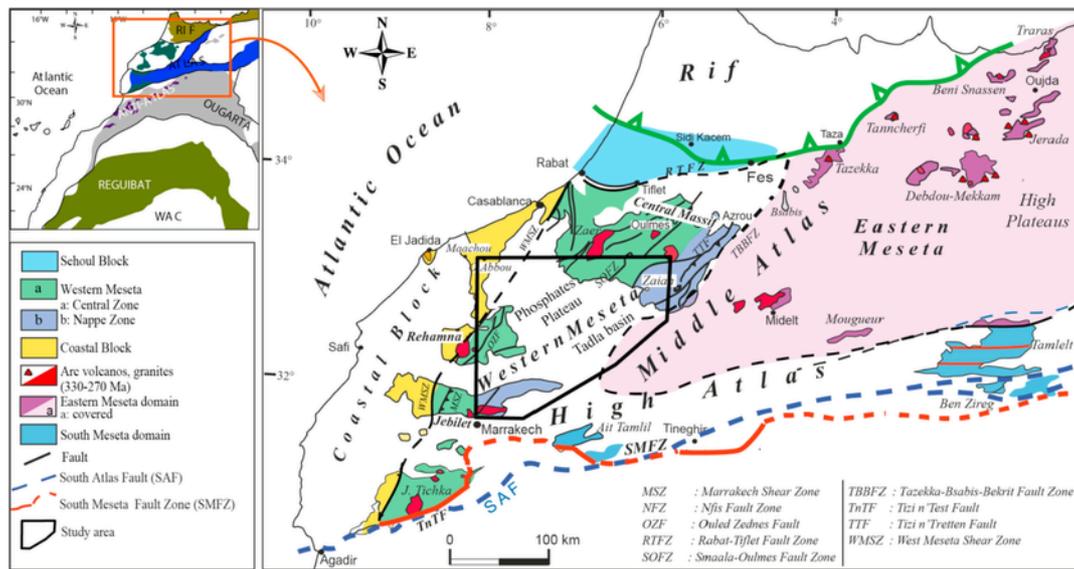


Fig. 1. Location of study area in the geological map of Atlas-Meseta domain (Michard et al., 2010).

these areas which are relatively well studied, the junction between Rehamna, Jebilet and Central Massifs, which correspond to the Tadla Basin and the Phosphates Plateau, are less studied so far; they are covered by Mesozoic and Cenozoic sediments (Fig. 1).

The present study focuses on the Western Meseta which englobes the Tadla Basin in the south and the Phosphates Plateau in the north (Fig. 1). The Mesozoic-Cenozoic formations are unconformably set on the Mesetian Proterozoic and Paleozoic basement. These are exposed in the surrounding uplifted massifs of the Central, the Rehamna and the Jebilet (Hoepffner et al., 2005; Piqué et al., 2007; Michard et al., 2008, 2010).

Previous studies based on seismic and borehole data (Jabour and Nakayama, 1988; Er-Raïoui et al., 2001), and gravity data (Van Den Bosch, 1981; Najine et al., 2006) didn't detail the basins' limits and characterize crustal-scale faults of the Variscan Western Meseta. These studies focused essentially on the Paleozoic basement configuration of the Tadla basin.

The present work advantageously combines gravity and aeromagnetic data in order to image the subsurface architecture of Tadla Basin and Phosphates Plateau. It intends to precise the limits of the Mesetian basins at the junction between the Rehamna, Jebilet and Central Massifs. The subsurface continuation of the mains outcropping fault zones of the Western Meseta are also discussed.

2. Geological setting

2.1. General

The Moroccan Meseta consists of several Paleozoic massifs such as the Central Massif, Rehamna and Jebilet in the Western Meseta and the Midelt and Debdou-Mekkam massifs in the Eastern Meseta, separated from each other by extended domains of tabular or folded Mesozoic-Cenozoic series (Fig. 1). The folded Middle Atlas separates the Western Meseta from the Eastern Meseta, whose cover series are, in contrast, tabular (Western Meseta) or very mildly folded north of the High Atlas (Eastern Meseta).

In the Western Meseta, here studied, more than a half of the Paleozoic basement is hidden below the tabular series of the phosphates plateau, made of Upper Cretaceous to Eocene marine sediments, and of the Tadla and Bahira Basins where thick Neogene to Quaternary continental sediments are deposited over the Mesozoic-Cenozoic sequences (Fig. 2).

The Meseta Paleozoic sequences have been deformed and intruded by a number of granite plutons during the Variscan orogeny. The Meseta massifs, together with most of the Paleozoic massifs of the Atlas Cenozoic belts, define the Meseta Orogen, which forms the southwestward continuation of the Hercynian Orogen of Western Europe (e.g., Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010, and references therein).

2.2. The Variscan evolution

Numerous previous studies focused on the reconstruction of the Paleozoic evolution of the Western Meseta in the context of the Variscan orogeny (Gentil, 1918; Lecointre, 1926; Termier, 1936; Gigout, 1951; Michard, 1976; Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008, 2010). They showed that all Paleozoic systems, from Cambrian to Permian, are represented, as shown in Fig. 3. The Precambrian basement crops out locally, being represented by Paleoproterozoic rocks in the southwestern Rehamna, but more frequently by Ediacaran granites or rhyolites (Morin, 1962; Huvelin and Villand, 1978; Cornée et al., 1984; Corsini, 1988; Ouali et al., 2003; Ouabid et al., 2017; El Houicha et al., 2017; Letsch et al., 2017; Soulaïmani et al., 2018). Sedimentation occurred in the frame of the distal passive margin of the Saharan platform up to the Lower Devonian, and then recorded the onset of the Rheic subduction beneath the continental margin from the Late Devonian to the Late Carboniferous (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010).

In the Tadla Basin, the Paleozoic basement is mostly overlain by the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover. Direct information comes only from scattered boreholes in this area (Jabour and Nakayama, 1988; Verset, 1988; Er-Raïoui et al., 2001). The Paleozoic stratigraphy within these wells ranges from Ordovician to Carboniferous (Fig. 4) and consists of terrigenous deposits made of shallow-water clastic (Flysch and molasses), carbonates, shales, and quartzose sandstones (Jabour and Nakayama, 1988).

The Paleozoic of the Western Meseta was mostly deformed during the Variscan Orogeny particularly during the Late Visean-Early Westphalian stages (Hoepffner et al., 2006; Michard et al. 2008, 2010). By the end of Devonian times, exactly at the limit between the Famennian and the Tournaisian-Visean period an extensional or transtensional phase is recorded; it corresponds to the opening of the sedimentary basins of Sidi-Bettache and Azrou-Khenifra (Bouabdelli, 1989; Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008, 2010). During that time,

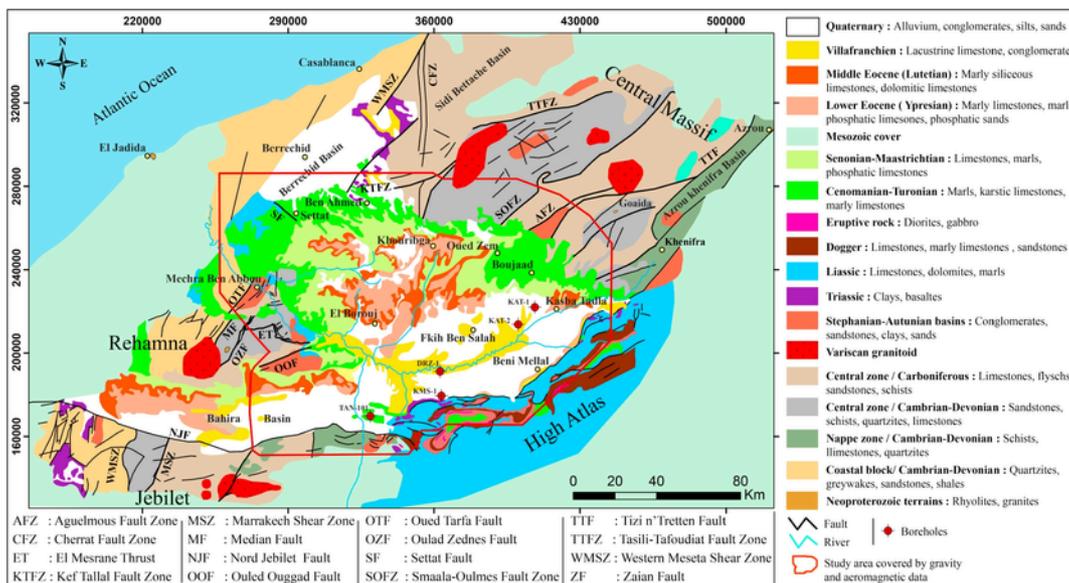


Fig. 2. Geological map of the study area, from geological map of Morocco scale 1/1000000 and (Michard et al., 2010).

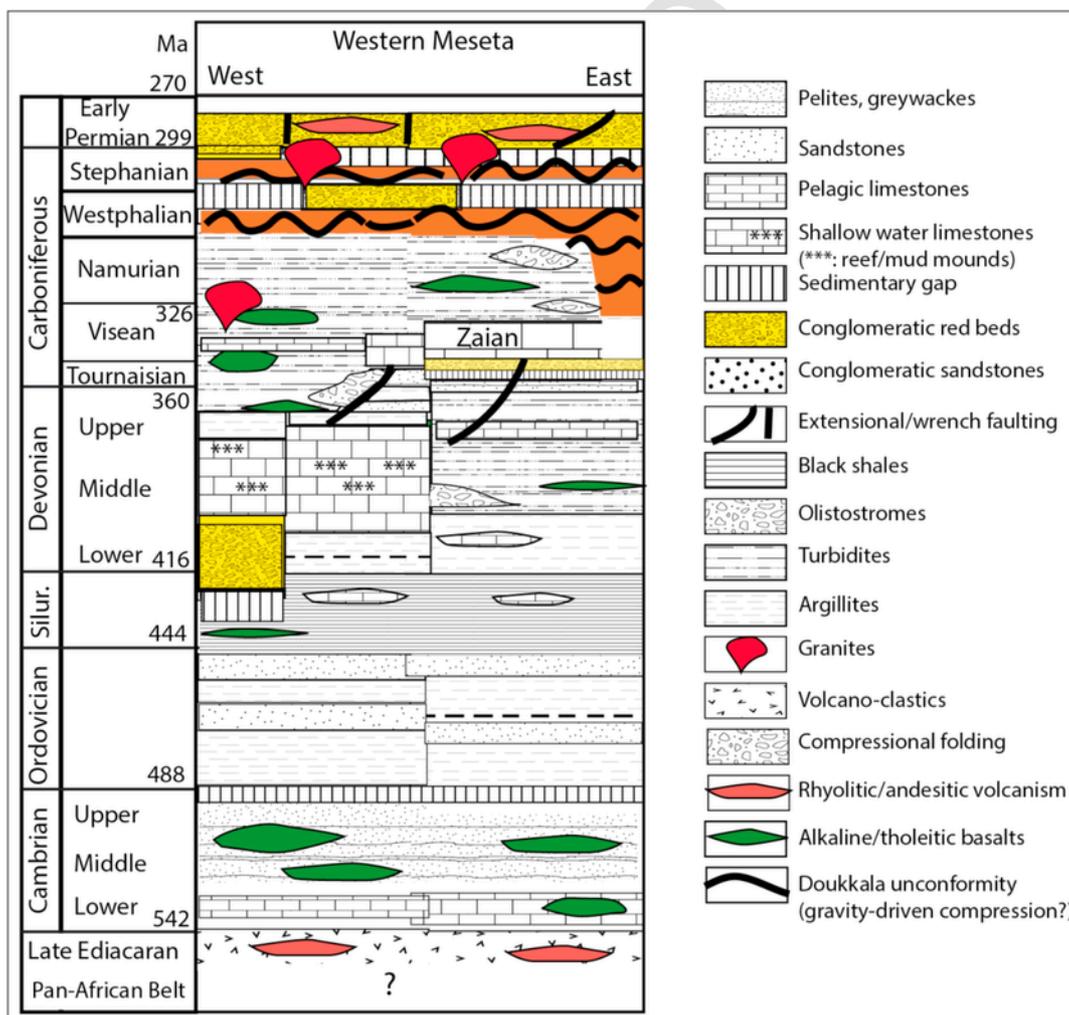


Fig. 3. Paleozoic stratigraphy of the Moroccan Western Meseta (Michard et al., 2010, modified after Ouanaimi et al., 2018, in progress).

these basins were bounded by NE-SW transcurrents crustal-scale faults zones (SOFZ, TBBFZ and WMSZ) which might have acted as positive flower structures and controlled the development of sedimentary ridges

(Bouabdelli and Piqué, 1996). However, the occurrence of pre-Visean compressional structures in Western Meseta is currently questioned (Ouanaimi et al., 2018, in progress). The Late Carboniferous deforma-

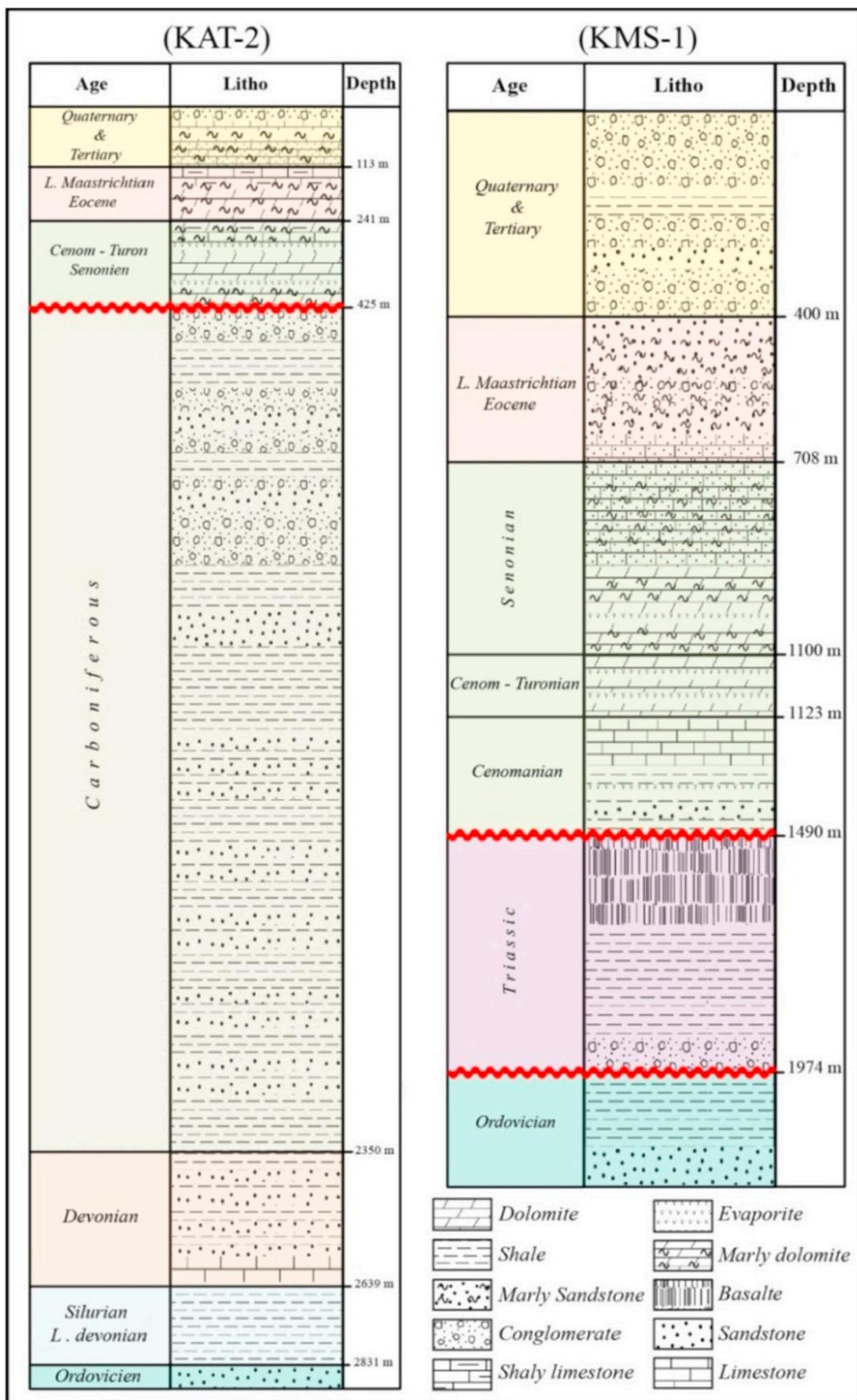


Fig. 4. Lithology of wells KAT-2 and KMS-1.

tions (the Late Visean-Early Westphalian tectonic events) deformed the whole Meseta Domain and produced tight folds associated with metamorphism and granite intrusions. These folds exhibit NNE-SSW to NE-SW axes. The Variscan granitoids bodies yielded an age between 320 and 270 Ma (Mrini et al., 1992; Saddiqi et al., 2009). The late Variscan deformation involves Stephanian and Permian rocks where it is recorded as open folds, block tilting and brittle shear zones generated under a compressive regime, firstly oriented E-W then NW-SE to N-S (Saidi et al., 2002).

2.3. The Alpine evolution

The Mesozoic series start with Triassic and Liassic sequences, unconformably resting on to the Variscan basement. The Triassic sequences, crossed by borehole TAN-101 in the Bahira Basin (Hafid, 2006), KMS1 (Fig. 4) and DRZ1 in the Tadla Basin (Frizon de Lamotte et al., 2008), consist of basalts, salt, red and grey shales and evaporites. The Liassic sequences crop out extensively in the Middle and High Atlas and consist mainly of limestones and dolomites. The Upper Jurassic to Lower Cretaceous is missing in the Western Meseta and Upper Cretaceous beds are in direct contact with the Liassic, the Triassic or the Paleozoic rocks (Fig. 2) (Gouiza et al., 2010). During Triassic and Liassic times, the Western Meseta and the Paleozoic massif of the Western High Atlas were part of the Western Moroccan Arch (WMA). The classical interpretations consider this area as an emerged land during the Triassic and Jurassic times. However, recent thermochronologic data suggest that this zone was moderately subsiding (Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009; Gouiza et al., 2010) during the Late Triassic-early Jurassic, and that the corresponding deposits were subsequently eroded.

The Cretaceous sedimentary sequences begin with subaerial red beds with scarce marine marls dated from the Early Cretaceous are composed of marls, marly dolomite, dolomitic limestone and anhydrite (Verset, 1988), overlain by marly limestones and dolomites dated as Cenomanian-Turonian and indicating a global transgression that invaded the whole Atlas domain (Ettachfini et al., 2005). The Turonian limestone is overlain by the regressive Senonian beds that consist of limestone, dolomitic limestone and marls with anhydrite intercalations

(Fig. 5B). The phosphorite sequence is reached by boreholes in Tadla Basin; it is made up of phosphatic limestones, marls, sandstones and clay with intercalations of bituminous clay (Fig. 4). This remarkable sequence is well studied in the Phosphates Plateau where it starts with the Maastrichtian phosphatic marls overlain by the Thanetian-lowermost Ypresian that consists of marly limestone made of coprolites and silex nodules. The sequence is topped by the Lutetian dolomitic limestone (Fig. 6). The Neogene of the Tadla Basin is represented by continental sediments made of molasses, which unconformably cover the deformed Atlasic formations (Frizon de Lamotte et al., 2009). In the Tadla Basin, the Quaternary deposits (100–400 m) are represented by fluvio-lacustrine sediments with polygenetic conglomerates, pink marls, limestones, and calcareous sandstones (Verset, 1988).

The Alpine tectonic evolution began with the Late Triassic to Early Jurassic continental rifting phase of the Meseta basement (Medina et al., 2001; El Arabi et al., 2006; Hafid, 2006; Frizon de Lamotte et al., 2008). The rift system was associated with the opening of the Central Atlantic and the western Tethys. The synrift sequence is capped by the basalts of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) that yielded isotopic ages of about 200 Ma (Knight et al., 2004; Verati et al., 2007; Dal Corso et al., 2014). In Late Triassic-Early Cretaceous times, NW-SE to NE-SW extension in relation with the opening of the Atlasic and Atlantic rifts. In Late Cretaceous-Paleocene, an E-W to WNW-ESE compression took place evidenced by the presence of strike-slip faults in the Atlas Mountains (Ait Brahim et al., 2002; Frizon de Lamotte et al., 2008; Fekkak et al., 2018). The counterclockwise rotation of the African Plate and the convergence between European and African Plates at the late Cretaceous induced the onset of a compressional phase associated with the beginning of the Alpine Cycle (Rosenbaum et al., 2002; Ellouz et al., 2003). During the Middle-Late Eocene, the first significant compressional event occurred; it resulted in the inversion of the faults inherited from the Triassic-Jurassic rifting along both sides of the High Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2008, 2009). After the deposition of the Neogene molasses, a second generalized compressional event was responsible for a widening of the inverted zone (Frizon de Lamotte et al., 2009), that now included the Jebilet range (see the North-Jebilet Fault in Fig. 2) (Hafid et al., 2006; Missenard et al., 2007).

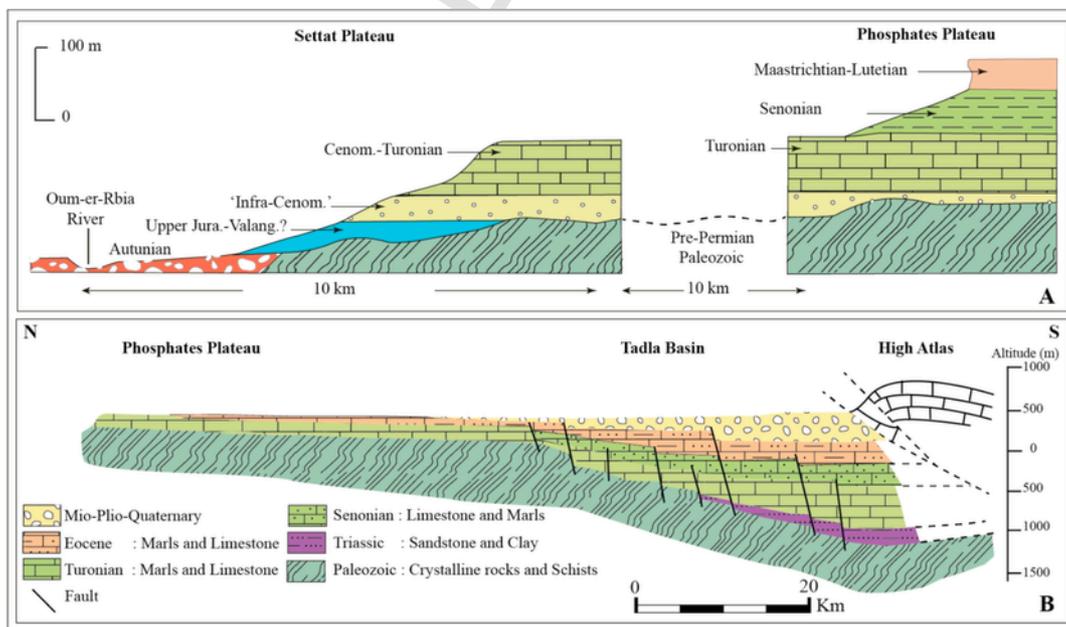


Fig. 5. Geological section of the Phosphates and Settat Plateau (A) (Michard, 1976) and Tadla Basin and Phosphates Plateau (B) (Bouchaou, 1995).

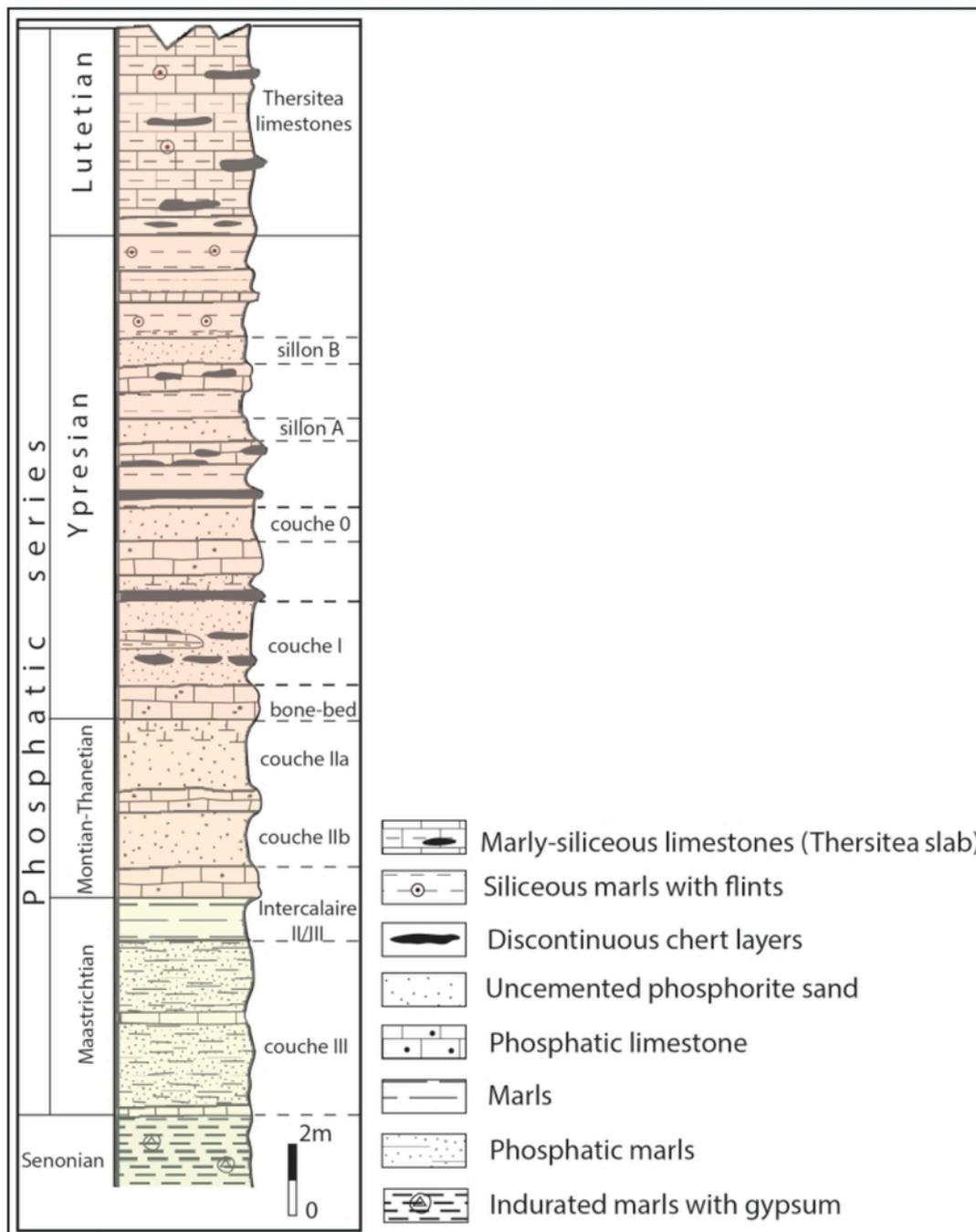


Fig. 6. The condensed phosphate series of the Phosphates Plateau (Gharbi, 1998).

3. Datasets and methodology

3.1. Geophysical data

The available gravity data belong to two surveys; the first one totaling 3312 gravity measurements was conducted in 1962 by the North African Geophysical Exploration Company (CPGNA) for the benefit of the Moroccan Ministry of Mines and Energy (Van Den Bosch, 1981). These data were completed by another survey summing 11550 gravity stations carried out in 1985 by the National Bureau of Petroleum and Mines (ONHYM). Lacoste-Romberg gravimeters were used, allowing a

0.01 mGal resolution. Both campaigns were available through an anomaly map computed using a reduction density of 2.67 g/cm³.

The available aeromagnetic data were obtained from the Moroccan Ministry of Mines and Energy; they cover the area between the Central Massif, Atlantic Ocean and High Atlas, and were acquired in 1971 by the African Geophysical Company at a nominal height flight of 1400 m. The NW directed flight lines were acquired using a line spacing ranging from 3000 to 6000 m. The perpendicular traverses Tie-lines were realized with a line spacing of 8000 m. The analyzed residual magnetic anomaly data is computed using the 1975 International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model.

3.2. Methodology

Key field transformations methods were performed in order to simplify and to facilitate the gravity/aeromagnetic structural interpretation. These techniques accentuate the characteristics of the gravity and aeromagnetic data. The gravity residual anomaly map and Reduced to Pole residual aeromagnetic intensity map (RTP) of the study area were subject to various recent edge techniques based on gravity and magnetic signal such as horizontal gradient, theta map, tilt angle, and Euler deconvolution.

The total horizontal derivative (Cordell, 1979; Cordell and Grauch, 1985; Ma and Li, 2012), and the theta map method (Wijns et al., 2005) proved to be effective edge detection techniques for delineating subsurface structures. The Euler deconvolution was employed to approach depths of the sources (Keating, 1998; Reid et al., 1990). The tilt angle method is a well-adapted technique for subsurface structural interpretation (Miller and Singh, 1994; Verduzco et al., 2004).

The inflection of the slope is located at the contact position. This enables to locate abrupt lateral changes of density or magnetic susceptibility (Cordell and Grauch, 1985) and can be used in mapping the maximum of the horizontal gradient of the gravity/magnetic field. The total horizontal derivative from gravity data has been intensively used as a tool of detecting linear structure such as faults and subsurface discontinuities (Cordell and Grauch, 1985; Jaffal et al., 2010; El Gout et al., 2010; Amiri et al., 2011; Hamdi-Nasr et al., 2011; Sarsar-Naouali et al., 2011; Dufrechou et al., 2013; Arfaoui et al., 2015).

The maxima of the Theta map correspond to the boundaries of the causative sources (Wijns et al., 2005; Cooper and Cowan, 2008). Euler deconvolution is a powerful tool for gravity and magnetic source depth analysis and interpretation (Nabighian, 1972; Thompson, 1982; Reid et al., 1990). This method proved to be very powerful for detecting fault, geological contacts and other subsurface structural elements. The apparent depth of a causative source is derived from the homogeneity of

the Euler equation (Thompson, 1982). The reliability of the deconvolved results depends on the choice of the structural index, the window size, and the tolerance (Reid et al., 2012). These parameters have to be critically selected, in order to obtain reasonable solutions.

In this study, all gravity and aeromagnetic maps were generated using Geosoft-Oasis software. The anomaly maps were gridded using the minimum curvature algorithm (Briggs, 1974).

4. Subsurface modeling

4.1. Gravity data

4.1.1. Bouguer anomaly map

The Bouguer gravity anomaly map is helpful tool used to investigate subsurface geology and structures of the sedimentary basin with a thick sedimentary cover (Blakely and Simpson, 1986); it has been used also to better investigate the subsurface structural framework.

The observed complete Bouguer gravity anomalies reflect the heterogeneity in the density distribution beneath the topographic surface. The Bouguer anomaly of the Tadla Basin and Phosphate Plateau (Fig. 7) shows a main strong southeast-northwest regional gradient. Values are spread between -90 mGal and 20 mGal. This gradual decrease is mainly caused by the thickness increase of the Mesozoic Cenozoic sediments toward the High Atlas border, as indicated by geological section (Fig. 5B), and testified by the boreholes in Tadla Basin (Verset, 1988).

4.1.2. Residual anomaly map

The Bouguer gravity anomaly is the combined responses of the various masses lying below the ground surface. Its separation into residual (effects from shallow sources) and regional (effects from deep sources) is a major step in the interpretation of gravity data (Blakely, 1995).

The previously observed gradient was modeled using a first order polynomial regression. This is, subsequently, subtracted from the complete Bouguer anomaly. The obtained residual gravity map highlights

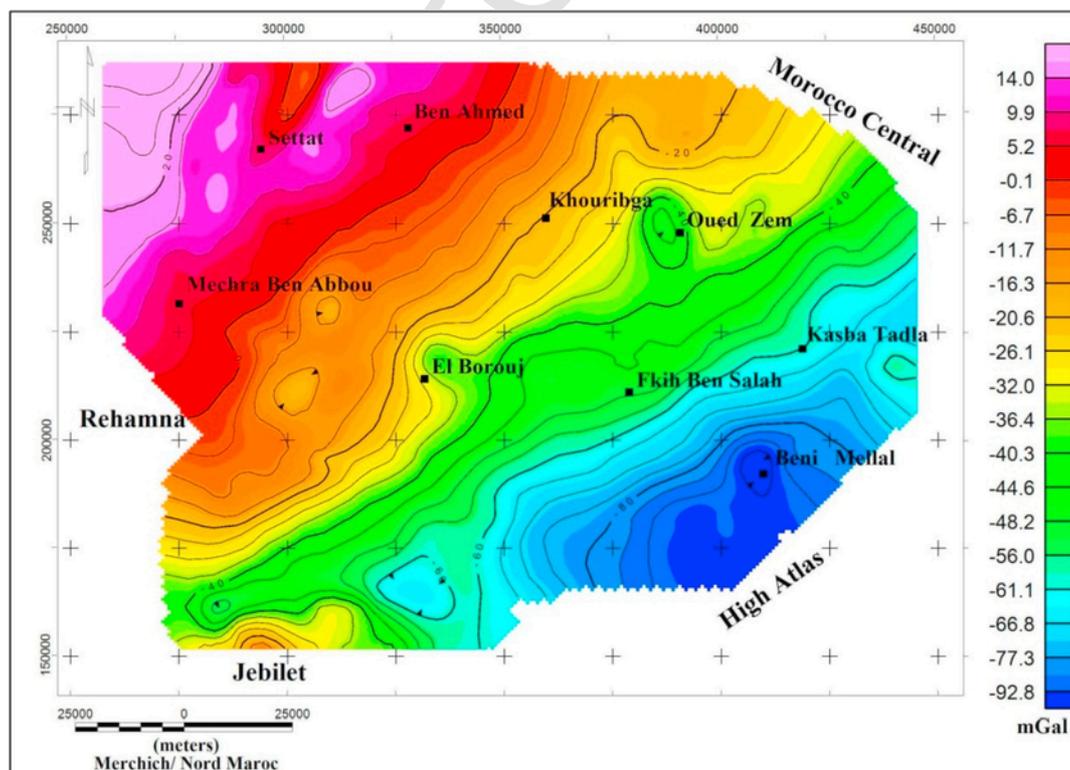


Fig. 7. Bouguer anomaly map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (reduction density: 2.67 g/cm³).

clearly individual gravity anomalies (Fig. 8). This map helps explaining each anomaly in terms of its possible corresponding causative source. The map shows a number of gravity anomalies, with varying wave-lengths and amplitudes (Fig. 8). It outlines clearly 9 gravity minima (N1 to N9) and 6 maxima (P1 to P6).

The qualitative interpretation of these anomalies is conducted on the basis of the available surface geology and the published structural maps.

The positive anomalies P1, P2, P3 and P4 exhibit high amplitudes (6 mGal to 12 mGal) that coincide, respectively, with the outcropping denser Paleozoic rocks in the uplifted areas of the Rehamna to the west, the Jebilet area to the southwest, and the Central Massif to the north and north-east of the study area.

The positive anomaly P5, located in the central part of the map, is characterized by its relatively low amplitude (3 and 5 mGal); it superimposed on the Ben Ahmed-Khouribga Plateau.

P6 would be produced by the southward extension of the Azrou-Khenifra Basin under the Quaternary deposits of Tadla Basin.

The negative anomaly N1 corresponds to a low NE-SW elongated gravity anomaly. It fits perfectly with the Berrechid Basin, which is filled with Quaternary sediments. The transition between the Ben Ahmed-khouribga Plateau and the Berrechid Basin appears to be controlled by a linear north-easterly directed high gradient.

In the southeastern part of the map, the negative gravity anomaly N5 with a NE-SW elongation is due to the Tadla Basin. Thick Mio-Plio-Quaternary deposits cover this area.

The smaller size negative anomalies N2, N3 and N4 with circular forms correspond respectively to the hidden granitic plutons of Oued Zem, El Borouj and Beni Mellal (Van Den Bosch, 1981).

As the surface tertiary series cannot explain anomalies N8 and N9, this suggests the presence of deeper causative bodies with lower negative density contrast with respect to the surrounding basement rocks. Except for the reduced extension of N9, These negative anomalies have

the same characteristics as those of the negative anomalies; N2, N3 and N4; they are very likely caused by hidden granitic bodies.

The negative anomalies N6 and N7 which trend NE-SW and E-W, respectively are probably caused by the Mio-Plio-Quaternary sedimentary thickening of the Bahira Basin.

4.2. Aeromagnetic data

The residual total magnetic field of the Tadla Basin and Phosphates Plateau show numerous types of magnetic anomalies which are variable in shape and magnetic intensity (Fig. 9), with different geological significances. In order to locate the anomalies directly above the corresponding geological bodies and to reduce the effect of magnetic variations caused by the dipole magnetic field; the first step in the interpretation of the aeromagnetic data is to reduce to pole the residual aeromagnetic map of the study area (Baranov, 1957).

The residual aeromagnetic anomaly map was reduced to pole (RTP) using an inclination of 45.95° and declination of -7.55° . The anomalies within the RTP magnetic map will be directly located above the source.

The reduced residual aeromagnetic map exhibits many positive and negative magnetic anomalies (Fig. 10). The superposition of this map with the geological map of the study area allows a qualitative interpretation, and an understanding of the magnetic patterns it shows in term of their possible causative geological bodies.

Though, the map is mostly occupied by a NE-SW trending strong positive magnetic anomaly (P1), the northeastern part of the map exhibits other short-wavelength (high wave number) magnetic anomalies, whose intensity varies from -23.9 – 45 nT (Fig. 10). This is probably due to the Tadla Carboniferous sub-basin which corresponds to the SW extension of the Azrou-Khenifra Basin under the Quaternary deposits.

The southern parts of the map area reveal an E-W positive magnetic anomaly (P3) with a magnetic intensity ranging from 1 to 45 nT (Fig. 10). This magnetic anomaly may be caused by a major south-dipping

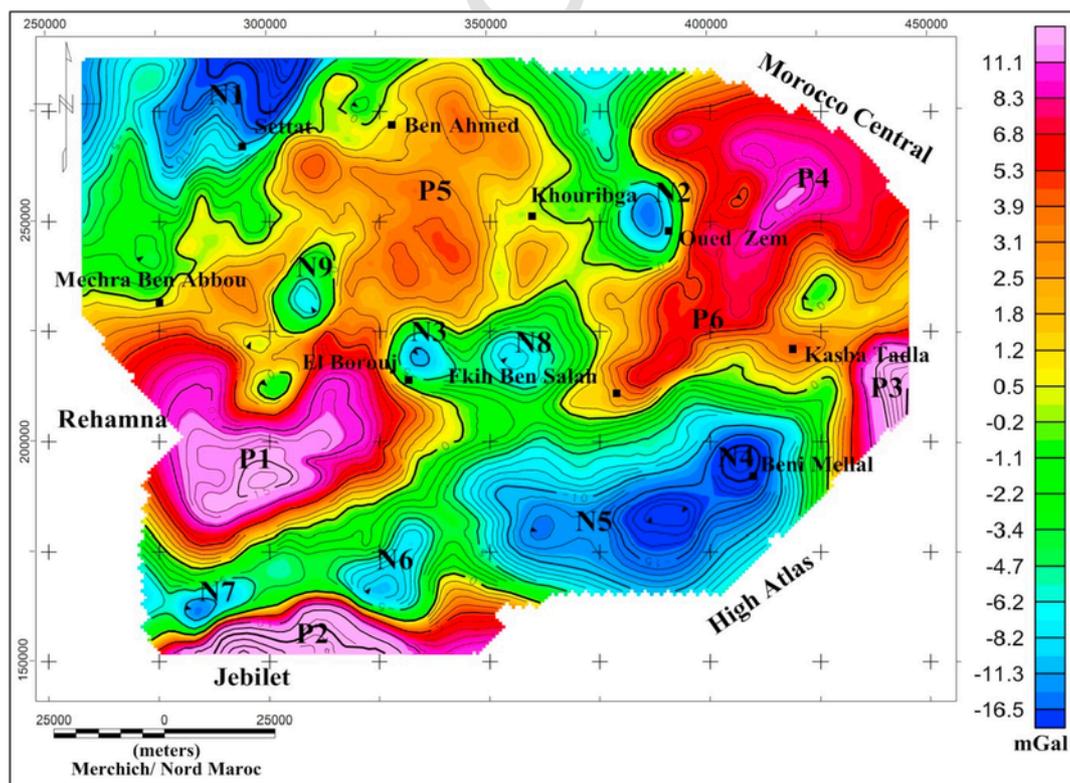


Fig. 8. Residual anomaly map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (Pn: positive gravity anomalies; Nn: negative gravity anomalies).

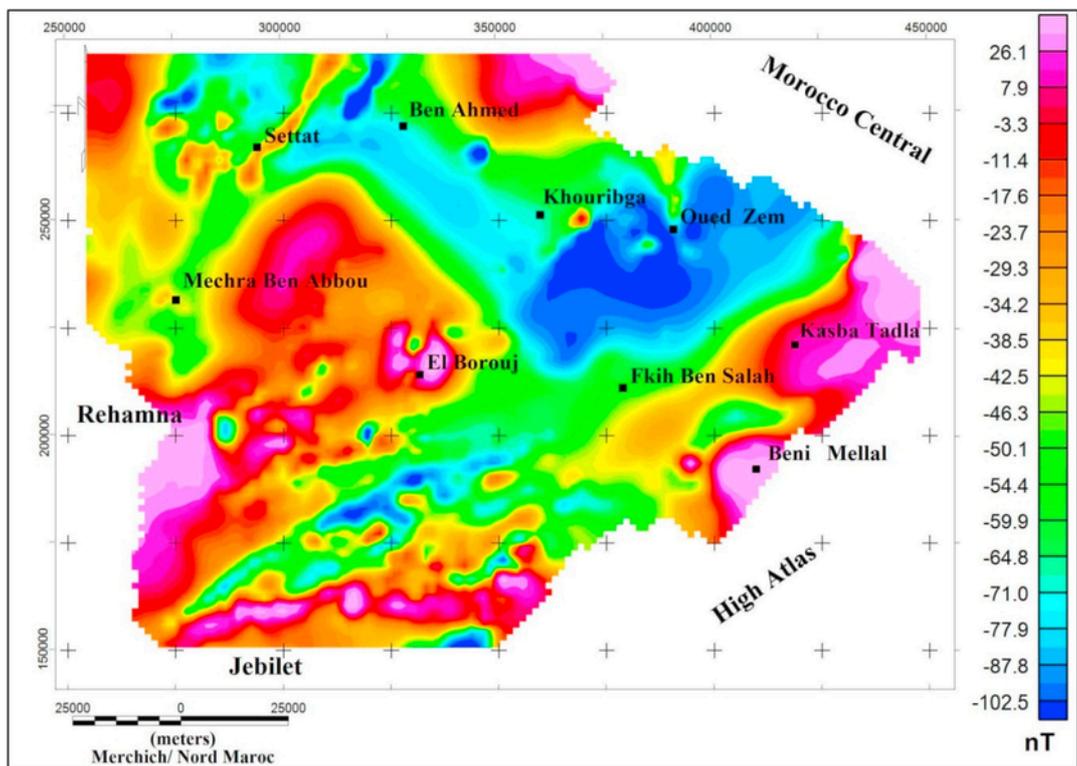


Fig. 9. Residual aeromagnetic anomaly map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau.

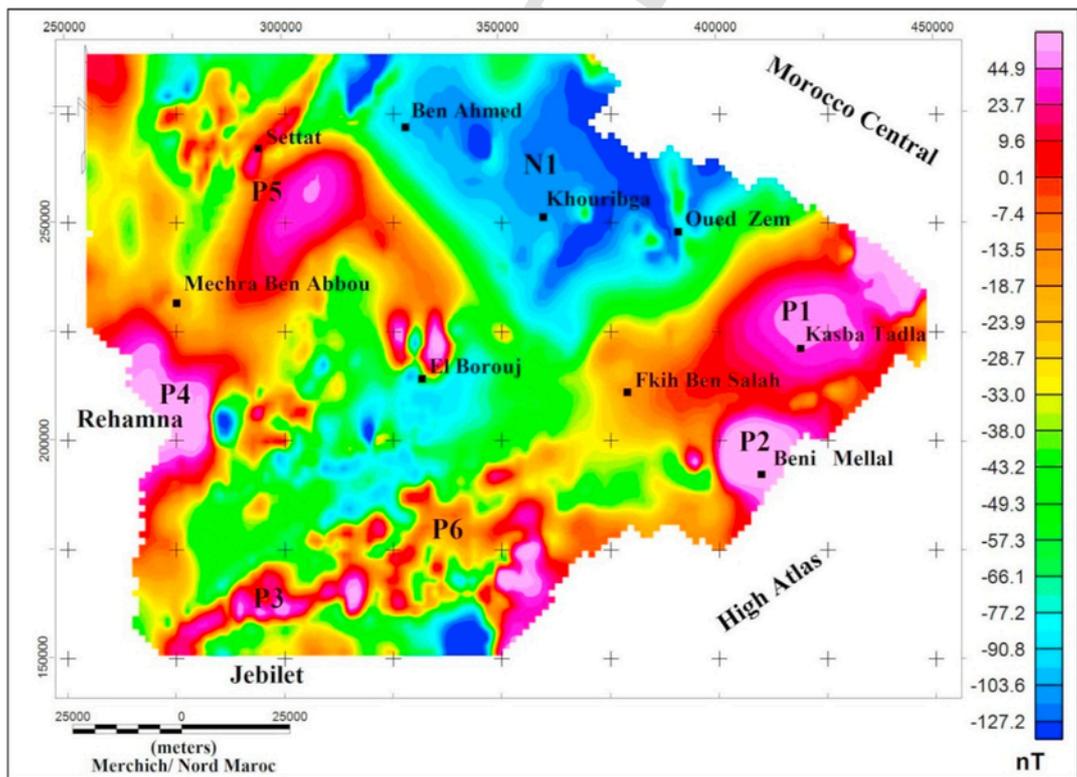


Fig. 10. Reduced to magnetic pole residual magnetic field of the study area (Pn: positive magnetic anomalies; Nn: negative magnetic anomalies).

reverse fault that thrusts the Jebilet Massif to the north on the southern margin of the Bahira Basin (Hafid et al., 2006).

The Rehamna Massif at the western part of the study area is underlain by metamorphic Paleozoic rocks. This massif is predominantly characterized by a short wavelength (high wave number), very high

amplitude magnetic anomaly (P4), that ranges between 1 and 45 nT (Fig. 10).

The western part of the study area is characterized by the presence of the West Meseta Shear Zone which separates the Coastal Block from the Central Zone (Fig. 2). This portion displays a complicated aeromag-

netic anomaly pattern (P5), with a large variation in the magnetic intensities expressed by amplitudes ranging from -140 to 45 nT (Fig. 10). Peak metamorphism occurred along the WMSZ (Piqué et al., 1980; Michard et al., 2008).

The southeastern part of the study area is generally dominated by aeromagnetic anomaly highs (P6), with several moderate to high amplitude values ranging between -33 and 46 nT (Fig. 10). These high magnetic anomalies are very likely due to the thick Triassic basalt which is penetrated at different depths by some boreholes implanted in this zone.

The Ben Ahmed-Khouribga-Oued Zem Plateau occupies the north-central parts of the study area. Its exhibit differently trending, negative, short wavelength magnetic anomalies with intensities varying from -33 to -127 nT and indicated in the Map as a compounded anomaly N1.

4.3. Detection of edges

4.3.1. Horizontal gradient analysis

4.3.1.1. Gravity analysis The horizontal gravity gradient was used to locate the boundaries of density contrasts from gravity data (Blakely, 1995; Fedi and Florio, 2001). The usefulness of this technique is to image the major structural boundaries, which are sometimes poorly exposed or completely buried (Sharpton et al., 1987).

The horizontal gradient map (Fig. 11) highlights a number of gravity lineaments, expressed by magnitude maxima trending in NE-SW, NW-SE, E-W and N-S directions. NE-SW and E-W directed Lineaments represent the major structural trends. Below is a description of these gravity lineaments.

The interpreted structural trends are then correlated with the observed fault systems mapped in Rehamna (Piqué et al., 1980; Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010), Jebilet (Lagarde and Choukroune, 1982; Essaifi et al., 2001; Hafid et al., 2006), and Central Massifs (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008).

The pluri-kilometric fault network made of the NE directed Fkih Ben Salah Fault (FBSF) (L1 in Fig. 11) and El Borouj-Kasba Tadla E-W directed fault (BKTF) (L2 in Fig. 11) subdivide the study area into two distinct domains: the Phosphates Plateau to the north and the highly Tadla Basin in the south (Fig. 11). This lineament system is expressed by seismic data (Jabour and Nakayama, 1988; Er-Raioui et al., 2001); it seems to be a crustal-scale structural fault.

The northwestern part of the study area is dominated by NE directed faults; one of this lineaments (L3 in Fig. 11) corresponds most probably to the limit between the Phosphates Plateau and Berrechid Basin. This limit is considered as the southward extension of the West Meseta Shear Zone (WMSZ) outcropping further to the west of the Central Massif, in the Coastal Block.

The southern part of Khouribga Plateau shows the presence of a low scale N-S trending lineament; whereas, almost no alignment is detected in the Ben Ahmed-Khouribga Plateau.

The E-W trend is well expressed and observed on various scales in the whole area. It is characterized by high to medium amplitude, but it appears with a medium scale.

In the southern part of the map, the Jebilet Massif is delimited to the north by two lineaments trending WSW-ENE to E-W and N-S. The E-W lineament is superimposes with the North Jebilet reverse fault system (Hafid et al., 2006). The N-S oriented lineament marks the limit between the Bahira and Tadla Basins.

It is worthy to notice the presence of circular forms to the west of Oued Zem, to north of El Borouj, to the est of Mechra Ben Abbou, and near Beni Mellal. These circular forms may be related to the border of hidden granitic plutons.

Moreover, under the Tadla Basin, subsurface NE-SW, NW-SE and E-W directed fault systems were identified. The western boundary of Tadla Basin is marked by NW-SE trending lineaments (Hsissou, 1991).

Statistically, the majority of the detected lineaments are trending in NE to NNE and E-W. These later directions constitute the main trends of fault in the bordering zones of the study area.

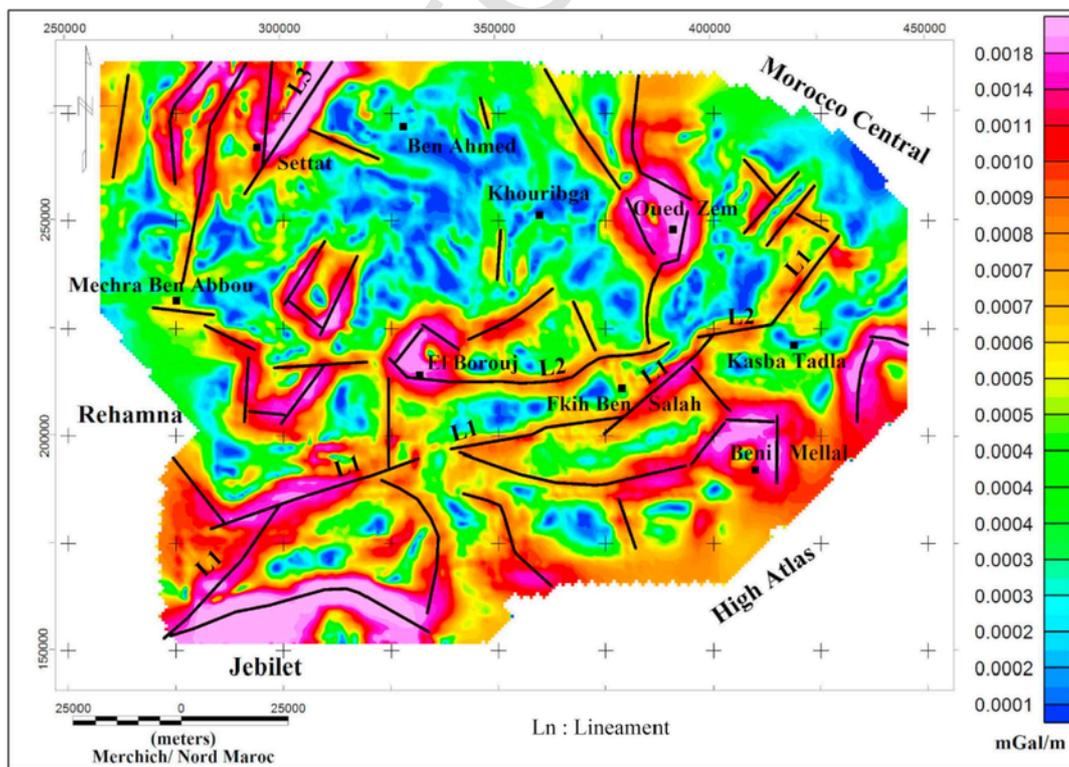


Fig. 11. Horizontal gravity gradient map of the study area (black lineaments correspond to discontinuities of density).

4.3.1.2. Magnetic analysis The total horizontal derivative of the RTP data was used to delineate subsurface lineaments and lithological contacts (Phillips, 1988). Local extrema that form linear and curved ridges mark magnetic property contrasts in the subsurface.

The aeromagnetic total horizontal derivative shows that the studied area is affected by different lineaments characterized by a high magnetic susceptibility contrast (Fig. 12). This map shows that the majority of highlighted lineaments fit perfectly with those depicted by gravity data.

Analysis of these aeromagnetic lineaments shows that the Tadla Basin and Phosphates Plateau subsurface structure is well affected by four families of lineaments that trend in NE-SW, NW-SE, E-W and N-S directions (Fig. 12).

One interesting result of this technique is a strong NW-SE trending lineament, which dissects the Phosphates Plateau into a northern part and southern part which we have named the Phosphates Plateau Fault (PPF) (Fig. 12). This magnetic lineament, which has not been reported in previous gravity studies, is now clearly evidenced by the magnetic horizontal total derivative which shows it largely extending in a parallel direction to the Settat Fault (SF in Fig. 2). The Settat Fault documented and mapped by geological mapping, runs nearby the city of Settat in the Coastal Block, and is more than 10 km in length. It trends approximately NW-SE.

Clusters positive magnetic anomalies to the west of Beni Mellal and to the north of El Borouj and Oued Zem reflect the contacts of hidden granitic bodies.

The structural directions NE-SW and NW-SE are the two major sets of extracted lineaments (Fig. 12). The E-W and N-S directions are qualified as minor trends detected by the magnetic total horizontal derivative.

4.3.2. Edge intensification analysis

4.3.2.1. Theta map In order to further highlight the gravity lineaments, evidenced by the horizontal gradient, the theta map was calculated through a normalization of the Total Horizontal derivative by the Analytic signal. This filter represents an effective tool to delineate the model edge (Wijns et al., 2005).

The results by the theta map (Fig. 13) generally show the same gravity alignments already expressed by the total horizontal derivative (Fig. 11). The theta map reveals E-W, NW-SE and N-S directed gravity lineaments which reflect the structural architecture of the study area (Fig. 13).

The NE direction stills is the dominant structural trend. This direction characterizes the regional crustal-scale faults modeled as the Variscan structural unit, and it can be considered as an expression of the tilted block borders.

4.3.2.2. Tilt derivative In order to better interpret the edges of various magnetic bodies, we have applied the tilt angle derivatives method (Miller and Singh, 1994; Verduzco et al., 2004) to the RTP map of the study area and we compared the results obtained from the zero contours of the tilt derivative with the magnetic total horizontal derivative results.

The tilt angle map of the study area shows some details that reflect its structural complexity (Fig. 14). The zero contour line coincides with the contour of the causative magnetic sources.

The zero contours of tilt angle fit perfectly with the results highlighted above by the horizontal total derivative magnetic gradient (Fig. 13). The tilt angle map shows the NW-SE PPF subdividing the Phosphates Plateau into two northern and southern parts. The N-S, E-W and NE-SW directions are also highlighted by this method. The tilt derivative results prove the dominance of two principal NE-SW and NW-SE directions both in the Tadla Basin and in the Phosphates Plateau (Fig. 14).

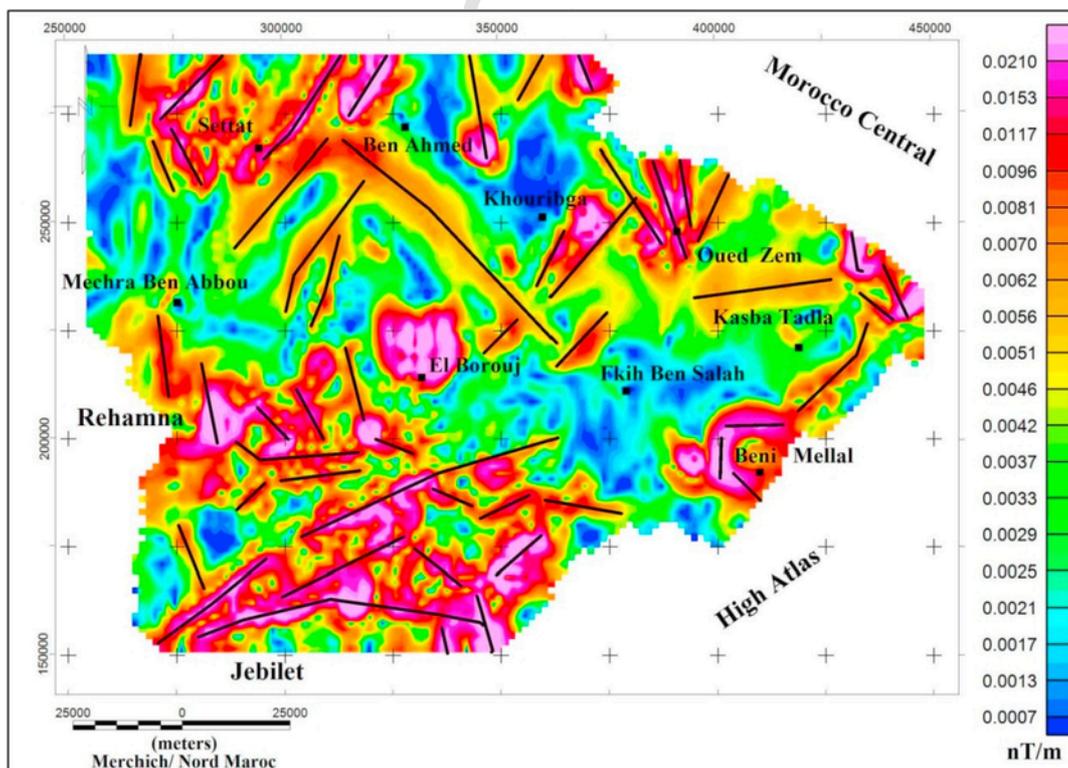


Fig. 12. Horizontal total derivative of aeromagnetic anomaly of the study area (black lineaments correspond to discontinuities of magnetic susceptibility).

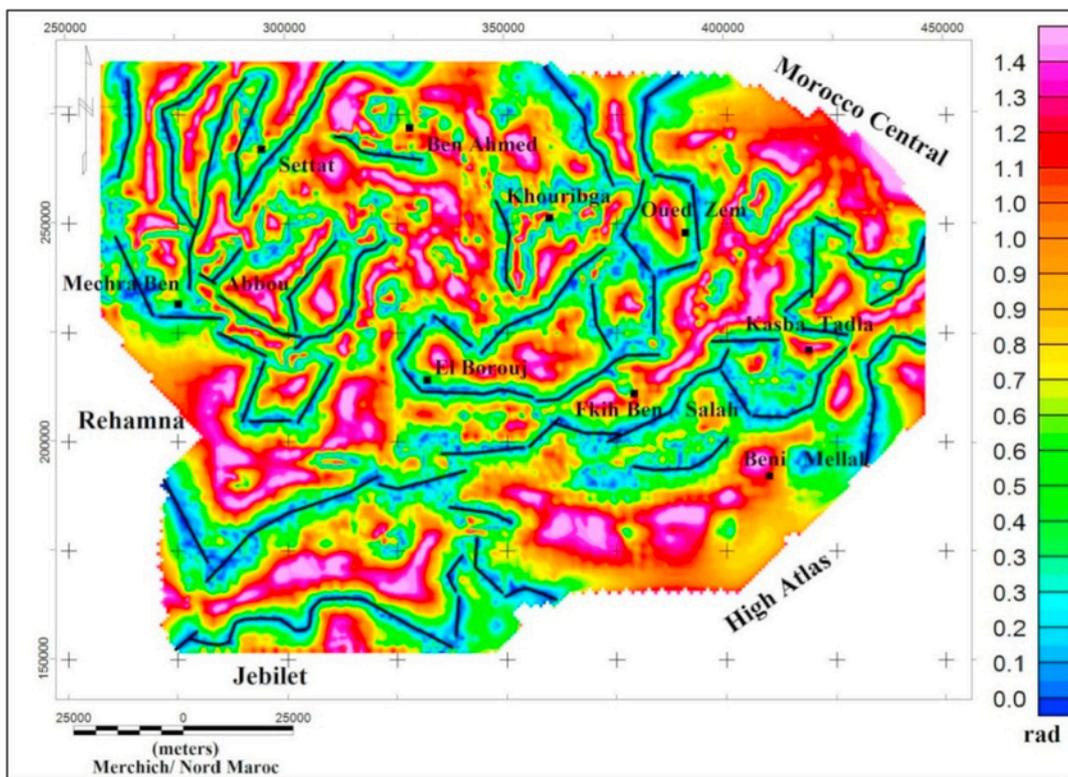


Fig. 13. Theta map of the study area of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (black lineaments correspond to discontinuities of density).

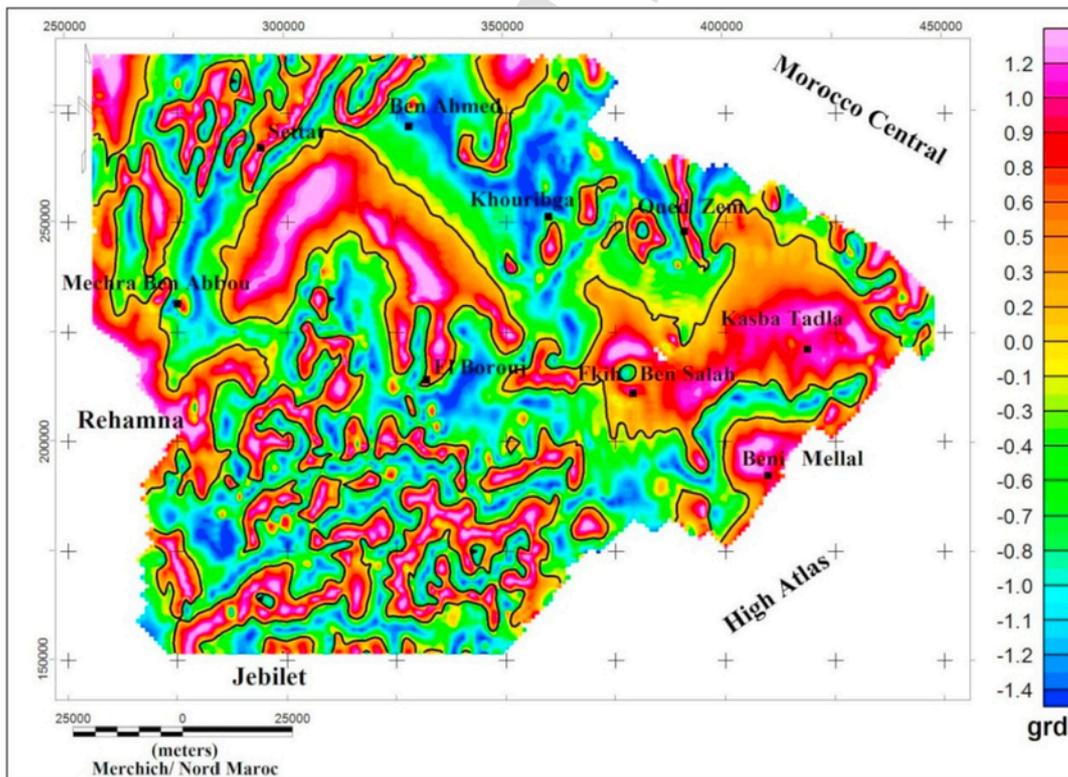


Fig. 14. Tilt derivative of the magnetic data of the study area (black lines show close to zero contour of tilt derivative).

4.4. Euler deconvolution

The Euler deconvolution technique is proved to be an effective aid for interpreting gridded data. It provides an estimation of the location and the depth of source. The most useful results of Euler deconvolution are the delineation of trends and depths. This technique is applied in order to characterize the main subsurface faults. The outcomes would support the previously obtained results.

The Euler deconvolution equation has been solved applying structural index equal to zero; this value relates to lineaments or contacts (Reid et al., 1990; Fitzgerald et al., 2004). A window size of 10*10 cells and a maximum relative error of 15% results on the less dispersed solutions.

The Euler solutions (Fig. 15) confirm the previously deduced faults from horizontal gradient and theta map. Depth ranges from 0 to more than 1500 m. Statistically, depth range between 500 and 1000 m for the majority of faults (Fig. 15). The Tadla Basin and Phosphates Plateau are separated by the NE-SW trending FBSF (L1 in Fig. 15); its depth ranges between 500 and 1500 m.

The Berrechid Basin is affected by three parallel lineaments trending NE-SW whose depth is estimated to vary from 500 to more than 1500 m. The Jebilet Massif is bounded from the north by an important 500–1500 m deep lineament that practically coincides with the North Jebilet fault (Hafid et al., 2006). The Northeastern part of the Rehamna Massif is marked by two alignments directed NE-SW and E-W with a depth ranging between 500 and 1000 m.

However, contrary to the total horizontal derivative and theta map results, the Euler solutions indicate that the northwestern part of Phosphates Plateau (Ben Ahmed-Khouribga Plateau) is affected by NW-SE, NE-SW and NNW-SSE trending lineaments with depths ranging from 500 to 1000 m.

In the Tadla Basin, the Euler deconvolution shows the presence of deep faults; the Euler solutions are mainly clustered into NE-SW and E-W fault trends, and minor NW-SE trends.

An important observation relate to the presence of circular alignments within different parts of study region, especially near Oued Zem, El Borouj, Est of Mechra Ben Abbou and Beni Mellal. These forms are also observed in the residual gravity map (Fig. 8) and in the total horizontal derivative (Fig. 11). These may be related to the induced response of hidden granitic bodies.

Statistically, the NE-SW and NW-SE oriented faults dominate compared to N-S and E-W orientations and may coincide with the borders of tilted block.

5. Discussion

In the present study, gravity modeling validated by aeromagnetic interpretation helped us to map the subsurface structures of the Tadla Basin and the Phosphates Plateau. The comparison of the above results with field data from the Paleozoic outcrops bordering the study area allowed us to discuss the major structural features that characterize this area and their extension into neighboring Rehamna, Jebilet and Central Massifs.

5.1. Structural significance of the Tadla Basin and the Phosphates Plateau

The structural map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (Fig. 16) is elaborated based on the filtering and processing of gravity and aeromagnetic data. This is done by combining various recent edge detection techniques such as: the horizontal gradient, the theta map, the Euler deconvolution and the tilt derivative to the gravity residual anomaly map and to the reduced to pole residual aeromagnetic intensity map (RTP) of the study. This structural map shows that the subsurface geometry of the study area is configured by many faults, which trend in different directions and are of varying importance.

Comparison of the rose-diagram of these gravity and aeromagnetic based faults (Fig. 17.A) with the rose-diagram of faults mapped from the outcrops surrounding the study area (Fig. 17.B) shows a great similarity in the main trends of both subsurface and surface faults. These

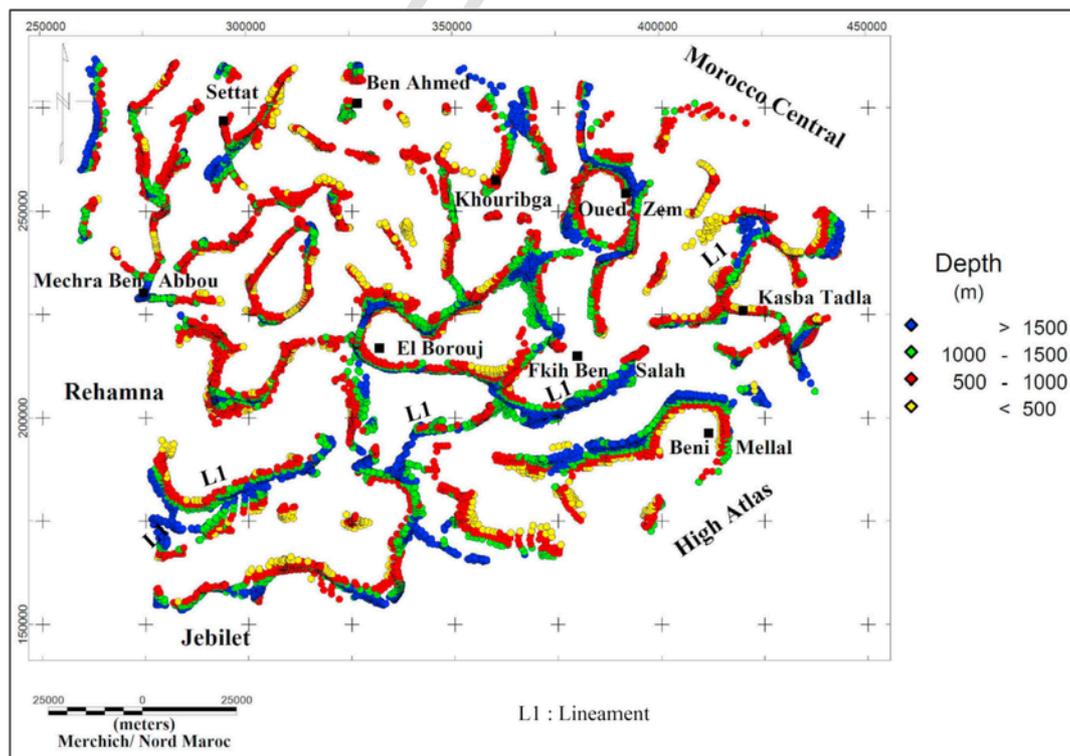


Fig. 15. Euler solution of the gravity data (SI = 0, W: 10; T: 15%).

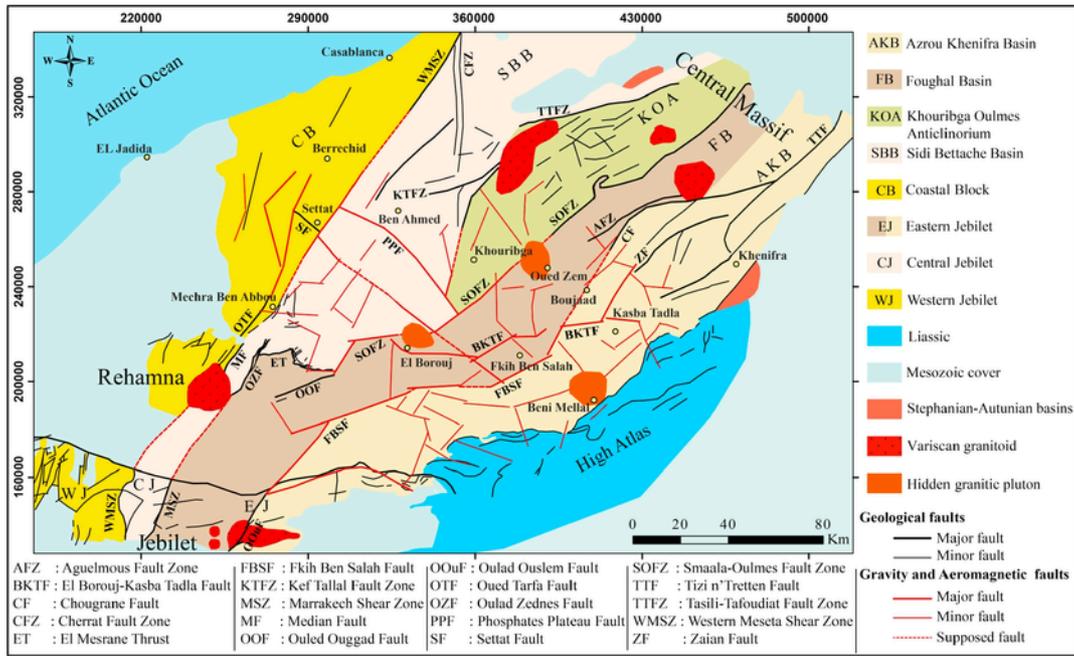


Fig. 16. Proposed structural map of the Variscan Western Meseta.

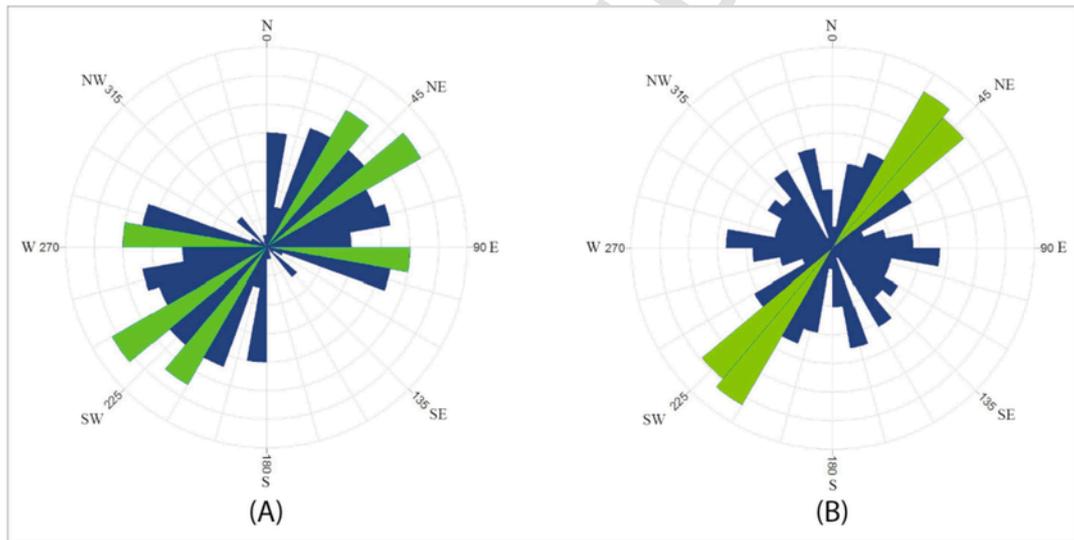


Fig. 17. Rose diagrams of geological faults (A) and extracted gravity and aeromagnetic lineaments (B).

main trends are: NE-SW, NW-SE and E-W.

i) The NE trend is well expressed on all previous gravity and aeromagnetic treatment. This trend is the predominant tectonic trend of the faults affecting the investigated area, and it can be interpreted as the subsurface equivalent of the main major surface faults, previously documented and mapped in the Western Meseta (Fig. 16). Examples of these surface major faults are the WMSZ (Piqué et al., 1980; Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008) and the SOFZ (Tahiri, 1991; Hoepffner et al., 2005, 2006; Michard et al., 2008). The FBSF mapped from seismic data under the sedimentary cover of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (Jabour and Nakayama, 1988; Er-Raïoui et al., 2001) is a subsurface example of this north-easterly trend.

In the Western Meseta, the WMSZ, the SOFZ and the TBBFZ are responsible for the compartmentalization of the Western Meseta into dif-

ferent structural blocks (Bouabdelli and Piqué, 1996). These blocks are expressed in the basement as uplifted blocks and low basins bounded by NE-SW crustal-scale faults (Bamoumen et al., 2008; Michard et al., 2010).

ii) The NW-SE trending lineaments that are dominant in the Phosphates Plateau are well observed in both the tilt derivative and the Total horizontal derivative magnetic maps (Figs. 12 and 14). They are parallel or nearly parallel to the Settat fault documented by geological mapping in the Coastal block (Fig. 16), and are interpreted predominantly as related to the Central Atlantic rifting during Triassic-Jurassic epoch (Laville and Piqué, 1991).

This direction is well documented in the Coastal Meseta, especially between Rabat and Casablanca; the oueds follow NW-SE trending faults and flexures (Beonit et al., 1992).

iii) The E-W trending faults are noticeably absent in the Phosphates Plateau; they rather characterize the southern boundaries of the Tadla-Bahira Basins with the High Atlas and the Jebilet where the Neogene and Quaternary formations were deposited. They include the North-Jebilet Fault that separates the Bahira Basin and the Jebilet Massif. This master fault is a regional E-W trending south-dipping reverse fault interpreted as related to the Alpine uplift of the Jebilet Massif (Hafid et al., 2006). In this area, the E-W trending BKTf truncates the NE trending faults such as the FBSF and the SOFZ (Fig. 16).

These fault systems are interpreted as the consequence of NW-SE Neogene and the N-S Quaternary compressional events of the Atlas orogeny that resulted from the relative convergence between the African and Eurasian plates (Morel et al., 2000; Aït Brahim et al., 2002).

A recent study of the Plio-Quaternary paleostresses in the Coastal block between Rabat and Casablanca (Chabli et al., 2014) showed that this area was deformed during this period by three main compressional events trending in the following directions: (i) ENE-WSW to ESE-WNW (ii) NNW-SSE to NE-SW and (iii) NNE-SSW. These tectonic events are caused by the NW-SE oriented Eurasian-African plate convergence in the western Mediterranean and the related escape toward the SW of the Rif Cordillera.

It is worth noting that most NE-SW Variscan structures as WMSZ, SOFZ and FBSF of the Western Meseta are more or less reactivated as normal fault in response to the NW-SE extension during the Triassic-Liassic rifting (Aït Brahim et al., 2002; Frizon de Lamotte et al., 2009). On the other hand the NW-SE faults such as the SF acted at this time as transverse faults (El Gasmî et al., 2014). According to numerous studies based on fission track, the major faults described above were again activated during the E-W Jurassic-Early Cretaceous and Cenozoic uplifts events (Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009; Gouiza et al., 2010).

5.2. Larger scale structural mapping

The subsurface structural map that we obtained from interpreting gravity and aeromagnetic data and the surface geological map established in the surrounding Paleozoic Massifs of the Western Meseta (Rehamna, Jebilet and Central Massifs) show a good agreement of the main Variscan Faults Zones (Fig. 16). This allows us to easily tracing the continuity of the main crustal-scale faults zones mapped in the surface under the sedimentary pile of Tadla Basin and Phosphates Plateau.

The Coastal block is limited eastwards by the WMSZ (Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2008), its extension is easily identified by the previous filters. To the north, the eastern border of the block is marked by an important fault; that constitutes the limit between the Berrechid Basin, which is characterized by a NE-SW elongated low density anomaly (N1) in the residual anomaly map (Fig. 8), and the Ben Ahmed-Khouribga Plateau. In the Rehamna Massif, the continuity of the WMSZ is marked by the MF (Michard et al., 2010) (Fig. 16).

The Cherrat Fault Zone (CFZ) might extend through an N-S fault under the Phosphates Plateau sedimentary cover where it is interrupted by the strong, NW-SE striking PPF (Fig. 16).

The SOFZ separate two subzones; the Western Central Meseta and the Eastern Central Meseta. Gravity and aeromagnetic evidence confirms its extension below the sedimentary deposits of the study area and its interruption by the Oued Zem and El Borouj hidden granitic plutons. In the Rehamna massif this master fault joint the Ouled Ougad Normal fault (OOF) limiting the Eastern Rehamna and the El Mesrane thrust (Fig. 16).

The NE-SW trending FBSF marks the limit between the Tadla Basin in the south and the Phosphates Plateau in the north (Fig. 16). In the

southwestern part of the study area, this fault changes its strike from NE-SW to NNE-SSW and meet the North Jebilet Fault, defining the limit between the Jebilet Massif and the Bahira Basin (Fig. 16). The FBSF extends southwestward into the Jebilet Massif in the form of the outcropping Hercynian fault here labeled the Oulad Ouslem Fault (OOuF) (Fig. 16). Likewise, in the northeast part of the study area, the subsurface FBSF extends northeastwardly into a major fault which we have named the Zaian Fault (ZF) in the southwest part of the Central Massif (Fig. 16).

The FBSF, which was seismically defined by Jabour and Nakayama (1988) and Er-Raïoui et al. (2001), is well expressed by gravity and magnetic fields. The FBSF segments split the Tadla Basin into quadratric sub-basins. The identified fault system is hidden by the sedimentary cover of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (Fig. 16). The FBSF is roughly parallel to the SOFZ, and appears to be disrupted by the E-W trending fault.

It is noticeable that the putative extension of some outcropping faults under the sedimentary pile of the prospected area were not detected; these include the Kaf Tallal Fault Zone (KTFZ), the Aguelmoum Fault Zone (AFZ), the Tizi n'Tretten Fault (TTF) in the Central Massif and the Ouled Zednes Fault (OZF) in the Rehamna Massif (Fig. 16). This is maybe due to weak density/magnetic susceptibility variation between blocks.

Based on lithostratigraphic correlations and tectono-sedimentary and magmatic evolution similarities, Bamoumen et al. (2008) proposed a model for the opening of the Visean basins of Eastern Jebilet and Eastern Central (Azrou-Khenifra). Comparison of their model with our gravity and aeromagnetic-based structural map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau (Fig. 16) allows us to formulate the following remarks: i) the Azrou-Khenifra Basin is well correlated with the Eastern Jebilet; the western border is marked by a strong NE-SW trending fault (FBSF); ii) the western limit of the Fourhal basin is marked by the SOFZ; in the Rehamna Massif, the El Mesrane Thrust and Ouled Zednes Fault define the western limits of this basin and the area bounded by the Oulad Ouslem Fault (OOuF) and the West Meseta Shear Zone (WMSZ) corresponds to its southward extension in the Jebilet Massif; (iii) contrary to the Bamoumen et al. (2008) model, the Khouribga-Oulmes anticlinorium is closed to the south, and it is bounded by the strong NW-SE trending PPF well observed in the total horizontal magnetic derivative (Fig. 11) and the tilt derivative filter (Fig. 13), (iv) The Sidi Bettache basin is well correlated with the Central Rehamna, which is bounded to the east by the OZF and to the west by the WMSZ (Fig. 16). In the Jebilet Massif this basin is correlated with the Central Jebilet limited to the west by the WMSZ and bounded to the east by the MSZ.

6. Conclusions

The results obtained from the analysis and interpretation of gravity and aeromagnetic data of the Tadla Basin and Phosphates Plateau allowed us to establish a new structural map of the Western Meseta Variscan Belt. This map illustrates the complex tectonic configuration and architecture of the area and indicates that their tectonic evolution was predominantly controlled by three families of faults: NE-SW, NW-SE and E-W, which reflect the periods of deformation, they from the Cambrian onward.

The subsurface map of the Tadla Basin and Phosphates Plateau was established using an innovative methodology that consists of three important steps:

- i) The main gravity lineaments which dissect the study area were highlighted using the total horizontal derivative, theta map and Euler deconvolution.

- ii) The magnetic total horizontal derivative and tilt angle edge techniques were used to address the main magnetic trend and to confirm the results obtained by gravity data.
- iii) The correlation of the obtained geophysical lineaments with the geological lineaments mapped in the surrounding Paleozoic outcrops of the Western Meseta massifs. This methodology allowed us to define the extension of the main surface structural zones into the subsurface under the sedimentary cover of the Tadla Basin and the Phosphates Plateau and thus define the modalities of correlating these structural zones between the Jebilet, the Rehamna and the Central Massifs. The main Variscan crustal-scale fault zones such as the; WMSZ, SOFZ and FBSF were more or less reactivated during the Alpine cycle. They appear to be disrupted in the Tadla Basin by the E-W trending Alpine faults such as the BKTf.

The present study proves that the approach based on combining the interpretations of gravity and aeromagnetic data is a powerful tool in the elaboration of subsurface structural maps of the basement in areas with a 200–1500 m thick sedimentary cover such as the Tadla Basin and Phosphates Plateau.

Acknowledgements

The authors wish to thank the National Bureau of Petroleum and Mines (ONHYM) and the Geophysical Service of the Ministry of Energy, Mines and Sustainable Development of Morocco for providing the geophysical data.

The authors wish also to thank Pr. Mohamad Hafid (Ibn Tofail University-Morocco) and Pr. André Michard (Paris-Sud University) for having accepted to review this work and for their important suggestions and comments that greatly improved the quality of the manuscript.

References

- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey-Alaoui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to present. *Tectonophysics* 357, 187–205.
- Amiri, A., Chaqui, A., Hamdi-Nasr, I., Inoubli, M.H., Ben Ayed, N., Tlig, S., 2011. Role of preexisting faults in the geodynamic evolution of Northern Tunisia, insights from gravity data from the Medjerda valley. *Tectonophysics* 506, 1–10.
- Arfaoui, R., Reid, A., Inoubli, M.H., 2015. Evidence for a new regional NW-SE fault and crustal structure in Tunisia derived from gravity data. *Geophys. Prospect.* 63 (5), 1272–1283.
- Bamoumen, H., Aarab, M., Soulaïmani, A., 2008. Evolution tectono-sédimentaire et magmatique des bassins viséen supérieur d'Azrou-Khénifra et des Jebilet orientales (Meseta marocaine). *Estud. Geol.* 64 (2)<https://doi.org/10.3989/egool.08642.020>, 000–000.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravitic anomalies. *Geophysics* 22, 359–383.
- Beonit, B., Chotin, P., Ait Brahim, L., Rozanov, M., 1992. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. *Int. J. Earth Sci.* 81, 199–210.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51 (7), 1494–1498.
- Bouabdelli, M., 1989. *Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique: le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du Massif Hercynien Central du Maroc)*. State Thesis, University of Strasbourg, 262.
- Bouabdelli, M., Piqué, A., 1996. Du bassin sur décrochement au bassin d'avant pays: dynamique du bassin d'Azrou-Khénifra (Maroc hercynien central). *J. Afr. Earth Sci.* 22 (2), 213–224.
- Bouchaou, L., 1995. *Fonctionnement des aquifères karstiques et leur relation avec les aquifères de la plaine: cas de l'Atlas de Beni-Mellal et de la plaine du Tadla (Maroc)*. Thèse de Doctorat d'état, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences, Marrakech-Semlalia. 154p.
- Briggs, I., 1974. Machine contouring "using minimum curvature". *Geophysics* 39 (1), 39–48.
- Chabli, A., Chalouan, A., Akil, M., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C., Marín-Lechado, C., Pedrera, A., 2014. Plio-Quaternary paleostresses in the Atlantic passive margin of the Moroccan Meseta: influence of the Central Rif escape tectonics related to Eurasian-African plate convergence. *J. Geodyn.* 77, 123–134.
- Cooper, G., Cowan, D., 2008. Edge enhancement of potential field data using normalized statistics. *Geophysics* 73 (3), H1–H4.
- Cornée, J.J., Costagliola, C., Leglise, H., 1984. Lithostratigraphie et tectonique des terrains anté-cénomaniens d'El Jadida, Meseta marocaine hercynienne. *Bulletin Faculté des Sciences Marrakech* 3, 23–42.
- Cordell, L., 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe Country and the Espanola basin, New Mexico. In: Ingersoll, R.V. (Ed.), *Guidebook to Santa Fe Country*, 30th Field Conference. New Mexico Geological Society, pp. 59–64.
- Cordell, L., Grauch, V., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: Hinze, W.J. (Ed.), *The Utility of Regional Gravity Magnetic Anomaly Maps*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 181–197.
- Corsini, 1988. Relation entre la marge du bassin cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc: Un exemple de l'influence de l'héritage tectono-sédimentaire dans une chaîne intracontinentale. Thesis, Univ. Aix-Marseille, 152p. HAL Id: tel-01015143 (2014).
- Dal Corso, J., Marzoli, A., Tateo, F., Jenkyns, H.C., Bertrand, H., Youbi, N., Mahmoudi, A., Font, E., Buratti, N., Cirilli, S., 2014. The dawn of CAMP volcanism and its bearing on the end-Triassic carbon cycle disruption. *J. Geol. Soc.* 171, 153–164, London.
- Dufréhou, G., Harris, L.B., Corriveau, L., 2013. Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogeny of SW Quebec, Canada: insights from gravity and aeromagnetic data. *Precambrian Res.* 241, 61–84.
- El Arabi, E.H., Hafid, M., Ferrandini, J., Essamoud, R., 2006. Interprétation de la série syn-rift haut atlasique en termes de séquences tectonostratigraphiques, transversale de Telouet, Haut Atlas (Maroc). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 541, 93–101.
- El Gout, R., Khattach, D., Houari, M.R., Kuafmann, O., Aqil, H., 2010. Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data. *J. Afr. Earth Sci.* 58 (2), 255–268.
- El Gasmi, E., Mridekh, A., El mansouri, B., Tammal, M., El bouhaddioui, M., 2014. Apport des données géophysiques et géologiques à la mise en évidence de nouveaux éléments structuraux associés à la flexure de Settat (Maroc central). *Bulletin de l'Institut Scientifique. Section Sciences de la Terre, Rabat*, 2014, n° 36, 00-00.
- El Houicha, M., Pereira, M.F., Jouhari, A., Gama, C., Ennih, N., Fekkak, A., Ezzouhairi, H., El Attari, A., José Brandão, S., 2017. Recycling of the Proterozoic crystalline basement in the Coastal Block (Moroccan Meseta): new insights for understanding the geodynamic evolution of the northern peri-Gondwanan realm. *Precambrian Res.* 306, 129–154.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R., Saboundji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sediment. Geol.* 156, 185–212.
- Er-Raïoui, H., Bouabdelli, M., Belayouni, H., Chellai, H., 2001. Géodynamique et évolution thermique de la matière organique: exemple du bassin de Qasbat-Tadla, Maroc Central. *J. Afr. Earth Sci.* 32 (4), 605–618.
- Essaifi, A., Lagarde, J.L., Capdevila, R., 2001. Deformation and displacement from shear zone patterns in the Variscan upper crust, Jebilet, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 32 (3), 335–350.
- Ettachfani, E.M., Souhel, A., Andreu, B., Caron, M., 2005. La limite Cénomaniens-Turonien dans le Haut Atlas central. *Maroc. Geobios* 38, 57–68.
- Fairhead, J.D., Salem, A., Cascone, L., Hammill, M., Masterton, S., Samson, E., 2011. New developments of the magnetic tilt-depth method to improve structural mapping of sedimentary basins. *Geophys. Prospect.* 59, 1072–1086. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.01001.x>.
- Fedi, M., Florio, G., 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. *Geophys. Prospect.* 49, 40–58.
- Fekkak, A., Ouanaïmi, H., Michard, A., Soulaïmani, A., Ettachfani, E.M., Berrada, I., El Arabi, H., Lagnaoui, A., Saddiqi, O., 2018. Thick-skinned tectonics in a Late Cretaceous-Neogene intracontinental belt (High Atlas Mountains, Morocco): the flat-ramp fault control on basement shortening and cover folding. *J. Afr. Earth Sci.* 140, 169–188.
- Fitzgerald, D., Reid, A., Mcinerney, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Comput. Geosci.* 30, 461–469.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Charriere, A., Maury, R.C., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The Atlas system. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: the Geology of Morocco*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 133–202.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.
- Gentil, L., 1918. *Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. Gentil*. Larose. édit, Paris, 132.
- Gharbi, A., 1998. Les phosphates Marocains. *Chron. Rech. Min.* 531–532, 127–138.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J., Andriessen, P., 2008. Unexpected vertical Jurassic to Neogene movements in "stable" parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra. Nova* 20, 355–366.
- Gigout, M., 1951. Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, entre Mazagan et Safi). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 86, 507.
- Gouiza, M., Bertotti, G., Hafid, M., Cloetingh, S., 2010. Kinematic and thermal evolution of the Moroccan continental margin: Doukkala-High Atlas transect. *Tectonics* 29, TC5008.
- Gunn, P.J., 1997. Application of aeromagnetic surveys to sedimentary basin studies. *J. Aust. Geol. Geophys.* 17 (2), 133–144.
- Hafid, M., 2006. Styles structuraux du Haut Atlas de Cap Tafelney et de la partie septentrionale du Haut Atlas Occidental: tectonique salifère et relation entre l'Atlas et l'Atlantique. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 465, 172.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W., Ait Salem, A., 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *C. R. Geosci.* 338, 50–64.
- Hamdi-Nasr, I., Inoubli, M.H., Ben Salem, A., Chaqui, A., Tlig, S., 2011. Structural Setting of northern Tunisia insights from gravity data analysis Jendouba Case study. *Pure Appl. Geophys.* 168, 1835–1849.
- Hoepfner, C., Soulaïmani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 144–165. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002>.

- Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the north African Variscides (Morocco, Western Algeria), an outline. In: Frizon de Lamotte, D., Saddiqi, O., Michard, A. (Eds.), *Recent Developments on the Maghreb Geodynamics*. vol. 338, C. R. Geosci., pp. 25–40.
- Hissou, Y., 1991. L'aquifère des calcaires turonien (Bassin du Tadla, Maroc). Alimentation locales et lointaines à partir de l'Atlas. State Thesis. University of Franche-Comte, 196.
- Huvelin, P., 1970. Mouvements hercyniens précoces dans la région de Mrirt (Maroc). 271 D, C.R. Acad. Sci, Paris, 953–955.
- Huvelin, P., Villand, J.C., 1978. Quelques filons barytiques du Haut Atlas. *Mines et Géologie* Rabat 43, 73–89.
- Jabour, H., Nakayama, K., 1988. Basin modeling of Tadla basin, Morocco, for hydrocarbon potential. *AAPG Bull.* 72 (9), 1059–1073.
- Jaffal, M., El Goumi, N., Kchikach, A., Aifa, T., Khattach, D., Manar, A., 2010. Gravity and magnetic investigations in the Haouz basin, Morocco. Interpretation and mining implications. *J. Afr. Earth Sci.* 58 (2), 331–340.
- Keating, P.B., 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics* 63 (5), 1595–1603.
- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary: paleomagnetic and ⁴⁰Ar-³⁹Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth Planet Sci. Lett.* 228 (1–2), 143–160.
- Lagarde, J.L., Choukroune, P., 1982. Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France t. XXIV* (2), 299–307.
- Laville, E., Piqué, A., 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque: le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. France* 162 (6), 1161–1171.
- Lecointre, G., 1926. Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. *Mémoires Société Sciences Naturelles Maroc* 14, 158.
- Letsch, D., El Houicha, M., von Quadt, A., Winkler, W., 2017. A missing link in the peri-Gondwanan terrane collage: the Precambrian basement of the Moroccan Meseta and its lower Paleozoic cover. *Can. J. Earth Sci.* 55, 33–51.
- Ma, G., Li, L., 2012. Edge detection in potential fields with the normalized total horizontal derivative. *Comput. Geosci.* 41, 83–87.
- Medina, F., Vachard, D., Colin, J.P., Ouarhache, D., Ahmamou, M., 2001. Charophytes et ostracodes du niveau carbonate de Taourirt Imzilen (Membre d'Alegal, Trias d'Argana); implications stratigraphiques. *Bull. Inst. Sci. Rabat* 23, 21–26.
- Michard, A., 1976. Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 252, 408.
- Michard, A., Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Baïdler, L., 2008. The Variscan belt. In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: the Geology of Morocco-Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-mediterranean Triple Junction*. Springer, Berlin and Heidelberg, pp. 65–132.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, H., Ouanaïmi, H., Baïdler, L., Rjimat, E.C., Saddiqi, O., 2010. The south-western branch of the Variscan belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt: a new concept for location of potential field sources. *J. Appl. Geophys.* 32 (2–3), 213–217.
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., Sebrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): the role of heritage and mechanical stratigraphy. *J. Afr. Earth Sci.* 48, 247–266.
- Morel, J.L., Zouine, E.M., Andrieux, J., Muret, A.F., 2000. Déformations Néogènes et Quaternaires de la bordure nord Haut Atlasique (Maroc): Ro1e du socle et conséquences structurales. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 119–131.
- Morin, Ph., 1962. Première preuve paléontologique de l'existence du Cambrien dans le Maroc central. *C. R. Acad. Sci. Paris* 254, 2198–2199.
- Mrini, Z., Rafi, A., Duthou, J.L., Vidal, P., 1992. Chronologie Rb/Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc, conséquences. *Bull. Soc. Géol. France* 281–291.
- Nabighian, M.N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics* 37 (3), 507–517.
- Najine, A., Jaffal, M., El Khammari, K., Aifa, T., Kattach, D., Himi, M., Casas, A., Badrane, S., Aqil, H., 2006. Contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin de Tadla (Maroc): implications hydrogéologiques. *C. R. Geosci.* 338, 676–682.
- Ouabid, M., Ouali, H., Garrido, C.J., Acosta-Vigil, A., Román-Alpiste, M.J., Dautria, J.M., 2017. Neoproterozoic granitoids in the basement of the Moroccan central Meseta: correlation with the Anti-Atlas at the NW paleomargin of Gondwana. *Precambrian Res.* 299, 34–57. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.007>.
- Ouali, H., Briand, B., Bouchardon, J.L., Capiez, P., 2003. Le volcanisme cambrien du Maroc Central: implications géodynamiques. *C. R. Geosci.* 335, 425–433.
- Phillips, J.D., 1988. Processing and Interpretation of Aeromagnetic Data from Santa Cruz Basin-Patahonia Mountains Area, South-central Arizona. US Geological Survey, Open-File Report 2002-98.
- Piqué, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.* 289, 286–330.
- Piqué, A., Jeannette, D., Michard, A., 1980. The western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt of Morocco. *J. Struct. Geol.* 2 (1–2), 55–61.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Milllett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, S.J., 2012. Egregious Euler Errors—the use and Abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. In: 74th EAGE Conference and Exhibition Incorporating EUROPEC 2012.
- Roddaz, M., Brusset, S., Soula, J.C., Bézat, D., Benabbou, M., Debat, P., Driouch, Y., Christophoul, F., Ntarmouchant, A., Déramond, J., 2002. Foreland basin magmatism in the western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics* 21 (5), 1043.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359 (1–2), 117–129.
- Saddiqi, O., El Haimer, F.Z., Michard, A., Ruiz, G.M.H., Mansour, E.M., Leturmy, P., Frizon de Lamotte, D., 2009. Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies. *Tectonophysics* 475, 29–37.
- Saidi, A., Tahiri, A., Aït Brahim, L., Saidi, M., 2002. Etats de contraintes et mécanismes d'ouverture et de fermeture des bassins permien du Maroc hercynien. L'exemple des bassins des Jebilet et des Rehanna. *C.R. Geosci.* 334, 221–226.
- Sarsar-Naouali, B., Inoubli, M.H., Amiri, A., Chaqui, A., Hamdi-Nasr, I., 2011. Subsurface geology of the Ariana region (Diapir Zone, northern Tunisia) by means of gravity analysis. *Geophys. Prospect.* 59 (6), 983–997.
- Sharpton, V.L., Grieve, R.A.F., Thomas, M.D., Halpenny, J.F., 1987. Horizontal gravity gradient: an aid to the definition of crustal structure in North America. *Geophys. Res. Lett.* 14 (8), 808–811.
- Soulaïmani, A., Ouanaïmi, H., Saddiqi, O., Baïdler, L., Michard, A., 2018. The Anti-Atlas Pan-African belt (Morocco): overview and pending questions. *C. R. Geosci.* 350, 279–288.
- Tahiri, A., 1991. Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque; un exemple du passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. State Thesis. University of Brest, 311p.
- Termier, H., 1936. Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires Service des Mines et de la carte géologique du Maroc* 33, 1566p.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31–37.
- Van Den Bosch, J.W.H., 1981. Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. 234, bis 219p.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *Lead. Edge* 23 (2), 116–119.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Marzoli, H., Bertrand, H., Youbi, N., 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and duration of the Central Atlantic magmatic province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocool.* 244, 308–325.
- Verset, Y., 1988. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Qasbat Tadla. *Mémoire explicatif. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 340, 131, bis.
- Wijns, C., Perez, C., Kowalezyk, P., 2005. Theta map: edge detection in magnetic data. *Geophysics* 70, 39–43.



Publications :

Oussama Abidi, Mohamed Hedi Inoubli, Kawthar Sebei, Adnen Amiri, Imen Hamdi Nasr, **Mustapha Boujamaoui**, Abdelhamid Ben Salem & Mahmoud El Abed (2018):

Integrated stratigraphic modeling of the Cap Bon province during the Maastrichtian-Paleocene interval, Tunisia.

Arabian Journal of Geosciences, <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3502-x>.



Integrated stratigraphic modeling of the Cap Bon province during the Maastrichtian-Paleocene interval, Tunisia

Oussama Abidi^{1,2,3} · Mohamed Hedi Inoubli^{1,3} · Kawthar Sebei^{1,3} · Adnen Amiri^{1,3} · Imen Hamdi Nasr^{1,2} · Mustapha Boujamaoui⁴ · Abdelhamid Ben Salem⁵ · Mahmoud El Abed⁵

Received: 15 December 2016 / Accepted: 2 March 2018
© Saudi Society for Geosciences 2018

Abstract

The Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation is reviewed in the context of the tectonostratigraphic evolution using an integrated seismic stratigraphic analysis. The analysis of microfaunal and nanofloral content reveals local and internal hiatuses that are discussed and integrated in the geodynamic evolution of the studied interval. These are supported by seismic reflection configurations, which evidenced lithofacies changes, gaps, incised valleys, and significant variations in thickness that highlights the presence of specific and deep depocenters. The El Haria Formation displays seven sequences closely related to base-level changes driven by eustasy and tectonic movements. Albeit correlatable to the global chart of Snedden and Liu (2010), some minor cycles are amalgamated, while others remain below seismic resolution. The Selandian major maximum flooding (Pg10) is detected. The Thanetian-Ypresian transition (56 Ma) coincides with a major sea-level rise; it initiates the deposition of the carbonates of Bou Dabbous Formation. The realized sequential analysis is a part of a round-trip between outcrops, seismic, and logs, while keeping attention to the three-dimensional distribution of sedimentary system tracts.

Keywords Maastrichtian · Paleocene · Seismic stratigraphy · Geological modeling · Gulf of Hammamet · Cap Bon

Introduction

The Maastrichtian-Paleocene interval, in Tunisia, was well studied and discussed on outcrops. The authors focused on the litho-stratigraphic framework, the paleogeographic context, or the overall structural framework (Burolet 1956; Jauzein 1967; Comte and Dufaure 1973; Salaj et al. 1976; Salaj 1980; Bensalem 2002; Karoui-Yaakoub et al. 2014). But it remains less studied and discussed from subsurface data

(Zaier et al. 1998; Boussiga et al. 2003; Sebei et al. 2007; Hezzi et al. 2015) especially in terms of third-order depositional sequences and system tracts (Sebei et al. 2007; Boussiga et al. 2003). The Maastrichtian-Paleocene succession in Tunisia is represented by the El Haria Formation; it is made of marls and interbedded argillaceous limestones (Burolet 1956; Comte and Dufaure 1973; Salaj 1980; Zaier et al. 1998) and is characterized by frequent gaps, lateral and vertical lithofacies disparity, and important thickness variation (Jauzein 1967; Comte and Dufaure 1973; Ouahchi et al. 1993). The unit may be locally lacking in the Cap Bon and the Gulf of Hammamet areas, in the eastern coast of Tunisia (Bujalka et al. 1971; Zaier et al. 1998; Sebei et al. 2007).

The proposed study is based on an integrated stratigraphic analysis of the Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation taking advantage of outcrops, well logs, time-depth relationship, and seismic data in the Cap Bon and Gulf of Hammamet regions. The paper aims to (i) depict and figure out the seismic reflection patterns to get a better understanding of the vertical and lateral sequential evolution; (ii) analyze the lithostratigraphic distribution of the interval through the characterization of the basin floor geometry and its control on lithostratigraphic facies and thickness; (iii) construct isochore

✉ Oussama Abidi
Oussamaabidi115@gmail.com

¹ Research Unit of Applied Geophysics, University of Tunis El-Manar, 1060 Tunis, Tunisia

² Faculty of Sciences of Bizerte, University of Carthage, 7021 Jarzouna, Tunisia

³ Faculty of Sciences of Tunis, University of Tunis El-Manar, 1060 Tunis, Tunisia

⁴ Faculty of Science and Technology, Errachidia University of Moulay Ismail Maroc, Meknes, Morocco

⁵ Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, 54, Avenue Mohamed, V - 1002 Tunis, Tunisia

distribution maps for Maastrichtian, Danian, Selandian, and Thanetian stages; (iv) determine genetic sequences and hiatuses along with their significance in close relation with the tectonic control and relative sea-level variations; and (v) correlate the obtained results with global scale chart (Snedden and Liu 2010).

Lithostratigraphy and biostratigraphy

The Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation (Burolet 1956; Fournié 1978) is up to 500-m-thick marly succession including some intercalations of argillaceous limestone beds with planktonic fauna (*Globigerina* spp., *Globorotolia* spp., and *Morozovella* spp.). It is underlied by the carbonates of the Campanian-Lower Maastrichtian Abiod Formation and overlid by the Lower Eocene Metlaoui Group (Fournié 1978; Bensalem 2002; Robaszynski and Mzoughi 2010). The unit is widely distributed in Tunisia. The Paleocene transgression covered a more widespread zone than the Maastrichtian, so that, at some localities, the Paleocene deposits overlay directly the upper limestone package of the Campanian Abiod Formation (Castany 1951; Salaj 1980).

A number of outcrop sections of El Haria Formation were studied; the most representative are El Kef (Keller et al. 1995; Keller 1996; Karoui-Yaakoub et al. 2011), Elles (Karoui-Yaakoub et al. 2002), Ain Settara (Salaj 1980; Zaghib-Turki et al. 2000; Karoui-Yaakoub et al. 2002), and Oued Thelja sections (Ben Ferjani et al. 1990; Bensalem 2002; El Ayachi et al. 2016). In the El Kef section (Fig. 1a), the El Haria Formation is 700 m thick; it consists in gray marl sand, clayey series of the Upper Maastrichtian followed by clay and marl alternations of the Paleocene. The section constitutes the global standard stratotype section for the Cretaceous/Tertiary transition (Salaj et al. 1976; Keller et al. 1995; Molina et al. 2006). Based on foraminifera, Karoui-Yaakoub et al. (2002) and Bolle et al. (1999) deduced deposition in a lower circalittoral environment.

The Elles section (Fig. 1a) is located in the El Karma Valley, about 75 km south-east of El Kef (Karoui-Yaakoub et al. 2002). The series include slumps and turbidite beds near the base of the Maastrichtian (Hennebert et al. 2009). The Upper Maastrichtian part of the Haria Formation is 4–7 m thick; it is made of grayish shale and marl series with several intercalated marly limestone beds. The Cretaceous-Tertiary transition is well marked by a clayey interval deposited between two layers of gypsum. In the upper part of the Elles

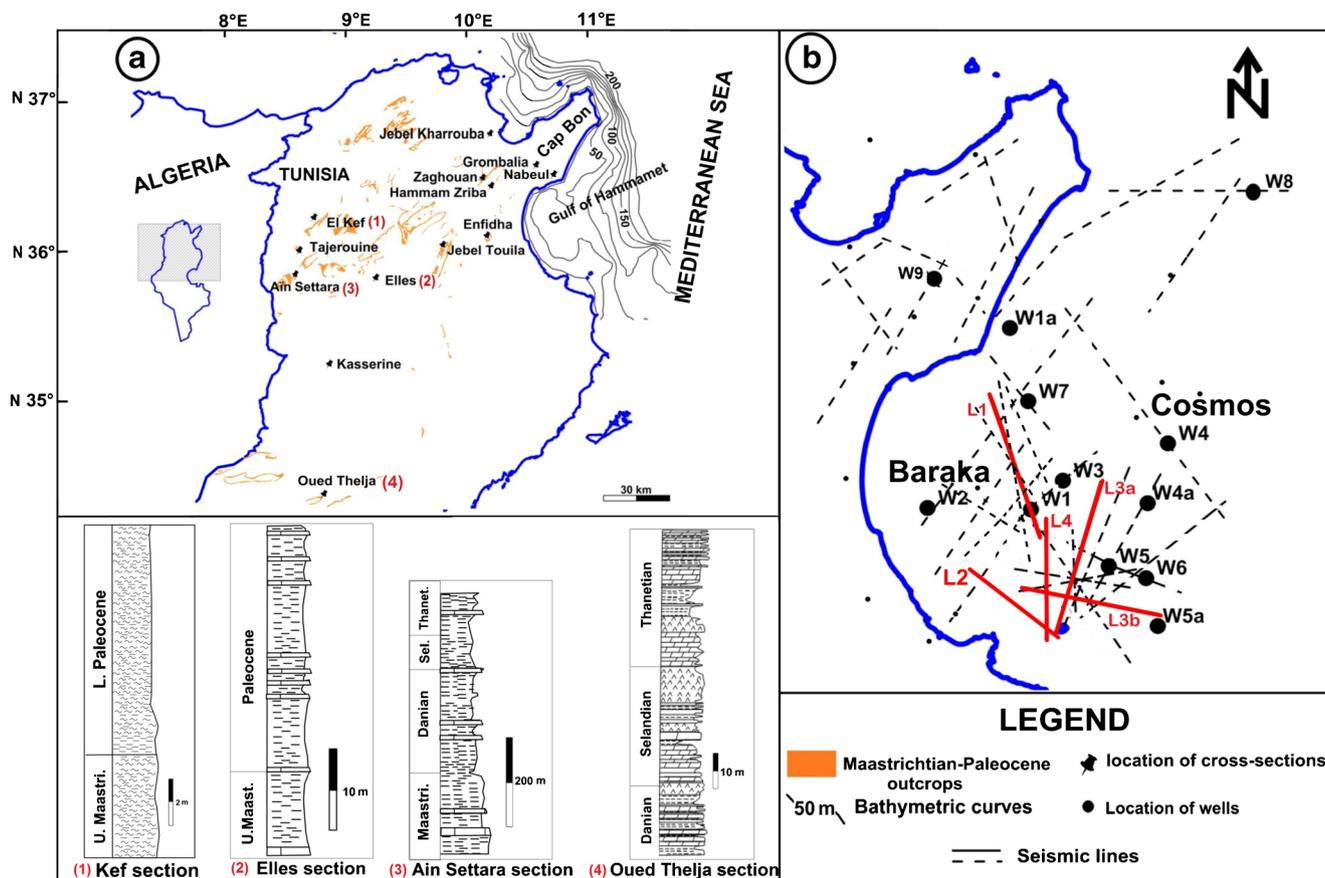


Fig. 1 Location map of a land cross-sections of El Haria Formation and b seismic sections and drill wells

section, dated Paleocene, these sediments include marly limestone beds (Adatte et al. 2002). Due to its paleogeographic proximity of the Kasserine island, the section shows a significant detrital supply (Burolet 1956). The sediment accumulation rate averages 3 cm/ka (Cande and Kent 1995). The lateral and vertical facies analysis infers middle to outer neritic environments (Adatte et al. 2002).

The Ain Settara section (Fig. 1a) is located in the Kalaat-Senan region, about 50 km away from the Elles section (Dupuis et al. 2001). Here, the El Haria Formation is 150 m thick and shows gray marls alternating with thin limestone beds. Two dark clay levels represent the K/T boundary (Karoui-Yaakoub et al. 2002). Compared with the Elles section, the Ain Settara section would be in a proximal environment of the Kasserine island and would correspond to middle to outer neritic environments (Salaj 1980; Zaghib-Turki et al. 2000).

The Oued Thelja section (Fig. 1a) is located about 150 km from the Ain Settara section (Keller et al. 1998). The sedimentary series of the Oued Thelja section (Fig. 1a) consists of carbonates, marls, evaporites, and phosphates (El Ayachi et al. 2016). The Maastrichtian is made of gray to brown clay series, clays, and clayey silts covered by a yellow gray level rich in reworked fish teeth (Adatte et al. 2002). These layers are covered by gray clays with planktonic foraminifera characterizing the Danian period. This interval is followed by a sandy phosphate level of the Selandian stage (Adatte et al. 2002; El Ayachi et al. 2016). During the Cretaceous-Tertiary transition, sediments were deposited in an inner neritic environment (Zaier et al. 1998; Bolle et al. 1999; Bensalem 2002). The dark clay and thick layers of gypsum of El Haria Formation indicate a lagoon depositional environment (Bensalem 2002); the exchange with the open sea was restricted and probably prevented by small elevated areas to the east and west (Burolet 1956; Sassi 1974; Burolet and Oudin 1980).

The subdivision of the Paleocene age into Danian, Selandian, and Thanetian stages depending on the faunal content has been discussed by Salaj et al. (1976), Salaj (1980), Keller et al. (1995), Olsson et al. (1999), and Karoui-Yaakoub et al. (2002, 2011, 2014). According to Salaj et al. (1976), *Globigerina taurica*, *Globoconusa daubjergensis*, and *Morozovella trinidadensis* relate to the Danian; *Acarinina praecursoria*, *Morozovella uncinata*, and *Morozovella angulata* correspond to the Selandian; and *Planorotalia pussilla pussilla*, *Planorotalia pseudomenardii*, and *Morozovella velascoensis* mark the Thanetian period. Hardenbol et al. (1998) indicated that *P. pseudomenardii* species may represent the Selandian and the Thanetian stages. Olsson et al. (1999) and Keller et al. (1995) stated that *Globorotalia pseudobulloides* and *Globigerina eugubina* zone indicate the Danian stage. Karoui-Yaakoub et al. (2014) recognized, in the Tagerouine section, the *Pleopeltis*

trinidadensis and *Pseudopostega uncinata* zones for the Danian and the *Igorina albeari* and *P. pseudomenardii* zones for Selandian. *Igorina pusilla* fauna can be found both in Danian and Selandian intervals.

Sedimentary hiatuses are common in the El Haria Formation (Jauzein 1967; Bujalka et al. 1971; Salaj 1980). Ben Ferjani et al. (1990) and Bensalem (2002) described the absence of the Danian at Hammam Zriba, Enfidha, and Grombalia (Fig. 1a); there, the Eocene, or even younger series, rests on the Maastrichtian series.

Facies distribution and lateral thickness variation (700–1000 m, Ben Ferjani et al. 1990; Bensalem 2002) of the El Haria Formation are thought to be structurally controlled along basement lineaments (Zaier et al. 1998; Bensalem 2002). Jauzein (1967) points out the diachronicity of the interval over Tunisia. This is an indication of the synsedimentary action of orogenic movements leading to some shallowing or even local emergences.

Data and methods

Adequate blending based on properly cross-calibration of surface and borehole seismic data, well loggings, and biostratigraphic zonation, help in modeling subsurface geology. This proved to be beneficial to the characterization of the studied depositional sequences.

Borehole data

Geological modeling includes gamma ray, sonic, and to a lesser extent density, resistivity, and neutron logs of a minimum of ten petroleum exploration wells (Fig. 1b). Lithological columns, deduced from the cross-interpretation of the well logs and mud logs, were critical for good determination of vertical stacking of the sedimentary sequences. Biostratigraphic studies, based on microfauna content of borehole cuttings and cores, are valuable for dating the crossed intervals. Figure 2 exemplifies the reconstructed lithological column along well W1, characterized by the gamma ray, the sonic log response, and the interval velocities deduced from check-shot survey.

Seismic data

The available seismic data relates to five surveys, which are acquired between 1978 and 2000 (Fig. 1b). The acquisition techniques used and the applied data processing sequences vary from one survey to the other; this is summarized in Tables 1 and 2. Seismic resolution relates to bed thickness and acoustic impedance contrast as well as the seismic frequency band (Inoubli et al. 1990; Inoubli 1993).

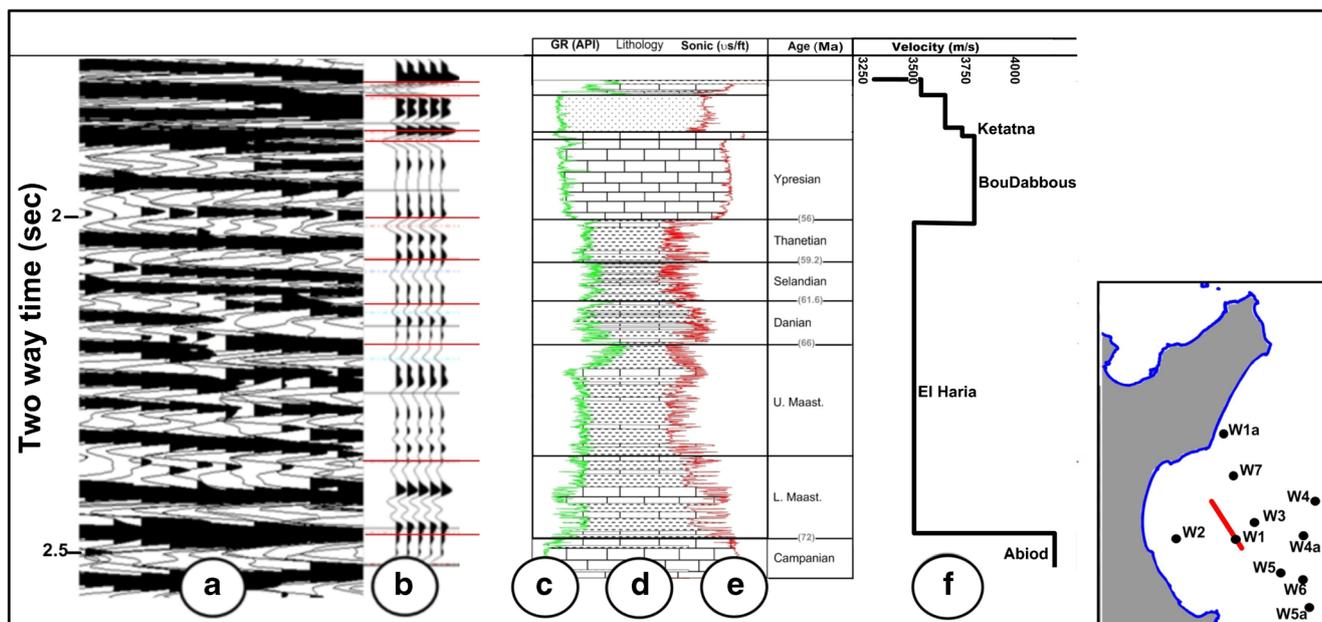


Fig. 2 Well to seismic data calibration: seismic line L1 showing traces close to well W1 (a), computed synthetic seismogram (b), gamma ray well log (c), lithologic log (d), sonic well log (e), and interval velocity (f)

The frequency content of the available seismic data is characterized using IHS Kingdom software (Fig. 3). The total seismic spectra indicate the frequency bandwidth, which controls the wavelet ability to resolve the top and bottom of a

layer of given thickness. The average vertical seismic resolution approximates 25 m. The introduced corrected sonic and density logs (Inoubli et al. 1990; Inoubli 1993) behave as constraint-type information that helps the splitting of the seismic data spectrum into its signal and noise components (Fig. 3). So, a good signal-to-noise ratio is observed for the interpreted seismic data.

Table 1 General acquisition parameters adopted for the analyzed seismic data

Acquisition parameters	
Sampling interval	2 to 4 ms
Seismic trace length	5 to 6 s
Offshore sources	Steam canon, air gun, or water gun
Onshore sources	Dynamite for old campaigns and vibroseis for recent ones
Auxiliary channels	Time break, water break, and source signature
Marine survey	Cable length: 3000 to 4500 m Number of groups: 64 to 90 Offset: 110 to 216 m Shot-point interval: 50 m Cable depth: 10 to 11 m Number of hydrophones/group: 48 Coverage rate: 6400 to 9000%
Land survey (vibroseis)	Source interval: 50 m Sweep length: 12 s Number of sweeps: 16 (4 × 4) Sweep frequency: 8–80 Hz Receiver interval: 25 in. Number of geophones: 18 Coverage rate: 4800 to 9000%

Synthetic seismograms were computed (Inoubli et al. 1990) for each available well in order to optimally calibrate surface seismic data. The computed synthetic seismogram fits well with the surface seismic data (Fig. 2b).

Seismic stratigraphy

Within this paper, seismic and sequence stratigraphy analysis concepts are applied. It deals with the analysis of sedimentary response to changes in base level and the depositional trends that emerge from the interplay of accommodation and

Table 2 General processing sequence adopted for the analyzed seismic data

Processing sequence
Amplitude recovery (geometrical spreading correction)
Prestack deconvolution and trace balancing
CMP sorting
Velocity analysis
NMO correction and staking time-variant band-pass filtering migration
Gain recovery and display

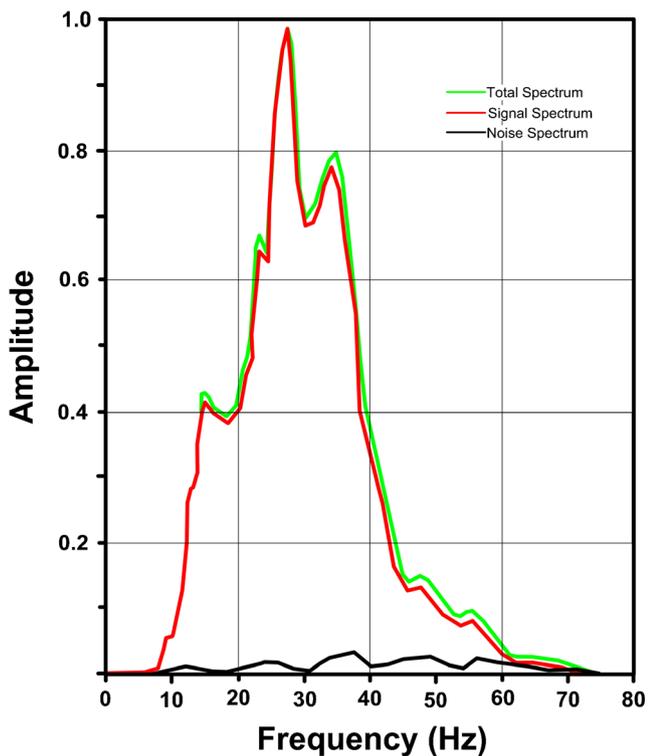


Fig. 3 Amplitude spectra related to the available seismic data: green for seismic spectra, red for signal spectrum, and black for noise

sedimentation (Catuneanu 2006). It relies on the integration of sedimentary outcrops, core, well logs, and seismic data.

This approach improves understanding facies, sedimentary units, and depositional environments in time and space within sedimentary basins and their relationship with changes in base level (Sloss 1963; Curray 1964; Frazier 1974; Vail 1987; Posamentier et al. 1992; Haq et al. 1987; Catuneanu 2006).

Processing and analysis of seismic attributes are critical in recognizing stratigraphic events and to overcome subsurface modeling difficulties (Barnes 2001; Chopra and Marfurt 2005). The combined seismic strength, instantaneous frequency, and instantaneous phase attributes revealed to be sensitive to outline the geometry of sedimentary bodies and to infer their subsurface lithology (Peyton et al. 1998). These attributes are extracted along some selected key seismic lines.

The interplay of base-level changes and sedimentation creates stratigraphic surfaces identified as sequence boundaries (Vail 1987; Posamentier et al. 1988; Van Wagoner et al. 1998; Catuneanu 2006), maximum regressive surfaces (Catuneanu 1996; Helland-Hansen and Martinsen 1996), and maximum flooding surfaces (Frazier 1974; Posamentier et al. 1988). These surfaces, based on reflection terminations in terms of onlaps and downlaps, delimit system tracts made of contemporaneous depositional series within a sequence (Brown and Fisher 1977). System tracts are based on stratal stacking patterns,

their position within a sequence, and the types of bounding surfaces. The stacking patterns of the reflection organization style, their geometry, and terminations help inferring the depositional history while characterizing its depositional environment (Mitchum et al. 1977). The locations of the depositional units, forming the systems' tracts, are closely dependent on base-sea-level change, tectonic subsidence, and the developed accommodation space (Haq et al. 1987).

Modeling procedure

The adopted procedure is summarized as follows:

- Conventionally calibrate the selected seismic sections using the available simple time-depth relationships, synthetic seismograms, or vertical seismic profiles.
- Identify seismic discontinuities on the base of their geometric relation with the overlying and underlying reflectors that should be interpreted in terms of sequence boundaries, maximum regressive surfaces, and maximum flooding surfaces.
- Reinforce the interpretation made, using the available well logs through a finer calibration process. Three fold information-types are introduced, (i) dating the interval using the microfauna content, (ii) identifying lithologic composition of the interval from cores and cuttings, and (iii) analyzing the available well logs.
- Refine the set of the defined surfaces, system tracts and sequences delimiting the studied interval using well logs.
- Compare/calibrate the obtained results with global charts and explain the discrepancies found.

Lateral correlation: lithostratigraphy and sedimentary environment

Lithostratigraphy

Several wells crossed the El Haria Formation in the Cap Bon and Gulf Hammamet provinces. The lithological columns crossed by wells have been characterized by the recorded sonic and gamma ray logs (Fig. 2). Rock-type changes are highlighted by log curve variations; hence, important curve deflections are observed at the boundary of the studied El Haria Formation, at the top of Thanetian and Campanian. Figure 2 exposes, also, the interval velocities derived from well tops and the recorded times by check-shot survey at well W1. Both well logs and interval velocities clearly express the shaly character of the El Haria Formation (average interval velocity of 3500 m/s). The latter is framed by the limy intervals corresponding to the Ypresian Bou Dabbous Formation

(average interval velocity of 3800 m/s) and the Campanian Abiod Formation (average interval velocity of 4200 m/s). Sharp well-log bends accurately and undoubtedly identify the studied interval limits (Fig. 4). The Maastrichtian-Paleocene transition expresses a gradual log curve change reflecting a steady vertical change of lithology from the limy Campanian Abiod Formation to the franc marly intervals of the Paleocene El Haria Formation. The Paleocene-Ypresian transition is typified by a gamma ray increase together with a decrease of resistivity and sonic logs, which indicates the transition from El Haria marls to the Bou Dabbous limestones (Fig. 5).

Hezzi et al. (2015) described globally the El Haria Formation; and the drawn faulting interests Late Miocene to Pliocene series. Within the present work, the El Haria Formation is subdivided into Maastrichtian, Danian, Selandian, and Thanetian stages, based on the biostratigraphic analysis of cuttings; this warrants the robustness of the lateral correlation between the available presented drill holes.

Some wells offered a complete series of the El Haria Formation; well W1 is a good example (Fig. 2). Dating is based on the microfauna's content of the interval. Late Paleocene series (Thanetian) are characterized by the presence of *Morozovella velascoensis* and *Planorotalites pseudomenardii*. Middle Paleocene deposits (Selandian) are marked by the occurrence of *Planorotalites pusilla-Morozovella uncinata*. Early Paleocene series (Danian) contain *Morozovella trinidadensis*,

Morozovella pseudobulloides, and *Globigerina daubjergensis*. Maastrichtian deposits enclose *Globotruncana gr. stuarti* and *Gansserina ganseri*.

The microfaunal and nanofloral content, of some drilled wells, help in deciphering the El Haria's internal hiatuses (Fig. 4). The experienced gaps relay on (i) the absence of Danian records in W1a and W2; (ii) the lack of Danian, Selandian, and the lower part of Thanetian in W5a; (iii) the absence of Paleocene in W3 and W7; and (iv) the absence of the complete El Haria Formation in quite some wells, such as W4, W4a, and W6. The east-west correlation (Fig. 5) shows lateral changes between drilled wells W1 through to W4.

The compiled synthetic lithologic chart (Abidi 2017) through the drilled hydrocarbon exploration wells for the studied area (Fig. 4), displays noticeable lateral facies changes: the Lower Maastrichtian is made of marly clay including pyrite to the west (W1, W1a, and W7); it grades progressively, through W1, to interbedded limestone and shales to the east (W2 and W5). It is sensitive to underline the presence of sandstones in some wells such as W3. The Paleocene deposits made of pyritous and bioclastic marls (W1, W1a) include indurated and laminated shaly limestone (W2).

Sedimentary environment

The determination of depositional environments, neritic and pelagic domain, is based on lithofacies and biological criteria

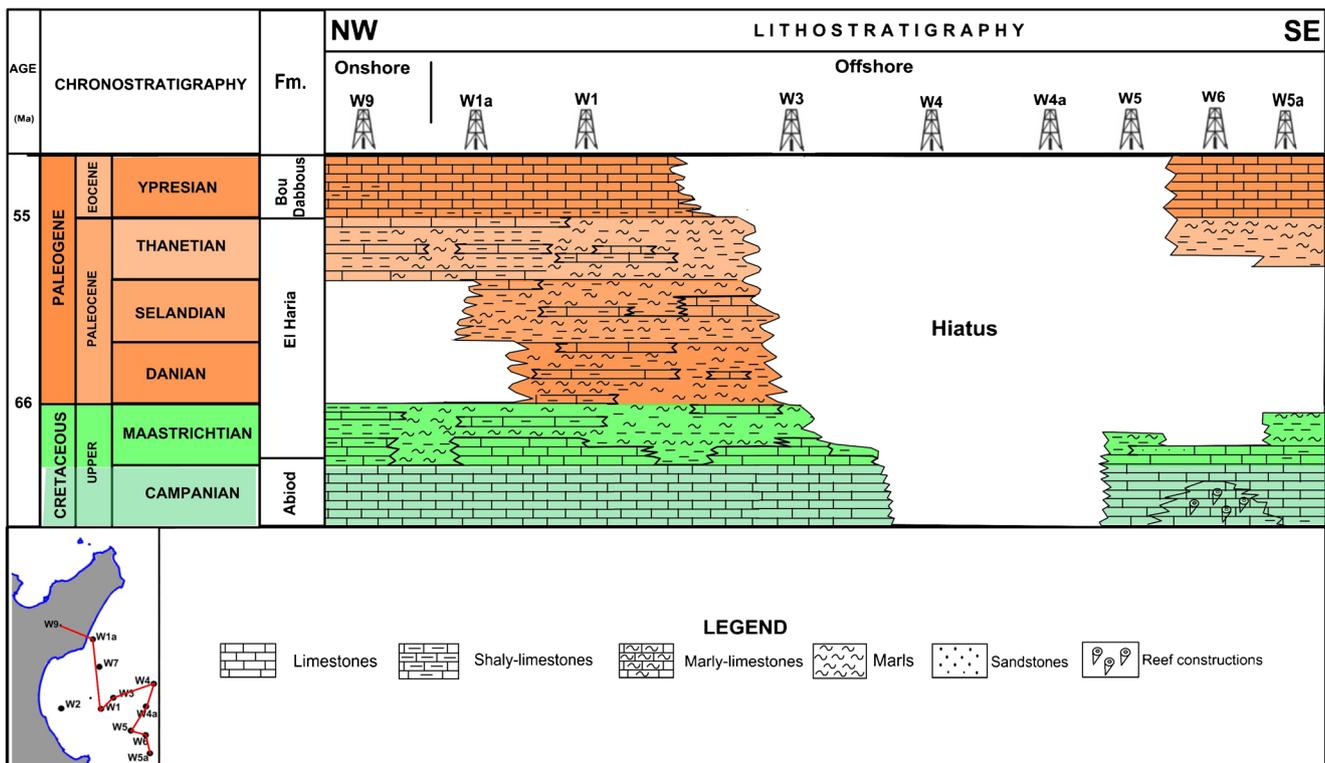


Fig. 4 East-west lateral correlation between well drills

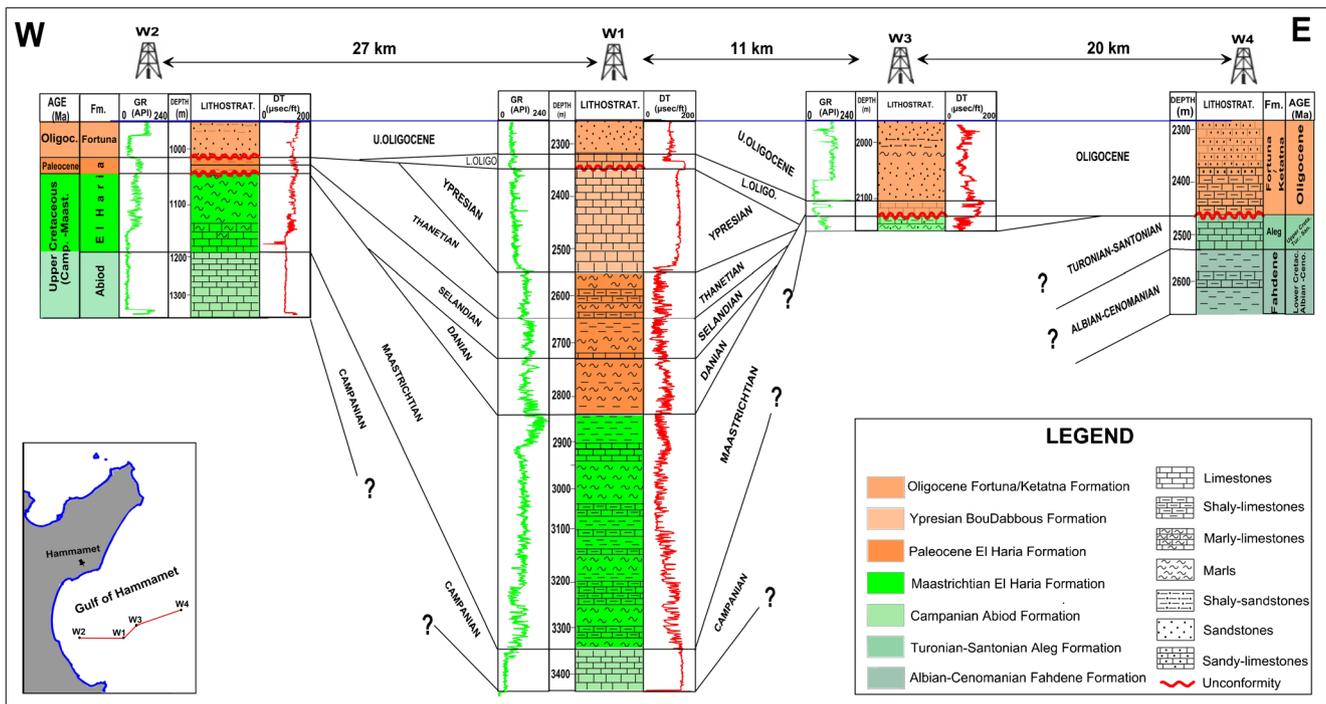


Fig. 5 Late Campanian to Early Ypresian lithologic chart of the study area

(microfaunal content encountered on the examined drilled wells).

The lateral facies changes during the Maastrichtian-Paleocene relate to depositional environments ranging from outer neritic (W1) to deep marine environment (W2, W7, or W8), passing through a platform environment (W1a). The fine-grained and mud-supported nature of the crossed rock intervals—limestones (mudstone and wackestone) and marls—advocates in favor for low-energy condition of deposition. Furthermore, analog depositional environments, for the same time interval, were described; neritic environment is noticed in Elles syncline (Said 1980). Analog platform environment is observed in Galala Mountains, in the Eastern Desert of Egypt (Scheibner et al. 2003). Open marine environment is noticed in middle and southern Egypt (Luger 1988) and in the Antioch Church Core, Alabama, Gulf of Mexico margin, USA (Schulte and Speijer 2009).

Seismic data

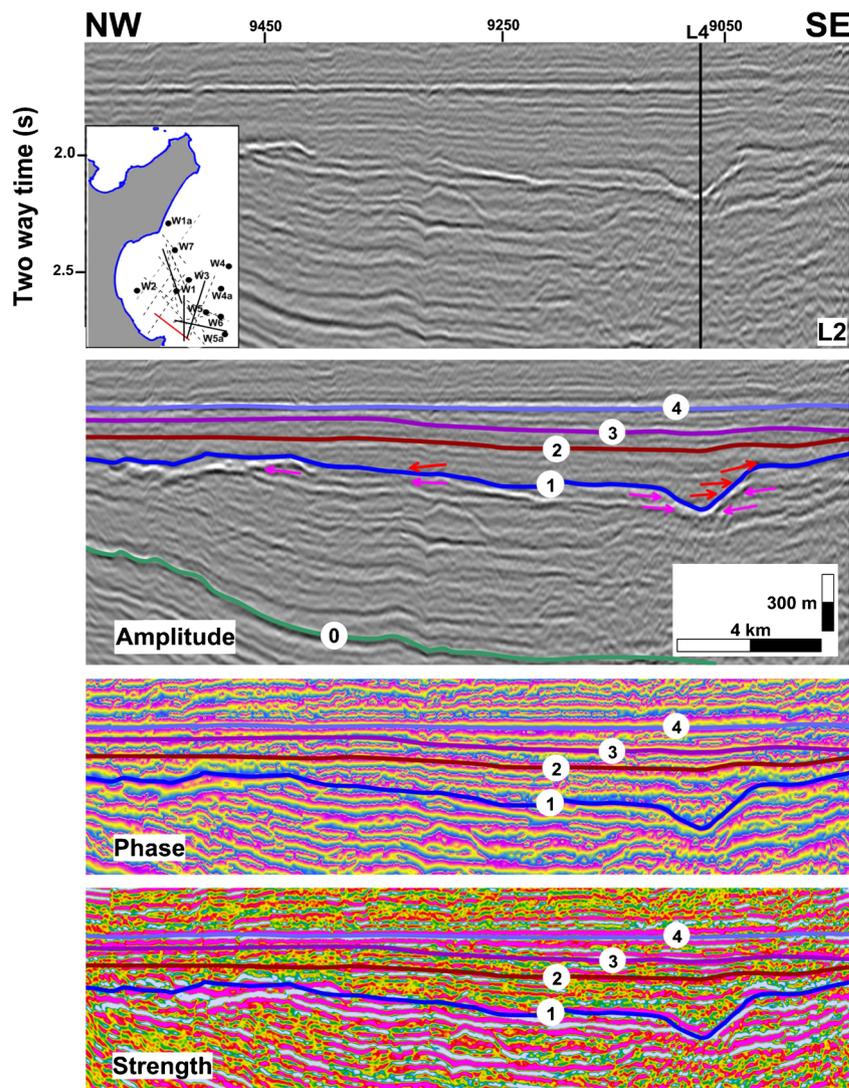
Seismic layouts

The geometry and extension of the depositional floor of the El Haria Formation is analyzed through selected multichannel seismic profiles. Quite different geometries and distributions are displayed. The displayed seismic amplitude (L2) helps characterize the lateral facies changes and unconformities

(Fig. 6). An unconformity separates the Maastrichtian marls of the El Haria Formation from the underlying Campanian limestone of the Abiod Formation. The seismic low-frequency content is probably originated by the gradual facies change from the limy Abiod Formation to the El Haria marls. Significant erosion is concomitant with the unconformity, and the resulting truncations are evident (see blue line in Fig. 6). Further to the east, onlapping reflection terminations onto the top Abiod horizon are displayed (Fig. 6), expressing a progressive onlap onto the shelf. Occasional regressive units are also displayed.

The interpretation of seismic line L3a (Fig. 7), properly calibrated using wells W1, W3, and W5, indicates an angular unconformity underlined by distinct difference in the dip of the Maastrichtian-Paleocene series lying across the folded and truncated edges of the Upper Cretaceous sedimentary layers. The Campanian limestones of the Abiod Formation were exposed and may partially be completely eroded (Fig. 7). The unconformity is also well documented by diffractions, which are due to a failure of proper handling the lateral acoustic impedance variations caused by the erosional truncation of the Abiod Formation. The latter are originated by the alternating low impedance shales and higher impedance limestone layers. The pinching out of the El Haria Formation to the NNE is also well documented; it expresses a non-deposition hiatus. Compared with the international chronostratigraphic chart (Cohen et al. 2013), the absence of both El Haria and Abiod

Fig. 6 Interpreted seismic line showing an incised valley. Picked horizons are top Cenomanian Fahdene Formation (0), top Campanian Abiod Formation (1), top Paleocene El Haria Formation (2), top Ypresian Bou Dabbous Formation (3), and top Oligocene Ketatna Formation (4)



Formations to the NNE of line L3a express a several million years' duration gap of the Campanian, Maastrichtian, and Paleocene time period (a minimum of 27 My). Further to the east, around the anticline axis, the gap is the largest; it interests a geologic period encompassing the Cenomanian Fahdene Formation to the Langhian Ain Grab Formation (a minimum of 75 My) at hydrocarbon exploration well W4a.

Arrays of tilted blocks, bounded by normal faults that detach near the top Abiod Formation are also displayed on east-west directed seismic lines (Fig. 8). Fault kinematics control the lower part of the El Haria deposits. So, the onset of normal faulting is estimated to be initiated at the end of the Campanian/beginning of the Maastrichtian stages (Fig. 8). The obvious reflector continuity on the top of the fault array indicates the movement stopping during the El Haria Formation depositional time and thus divulges the end of the extensional period.

The interpreted seismic line L4 shows onlapping terminations (red arrows) of the Paleocene sediments (Fig. 9). The stacking patterns exhibit onlapping and retrogradational clinoforms that thicken updip. The prevailed irregular topography (Figs. 6 and 9) during the Maastrichtian-Paleocene time helped individualize numerous depositional basins of different sizes.

Seismic profile L2 (Fig. 6) indicates low to medium amplitude reflections of the Maastrichtian to Paleocene interval that truncate older strata related to the Abiod Formation. This is confirmed by quite some seismic profiles parallel to L2. Compared with L3a, L2 is on the side of the anticlinal megastructure axis, within its SSW downstream part. Furthermore, seismic profiles display irregular paleotopography prior to the Maastrichtian-Paleocene deposition. The chaotic nature of the seismic facies would suggest fluvial deposits (Fig. 6); at maximum regression, deposits arise from the transportation through the created passes of the eroded sediments from near-shore

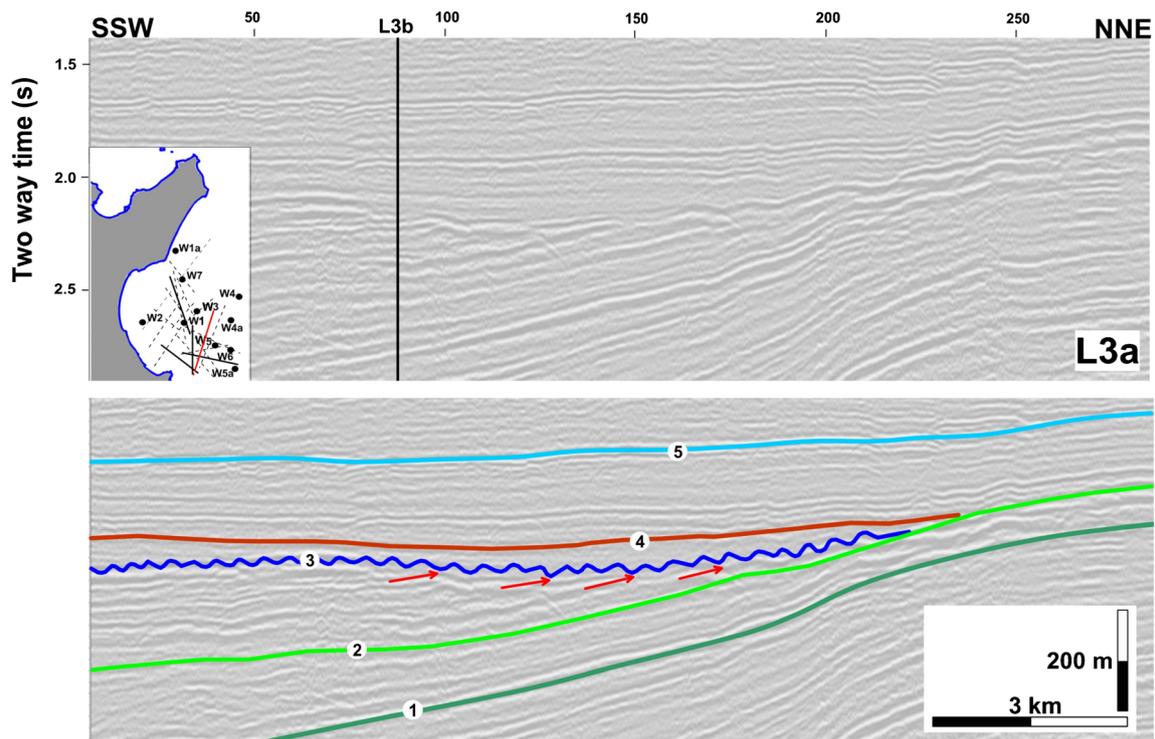


Fig. 7 Interpreted seismic lines showing an unconformity at the El Haria Formation base. Picked horizons are top Cenomanian Fahdene Formation (1), top Coniacian-Santonian Adeg Formation (2), top Campanian Abiod

Formation (3), top Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation (4), and top Langhian Mahmoud Formation (5)

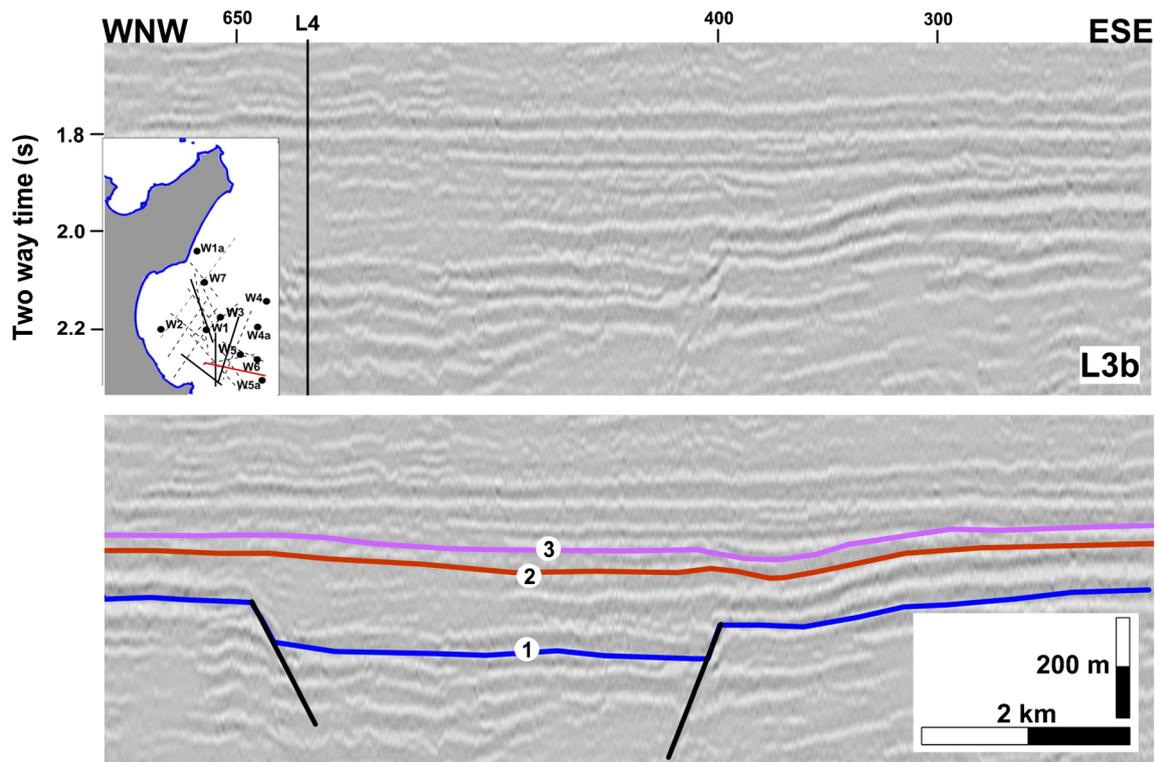


Fig. 8 Interpreted seismic lines showing normal faulting at the El Haria Formation base. Picked horizons are top Campanian Abiod Formation (1), top Maastrichtian Paleocene El Haria Formation (2), and top Ypresian Bou Dabbous Formation (3)

areas. A structured topography took place at the top of the Abiod Formation (blue horizon) during the end of the Campanian time (Figs. 6 and 9). Hence, the Upper Cretaceous Abiod limestones would be incised by the Lower Maastrichtian “fluvial” systems (Figs. 4 and 5, well W3). This indicates also the large variations of the depositional environment for the El Haria interval. Furthermore, this is confirmed by the sandy intervals encountered within some drilled wells (W3; Figs. 4 and 5). Based on the global charts (Hardenbol et al. 1998; Snedden and Liu 2010; Haq 2014), these valleys were subsequently infilled during sea-level rising period, i.e., 2 to 3 My duration (Fig. 6). The Paleocene infills exhibit low amplitude responses with concave shape draping the incised valley walls. In northwest Tunisia, the clays and marls of the El Haria Formation are exposed in wide incised valleys and plains (Stassen et al. 2012).

At the well W3, some 11 km east of well W1, the Upper Oligocene Ketatna Formation lies unconformably on the Maastrichtian shales of the El Haria Formation, leaving a significant gap of more than 30 My. The hiatus expresses the absence of the Eocene, the Paleocene, and at least the Upper

Maastrichtian. This gap is in favor of the Upper Eocene transpressive phase that led to the erosion of the Eocene, Paleocene, and Upper Maastrichtian series. This correlates with the “Pyrenean phase” in Europe and well described by Boussiga et al. (2003), Boussiga et al. 2005) and Ben Chelbi et al. (2008).

Isochore maps of the Maastrichtian-Paleocene interval

The areal thickness variation of El Haria Formation is approached through isochore maps generated from detailed examination of numerous well sections and the most significant calibrated and interpreted seismic lines in the study area. Depth conversion of two-way seismic times (twT), related to a specific interval, depends on velocities. The present case study took advantage from the available check-shot surveys for the drilled wells and the structural maps at the top Campanian and top Paleocene which behave as guides for velocity data interpolation (Abidi 2017). The constructed velocity map was applied to the measured seismic twT slices, so that the time maps

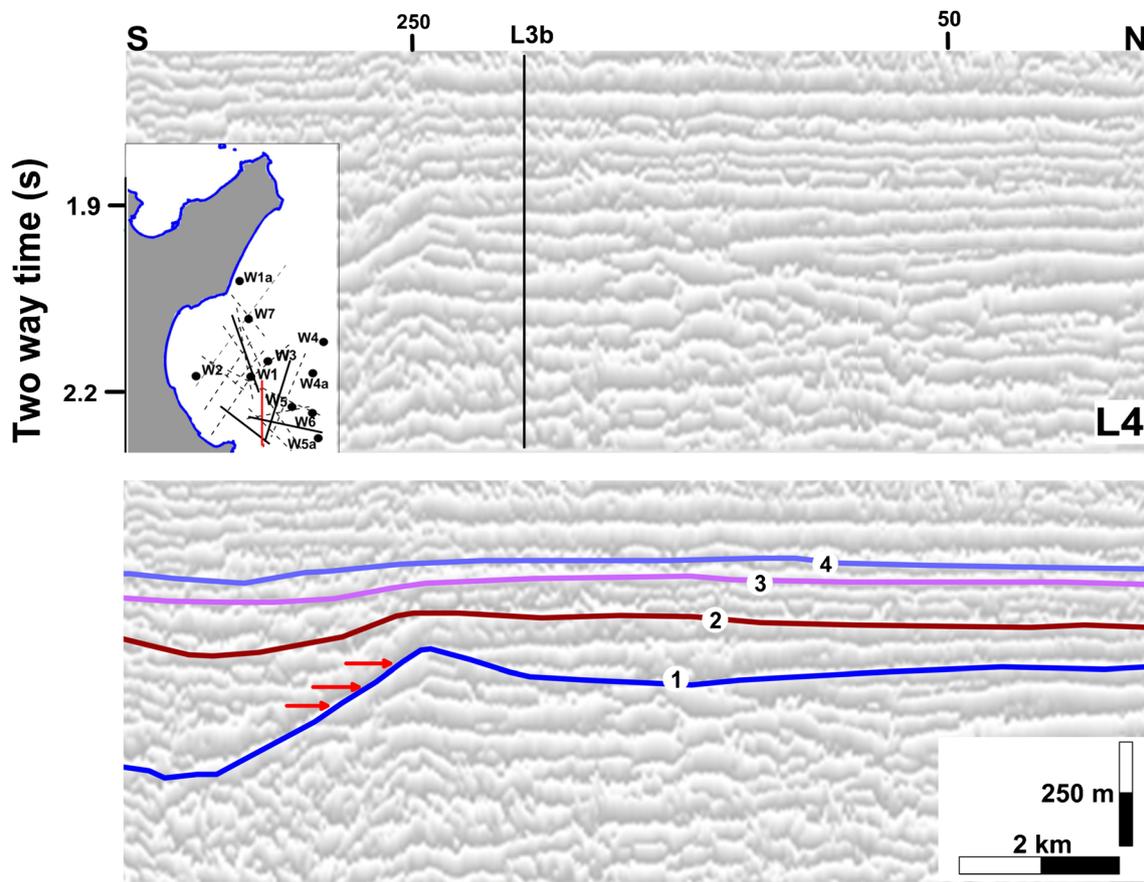


Fig. 9 Interpreted seismic line showing the El Haria interval. Picked horizons are top Campanian Abiod Formation (1), top Paleocene El Haria Formation (2), top Ypresian Bou Dabbous Formation (3), and top Oligocene Ketatna Formation (4)

are converted to depth isochore maps. Isochore maps were constructed for the individual slices related to the Maastrichtian, Danian, Selandian, and Thanetian stages, as well as for the entire Maastrichtian-Paleocene period.

The Maastrichtian isochore map (Fig. 10a) reflects important thickness changes. The large recorded thickness, ranging between 0 and 700 m, enlightens that the major part of the El Haria Formation was deposited during the Maastrichtian stage. Large NNW-oriented hiatus zones are outlined by both borehole data and interpreted seismic profiles. In addition to the previously indicated extended areal gap, another hiatus is developed in the offshore part of the Nabeul city.

A thickness decrease is observed from W9 to W5. No erosion was deciphered on the Campanian Abiod Formation. Further to the North, the El Haria Formation is represented only by the Maastrichtian interval, made of alternations of shale, marls, and bioclastic sandy limestone (Lower Maastrichtian).

The isochore map of the Danian stage (Fig. 10b) differs completely from the Maastrichtian map (Fig. 10a). Danian deposits are much thinner with an average thickness of less than 100 m, while it reaches more than 200 m within some specific depocenters (218 m in W8 and 162 m in W1a). The connected NW-SE extended hiatus zone is validated by drilled wells and calibrated seismic profiles. Hiatuses subdivide the area into three NW-SE oriented basins. A lack of Danian deposits is observed in well W9, contrasting with the 280-m-thick Maastrichtian interval.

The Selandian distribution (Fig. 10c) remains comparable with the Danian. While reaching locally 250 m within the Baraka Basin, its overall thickness is ranging between 25 and 50 m. Selandian deposits cover more extended area bridging the NW-oriented Cosmos-Cap Bon and Baraka Basins.

The computed isochore map of the Thanetian time interval (Fig. 10d) shows an overall thickness comprised between 25 and 75 m thick. It reaches 220 m around Baraka Basin. The map exposes a NNW extended hiatus together with another one of lesser importance around well W7.

Although it has a similar general appearance compared with the Maastrichtian isochore map (Fig. 10a), the contoured cumulative thickness of the complete Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation varies considerably (Fig. 10e). While this is between 100 and 200 m within the onshore area, it increases considerably within specific depocenters towards the Gulf of Hammamet. The most representative and deepest is directed NE-SW; it is located to the North of drilled well W1 offering 808 m of El Haria Formation and reaching almost 1100 m through calibrated seismic sections (Fig. 10e). Other well-studied depocenters are recognized. They are oriented NE-SW and NW-SE. A large number of drilled wells (W4, W4a, W6, etc.) indicates large areas where the El Haria Formation is missing. Seismic-based isochore mapping evolves a NNW, 20-km large hiatus area that significantly

widens towards the south of the study area. The thin El Haria Formation investigated by the neighboring W5 validates the elaborated isochore map (Fig. 10e).

Sequential stratigraphy

Due to the important thickness variation of the El Haria Formation, sequence analysis is performed on the thickest and most complete series characterizing the stratigraphic record in the study area. This is offered by well W1 (Fig. 5). This is documented by a number of seismic lines (Fig. 11) viewing the development of the El Haria Basin. Line L1 (Fig. 12) best exemplifies the seismic response type of the interval, where post-depositional deformations are compensated, through palinspastic reconstruction. This helped edifying the performed comprehensive sequence stratigraphic analysis based on reflection terminations. The reflection patterns expose toplap terminations at the top and, onlaps and downlaps at the base. Reflection configuration of the El Haria interval expresses stratified and continuous reflections to the north of the seismic profile (Fig. 12), progradational—retrogradational pattern in the center, but intricate response to the south.

Seven sequences delimited by eight sequences boundaries and including seven maximum flooding surfaces and seven maximum regressive surfaces were identified within the Maastrichtian-Paleocene interval (Fig. 13). The borehole-calibrated base of the El Haria Formation exhibits high amplitude and continuous reflections in response to the density and sonic contrasts between the Campanian limestones and the younger Maastrichtian shales. This response-type envelope, delimited by northward onlaps and southward downlaps, constitutes the sequence boundary base of the first identified sequence S1. Reflection terminations helped also in recognizing the top Paleocene (top Thanetian) horizon as well as intermediate ones (i.e., top Lower Maastrichtian, top Maastrichtian, top Danian, and top Selandian). Seismic calibration using well W1 is continuously maintained during the sequence stratigraphy analysis exercise.

Sequence S1 starts, at the base of the Maastrichtian, with prograding units over the dipping slope of the basin which overlays the proximal turbiditic fans (Fig. 13 (S1 and S2)) on the basin floor. The set characterizes internal fore-stepping and regressive units constituting records of shorter time sea-level falls and rises related to higher-order sequences; the whole of them constitutes a longer time of global sea-level fall characterizing a falling stage system tract (FSST) (Ainsworth 1992; Hunt and Tucker 1992; Nummedal 1992; Catuneanu 2006).

The first depositional units display gradual basinward shift; their shallowest deposits have a low to nil preservation potential where the shoreline falls below the shelf edge. These constitute the FSST that accumulates during the forced regression of the shoreline.

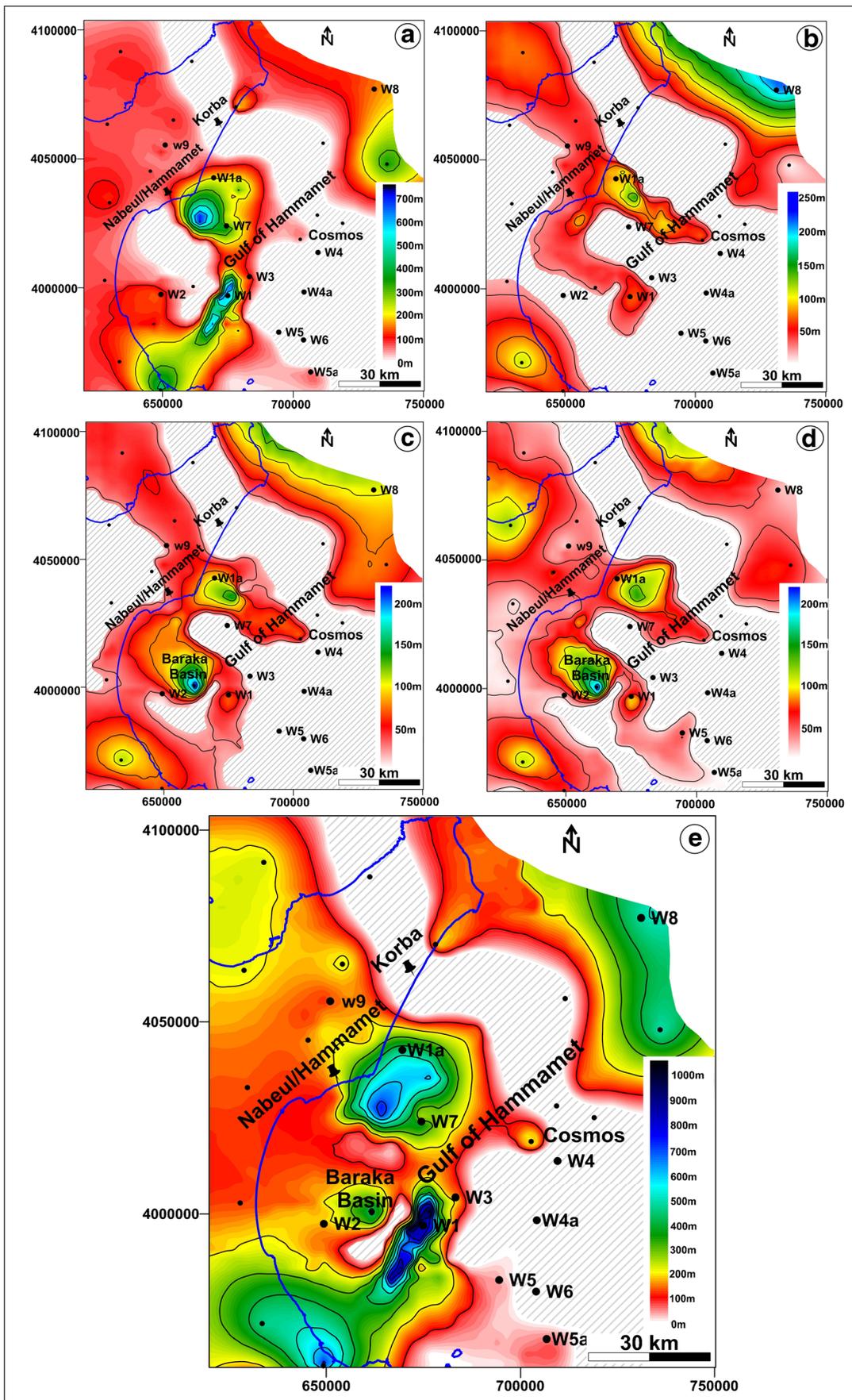


Fig. 10 Isochore maps: Maastrichtian (a), Danian (b), Selandian (c), Thanetian (d), and complete Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation (e)

At the onset of base-level rise, a low rate of accommodation space creation takes place and seismic imaging expresses reflection geometry stacking pattern dominated by low-rate aggradation and progradation across the sedimentary basin. According to the higher frequency content of the related seismic reflection image (Fig. 13 (S1 and S2)), this low-stand wedge would include a large suite of depositional systems (Catuneanu 2006). After a maximum regressive surface (blue line in Fig. 13 (S1 and S2)), a set of onlapping units took place as per relative base-level rise, indicating a transgression (TST), i.e., creation of accommodation more rapidly than it

is consumed by sedimentation (Catuneanu 2006). Once reaching the maximum flooding surface (red dashed lines in Fig. 13 (S1 and S2)), the balance between sedimentation and the base-level change rate becomes in favor of a regressive high-stand system tract (HST) denoted by clear basin-ward shifts of the sedimentation zone.

Compared with seismic data, well W1 crossed this interval through the regressive low-stand system tracts (LST) for both sequences S1 and S2 (Fig. 14a). That is, the relative position of well W1 would cross only distal facies made of alternating shale and shaly limestones which are dated Lower Maastrichtian. Figure 14a exposes the reconstituted lithological column using analyzed cuttings, mud-logs, and interpreted well logs through W1. Though it is essentially made of shale, the 240-m-thick Lower Maastrichtian interval contains soft to

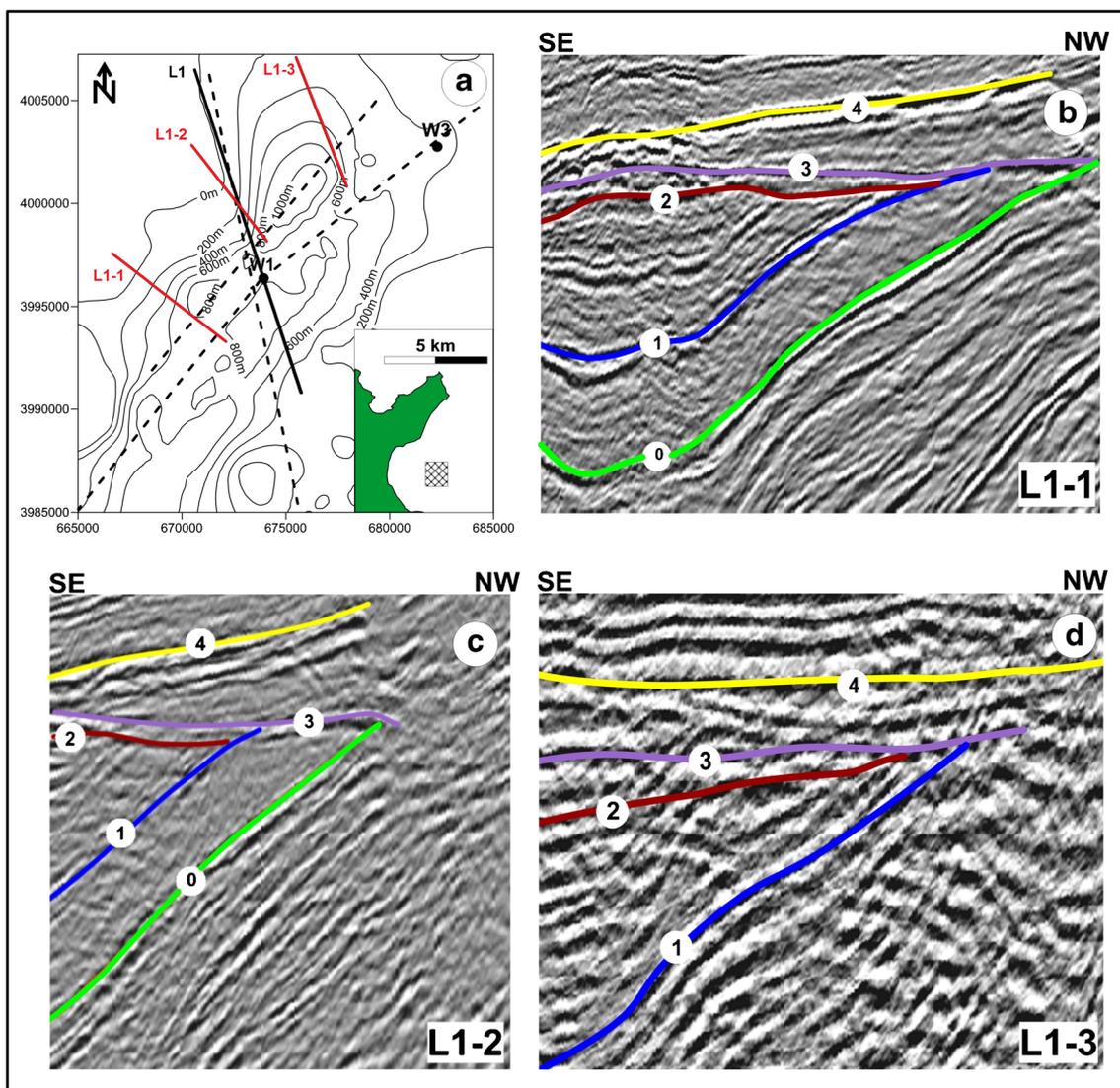
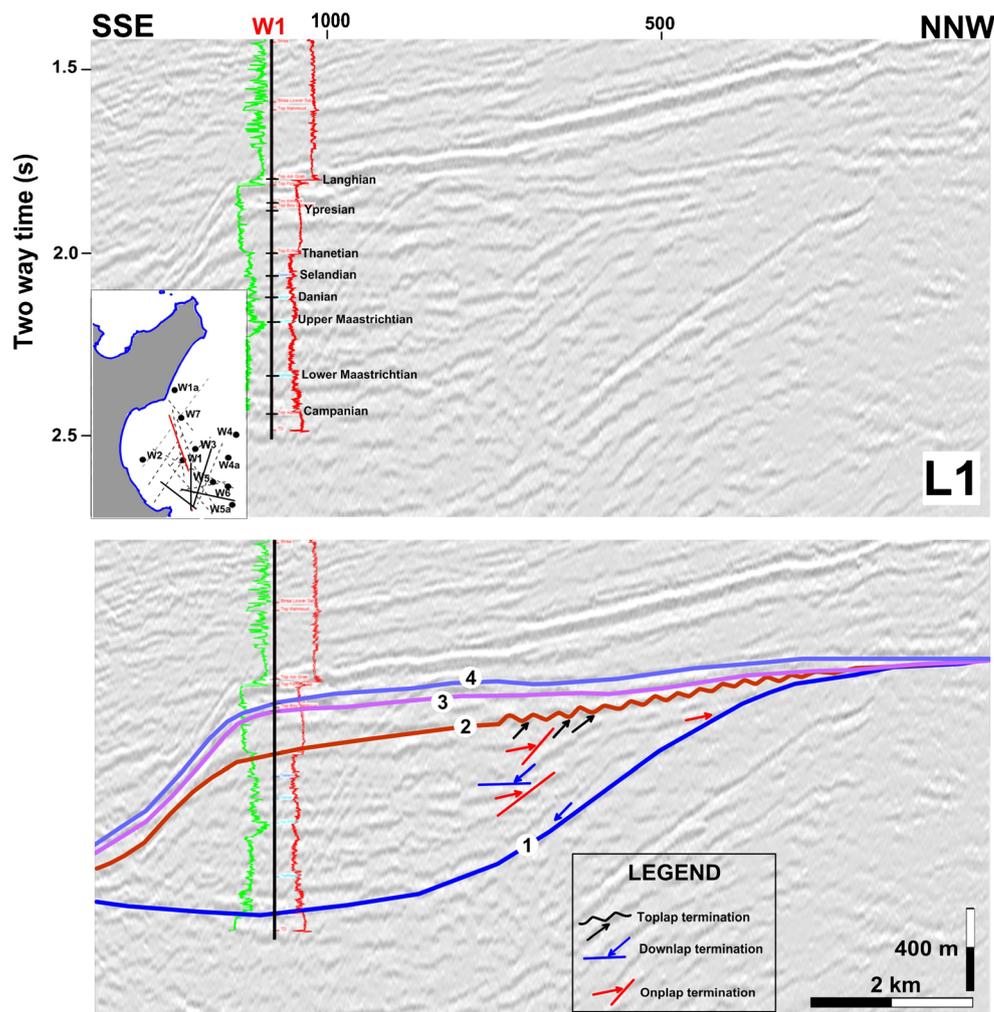


Fig. 11 Location map of key seismic lines together with isopach map within the deepest depocenter (a), interpreted seismic profiles L1-1 (b), L1-2 (c), and L1-3 (d). Picked horizons are top Coniacian-Santonian Aleg

Formation (0), top Campanian Abiod Formation (1), top Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation (2), top Ypresian Bou Dabbous Formation (3), and top Langhian Ain Grab Formation (4)

Fig. 12 Balanced seismic section calibrated using well W1. Same notations as in Fig. 9. Gamma ray log is represented on the left (green color) and sonic log on the right (red color)



indurated bioclastic marls. They pass locally to shale intervals with slightly dolomitic shaly micrite intercalations rich on *Globotruncana gr. stuarti* and *Gansserina gansseri*.

Upper Maastrichtian sequence S3 starts with a small extended distal prograding offlaps (Figs. 12 and 13 (S3)) as an indication of a rapid base-level fall that may have partially eroded units of S2. The relative distal position of the FSST indicates noticeable falling amplitude known as the major sea level falling at the K/T boundary (Haq et al. 1987). This is covered by prograding and aggrading low-stand units. The relative rise rate increase enables the deposition of the transgressive interval illustrated by the seismic reflection terminations (Fig. 13 (S3)). At equilibrium between rates of rising and sedimentation, the deposition of the HST of the Upper Maastrichtian-type sequence starts.

Well W1, advantageously crossing all four system tracts, helped explaining the encountered 308-m-thick Upper Maastrichtian interval (Fig. 14a). So, precise location of tract boundaries, through the gamma ray and sonic logs (Van

Wagoner et al. 1998) were performed. Furthermore, logs offered coarsening and finning upward responses of the seismically recognized system tracts. Lithologically, this sequence is made of alternating limestone, fossiliferous marls, and clay-micrite enriched with pelagic microfauna (*Abathomphalus mayaroensis*).

For Danian sequence S4, seismic imaging displays more distal continuing sedimentation through a local progradation clinoform rapidly followed by aggradational then retrogradational deposits (Fig. 13 (S4)). The ultimate and last deposits tend to fill the concave upstream previously eroded area as a response to the base-level rising which seems to catch the level reached earlier at the end of the upper Maastrichtian. Danian Formation is recorded by 72-m-thick interval through well W1. The interval is dominated by bioclastic marls with frequent intercalations of clay and shaly biomicrite rich on *Morozovella trinidadensis*, *Morozovella pseudobulloides*, and *Globigerina daujergensis*. The areal extension of the deposition sequence combined to the rapid rising of the sea level on one hand and the relative position

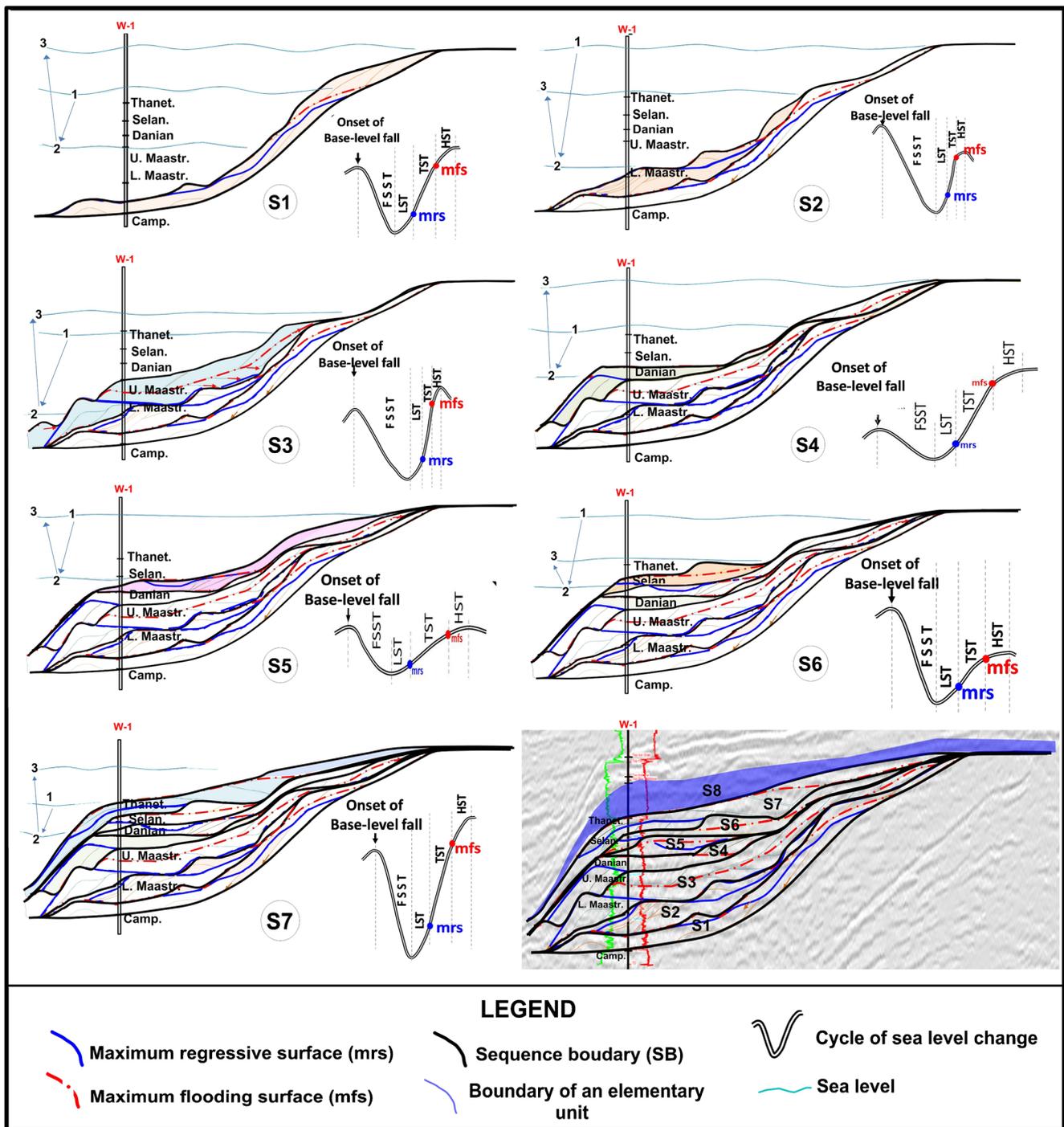


Fig. 13 Sequence types related to Lower Maastrichtian (S1 and S2), Upper Maastrichtian (S3), Danian (S4), Selandian (S5), Thanetian (S6 and S7), and Ypresian (S8). (FSST, falling stage system tract; LST, low-

stand system tract; TST, transgressive system tract; HST, high-stand system tract; mrs, maximum regressive surface; mfs, maximum flooding surface; SB, sequence boundary)

of the well W1 on the other hand, enable to cross the uppermost part of the LST and the lower part of the TST of this fourth sequence-type S4 (Fig. 14a).

The Selandian sequence-type S5 displays a prograding and down-stepping falling stage system tract. It is followed by a

shorter rising of base level leading to a rapid back stepping of the sediment record and allowing the deposition of the transgressive tract further upstream covering previous terms of the fourth sequence-type (Fig. 13 (S5)). At the well position, only the proximal part of the sequence is crossed (Fig. 14a) through

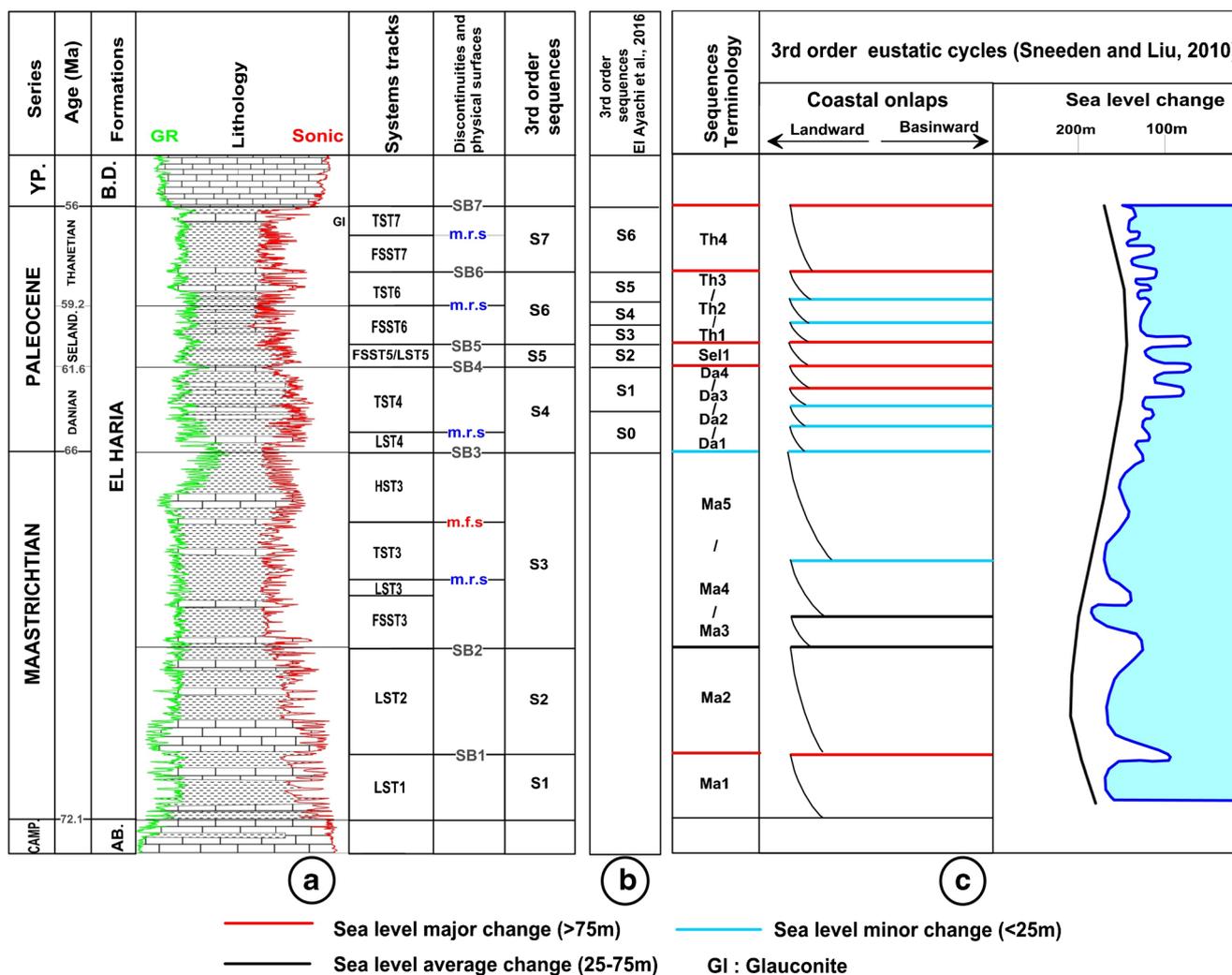


Fig. 14 Correlation between the identified sequences in the study area **a** with onshore results (El Ayachi et al. 2016) and **b, c** global cycles of Snedden and Liu (2010). Same abbreviations as in Fig. 12

76-m-thick bioclastic and pyritic marls with intercalations of clay and shaly biomicroite rich on *Planorotalites pusilla pusilla* and *Morozovella uncinata*.

Sequence S6 exposes a remarkable rapid falling stage system tract giving rise of extreme distal deposition area, almost relayed by a rapid transgressive tract which is followed and partially covered by a regressive high-stand system tract (Fig. 13 (S6)). Well W1 encountered the FSST and the lower part of the TST (Fig. 14a).

Thanetian sequence S7 develops from a relatively low onset of the base-level fall. Regressive units are deposited in the distal position of the basin followed by a longer and sustained rise through a transgressive regime moving the depositional area to the most proximal positions, surpassing the onset of the base level falling cycle (Fig. 13 (S7)). As the base-level rise decelerates, depositional units start prograding setting up the high-stand clinof orm. W1 drilled on a distal location crossed mainly the falling stage system tract and the lowest part of the transgressive

system tract (Fig. 14a). It is represented by a 112-m-thick interval made of indurated limy shales and soft marls with glauconite and mottled with pyrite. The interval is rich on *Morozovella velascoensis* and *Planorotalites pseudomerdii*.

The El Haria Formation is covered by the Bou Dabbous limestone which, partly, constitutes the Ypresian sequence S8 whose extension underlines a major transgression (Fig. 13 (S8)). The presence of *Globovalvia aragonensis* and *Globovalvia rex zone* helps attributing the interval to the Ypresian time.

Discussions

Areal thickness changes

The overall lateral mapping (Fig. 10) and vertical distribution (Figs. 6, 7, 8, 9, and 12) of the El Haria Formation indicate

significant thickness variations coupled with relevant facies changes. The examined seismic sections exhibit folding (Figs. 7 and 12) and faulting (Fig. 8). These structures would be the expression of the Late Campanian tectonic transpression, described in Tunisia (Touati 1985; Boussiga et al. 2005; Sebei et al. 2007; Abidi et al. 2014; Abidi et al. 2016; Hezzi et al. 2015) and in the region (Dewey et al. 1989; Grasso et al. 1999; Guiraud et al. 2005). Based on surface geology, other authors attribute these deformations to a Late Campanian extensional phase, oriented ENE-WSW to NE-SW (Ben Ayed 1986; Philip et al. 1986; Chihi 1995; Dlala 2002; Ben Mehrez et al. 2007).

The spatial analysis of the seismic expressed structural deformation (Figs. 6, 7, 8, 11, and 12) characterizes a Late Campanian compressive stress (Fig. 15). The induced strain is evidenced by normal faulting (Fig. 8) directed following the plane containing the maximum stress σ_1 and folds in the orthogonal plane (Figs. 7, 11, and 12), close to σ_3 .

Regional uplift (Fig. 7) and global sea-level fall resulted in subaerial exposure and constituted the paleotopography which controlled the deposition of the El Haria Formation. Synsedimentary normal faults controlled the thickness on either compartment sides (Fig. 8); condensed series and hiatuses were developed on elevated areas, but thick argillaceous facies deposition in sinking zones occurred. Quite some authors agreed on the structural control of the sedimentation through

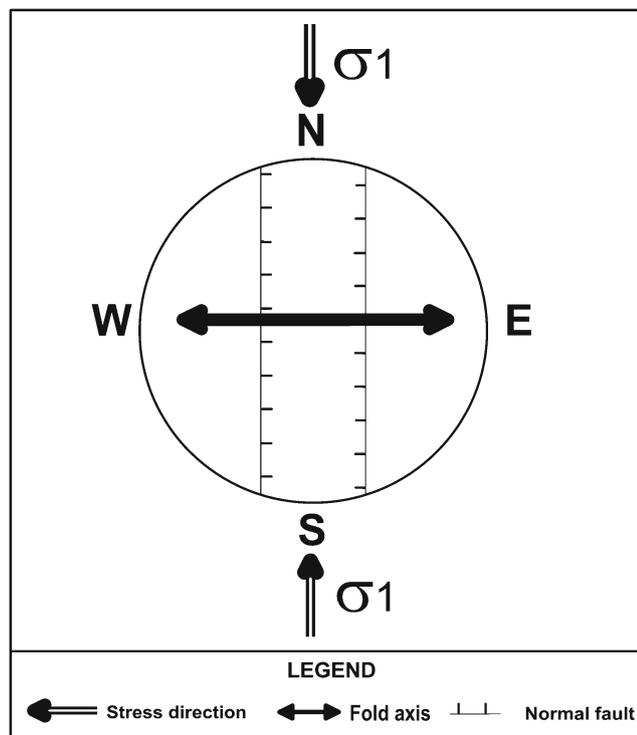


Fig. 15 Synthetic structural model during the Late Campanian stage

faulting in Tunisia (Jauzein 1967; Perthuisot 1978; Zaier et al. 1998).

The depositional floor geometry of El Haria Formation is also controlled by the presence of incised valleys (Fig. 6). Depending on their proximity to the slope, some incisions eroded more than 250 m into the original Campanian limestone and got a lateral extension of several hundred meters. The prevailing irregular topography during the Maastrichtian-Paleocene time (i) led to several million years' duration (0 to 16 My) hiatus for the Maastrichtian-Paleocene time period, (ii) helped individualize numerous depositional basins of different sizes, and (iii) induced variations of the depositional environment for the El Haria Formation.

Sea-level changes controlled, correspondingly, the lateral variations in thickness and facies. The lack of Danian sediments, in the major part of the Cap Bon and the Gulf of Hammamet provinces, can be related to the falling of the sea level during the end of the Maastrichtian and beginning of the Danian stages. Such lack may be associated to the Campanian uplift. Despite the widespread transgression during the Upper Danian, which recorded 250 m of sediments in Baraka Basin (Fig. 10b), a significant stratigraphic time break typifies the eastern part. Some wells show oxidized sediments at the K/T boundary as an indication of the local uplifts.

The Danian/Selandian transition (61.1 My) is illustrated by a major transgression (Figs. 13 (S4) and 14) that interested the Cap Bon region and the Gulf of Hammamet zone. The space available to accommodate the Selandian deposits increased (Fig. 13 (S5)) and received hemipelagic materials (W1, W2, and W9) made of high amount of clay with some marl and biomicrite levels with *Planorotalites pusilla*–*Morozovella uncinata*. The maximum thickness is recorded at the W8 well, which reaches 150 m.

A major base-level fall followed by a rapid transgression is recorded during the Selandian-Thanelian (59.2 My) boundary (Figs. 13 (S7) and 14). So, the Thanelian sediments were deposited in some areas which were devoid of Selandian or Danian deposits (Fig. 13 (S4)). Sediments are made of alternating marls, limestones, and clays with intercalation of clayey bioclastic micrites rich with *Morozovella velascoensis* microfauna.

The emersion period lasted from a few to tens of millions of years. Locally, a rapid deepening occurred during the Maastrichtian time. During this drowning, the paleotopography was covered by the lower shales of the El Haria Formation. Well data (from W3) and nearby outcrops (Bujalka et al. 1971; Turki 1985) show that the lower part of this shale package contains thin streaks of siltstones and fine sandstones as well as traces of glauconite (W3, W4a, and W4b). The top is overlain by hemipelagic and pelagic mudstones.

Offshore–onshore correlation

Land sequence analysis made at Oued Thelja cropping out section, in Gafsa Basin (El Ayachi et al. 2016), illustrates the occurrence of eight sequences for the Paleocene interval: two sequences (S0 and S1) for the Danian, one sequence S2 for the Selandian, and five sequences (S3 to S7) for the Thanetian period. It is important to underline that the authors publication does not interest the Maastrichtian period.

Compared with the El Ayachi et al. (2016) section, the obtained results show correspondences across third-order cycles (Fig. 14b):

The Danian sequence S4, which is made of alternating marls and limestone beds, relates to onshore sequences S0 and S1.

The Selandian sequence S5, which expresses an important facies shifts, coincides with onshore sequence S2.

Compared with the global chart (Snedden and Liu 2010), sequence S6 would relate to onshore sequences S3 to S5. Sequence S7 relates to onshore sequence S6.

Sequences relate to base-level changes as a combination of sediment supply, paleotopography, tectonic activity, subsidence, and the developed accommodation space. The local paleotopography, coupled with sea-level variations, controlled thickness distribution and system tracts spreading. Synsedimentary tectonism, generating an irregular substratum, interferes with sea-level change and influences the recording of eustatic cycles; hence, it leads to the absence of some system tracts or even entire third-order sequences. But, also, seismic resolution would never match ocular analysis of outcropping facies.

Global-scale correlation

Sea-level variation has significant effect on sediment distribution patterns (Haq et al. 1987; Haq 2014; Snedden and Liu 2010; Ruban et al. 2012). After the noticeable Early Valanginian decline, sea level rose rapidly and remained high through the remainder of the Cretaceous. A progressive sea-level fall initiated in the Latest Cretaceous, continued through the Paleogene, with the exception of relatively higher levels within the Danian and Ypresian ages.

Within the studied interval, the major falls of sea level occurred at the Late Maastrichtian, Early Thanetian, and Latest Ypresian. The limited resolution of seismic data enables the recognition of major and medium magnitude sequence boundaries.

Two global charts by Haq (2014) and Snedden and Liu (2010) indicated the existence of five sequences for the Maastrichtian period, i.e., Kma1 to Kma5 for Haq (2014) and Ma1 to Ma5 for Snedden and Liu (2010). A difference

in the number of sequences is observed for the Danian period; Haq (2014) includes five sequences (PaDa1 to PaDa5) while Snedden and Liu (2010) shows four sequences (Da1 to Da4). Both authors agreed for a single sequence (sel1) for the Selandian period.

The constructed chart (Fig. 14) points out a concordance with the recent eustatic chart of Haq (2014). Some differences appear for the Maastrichtian (for which three sequences are differentiated) and the Danian period (through which, only one sequence is identified).

Compared with the global chart of Snedden and Liu (2010), some correspondences across third-order sequences are observed (Fig. 14c). Ma1 and Ma2 cycles of Snedden and Liu chart are equivalent to sequences S1 and S2 that match the limy part of the Lower Maastrichtian. Ma3 to Ma5 cycles correspond to S3 and cover the shaly part of the Upper Maastrichtian. A difference in the number of sequences is observed for the Danian period; the four cycles of Snedden and Liu chart (Da1 to Da4) relate to S4. Sequence S5, which is marked by a prograding cycle, down stepping and rapid back stepping of the sediment record, coincides with cycle Sel1. Sequence S6 is attached to cycles Th1 to Th3. Sequence S7 correlates with cycle Th4.

The observed discrepancies would relate to the geodynamic evolution of Tunisia as well as African and European plate movements. The end of the Cretaceous period is announced by a convergence between the African and the European plates in a significant anticlockwise rotation (Morgan et al. 1998), leading to the closure of the Tethys and the formation of the Alpine chain (Olivert et al. 1982; Guiraud et al. 2005). Another NNW-directed compressive system, dated end Maastrichtian and Early Paleocene, affected North Africa (Bouaziz et al. 2002; Guiraud et al. 2005). This compression generates tectonic inversions and folds in the Maghrebide domain (Guiraud and Bosworth 1997). This geodynamic evolution results in the development of distensive structures (Ben Ayed 1986; Philip et al. 1986; Chihi 1995; Dlala 2002; Ben Mehrez et al. 2007), compressive structures (Touati 1985; Boussiga et al. 2005; Sebei et al. 2007), lateral and vertical thickness variations, and eustatic fluctuation in Tunisia (Adatte et al. 2002). It is worthy to highlight the role of the paleoclimate that influenced the Maastrichtian–Paleocene global sea-level changes on a regional scale (Stuben et al. 2003). Some Maastrichtian–Paleocene third-order minor cycles, detailed by Snedden and Liu (2010), are represented by amalgamated sequences. In the meantime, some minor relative sea-level cycles would remain below seismic resolution. Finally, Ruban et al. (2012) highlight the large diachronicity of the Paleocene transgression and regression cycles across the globe, which can also be explained by the influence of regional tectonic subsidence or uplift.

Conclusions

The Maastrichtian-Paleocene El Haria Formation is characterized by significant changes in thickness and facies. The constructed lithostratigraphic chart illustrates the diachronism of the El Haria Formation and reveals its multiple internal hiatuses. Sea-level changes and tectonic movements controlled thickness variations and facies changes, leading to numerous gaps. The Late Campanian tectonic compression resulted in a regional uplift and a synsedimentary normal fault system that influenced the paleogeography and sediment deposition. The irregular depositional floor geometry of the El Haria Formation helped individualize numerous depositional basins of different sizes and led the occurrence of incised valleys. The Lower Maastrichtian configuration of the detritus deposit-filled incised units is sealed with shale intervals. This reservoir-seal-type configuration may open up an opportunity for a new petroleum exploration play within the Maastrichtian-Paleocene series of Tunisia.

The integrated sequence analysis process applied on the Maastrichtian-Paleocene interval revealed seven sequences. Three sequences were deposited during the Maastrichtian, one during the Danian, one sequence during the Selandian, and two during the Thanetian stage. These sequences result from the interplay of tectonism, sediment supply, and sea-level changes. The sea level depicts a major fall within the first Lower Maastrichtian sequence S1, a major transgression during the Selandian sequence S5 (Pg10), a major fall during the Selandian-Thanetian transition S6, and a major transgression during the Thanetian sequence S7. This major transgression led to the deposition of Thanetian sediments within areas devoid of Selandian or Selandian and Danian records. Correlation between the obtained results and the global chart of Snedden and Liu (2010) indicates some correspondences across third order cycles. Other thinner sequences, below seismic resolution, cannot be described within the framework of the present study.

The applied integrated stratigraphic sequence analysis procedure proved to be efficient for delineating the sequence distribution of the El Haria Formation which benefits from the large-scale information offered by seismic data despite their lack of resolution and the small-scale enhanced resolution offered by borehole well loggings and lithology. It is shown that, even if well logs have high resolution, it is not recommended to make sequential analysis based on those records alone. Some identified sequences may be represented only by one system tract within a well. The performed stratigraphic interpretation should incorporate both seismic and borehole data.

Acknowledgments We are grateful to the editor and the anonymous reviewers whose comments resulted in the final balanced version of this manuscript. The presented work would not have been produced without data courtesy of ETAP (Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières)—the Tunisian National Oil Company; they are gratefully acknowledged. We thank Prof Mohamed Faouzi Zagarni for fruitful discussions on the geological distribution of the El Haria Formation and its depositional environment in central Tunisia. .

References

- Abidi O (2017) Apport de l'inversion sismique et des méthodes géophysiques intégrées dans la modélisation géologique de la région du Cap Bon-Golfe d'Hammamet au cours de Maastrichtien Paléocène. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Bizerte, p. 219
- Abidi O, Inoubli MH, Sebei K, Boussiga H, Amiri A, Hamdi Nasr I (2014) Geodynamic framework and petroleum potential of the cap Bon—Gulf of Hammamet Province—Tunisia. AAPG International Conference & Exhibition, Istanbul
- Abidi O, Inoubli MH, Sebei K, Boussiga H, Amiri A, Hamdi-Nasr I, Ben Salem A (2016) Geological modeling and structural evolution of the Cap Bon-Gulf of Hammamet province-North eastern Tunisia. Oral presentation in International Conference on Applied Geology & Environment in Mahdia, Mai 19-21
- Adatte T, Keller G, Stinnesbeck W (2002) Late Cretaceous to Early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 275(4):1–32
- Ainsworth R (1992) Sedimentology and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous. Bearpaw-Horseshoe Canyon Transition, Drumheller, p 236
- Barnes AE (2001) Seismic attributes in your facies. *Can Soc Explor Geophys* 26:41–47
- Ben Ayed N (1986) Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris Sud, France, p. 328
- Ben Chelbi M, Melki F, Zargouni F (2008) Précision sur l'évolution structurale de l'Atlas septentrional de Tunisie depuis le Crétacé (Bassin de Bir M'Cherga). *Echos d'une évolution polyphasée de la marge tunisienne dans son cadre méditerranéen. Afr Geosci Rev* 15(3):229–246
- Ben Ferjani A, Burolet PF, Meiri F (1990) Petroleum geology of Tunisia. *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolière ETAP Memoire Ed.*, p. 194
- Ben Mehrez F, Kacem J, Dlala M (2007) Rôle de la tectonique distensive d'âge crétacé terminal: Paléocène dans l'évolution géodynamique du Chaïnon d'Aouana et de ses environs. *Bull Soc Hist Nat Toulouse* 14:21–29
- Bensalem H (2002) The Cretaceous-Paleogene transition in Tunisia: general overview. *Paleogeogr Paleoclimatol, Palaeoecol* 178:139–143
- Bolle P, Adatte T, Keller RG, Salisk V, Burns S (1999) The Paleocene-Eocene transition in southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations. *Bull Soc Géol Fr* 170(5):661–680
- Bouaziz S, Barrier E, Soussi M, Turki MM, Zouari H (2002) Tectonic evolution of the northern african margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357:227–253
- Boussiga, H, Alouani, R, Tlig S, Inoubli MH (2003) The Sahel platform reconstruction using geological and seismic data (Tunisia), 1st North Africa Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition, Tunis, Tunisia, October 6–9th. 2003
- Boussiga, H, Inoubli M H, Alouani R, Sebei K, Ben Jemia MG (2005) Geodynamic reconstruction of the Sahel Plateform (Tunisia): an integrated approach. 2nd North Africa Mediterranean Petroleum &

- Geosciences Conference and Exhibition, Algiers, Algeria, 10–13 April 2005
- Brown L F Jr, Fisher W L (1977) Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton CE (ed) *Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*. Am Assoc Petr Geol Mem 26:213–248
- Bujalka P, Johan Z, Krivy M, Rakus M, Vacek J (1971) Carte géologique de la Tunisie (Grombalia) à l'échelle 1/50 000, ed. Serv. Géol. Tunisie
- Burollet PF (1956) Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. *Ann Min Géol* 18:388 Tunis
- Burollet PF, Oudin JL (1980) Paléocène et Eocène en Tunisie, Pétroles et Phosphates. In: *Géologie Compare des Gisements de Phosphates et des Pétroles*. Bur Rech Geol Min Doc 24:205–216
- Cande SC, Kent DV (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res* 100:6093–6095
- Castany G (1951) Étude géologique de l'Atlas Tunisien oriental. *Ann Min Géol Tunis* 1:632
- Catuneanu O (1996) Reciprocal architecture of Bearpaw and postBearpaw sequences, Late Cretaceous–Early Tertiary, Western Canada Basin. Ph.D. thesis, University of Toronto, pp. 301
- Catuneanu O (2006) Principles of sequence stratigraphy. Department of Earth and Atmospheric Sciences University of Alberta Edmonton, Alberta, Canada. Elsevier, p. 375
- Chihi L (1995) Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie Centrale) et des structures voisines J. Selloum et L. Maargba. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Univ. Paris Sud – Centre d'Orsay, p. 116
- Chopra S, Marfurt KJ (2005) Seismic attributes—a historical perspective. *Geophysics* 70(5):3S0–28S0
- Cohen KM, Finney SC, Gibbard PL, Fan J-X (2013) The ICS international chronostratigraphic chart. *Episodes* 36:199–204
- Comte D, Dufaure P (1973) Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centro-orientale, du Cap Bon à Mezzouna. *Ann Min Géol Tunis* 26:241–256
- Curry JR (1964) Transgressions and regressions. In: Miller RL (ed) *Papers in marine geology*. Macmillan, New York, pp 175–203
- Dewey JF, Helman ML, Knott SD, Turco E, Hutton DHW (1989) Kinematics of the western Mediterranean. *Geol Soc Lond, Spec Publ* 45:265–283
- Dlala M (2002) Les manifestations tectono-sédimentaire d'âge Campanien-Maastrichtien en Tunisie: implications sur l'évolution géodynamique de la marge Nord-Africaine. *C R Géosci* 334:135–140
- Dupuis C, Steurbaut E, Molina E, Rauscher R, Tribovillard N, Arenillas I, Arz J A, Robaszynski F, Caron M, Robin E, Rochia R and Lefevre I (2001) The Cretaceous-Paleogene (K/P) boundary in the Ain Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropaleontological and geochemical evidence: *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique: Sciences de la Terre*, 71:169–190(K/P) boundary in the Ain Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropaleontological and geochemical evidence: *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique: Sciences de la Terre*, 71, 169- 190
- El Ayachi MA, Zagarni M F, Snoussi A, Bahrrouni N, Gzam M, Ben Assi I, Abdelli H (2016) The Paleocene-Lower Eocene series of the Gafsa basin (South-Central Tunisia): integrated stratigraphy and paleoenvironments. *Arab J Geosci* <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2403-0>, 9
- Fournié D (1978) Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull Centres Rech Explor Prod Elf-Aquitaine* 2:97–148
- Frazier DE (1974) Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *Univ Tex Austin Bur Econ Geol Geol Circ* 4(1):28
- Grasso M, Torelli L, Mazzoldi G (1999) Cretaceous-Palaeogene sedimentation patterns and structural evolution of the Tunisian shelf, offshore the Pelagian Islands (Central Mediterranean). *Tectonophysics* 315:235–250
- Guiraud R, Bosworth W (1997) Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282:39–82
- Guiraud R, Bosworth W, Thierry J, Delplanque (2005) Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *J Afr Earth Sci* 43:83–143
- Haq BU (2014) Cretaceous eustasy revisited. *Glob Planet Chang* 113:44–58
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235:1156–1167
- Hardenbol, J, Thierry J, Farley MB (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: de Graciansky P-C et al. (ed) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publication No. 60. Society for Sedimentary Geology, ISBN 1-56576-043-3
- Helland-Hansen W, Martinsen OJ (1996) Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *J Sediment Res* 66(4):670–688
- Hennebert M, Robaszynski F, Goolaerts S (2009) Cyclostratigraphy and chronometric scale in the Campanian–Lower Maastrichtian: the Abiod Formation at Elles, Central Tunisia. *Cretac Res* 30:325–338
- Hezzi I, Aïfa T, Khemiri F, Ghanmi M (2015) Seismic and well log post-cretaceous reservoir correlations in the Sahel, East Tunisia. *Arab J Geosci* 8:10031–10063. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1886-4>
- Hunt D, Tucker ME (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sediment Geol* 81:1–9
- Inoubli M.H (1993) Stratigraphie sismique et séquentielle. Thèse complémentaire, Faculté des Sciences de Tunis, p. 75
- Inoubli M.H, Vincent R, Patrice R (1990) Seismic processing by integrated analysis of borehole and surface seismic data. Society of Exploration Geophysicists. Sixtieth annual international meeting & exposition, September 23–27, 1990 San Francisco, California
- Jauzein A (1967) Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale Tunisienne (Tunisie septentrionale). *Annales des Mines et de la Géologie. Société tunisienne des arts graphiques Tunis* No. 22, p. 477
- Karoui-Yaakoub N, Zaghbib-Turki D, Keller G (2002) The Cretaceous-Tertiary (K-T) mass extinction in planktic foraminifera at Elles I and El Melah, Tunisia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 178(2002):233–255
- Karoui-Yaakoub N, Ben M'barek-Jemaï M, Chermi R (2011) Le passage Paléocène/Eocène au nord de la Tunisie (Jebel Kharouba): foraminifères planctoniques, minéralogie et environnement de dépôt. *Rev Paléobiol Genève* 30(1):105–121 ISSN 0253-6730
- Karoui-Yaakoub N, Mtimet MS, Negra MH, Grira C, Guesmi W (2014) The registration of the Mid-Paleocene biotic event (MPBE) in Tunisia. Article ID 760436, pp. 5
- Keller G (1996) The cretaceous-tertiary mass extinction in planktonic foraminifera: biotic constraints for catastrophe theories. In: MacLeod N, Keller G (eds) *Cretaceous Tertiary mass extinctions*. W.W. Norton and Co., New York, pp 49–84
- Keller G, Li L, MacLeod N (1995) The cretaceous/tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? *Paleogeogr Paleoclimatol Palaeoecol* 119:221–254
- Keller G, Adatte T, Stinnesbeck W, Stuben D, Kramar U, Berner Z, Li L, Perch-Nielsen K (1998) The Cretaceous-Tertiary transition on the shallow Saharan platform of southern Tunisia. *Geobios* 30:951–975
- Luger P (1988) Maastrichtian to Paleocene facies evolution and Cretaceous/Tertiary boundary in Middle and Southern Egypt. *Revista Espanola de Paleontologia*, No. Extraordin. *Palaeontology and Evolution: Extinction Events*, p. 83–90

- Mitchum RM Jr, Vail PR, Sangree JB (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton CE (ed) Seismic stratigraphy—application to hydrocarbon exploration, AAPG Mem, vol 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp 117–133
- Molina E, Alegret L, Arenillas I, Arz JA, Gallala N, Hardenbol J, von Salis K, Steurbaut E, Vandenberghen N, Zaghbib Turki D (2006) The global boundary stratotype section and point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia: original definition and revision. *Episodes* 29(4):263–273
- Morgan MA, Grocott J, Moody RTJ, (1998) The structural evolution of the Zaghuan Ressa Structural Belt, Northern Tunisia. In: Macgregor DS, Moody RTJ, ClarkLowes DD (eds) Petroleum geology of North Africa. Special Publications. Geological Society, London, 132, p 405–422
- Nummedal D (1992) The falling sea-level systems tract in ramp settings. In: SEPM Theme Meeting, Fort Collins, Colorado (abstracts), p 50
- Olivert JL, Bonnin J, Beuzart P, Auzende JM (1982) Cinématique des plaques et paléogéographie. *Bull Soc Géol Fr* 24:875–892
- Olsson RK, Hemleben C, Berggren WA, Huber BT (1999) Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. *Smithson Contrib Paleobiol* 85:252
- Ouahchi A, Bismuth H, Turki MM (1993) Nouvelles données sur le Crétacé et l’Eocène des environs de Grombalia. *Géologie Méditerranéenne*. Tome XX No. 1, p. 25–43
- Perthuisot V (1978) Dynamique de pétrogenèse en Tunisie septentrionale. Paris: Presse de l’Ecole normale supérieure (travaux du Laboratoire de Géologie), 12, p. 312
- Peyton L, Bottjer R, Partyka G (1998) Interpretation of incised valleys using new-3D seismic techniques: a case history using spectral deconvolution and coherence. *Lead Edge* 17(9):1294–1298. <https://doi.org/10.1190/1.1438127>
- Philip H, Andrieux J, Dlala M, Chihl L, Ben Ayed N (1986) Evolution tectonique mio-plio-quadernaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale): implications sur l’évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull Soc Géol Fr* 4:559–568
- Posamentier HW, Jervey MT, Vail P R (1988) Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus CK, Hastings BS, Kendall CGStC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (eds) Sea level changes—an integrated approach. SEPM Special Publication. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 42, p 110–124
- Posamentier HW, Allen GP, James DP (1992) Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Bull Am Assoc Pet Geol* 76:1687–1709
- Robaszynski F, Mzoughi M (2010) The Abiod at Ellès (Tunisia): stratigraphies, Campanian Maastrichtian boundary, correlation. *Notebooks on Geology—Article 2010/04 (CG2010_A04)*
- Ruban DA, Zorina SO, Conrad CP, Afanasieva NI (2012) In quest of Paleocene global-scale transgressions and regressions: constraints from a synthesis of regional trends. *Proc Geol Assoc* 123:7–18
- Said R (1980) Le Passage Crétacé-Tertiaire dans le synclinal d’Elles (région Siliana-Makthar) Tunisie Centrale. *Biostratigraphie de l’Afrique Occidentale et ses corrélations 4ème réunion. Mésozoïque et Cénozoïque de la Thétys Corrélation avec l’Afrique*. Editions du Centre d’études Méditerranéennes. ISSN 0336-4917. p. 43–51
- Salaj J (1980) Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléocène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisienne). *Géol Inst D Stura Bratislava*, p. 238
- Salaj J, Pozaryska K, Szczechura J (1976) Foraminifera, zonation and subzonation of the Paleocene of Tunisia. *Acta Palaentol Pol* 21(2): 127–190
- Sassi S (1974) La sédimentation phosphatée au Paléocène dans le Sud et le Centre Ouest de la Tunisie. Thèses Sciences, Université Paris-Sud, Orsay, France, p. 292
- Scheibner C, Kuss J, Speijer P (2003) Stratigraphic modelling of carbonate platform-to-basin sediments (Maastrichtian to Paleocene) in the Eastern Desert, Egypt. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 200: 163–185. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00449-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00449-8)
- Schulte P, Speijer R (2009) Late Maastrichtian-Early Paleocene sea level and climate changes in the Antioch Church Core (Alabama, Gulf of Mexico margin, USA): a multi-proxy approach. *Geologica Acta* 7(1–2):11–34. <https://doi.org/10.1344/105.000000279>
- Sebei K, Inoubli MH, Boussiga H, Tlig S, Alouani R, Boujamaoui M (2007) Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk el Menzel region, NE Tunisia. *J Afr Earth Sci* 47:9–29
- Sloss LL (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol Soc Am Bull* 74:93–114
- Snedden JW, Liu C (2010) A compilation of Phanerozoic sea-level change, coastal onlaps and recommended sequence designations. AAPG, Tulsa
- Stassen P, Dupuis C, Steurbaut E, Yans J, Speijer RP (2012) Perturbation of a Tethyan coastal environment during the Paleocene-Eocene thermal maximum in Tunisia (Sidi Nasseur and Wadi Mezaz). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 317–318:66–92
- Stuben D, Kramar U, Berner ZA, Meudt M, Keller G, Abramovich S, Adatte T, Hambach U, Stinnesbeck W (2003) Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/cr ratio and stable isotopes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 199:107–127
- Touati M A (1985) Etude géologique et géophysique de la concession de Sidi El Itayem en Tunisie orientale et Sahel de Sfax. Histoire géologique du bassin et évolution de la fracturation des structures du Crétacé au Plio-Quaternaire, Thèse de Doctorat 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.p. 265
- Turki MM (1985) Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghuan–Nebhana. Thèse de Doctorat d’Etat, Faculté des sciences de Tunis, Université de Tunis El Manar II, Tunis et Rev. Sc. Terre de l’UST (INRST), 7
- Vail PR (1987) Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally AW (ed) Atlas of seismic stratigraphy, vol 27. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, Tulsa, pp 1–10
- Van Wagoner JC, Posamentier HW, Mitchum RM, Vail PR, Sarg JF, Loutit TS, Hardenbol (1998) An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus CK, Hastings BS, Kendall CGStC, Posamentier HW, Ross CA, Van Wagoner JC (eds) Sea level changes—an integrated approach, vol. 42. SEPM Special Publication, Society for Sedimentary Geology, Tulsa, p 39–45
- Zaghbib-Turki D, Karoui-Yaakoub N, Rocchia R, Robin E, Belayouni H (2000) Enregistrement des événements remarquables de la limite Crétacé-Tertiaire dans la coupe d’Ellès (Tunisie). *CR Acad Sci Paris Sci Terre Planètes* 331:141–149
- Zaier A, Beji-Sassi A, Sassi S, Moody RTJ (1998) Basin evolution and deposition during the Early Paleogene in Tunisia. *Geol Soc Lond Spec Publ* 132(1):375–393



Publications :

Khaoula Qarqori, Mohamed ROUAI, **Mustapha Boujamaoui**, Ahmed Manar, Ginette Saracco, Daniel Hermitte & Christian Lecarlier De Veslud (2018):

Prospection géophysique par tomographie de résistivité électrique et microgravimétrie et modélisation des réseaux de fractures dans la zone de contact des causses moyen-atlasiques avec le bassin de Saïs (Aïn Bittit, Maroc).

Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, N°588pp. 112-114.



Royaume du Maroc



Ministère de l'Énergie, des Mines
et du Développement Durable

ISSN 0374-9789



NOTES ET MÉMOIRES DU SERVICE GÉOLOGIQUE

N° : 588

Les Journées Géologiques du Maroc, édition 2016 Rabat du 10 – 12 mai 2016

Thème des Journées « GEOLOGIE ET EXPLORATION »

Recueil des articles

Royaume du Maroc

Ministère de l'Énergie,
des Mines, de l'Eau
et de l'Environnement



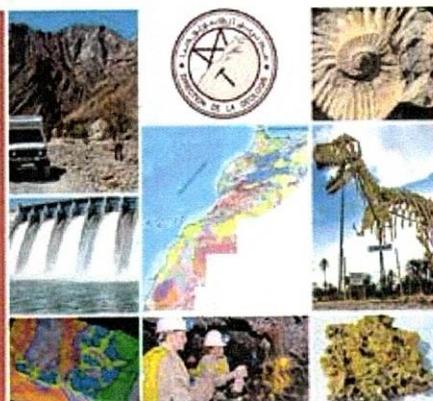
المملكة المغربية

وزارة الطاقة
والمعادن والمياه
والبيئة

تحت رئاسة السيد وزير الطاقة والمعادن والماء والبيئة الدكتور عبد القادر صمارة
تنظم مديرية الجيولوجيا الأيام الجيولوجية للمملكة المغربية بتاريخ من 10 إلى 12 ماي 2016
تحت شعار: "الجيولوجيا والتنقيب"

Sous la présidence de Monsieur le Ministre de l'Énergie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement, Dr. Abdelkader Amara
LA Direction de la Géologie organise les journées géologiques du Maroc.
Rabat, du 10 au 12 mai 2016 Autour du thème : « Géologie et Exploration »

Under the chairmanship of the Minister of Energy, Mines, Water and Environment, Dr. Abdelkader Amara
Directorate of Geology organises Geological days of Morocco
Rabat, 10th – 12th May 2016 Under the theme : « Geology and Exploration »



الحي الإداري: مرس 6208 بكدال بوستال الهاتف: 05 37 68 87 02 / فاكس: 05 37 68 87 47 / الموقع الإلكتروني: www.mem.gov.ma
Quartier administratif B.P 6208 Instituts Agdal Rabat. Tél: 05 37 68 87 02. Fax: 05 37 68 87 47 / Site web: www.mem.gov.ma

ÉDITIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DU MAROC

RABAT

2018

Prospection géophysique par tomographie de résistivité électrique et microgravimétrie et modélisation des réseaux de fractures dans la zone de contact des causses moyen-atlasiques avec le bassin de Saïs (Aïn Bittit, Maroc)

Khaoula QARQORI¹, Mohamed ROUAI¹, Mostafa BOUJAMAOU², Ahmed MANAR³, Ginette SARACCO⁴, Daniel HERMITTE⁴, et Christian LECARLIER DE VESLUD⁵

¹ Equipe de recherche GEOTECH, Université Moulay Ismail, Meknès, Maroc

² Faculté des Sciences et Techniques d'Errachidia, Université Moulay Ismail, Maroc

³ Direction de géologie, Ministère de l'énergie des mines de l'eau et de l'environnement, Maroc

⁴ CNRS-UMR7330, CEREGE, Université Aix-Marseille³, Aix en Provence, France.

⁵ Université Rennes¹, Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France

khqarqori@gmail.com

RESUME :

Les causses moyen-atlasiques représentent un véritable château d'eau au nord du Maroc, constitués essentiellement de dolomies et calcaires liasiques fracturés et karstiques. Ces formations liasiques plongent vers le nord sous les formations néogènes du bassin de Saïs formant une nappe captive très sollicitée. L'étude géophysique réalisée au niveau de la zone de contact, a permis de cartographier le sous sol, de mettre en évidence sa structuration marquée par la présence de fractures orientées NE-SW et NW-SE ayant provoqué la dislocation du substratum liasique formant un mini graben. Cette étude a permis d'élucider les modes de transfert des eaux souterraines des causses moyen-atlasiques vers le bassin de Saïs à l'échelle locale de la source Aïn Bittit.

INTRODUCTION :

Les aquifères fissurés et karstiques au Maroc représentent des potentialités importantes en eaux souterraines. Cependant, ils demeurent encore sous exploités à cause du manque d'information sur les réseaux de fractures, sur la géométrie des aquifères et sur la zone de recharge. Parmi ces aquifères, les causses moyen-atlasiques (CMA), en constituent l'exemple. Ces CMA, formés essentiellement de calcaires et de dolomies liasiques fracturés (Fig. 1), jouent un rôle hydrologique très important. Ils sont caractérisés par un bilan hydraulique en année moyenne d'environ 1000 à 1100 Mm³/an, dont une partie de l'ordre de 315 Mm³/an transite souterrainement vers le bassin de Saïs situé au Nord (Bentayeb et Leclerc, 1977). La circulation des eaux se fait préférentiellement dans les karsts et les grandes fractures qui jouent le rôle de drains. La décharge de l'aquifère se fait essentiellement au niveau d'un système de sources situées dans sa bordure nord, notamment le complexe « Ribaa-Bittit » ayant un débit important estimé à 1600 l/s pour l'année 2004.

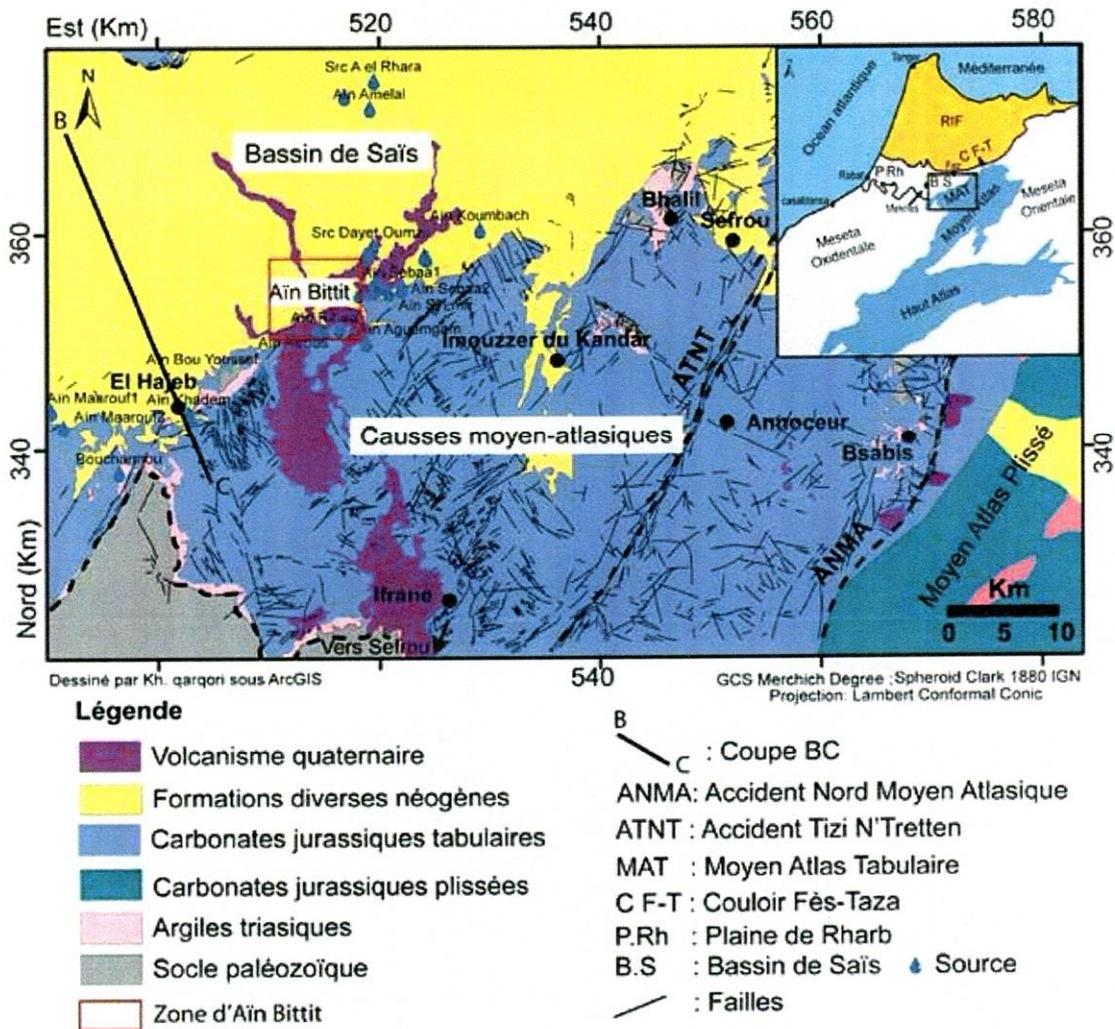


Figure 1 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude (dessinée à partir des feuilles d'El Hajeb et de Sefrou 1/100 000)

Le prolongement du Lias, au nord-ouest, sous le bassin de Saïs (BS) à caractère marneux, constitue une nappe captive importante et hautement sollicitée (Chamayou et al., 1975). Au niveau de ce bassin, le réservoir liasique est affecté par des failles ayant provoqué le soulèvement de blocs et l'affaissement d'autres, le réservoir se trouve ainsi compartimenté au regard de grandes failles, discontinu et inexistant par endroit (Fig. 2) comme l'ont indiqué plus-

ieurs forages dans la région, sa structure et les modalités de recharge de sa nappe profonde depuis les CMA restent assez mal connues. Par conséquent, une meilleure connaissance de la structure du réservoir à la jonction des CMA avec le bassin de Saïs et du fonctionnement hydrologique des réseaux de fractures est donc capitale quant à la gestion et la protection des ressources en eaux dans la région.

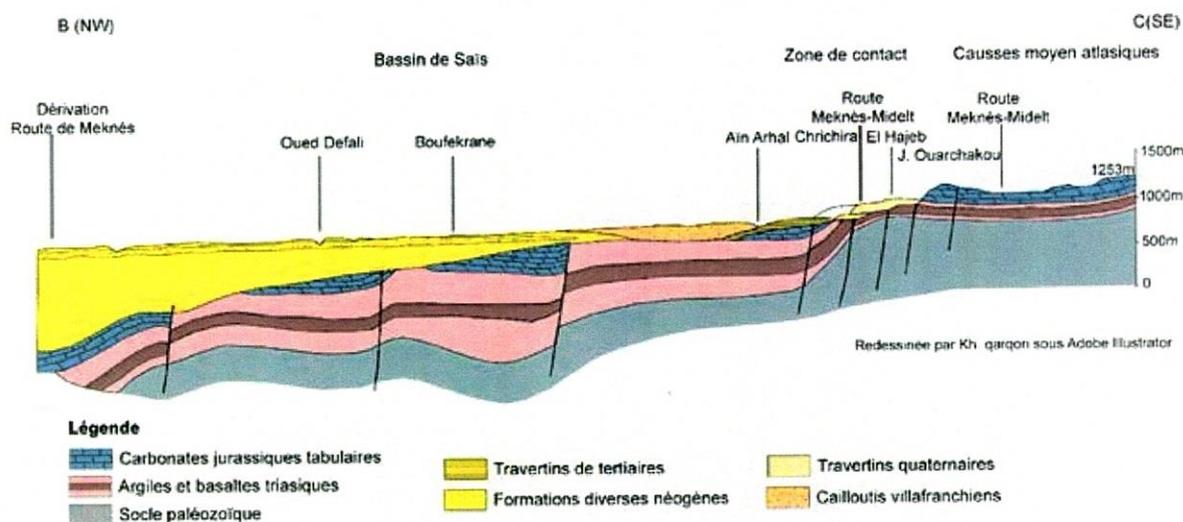


Figure 2 : Coupe (BC-Fig. 1) géologique schématisée du sillon Sud-rifain (d'après la carte géologique d'El Hajeb 1/100 000 (Chamayou et al., 1975))

Nous avons choisi la zone de la source « Aïn Bittit » pour plusieurs raisons, notamment, sa présence dans un environnement complexe sur la zone de transition géologique, structurale et hydrogéologique entre les CMA et le BS, son importance au niveau de l'approvisionnement en eau potable de la ville de Meknès et ses environs et l'absence d'une étude structurale ou hydrogéologique sur cette bordure.

La zone d'Aïn Bittit se situe à une trentaine de kilomètres au SE de la ville de Meknès. Elle est caractérisée géologiquement par la présence des argiles rouges du Trias, suivies d'un faciès dolomitique ou calcaro-dolomitique du Lias. Le Tertiaire est présent par endroit, sous forme de grès et de sables alternés avec des marnes jaunes et est absent dans d'autres zones au SE du Saïs en allant vers les causses. Cette zone est marquée aussi par la présence des dépôts de travertins du Pliocène, des dépôts alluvionnaires et des coulées basaltiques du Quaternaire (Bentayeb et Leclerc, 1977; Martin, 1981). Ces formations quaternaires couvrent l'ensemble des formations Néogène et anté-Néogène (Fig. 3).

La zone de contact est soumise à un double effet tectonique: (i) la tectonique venant du Sud (des CMA), qui a mis en place des flexures parallèles à la zone de contact et à l'accident de Tizi N'Tretten (Chamayou et al., 1975; Bentayeb et Leclerc, 1977), et (ii) la tectonique venant du Nord (des rides Pré-Rifaines) qui a provoqué le rejeu de certains accidents dans le bassin de Saïs (Zizi, 2002). Toutes ces contraintes tectoniques ont causé une restructuration de la zone de contact CMA/BS, et les blocs du substratum liasique ont été donc disloqués et sont parfois inexistantes.

La fracturation est totalement masquée par les travertins et les basaltes du Quaternaire au niveau de la zone de contact. En l'absence d'études structurales, géologiques ou géophysiques précises sur cette zone de bordure, sa structure reste mal connue.

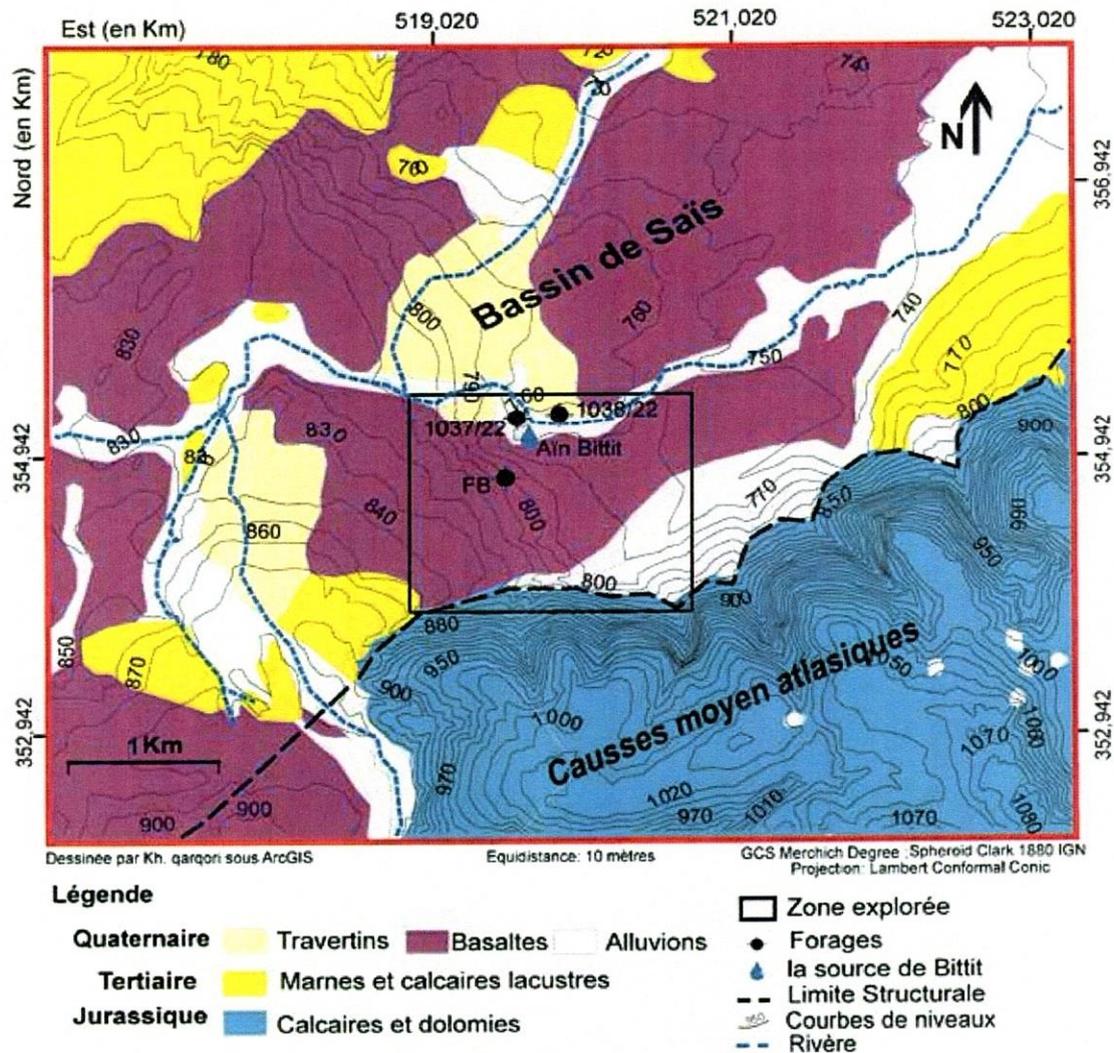


Figure 3 : Carte géologique de la zone d'Aïn Bittit

MATERIEL & METHODES

Afin de déterminer la géométrie en profondeur du réservoir, à une échelle locale, nous avons réalisé deux campagnes de prospection géophysique de sub-surface dans la zone de la source «Aïn Bittit».

La première en utilisant la Tomographie de Résistivité Electrique (TRE), avec une configuration spécifique d'électrodes pour une détection fine des fractures ; pendant laquelle sept profils TRE ont été acquis, autour de la source (Fig. 4) à l'aide d'un résistivimètre ABEM Terrameter SAS 4000 et un système multi-électrode Lund Imaging System.

Le protocole adopté pour nos mesures consiste en un dispositif Wenner à 64 électrodes espacées de 5 m.

La deuxième, en réalisant deux profils de microgravimétrie MG 1 et MG 2 afin de corroborer les résultats de la tomographie électrique (Fig. 4). Les mesures microgravimétriques ont été réalisées par un gravimètre de type « Scintrex CG3M », muni d'une masse dont le poids est compensé par un ressort. Les deux profils ont été réalisés avec un pas de mesure de 5 m, 65 stations de mesures pour le profil MG 1 et 64 stations pour le profil MG 2.

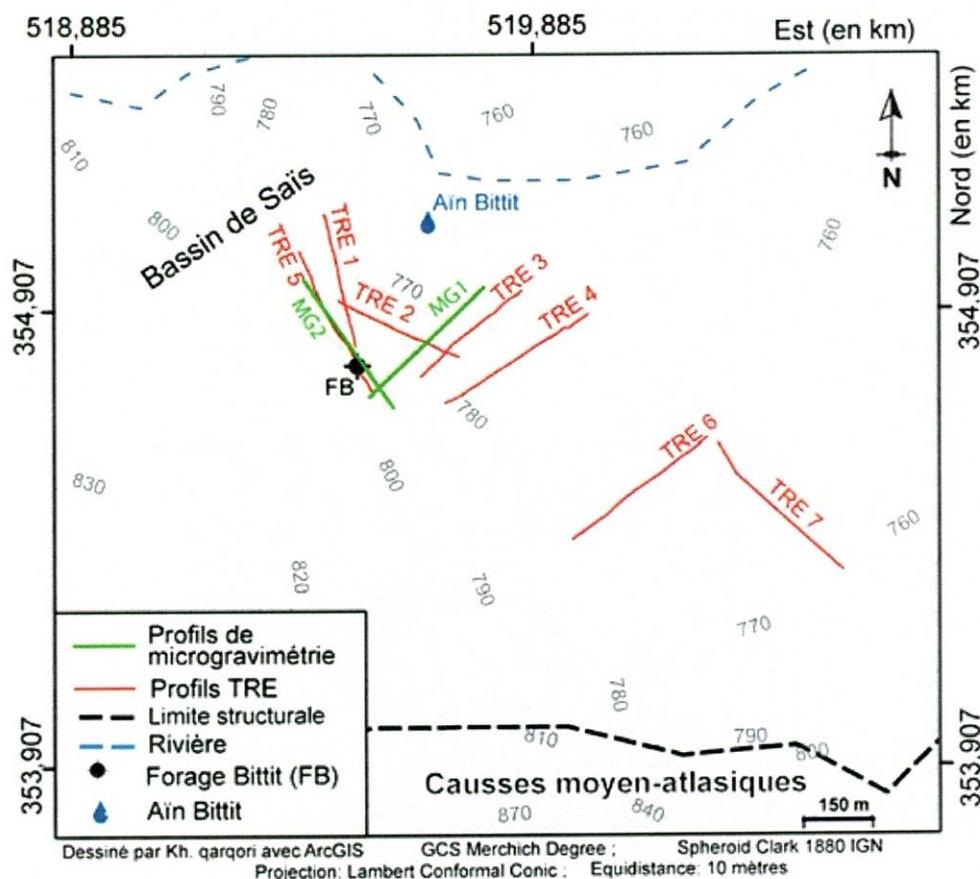


Figure 4 : Plan de position des profils de la TRE et de la microgravimétrie

Le traitement des données géophysique a été effectué en utilisant des logiciels performants notamment Res2DInv (Geotomo software Malaysia © 1995-2002), IX1D (IX1D © 2007), Res2DMod (Loke M.H. © 1995-2008), gOcad (Paradigm gOcad © 2005-2011), Oasis montaj (Geosoft Inc. © 2008) et Adobe Illustrator (Adobe Illustrator CS2TM © 1987-2005), qui permettent respectivement, l'inversion des données de TRE en intégrant la topographie, les modélisation 1D, 2D, 3D, le traitement des données microgravimétriques et le dessin des coupes et perfectionnement des figures.

Enfin, un forage a été réalisé, permettant d'identifier les lithologies présentes pour l'interprétation et la validation des résultats géophysiques.

RESULTATS ET DISCUSSION

i: La TRE :

Les résultats de l'inversion des données de la Tomographie de Résistivité Electrique sont présentés sous forme de sections à 2D décrivant les variations latérales et verticales de résistivités électriques en fonction de la profondeur. Ces résultats montrent la présence de plusieurs niveaux électriquement différenciés allant de 10 à 1000 $\Omega.m$ (Qarqori et al., 2012).

Les panneaux orientés NE-SW (TRE 3, TRE 4 et TRE 6) montrent en général la présence des structures plus ou moins horizontales avec trois couches distinctes. La première couche superficielle et résistante ($\sim 500 \Omega.m$) qui pourrait correspondre aux dépôts travertineux par endroit et/ou aux coulées basaltiques quaternaires, la deuxième couche conductrice ($< 40 \Omega.m$) présentant l'exemple de plusieurs hypothèses possibles notamment, une couche mince

d'argiles ou du travertin traversé par la circulation horizontale des eaux ou alors la présence de l'eau circulant au niveau des joints de stratification entre les carbonates liasiques et les travertins pliocènes. Finalement, une troisième couche très résistante ($>215 \text{ Wm}$) représentant probable-

ment le substratum carbonaté liasique (Fig. 5, TRE 4). Ce dernier bloc résistant est toujours limité par des structures subverticales qui sont moins résistantes ou conductrices et qui pourraient correspondre aux failles.

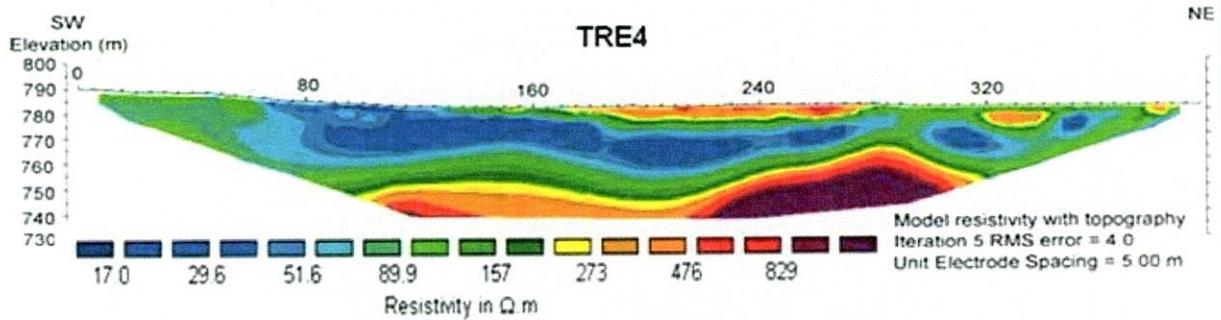


Figure 5 : Modèle de résistivité des données inversées du panneau TRE 4

Quant aux panneaux orientés NW-SE (TRE 1, TRE 2, TRE 5 et TRE 7), ils montrent à l'inverse des panneaux NE-SW, la présence d'un aspect généralement hétérogène et complexe et des structures plus ou moins verticales et conductrice. On observe une distribution hétérogène des résistivités, la présence des blocs très résistants ($\sim 1000 \text{ W.m}$) limités par des structures verticales conductrices et

des couches tabulaires résistantes discontinues sous l'effet de la présence d'une structure verticale ; ces blocs résistants pourraient être dus aux calcaires liasiques résistants affectés par des failles verticales de caractère conducteur ou même aux karsts vides (Fig. 6, TRE 7). La coupe TRE 7 montre aussi la continuité de la couche conductrice, décrite comme porteuse de l'eau, détectée sur les panneaux NE-SW en direction des CMA.

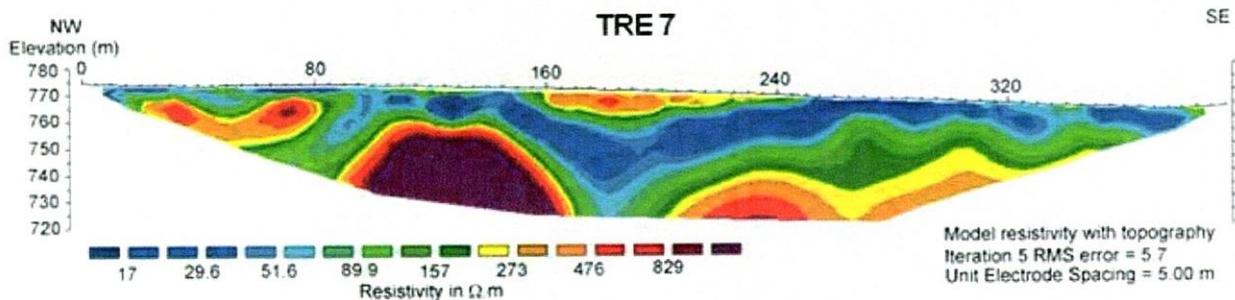


Figure 6 : Modèle de résistivité des données inversées du panneau TRE7

ii: La modélisation

L'inversion utilisée des données TRE est une méthode itérative automatique dont la solution mathématique n'est pas unique. Plusieurs modèles pourraient correspondre à la même pseudosection; la convergence vers une seule solution, qui correspond mieux aux structures recherchées, nécessite une modélisation et un minimum d'informations géologiques afin d'améliorer l'interprétation des résultats (Griffiths et Barker, 1993; Toé, 2004).

Nous avons donc réalisé premièrement, une modélisation à 1D, à l'aide du logiciel IX1D, pour déterminer le nombre de couches géologiques et pour connaître leurs épaisseurs et leurs résistivités électriques (Qarqori, 2015). Le résultat de cette modélisation 1D, sur l'exemple de la coupe TRE 4 (Fig. 7), montre la présence de trois couches, la première couche résistante (en partant de la surface) a une épaisseur de 4 m et une résistivité électrique de 450 Wm correspondant probablement aux coulées basaltiques altérées, la deuxième couche conductrice de 30 m d'épaisseur et

une résistivité électrique de 60 Wm indiquant peut être des travertins humides et la dernière couche résistante détectée à partir de -34 m de profondeur avec une résistivité électrique de l'ordre de 1000 Wm qui pourrait indiquer les calcaires liasiques.

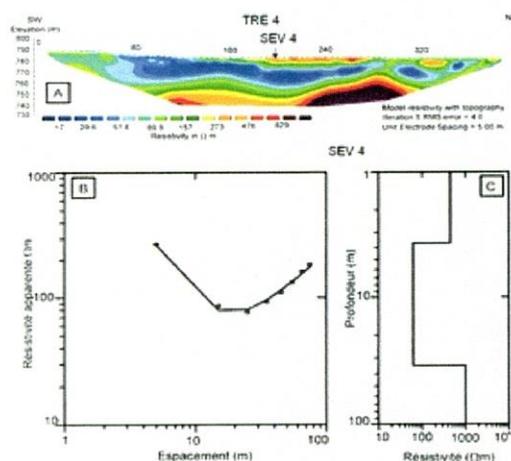


Figure 7: Inversion du Sondage électrique de TRE 4 ; A) Localisation du SEV Les paramètres quantitatifs déterminés à partir de la modélisation 1D ont été ensuite utilisés comme « inputs » lors de la modélisation bidimensionnelle, dite aussi la simulation synthétique 2D (Dahlin et Loke, 1998; Louis et al, 2002), cette dernière permet de remonter aux structures géologiques qui sont à l'origine des réponses électriques, par conséquent, de trouver le modèle géoélectrique qui explique le mieux les résultats sur les coupes TRE (Qarqori et al., 2012).

L'exemple de l'inversion du modèle TRE 2 (Fig. 8) a donné une coupe très proche de celle d'origine, qui montre trois couches de plus en plus résistives avec la profondeur, et une structure verticale de 25 m de largeur et de faible résistivité (40 Wm) à partir de -8 m de profondeur, provoquant une dissymétrie de l'encaissant résistant, cette structure verticale pourrait simuler une zone de faille.

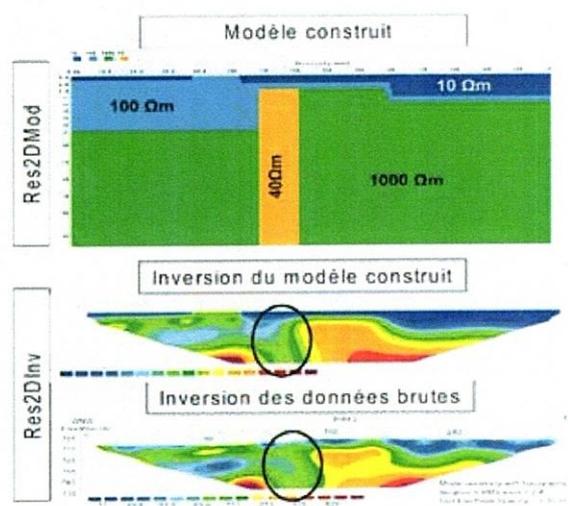


Figure 8 : Simulation synthétique des couches horizontales intersectées par une structure verticale correspondant au modèle TRE 2

Enfin, l'utilisation du géo-modéleur « gOcad » (Mallet, 1989 et 2002) nous a permis de réaliser une visualisation 3D des résultats géophysiques, une modélisation surfacique en traçant les plans de failles en profondeur d'un côté, et de vérifier la fiabilité de la méthode d'inversion utilisée au niveau des plans d'intersection des panneaux (Fig. 9) où ils présentent le même résultat. Et la modélisation à 3D, à l'aide du logiciel « Surfer » (Golden Software Inc. © 1993-2002), a permis de mettre en valeur l'organisation structurale du sous sol (Fig. 10), précisément le substratum liasique qui se présente en basculement de blocs résistants par les failles, donnant lieu à une structure en « mini-graben ».

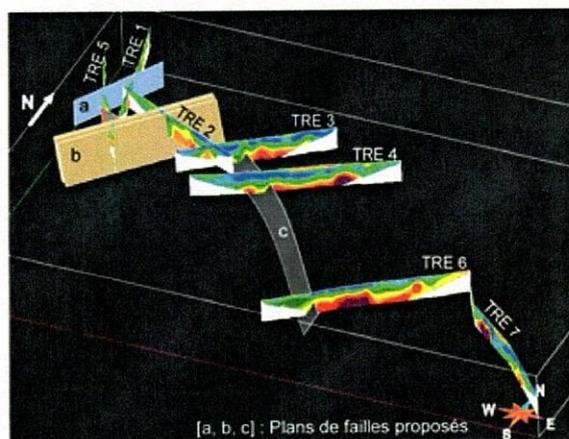


Figure 9 : Visualisation en 3D des coupes TRE et des plans de failles possibles

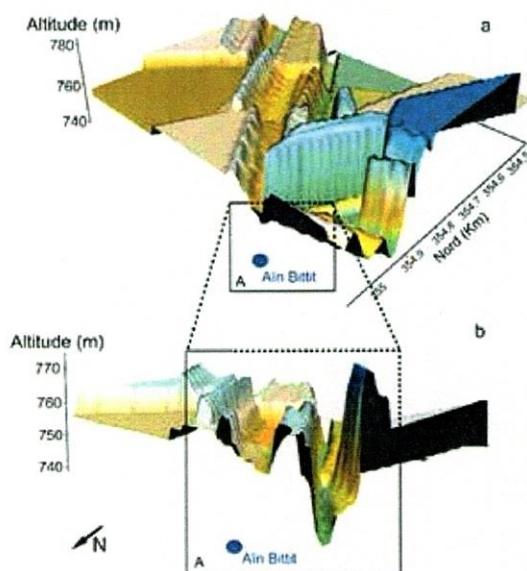


Figure 10 : Organisation tridimensionnelle simulée du toit de substratum liasique; a) Vue du haut et b) Vue du bas

iii: La microgravimétrie

Bien que la Tomographie électrique ait permis d'avoir une idée sur la structuration du sous-sol de la zone « Aïn Bitit », l'interprétation confuse des blocs très résistants entre les carbonates liasiques et les karsts vides et des blocs conducteurs entre une roche saturée d'eau et un karst drainant, laisse des questions ouvertes à en chercher les réponses. Et c'est pourquoi, nous avons eu recours à la microgravimétrie qui est l'une des méthodes géophysiques à champ potentiel (Schoeffler, 1975) afin d'élucider cette confusion.

Malgré que cette méthode demande beaucoup de précautions sur le terrain, de calculs et de traitements, elle reste plus fiable quand il s'agit de chercher et discerner entre les structures moins denses (notamment le karst vide) de celles plus denses (le cas des carbonates liasiques) et de détecter les failles responsables de la compartimentation du Lias de la zone de contact « Causse/Bassin ».

La superposition des résultats microgravimétriques avec ceux de la TRE a permis leur interprétation et la validation des structures détectées. Nous présentons dans cet article l'exemple de la corrélation de la coupe TRE 5 avec le profil MG 2 (Fig. 11)

Les résultats de cette prospection microgravimétrique sont présentés sous forme de courbes montrant la variation de l'anomalie de Bouguer en fonction de la distance parcourue. C'est une représentation de l'anomalie totale qui se compose de deux parties : (i) L'anomalie régionale ARG, qui augmente vers le Nord; ce qui est en conformité avec le champ gravimétrique terrestre et (ii) l'anomalie résiduelle (ARs), causée par une source peu profonde ou superficielle qui peut être très intéressante. Ces deux composantes (ARG et ARs) ont été séparées, et d'autres analyses ont été effectuées sur l'ARs afin d'améliorer l'interprétation en contrastant les structures recherchées, notamment, le Filtrage linéaire Butterworth (F.BW) afin d'éliminer le bruit et les perturbations très locales, la Dérivée Verticale Première (DVP) informant sur les contours des structures et les discontinuités, la Dérivée Verticale Seconde (DVS) dont les maxima permettent de localiser les centres d'anomalies et le Gradient Horizontal (GH) afin de délimiter les épontes d'anomalies.

Le profil MG 2 montre la présence des zones notées (BL : Blocs liasiques) correspondant généralement à un excès de masse par rapport aux formations environnantes, ceci est marqué par des élévations au niveau de l'ARs filtrée, donnant présence à des anomalies positives. Ces dernières corroborent avec les structures résistantes détectées sur la coupe TRE 5 correspondantes (Fig. 11).

Les zones de déficit de masse notées (ZF) sont caractérisées par un fort gradient vertical marquant un changement brutal de la gravité sur la courbe de l'ARs filtrée, dont la réponse gravimétrique est accentuée sur la courbe de la DVP; leurs centres sont marqués par les maxima de la courbe de DVS et les limites latérales déterminées par le GH. Ces ZF pourraient correspondre aux failles, aux zones où se manifeste un jeu de plusieurs failles ou même à un affaissement du substratum liasique, ces zones sont caractérisées par une diminution de la densité due à l'augmentation de la composante vide et une anomalie généralement négative.

Quant aux variations (de hautes fréquences) superficielles visibles sur l'anomalie résiduelle (ARs), et les autres traitements, surtout sur la courbe de la DVS, elles correspondent aux basaltes quaternaires altérés présents dans cette zone sous forme de boules.

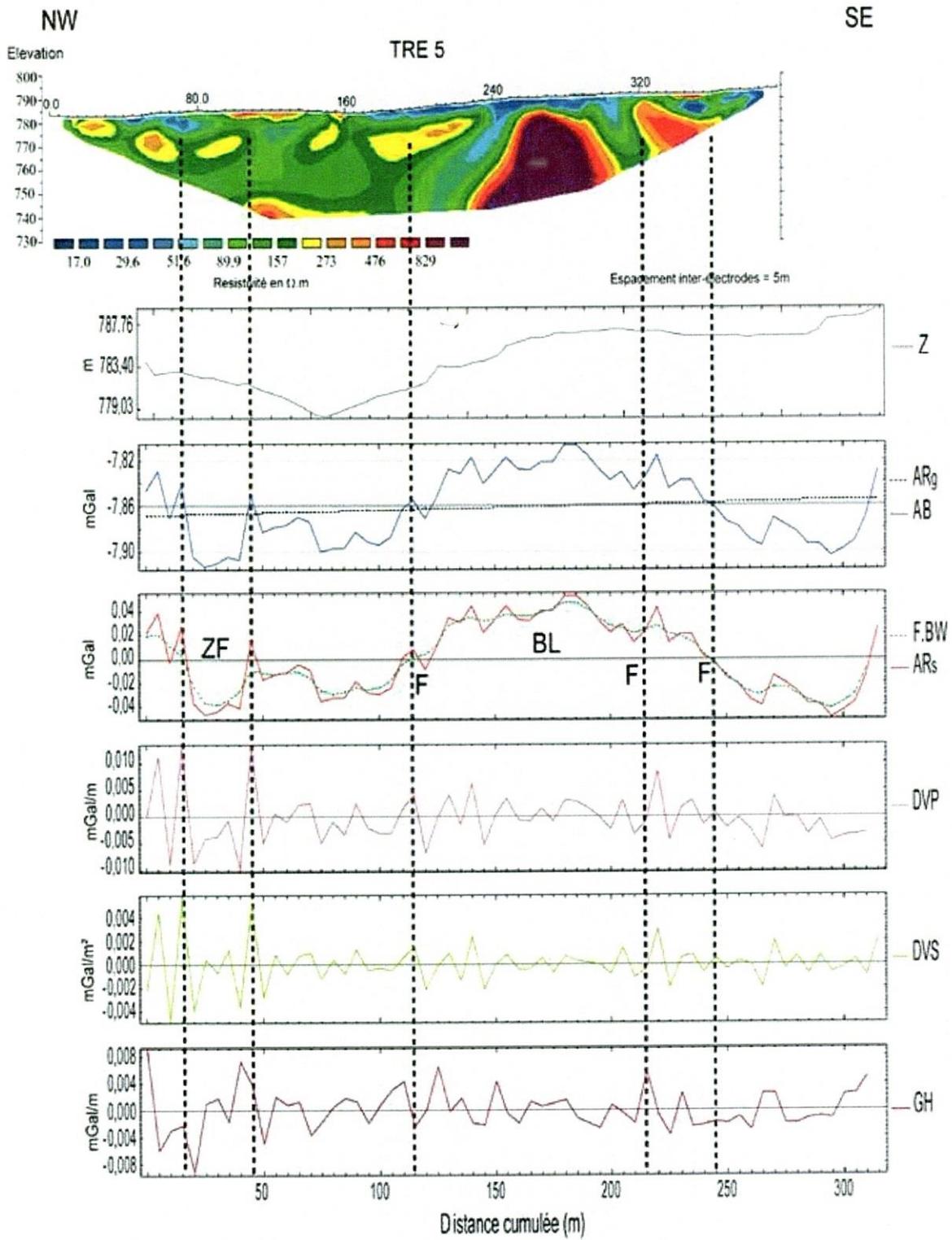


Figure 11 : Corrélation entre la coupe TRE 5 et le profil MG 2 de microgravimétrie; ZF) zone de Failles et BL) Bloc Liasique

iv: Validation & Modèle

Afin de valider les résultats géophysiques et de les corréler avec les faciès lithostratigraphiques de la zone, un forage de reconnaissance a été exécuté, sur 100 m de profondeur, par la Direction Régionale de l'Équipement de Meknès (Ministère de l'équipement, du transport et de la logistique). Ce forage (Fig. 12) a révélé la présence des basaltes du Quaternaire et des travertins qui reposent directement sur les calcaires liasiques. Ces calcaires sont marneux à la base et reposent sur les argiles du Trias. Il montre ainsi une discordance du Quaternaire sur le Lias, qui peut être expliquée par une phase d'érosion ou un non dépôt (Qarqori et al., 2012).

Une corrélation entre les formations géologiques présentes et les réponses électriques correspondantes a été rétablie à partir de la superposition du log de forage avec le profil TRE 5, de ce fait, une meilleure précision des résistivités électriques en fonction de la lithologie propre à la zone de Bittit a été adaptée. Par conséquent, les sols développés sur les basaltes, les argiles et les basaltes très altérés ont des résistivités inférieures à 70 Wm, les travertins sont marqués par les résistivités [70 à 215 Wm] et les calcaires liasiques ont des résistivités supérieures ou égales à 215 Wm. Lorsque les basaltes ne sont pas altérés, ils présentent des résistivités proches de celles des calcaires liasiques.

Notons que la complexité géologique et structurale du sous-sol dans ce secteur, empêche que le résultat du forage soit généralisé sur toute la zone ; les épaisseurs peuvent varier d'un point à l'autre.

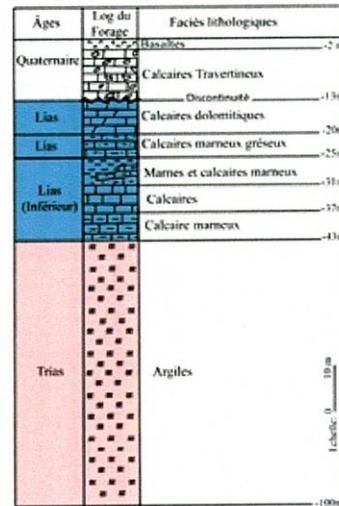


Figure 12 : Forage (FB) exécuté dans la zone d'Aïn Bittit

La corrélation réalisée entre les résultats de la microgravimétrie et de la TRE a permis de dresser des scénarios géologiques interprétatifs qui pourraient correspondre aux coupes géophysiques. Le modèle géologique (Fig. 13), réalisé à la base des résultats géophysiques et des données du forage exécuté, a permis de mettre en exergue l'idée de la compartimentation des blocs de carbonates liasiques marquée par la présence de plusieurs failles qui ont provoqué l'effondrement et/ou le soulèvement de ces blocs.

Ceci a mis en évidence une structuration du substratum liasique sous forme de « mini-grabens », ce qui explique les épaisseurs importantes des dépôts quaternaires au dessus des blocs effondrés provoquant la diminution des valeurs de l'ARs.

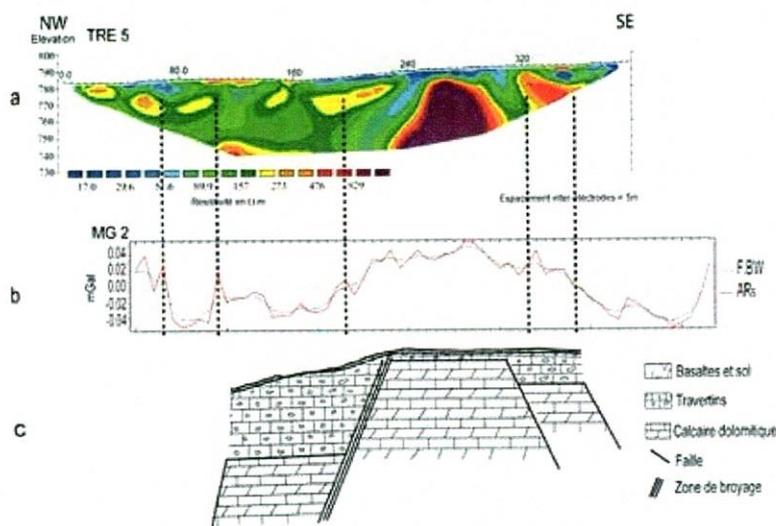


Figure 13 : a) Coupe du profil TRE 5; b) Résultat microgravimétrique du profil MG2 et c) Scénario interprétatif des structures géologiques sources des réponses géophysiques

v : Interprétation

Afin de mieux exploiter et gérer les différents résultats géophysiques et géologiques, nous avons construit une base de données, avec un Système d'Information Géographique (SIG), dans laquelle ont été intégrés tous nos résultats. Nous avons donc reporté tous les résultats des campagnes géophysiques, réalisées à Aïn Bittit, sur la carte géologique de la zone, avec un marquage des différentes anomalies détectées par la Tomographie de Résistivité Electrique et la microgravimétrie. La corrélation entre ces différents résultats, convergente et cohérente, a permis de dresser un plan modèle de fractures comme résultat de l'investigation géophysique à l'échelle locale de la source de Bittit (Fig. 14).

La carte obtenue montre la détection de plusieurs fractures orientées principalement NW-SE et NE-SW. Malgré le degré d'amasement élevé des fractures orientées NE-SW (sur les profils TRE 1, TRE 2 et TRE 5 et MG 2) au sud et sud-ouest de la source de Bittit, elles forment une zone très fracturée non drainante (notée ZND sur la carte résultante), à moins qu'elles le soient en grande profondeur. Ce résultat a été confirmé par le forage (FB) dans la zone qui s'est révélé sec.

Concernant la variation latérale de la résistivité électrique et de la densité des terrains traversés selon la direction NW-SE (sur les profils MG 1, TRE 3,

TRE 4, TRE 6 et TRE 7) converge vers un basculement des carbonates liasiques au regard des failles NE-SW. Sur cette même partie (l'Est de la zone explorée), il a été mis en évidence une mince couche conductrice qui devient de plus en plus épaisse en direction NW vers la source (chose clairement visible sur les panneaux NE-SW). Les valeurs de résistivité de cette couche (notée zone drainante « ZD » sur la carte de synthèse) sont compatibles avec les travertins poreux mouillés. Cette interprétation correspond aux observations de terrain qui soulignent l'abondance de travertins dans la zone d'« Aïn Bittit ».

Quant au substratum liasique, il se présente en profondeur sous forme de blocs disloqués de part et d'autres par des failles subverticales; ces failles, sont organisées en deux directions majeures NE-SW et NW-SE et une troisième direction ENE- SWS. Ces failles ne sont pas observées à la surface. Ils limitent souvent des blocs avec des valeurs de résistivité moyenne. Ces structures disloquées ont été confirmées par les résultats de la microgravimétrie et la modélisation 2D et 3D des résultats TRE, mettant en place un modèle de structure en mini graben.

La carte finale (Fig. 14), nous a permis, d'une part, d'identifier les zones fracturées et d'identifier les zones d'écoulements préférentiels d'autre part.

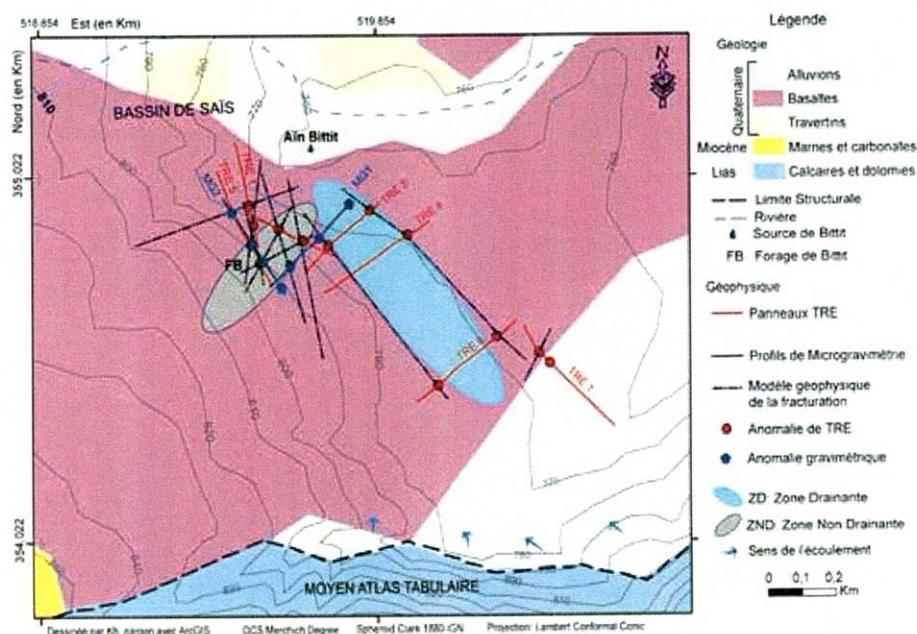


Figure 14: Carte interprétative des études géophysiques de la zone « Aïn Bittit »

CONCLUSION :

L'investigation géophysique par la microgravimétrie de la zone de « Aïn Bittit » a permis de confirmer les résultats de la tomographie de résistivité électrique et de résoudre le problème de confusion dans l'interprétation. Cette investigation géophysique permet aussi de conclure à une organisation du sous-sol sous forme de blocs de calcaires liasiques compartimentés aux regards des failles qui ont entraîné le soulèvement des uns et l'affaissement des autres fournissant ainsi des structures sous forme de « mini-graben ».

Cette étude a permis aussi de proposer un modèle hydro-géologique local mettant en exergue l'idée de l'écoulement horizontal, et de montrer l'utilité du couplage de la tomographie électrique et de la microgravimétrie dans l'imagerie des zones complexes et fracturées.

REMERCIEMENTS :

Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet d'Action intégrée N° SDU MA/07/169 et avec l'appui du projet CORUS2-6153-IRD, que tous les membres de ces projets spécialement Prof. Olivier DAUTEUIL et Prof. Frédérique MOREAU, et toutes les personnes qui ont participé aux campagnes géophysiques et aux discussions, trouvent ici nos sincères remerciements.

Références bibliographiques

- Bentayeb A. et Leclerc C., 1977. Le Causse moyen atlasique, in: Ressources en Eaux du Maroc, Tome 3, domaines atlasiques et Sud-atlasiques. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, n° 231, Rabat, pp. 37-66..... 1
- Chamayou J., Combe M., Genetier B. et Leclerc C., 1975. Le bassin de Meknès-Fès, in: Kabbaj A. et Combe M., Ressources en Eaux du Maroc, Tome 2, Plaines et bassins du Maroc atlantique. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, n° 231, Rabat, Maroc, pp. 41-71..... 3
- Dahlin T. and Loke M.H., 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. Journal of Applied Geophysics, vol. 38, pp. 237-249. 10
- Griffiths D.H. and Barker R.D., 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in area of complex geology. Journal of Applied Geophysics, vol. 29, pp. 211-226..... 9
- Louis I.F., Louis F. I. and Grambas A., 2002. Exploring for groundwater conditions in hardrock environments by resistivity imaging methods : Synthetic simulation approach and case study example. Journal of Electrical and Electronics Engineering, Special Issue October, pp. 1-14..... 10
- Mallet J. L., 1989. Discrete Smooth Interpolation in Geometric Modeling. ACM Transactions on Graphics, vol. 8, n° 2, pp. 121-144..... 11
- Mallet J. L., 2002. Geomodeling, Oxford University Press, New York, USA, 599 p..... 11
- Martin J., 1981. Le Moyen Atlas Central Etude géomorphologique. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, n° 258, Rabat, Maroc, pp. 17-265..... 4
- Qarqori Kh., 2015. Contribution à l'étude du réservoir discontinu et karstique des causses moyen-atlasiques et de sa jonction avec le bassin de saïs par Télédétection Spatiale et Imagerie Géophysique. Thèse de l'Université Moulay Ismail, Meknès, Maroc, 183 p. 9
- Qarqori Kh., Rouai M., Moreau F, Saracco G., Dauteuil O., Hermitte D., Boualoul M., and Le Carlier de Veslud C., 2012. Geoelectrical Tomography investigating and modeling of fractures network around Bittit Spring (Middle Atlas, Morocco). International Journal of Geophysics, vol. 2012, 13 p. 7 , 11, 16
- Schoeffler J., 1975. Gravimétrie Appliquée aux Recherches Structurales et à la Prospection Pétrolière et Minière, Editions Technip, Paris, France, 288 p..... 13
- Toé G., 2004. Apport de nouvelles techniques géophysiques à la connaissance des aquifères de socle. Tomographie électrique, Electromagnétisme fréquentielle, Résonance magnétique protonique, Application au Burkina Faso. Thèse de l'Université Paris 6, Paris, France, 272 p..... 9
- Zizi M., 2002. Triassic-Jurassic Extensional Systems and their Neogene Reactivation in Northern Morocco: The Rides Prerifaines and Guercif Basin. Notes et mémoires du service géologique du Maroc, n° 416, Rabat, Maroc, 138 p. 4

Références des Logiciels

- [Adobe Illustrator]: Adobe Illustrator CS2™ (12.0.0) [logiciel]. Copyright © 1987-2005. [En ligne]. Adresse URL: <http://www.adobe.com/fr/products/creativesuite.html>6
- [gOcad]: Paradigm gOcad ® software [logiciel]. Copyright © 2005-2011. [En ligne]. Adresse URL: <http://www.pdgm.com/products/gocad.aspx>6
- [IX1D]: Interpex Limited, Golden Colorado USA, IX1D (ver. 3) [Logiciel]. Copyright © 2007. [En ligne]. Adresse URL: <http://www.interpex.com>6
- [Oasis montaj]: Geosoft Inc., Oasis montaj, Standard edition (ver. 6.4.2) [logiciel]. Copyright © 2008. [En ligne]. Adresse URL: <http://www.geosoft.com>6
- [Res2DInv]: Geotomo software Malaysia, Res2DInv (ver. 3.4) [logiciel]. Copyright © 1995-2002. [En ligne]. Adresse URL : www.geoelectrical.com6
- [Res2DMod]: Loke M.H., Res2DMod (ver. 3.0) [logiciel]. Copyright © 1995-2008. [En ligne]. Adresse: mhloke@tm.net.my6
- [Surfer]: Golden Software Inc. [Logiciel]. Copyright © 1993-2002. [En ligne].9



Publications :

Hassan Mhiyaoui, Ahmed Manar, Toufik Remmal, **Mustapha Boujamaoui**, Fouad El Kamel, Mounir Amar, Mehdi Mansour & Iz-Eddine El Amrani ELL Hassani (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, n° 38, pp.111-125.

Structures profondes du volcanisme quaternaire du Moyen Atlas central (Maroc): Apports de la cartographie aéromagnétique

Deep quaternary volcanic structures in the central Middle Atlas (Morocco): Contributions of aeromagnetic mapping

Hassan MHIYAOU^{1*}, Ahmed MANAR², Toufik REMMAL¹, Mustapha BOUJAMAOU³, Fouad EL KAMEL¹, Mounir AMAR⁴, Mehdi MANSOUR¹ & Iz-Eddine EL AMRANI EL HASSANI⁵

1. Université Hassan II de Casablanca, Faculté des Sciences Ain Chock, Laboratoire des Géosciences Appliquées à l'Ingénierie d'Aménagement. *(hmhiyaoui@yahoo.fr).
2. Ministère de l'Energie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement, Direction de la Géologie. Rabat.
3. Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences et techniques, département de Géologie, Errachidia.
4. Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Meknès.
5. Université Mohammed V de Rabat, Institut Scientifique, Laboratoire de Géologie et de Télédétection, Rabat.

Résumé: La carte du champ magnétique résiduel du Moyen Atlas central (Maroc) montre d'importantes anomalies focalisées sur les différentes structures émissives du volcanisme plio-quaternaire. Les différents types de filtres mathématiques appliqués au champ magnétique réduit au pôle du Moyen Atlas, notamment le « Tilt Derivative » et la « Déconvolution Euler », indiquent une séparation bien nette entre les anomalies superficielles et celles d'origines profondes liées aux corps magmatiques. Ces différents traitements ont permis d'établir une cartographie des différentes sources magmatiques à l'origine des anomalies magnétiques, leurs niveaux de mise en place ainsi que leur mode de gisement. Les formes circonscrites simples ou complexes sont mises en place à un niveau superficiel (1 km) dans des zones d'ouverture locales induites par le jeu d'accidents décrochants senestres dans un régime tectonique général compressif. Les formes laccolitiques sont plus profondes et étagées (> 1 km). Elles sont liées à l'incursion du magma dans des zones de décollement ouvertes par le jeu distensif des failles et/ou dans des galeries d'origine karstique.

Mots-clés : Volcanisme quaternaire, Moyen Atlas, champ magnétique résiduel, cartographie magnétique, structures profondes.

Abstract: The map of the residual magnetic field of the central Middle Atlas (Morocco) shows significant anomalies focused on different emissive structures of Plio-Quaternary volcanism. The different types of mathematical filters applied to the reduced magnetic field in the central Middle Atlas, in particular the Tilt Derivative and Euler deconvolution indicate a clear separation between surface anomalies and those with deep origin related to magmatic bodies. These various treatments made possible to establish cartography of the various magmatic sources at the origin of the magnetic anomalies, their installation levels as well as their mode of occurrence. Simple or complex circumscribed forms are implemented on a superficial level (1 km) in local areas opening induced remobilization of sinistral strike-slip faults in general tectonic compression setting. Laccolitic forms are deeper and staggered (> 1 km). They are linked to the incursion of magma in the separation zones opened by extensional faulting and/or original karst galleries.

Keywords: Quaternary volcanism, Middle Atlas, residual magnetic field, aeromagnetic mapping, deep structures.

Abridged English version

The Middle Atlas is an intracontinental chain, which has a fairly high relief with altitudes above 2000 m. The data reveals no deep seismic crustal root in the Middle Atlas chain (Makris *et al.* 1985, Tadili *et al.* 1986, Bensari 1978, Van der Meijde *et al.*

2003). The Moho is located between 30 km and 35 km, a crustal thickness below that necessary for isostatic equilibrium able to maintain the high altitude of the chain (Fullea Urchulutegui *et al.* 2006, Missenard 2006). The Cenozoic shortening of

Mesozoic formations of the Middle Atlas is weak, less than 5 km to explain by itself the major uprising in the chain (Gomez *et al.* 1998, Arboleya *et al.* 2004). This lithospheric anomaly is marked by volcanism expressed in the Eocene by the Taourit dyke field in the NE of Middle Atlas (Mokhtari & Velde 1988); Rekkame volcanism (Rachidi *et al.* 1997); Tamazzert Complex (Mourtada *et al.* 1997), which reached its peak in terms of volume in the Miocene (volcanoes Siroua: 11 to 3 My - massive Sahro: 10 to 2.8 My, Berrahma et Delaloye 1989; Berrahma *et al.* 1993 - Middle Atlas, Harmand & Cantagrel 1984) and continues at Pliocene-Quaternary (Middle Atlas, El Azzouzi *et al.* 2010; Rif north Eastern, El Bakkali 1995).

On an immense sheet of basalt which extends up to the Rif foreland, the quaternary volcanism occupies an area of 874km², a volume of 2.62 km³ and has an emission rate of 2.91 km³ / year. There are 105 monogenic volcanoes (15 Neogene, Quaternary 90), 70% of which are Strombolian cones and 30% correspond to maars relayed by strombolian activity.

According to the aeromagnetic cartography, conducted by “la Direction des Mines de la Géologie et de l’Energie” D.M.G.E. in 1974. Maps of the digitized magnetic field form part of a range between -4.5 ° to -5.5 ° longitude and 33 ° to 34 ° latitude, topographic maps covering the 1/100.000 of Azrou, Sefrou, El Hajeb and Boulemane. The residual magnetic field reduced to the pole deciphered the distribution of magnetic anomalies, relating to the geology of the limestone plateau of Azrou and surrounding areas, especially the quaternary volcanism.

The map of the magnetic field reduced to the pole is marked by small circumscribed high frequency anomalies (El Koudiat and Outgui), elongated along major accidents (ATT, ANMA) or reflect the deep magnetic signature (Dayet Ifrah anomaly, upward continuation, Fig. 3). The Dayet Ifrah anomaly is characterized by a volcanic manifestation in the surface less developed, because of the weak faults network.

The Tit derivative operator (fig. 4), shows values restricted between $-\pi/2$ and $+\pi/2$ (Miller and Singh 1994).

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

Where $\frac{\partial M}{\partial z}$ is the first vertical derivative of the potential field M, and $\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}$ is the horizontal gradient of the field.

Salem *et al.* (2007) have shown that half-distance between $\pm\pi/4$ contours provides an estimate of the source depth for vertical contacts or the distance between zero and $+\pi/4$ or $-\pi/4$ contour obtained from the TDR corresponds to the depth to the top of the vertical contact model, as well as highlighting major lineaments responsible for magma drain to the surface, where the lineaments derived from TDR filter agree largely with major accidents (ATT, ANMA) that compartmentalize the middle Atlas plateau.

Euler deconvolution is calculated for IS = 0, which furnishes faults lineaments of largest throws or contacts of infinite scale structures (Reid *et al.* 1990, Fitzgerald *et al.* 2004, Amar *et al.* 2012). These Euler solutions are between 0 and 2000m deep, taking particularly networks of major accidents (ATT, ANMA). In the NE of Dayet Ifrah, the junction between the limestone plateaus of Ifrane and Imouzzer is highlighted by a transverse lineament (WNW-ESE) with a deepening of solutions to the East from 1000 to 3000m in accordance with subsidence toward the NE of elementary strips redistributed by transverse faults (Charrière 1990).

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

(x_0, y_0, z_0): position of a magnetic source, the total field T is detected at (x, y, z).

B: regional value of the total magnetic field.

N: degree of homogeneity often called structural index (SI), which characterizes the type of source and the rate of change of field depending on the distance.

Euler deconvolution is calculated for SI = 0, which furnishes faults lineaments of largest throws or contacts of infinite scale structures (Reid *et al.* 1990, Fitzgerald *et al.* 2004, Amar *et al.* 2012). These Euler solutions are between 0 and 2000m deep, taking particularly networks of major accidents (ATT, ANMA). In the NE of Dayet Ifrah, the junction between the limestone plateaus of Ifrane and Imouzzere is highlighted by a transverse lineament (WNW-ESE) with a deepening of solutions to the East from 1000 to 3000m in accordance with subsidence toward the NE of elementary strips redistributed by transverse faults (Charrière 1990).

For IS = 1 related to faults with limited rejection, dykes and sills (Reid *et al.* 1990, Oruç & Selim 2011), magmatic edifices of Azrou plate are

underlined by outlines, with depths reaching 2000 m, in agreement with the results obtained by processing TDR. Concerning the anomaly of Dayet Ifrah, the Euler solutions are marked by alignments in three steps, which penetrate between 500 and 5000 m, in the direction of RTP anomalies. These alignments are superimposed to accidents determined by analysis of satellite images (Menjour *et al.* 2016).

A simulation of the shape and depth of magmatic bodies is conducted using GM-System module of Geosoft Oasis Montaj, using a magnetic susceptibility of 0.015 (cgs) (mean magnetic susceptibility measured in basalts of the Middle Atlas, El Azzab & El Wartiti 1998 b), over two profiles [AA'] and [BB']. Magmatic bodies on major accidents seem deeper until 5km and have limited extension. In both cases the magma reservoirs are in the form of laccoliths, adjacent to the path of ATT and ANMA faults. This structural arrangement suggests the intrusion of magma in a fragile Banking in favor of separation zones, opened consecutively to the normal faulting that drain magma toward the lateral expansion areas (Witkind 1973, Roman Berdiel 1995).

INTRODUCTION

De nombreuses formations volcaniques d'âge néogène et quaternaire se répartissent en bordure occidentale du bassin méditerranéen (Fig. 1). À l'instar du massif Central en France, ou du complexe de l'oranaise en Algérie, le causse moyen atlasique a été le siège d'une importante activité volcanique durant l'époque plio-quaternaire (Najid 1979).

Le Moyen-Atlas a fait l'objet d'une campagne de cartographie aéromagnétique, exécutée par la Compagnie Africaine de Géophysique (CAG) en 1974 pour le compte de la Direction des Mines, de la Géologie et de l'Energie, sur l'ensemble du Moyen Atlas, de la Haute Moulouya et du Haut Atlas oriental (D.M.G.E. 1974).

Le traitement des anomalies magnétiques du Moyen Atlas a permis de mettre en évidence l'existence d'anomalies de petites et grandes longueurs d'onde liées à des sources très aimantées, en l'occurrence les basaltes plio-quaternaires, et des anomalies allongées le long d'accidents majeurs, tels que l'Accident Nord Moyen Atlasique (ANMA), l'Accident de Tizi n'Tretten (ATT) et l'Accident Sud Moyen Atlasique (ASMA) (El Azzab & El Wartiti 1998a).

L'objectif de ce travail est d'affiner l'interprétation qualitative des anomalies magnétiques relevées dans le Causse moyen atlasique marocain en faisant appel à des techniques de traitement géophysique, notamment l'Opérateur « Tilt Derivative » (TDR),

The abundance of peridotite enclaves in basalts reflects a rapid ascent of magma to the surface, without identifying textural clues pertaining to the physico-chemical imbalances due to the introduction of the enclaves in the host rock (Lakroud *et al.* 2015). Also the petro-mineralogical data they attest to a short stay of magma in the crust, which explains the absence of large magma chambers.

Major accidents NE-SW of regional amplitude and to a lesser degree, those with directions NNW-SSE and ENE-WSW, merge with the alignments of karst depressions that truffent the limestone formations of the Lias (Martin 1981). Effusions of basalts that cover these formations at the Causse, generate cryptokarsts whose the arrangement accommodates to the direction of major faults. The anomaly of Dayet Ifrah would be linked to magma flow in a separation zone between the Paleozoic basement and the Meso-Cenozoic cover around 2 km deep. This level is compatible with the average thickness of the cover which could also host magmatic incursions in favor of the karst system initiated in accordance with the direction of major accidents.

développé par Miller & Singh (1994), et la déconvolution Euler (DE) (Thompson 1982, Reid *et al.* 1990) qui permettent de tracer en profondeur le contact des corps magmatiques et de délimiter leur toit, ainsi que de faire ressortir les grands linéaments responsables du drainage du magma vers la surface. Dans cette étude, nous présentons dans un premier temps une synthèse géologique sur le Causse moyen atlasique à partir de nos propres observations de terrain et sur la base des travaux antérieurs sur l'activité volcanique de cette région (Martin 1981, Charrière 1990, Fedan 2001, El Azzouzi *et al.* 2010; Bosh *et al.* 2014) et afin de mettre l'accent sur la configuration des corps magmatiques enfouis et de préciser le rôle du contexte structural et de la karstification dans la mise en place du magma basaltique plio-quaternaire dans cette partie de la chaîne atlasique, l'interprétation des anomalies magnétiques du champ résiduel relatives au Causse Moyen Atlasique Marocain est réalisée en faisant appel à des techniques de traitement mathématique.

CADRE GÉOLOGIQUE ET MORPHO-STRUCTURAL

Aspect géomorphologique

Le Moyen Atlas présente un relief assez élevé avec des altitudes dépassant les 2000 m. A l'instar du Haut Atlas, les données de la sismique profonde ne révèlent aucune racine crustale sous la chaîne du Moyen Atlas (Makris *et al.* 1985, Tadili *et al.* 1986, Bensari 1978, Van der Meijde *et al.* 2003). Le Moho,

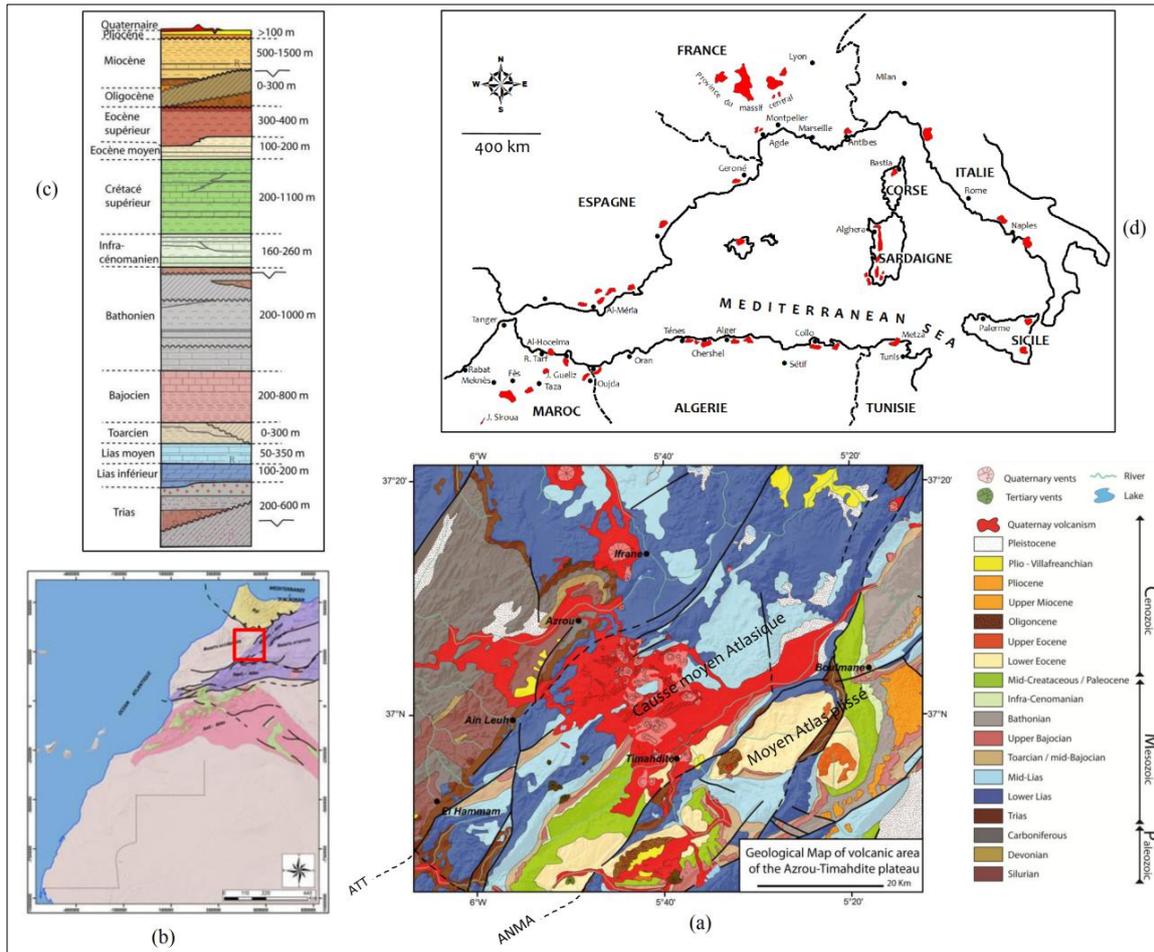


Figure 1. a, Localisation du domaine volcanique dans la chaîne du Moyen Atlas (Martin 1981, modifiée); b, Principaux domaines structuraux du Maroc (Provinces du nord); c, Présentation synthétique de la succession lithologique du Moyen Atlas; d, Position du volcanisme du Moyen Atlas dans le cadre au volcanisme néogène et quaternaire de la Méditerranée occidentale (Najid 1979).

Figure 1. a, Location of the volcanic domain in the Middle Atlas chain (Martin 1981, modified); b, Main structural domains of Morocco (northern provinces); c, Synthetic presentation of Middle Atlas lithological succession; d, Middle Atlas volcanism position into western Mediterranean neogene and quaternary volcanism frame (Najid 1979).

R situé entre 30 et 35 km, indique une épaisseur crustale en deçà de celle nécessaire pour un équilibre isostatique à même de maintenir l'altitude élevée de la chaîne (Fullea Urchulutegui *et al.* 2006, Missenard 2006).

Le raccourcissement cénozoïque des formations mésozoïques du Moyen Atlas est trop faible (moins de 5 km) pour expliquer à lui seul le soulèvement important de la chaîne (Gomez *et al.* 1998, Arboleya *et al.* 2004).

La modélisation de la structure lithosphérique marocaine sur la base de paramètres impliquant la gravimétrie, le géoïde, le flux de chaleur et la topographie a permis de mettre en évidence l'implication d'un composant asthénosphérique dans la topographie de la chaîne atlasique (Tadili & amdani 1983, Seber *et al.* 1996, Frizon de Lamotte *et al.*

2004, Zeyen *et al.* 2005, Missenard *et al.* 2006, Babault *et al.* 2008). Les profils géophysiques font ressortir un amincissement lithosphérique inférieur à 100 km le long d'une lanière orientée NE-SW, étendue d'au moins 600 km sur 150 km de largeur, de l'Anti-Atlas occidental jusqu'au front rifain en passant par le Haut et le Moyen Atlas.

Cette anomalie lithosphérique est jalonnée par un volcanisme exprimé dès l'Eocène par le champ de dykes de Taourirt au NE du Moyen Atlas (Mokhtari & Velde 1988), le volcanisme du Rekkame (Rachidi *et al.* 1997) et le complexe de Tamazert (Mourtada *et al.* 1997). Le volcanisme aurait atteint son paroxysme en terme de volume au Miocène dans l'Anti-Atlas (Berrahma & Delaloye 1989, Berrahma *et al.* 1993) et le Moyen Atlas (Harmand & Cantagrel 1984) et se poursuivait durant le plio-Quaternaire au Moyen Atlas (El Azzouzi *et al.* 2010) et au Rif nord-oriental (El Bakkali 1995).

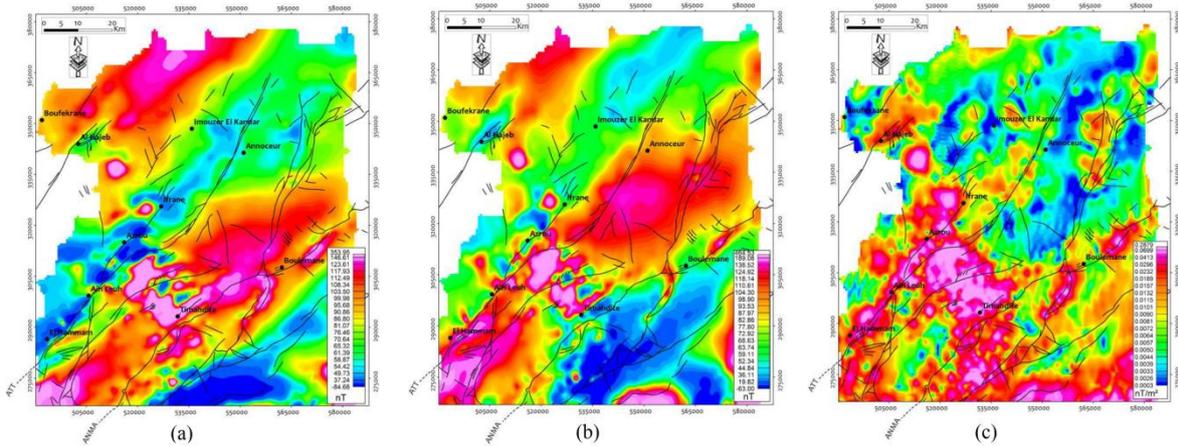


Figure 2. a. Carte du champ magnétique résiduel du Moyen Atlas, b. Carte d'anomalie magnétique réduite au pôle. c. carte du signal analytique.

Figure 2. a. Map of the residual magnetic field of the Middle Atlas, b. map of the residual magnetic field reduced to the magnetic pole. (c) map of the analytical signal.

Volcanisme plio-quaternaire du Moyen Atlas

Le plateau calcaire d'Azrou-Timahdite, dans le Moyen Atlas, est percé de volcans néogènes qui surgissent au milieu d'une immense nappe de basalte qui s'étend jusqu'à l'avant-pays rifain.

La chaîne des volcans du Moyen Atlas, au sens large, comprend les édifices du plateau carbonaté entre Azrou et Timahdite et ceux du domaine plissé particulièrement au nord de Boulmane, le long de l'Accident Médio-Moyen Atlasique (AMMA) entre Skoura et Tazouta (Fig. 1). La couverture volcanique occupe plus de 7 % de la surface totale. La densité des points d'émissions (80 %) se rencontre sur le Causse d'Azrou-Timahdite où les 90 appareils volcaniques recensés s'égrènent selon deux trainées orientées NNW-SSE sur 50 km de long. Les événements émergent au milieu d'une nappe de coulées de basaltes débordant largement sur les formations quaternaires anciennes jusqu'à la plaine de Saïs au nord (avant-pays rifain). Elles sont canalisées à l'est par la dépression de l'oued Guigou et à l'ouest par les vallées des oueds Beht et Oum Rbia.

Du point de vue minéralogique et géochimique quatre faciès pétrographiques peuvent être distingués : des basaltes alcalins formant l'essentiel de l'entablement volcanique ; des basanites ; des néphélinites et des basaltes subalcalins qui arment la structure des édifices volcaniques.

Les datations K-Ar sur roche-totale ont révélé des âges miocène moyen et supérieur (16,25 à 5,87 Ma) et plio-quaternaire (3,92 à 0,67 Ma) (Harmand & Cantagrel 1984, Morel & Bellon 1996, El Azzouzi *et al.* 2010).

Dans la chaîne du Moyen Atlas, le dynamisme éruptif de type strombolien est dominant et à l'origine

de la majorité des édifices volcaniques (70% environ), formés de cônes à cratère bien individualisé. Toutefois, il peut arriver que ce magma basique générateur d'une quantité anormale de gaz par vaporisation d'eau superficielle, donne naissance à des manifestations beaucoup plus explosives de type phréato magmatique qui est à l'origine des maars.

APPORT DE LA CARTOGRAPHIE MAGNETIQUE AEROPORTEE

Le levé géophysique par cartographie aéromagnétique réalisé par la D.M.G.E (1974) au Moyen Atlas constitue de lignes de direction NW-SE équidistantes de 3 km et de traverses de direction NE-SW espacées de 8 km. Pour une altitude barométrique de vol de 2.600 m compte tenu du relief qui varie entre 1.800 m et 2.200 m. Les références géomagnétiques correspondantes au levé sont (IGRF : Mars 1974, une inclinaison de 47° nord et une déclinaison de 7° ouest). Pour cette étude, quatre cartes du champ magnétique sont sélectionnées couvrant les cartes topographiques au 100.000^{ème} d'Azrou, Sefrou, El Hajeb et Boulemane, de ce fait un domaine compris entre -4,5° à -5,5° de longitude et de 33° à 34° de latitude.

Les cartes magnétiques afférentes au champ magnétique résiduel ont été numérisées et traitées à l'aide de filtres et opérateurs mathématiques par le logiciel de traitements des données magnétiques Oasis Montaj de Geosoft (Geosoft 2006).

Traitements mathématiques des données magnétiques

Champ magnétique résiduel, réduction au pôle et signal analytique

La carte obtenue du champ magnétique résiduel, montre des anomalies de formes, de tailles et d'intensités variables en fonction de la distribution d'aimantations dans le sous sol (Fig. 2a). Des anomalies de grandes longueurs d'onde entre -84 nT à 353 nT et de direction NE-SW, semblent accommodées par la structure des linéaments majeurs. Les valeurs d'intensité les plus élevées traduisent les signatures magnétiques des occurrences

magmatiques plio-quaternaires et des accidents majeurs qui traversent la région (El Azzab & El Wartiti 1998 a).

Afin de mieux quantifier l'interprétation de la carte du champ magnétique résiduel, plusieurs filtres mathématiques sont appliqués à cette carte, notamment celui de la réduction au pôle. Ce filtre permet de ramener l'anomalie magnétique à l'aplomb de sa source (Baranov 1957) (Fig. 2b).

Le calcul du signal analytique (Fig. 2c) sert à éliminer le mieux possible, la partie du signal liée à la direction du champ magnétique et de l'aimantation.

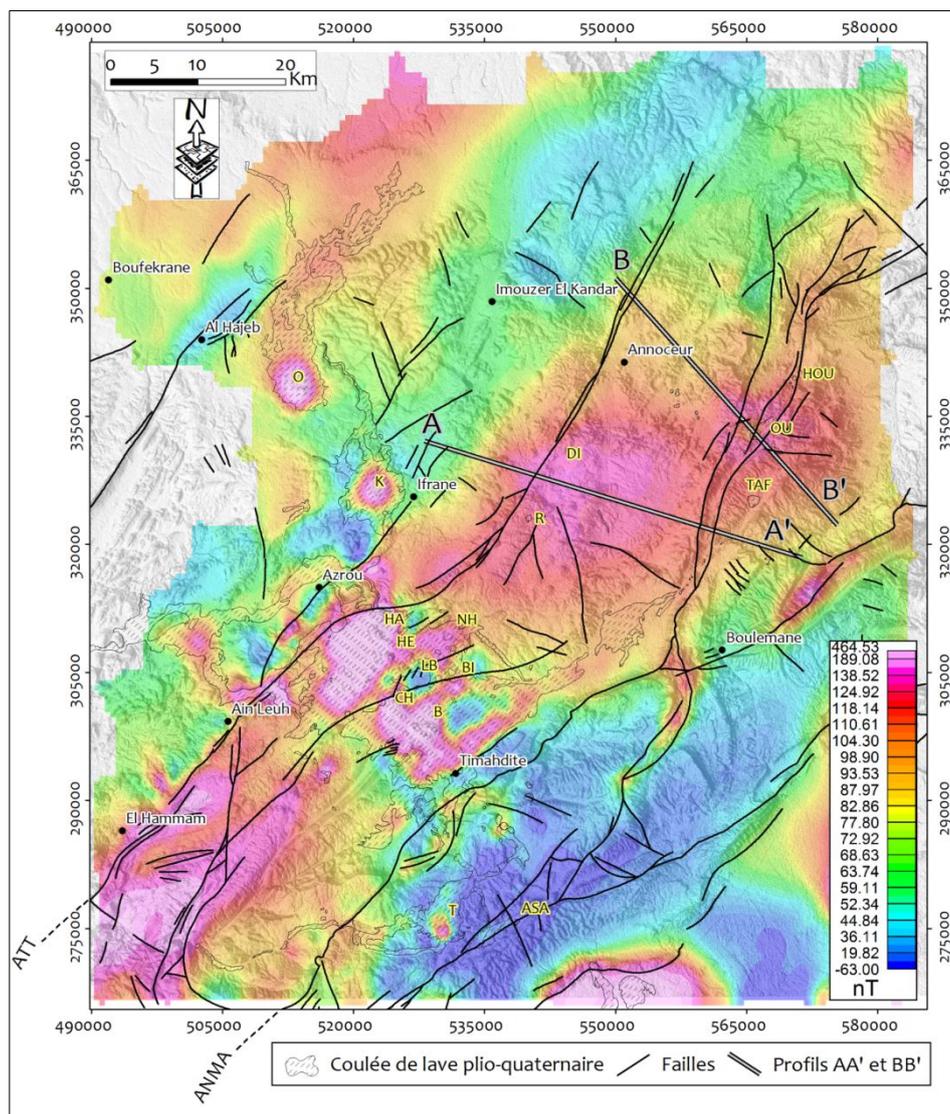


Figure 3. Carte du champ magnétique résiduel réduit au pôle du Moyen-Atlas. ATT : Accident de Tizi n'Tretten, ANMA : Accident Nord Moyen Atlasique, ASMA : Accident Sud Moyen Atlasique, AAO : Accident d'Ait Oufella, O : Outgui, K : Elkoudiat, HE : Hebri, HA : Habri NH : N'ait Lhaj, B : Boutagarouine, BI : Bouibaghatène LB : Lboutatène, R : Regada, DI : Dayat Ifrah, OU : Ouaoussentecht, TAF : Tafraoute, HOU : Houirt, ASA : Aguelmam Sidi Ali, T : Tamarrakoi.

Figure 3. Map of the reduced residual magnetic field to the magnetic pole of the Middle Atlas. ATT : Tizi n'Tretten Accident, ANMA : Nord Middle Atlasique Accident, ASMA : South Middle Atlasique Accident, AAO : d'Ait Oufella Accident, O : Outgui, K : Elkoudiat, HE : Hebri, HA : Habri NH : N'ait Lhaj, B : Boutagarouine, BI : Bouibaghatène LB : Lboutatène, R : Regada, DI : Dayat Ifrah, OU : Ouaoussentecht, TAF : Tafraoute, HOU : Houirt, ASA : Aguelmam Sidi Ali, T : Tamarrakoi.

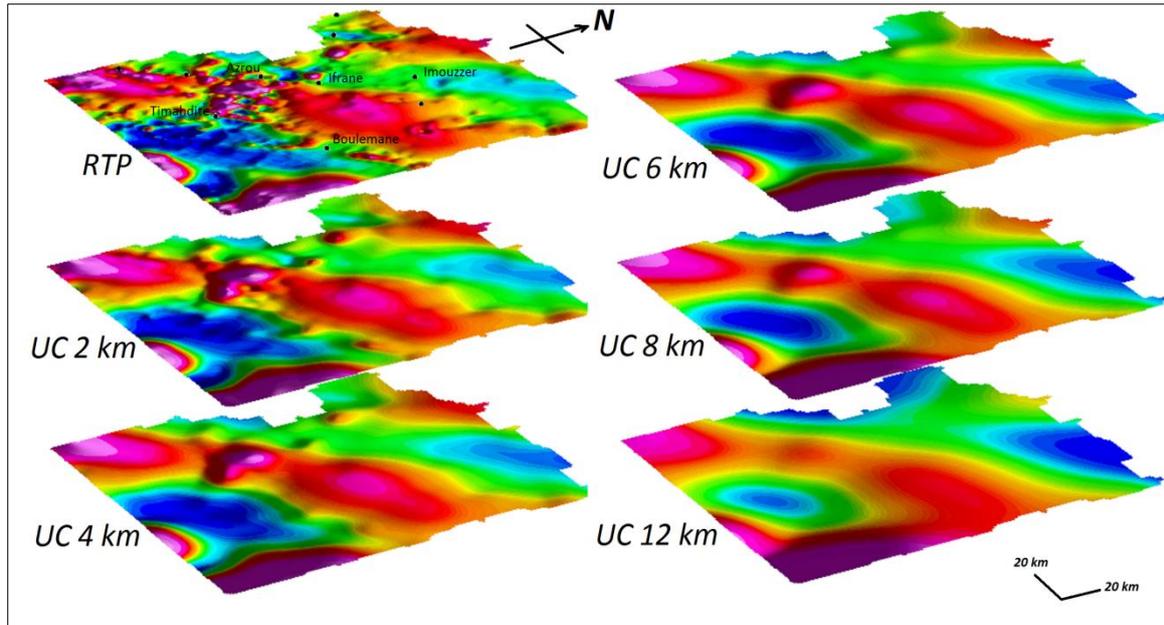


Figure 4. Prolongements vers le haut du champ RTP à 2, 4, 8 et 12 km.
 Figure 4. Upward continuation of the RTP field to 2, 4, 8 and 12 km.

Ainsi, 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). Les valeurs maximales de l'énergie du signal sont bien enregistrées au droit des dépocentres volcaniques superficiels, et le long des grands accidents du socle. Ces dernières structures sont mieux révélées de par l'amplitude du signal, en comparaison avec la carte réduite au pôle. A l'entour de ces foyers volcaniques, des anomalies de plus courte longueur d'onde s'interfèrent et forment des alignements orientés NE-SW ponctués localement d'événements, qui suggèrent la présence de laves enfouies à faible profondeur (Fig. 3). Les coulées qui empruntent les vallées aussi bien à l'est qu'à l'ouest du plateau, ne produisent pas d'anomalies magnétiques. Les anomalies d'Outgui et d'El Koudiate sont à l'aplomb de deux cratères volcaniques bien individualisés au milieu d'une zone peu magnétique.

L'anomalie d'Outgui est caractérisée par un gradient horizontal qui diminue progressivement vers le NW, parallèlement à l'enracinement probable du corps magmatique. L'anomalie d'El Koudiate souligne un corps magmatique vertical, vu le contraste élevé de la susceptibilité magnétique entre l'encaissant et le corps magmatique. Les anomalies magnétiques d'Outgui et d'El Koudiate s'atténuent à un prolongement vers le haut, respectivement de 8 km et de 4 km (Fig. 4).

L'anomalie de Dayet Ifrah localisée au NE du plateau d'Azrou, est de loin la plus importante. Elle

s'étend sur environ 15 km de diamètre, ne couvrant cependant que de rares structures "cratériques" en surface (Fig. 2). Un seul événement surgit à la faveur d'un nœud tectonique formé par la jonction de fractures NS et NW-SE. L'anomalie présente une grande longueur d'onde, d'où elle persiste à un prolongement vers le haut de 8 km (Fig. 3), ce qui indiquerait la présence d'une formation magmatique en profondeur.

Dans le plateau volcanique entre Azrou et Timahdite, apparaissent plusieurs anomalies magnétiques, coincées entre les deux couloirs de failles (ATT et ANMA). L'anomalie NW délimitée par l'accident de Lbouatène (LB) au sud, est la plus intense (290 nT) et se positionne à l'aplomb d'une source exprimée par une dizaine de volcans dont le plus important est celui de Jbel Hebri.

Dans la partie sud vers Timahdite, les anomalies sont de plus courtes longueurs d'ondes (268 nT) et sont engendrées par les volcans de Chdeifate à l'ouest et le complexe volcanique de Boutagrouine à l'est. L'anomalie NW persiste à un prolongement vers le haut de 8 km, comparativement à ses congénères de la partie sud qui s'atténuent à cette hauteur (Fig. 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 *et al.* 2004).

L'équation de cette transformation correspond à :

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

M correspond au champ magnétique réduit au pôle.

Salem *et al.* (2007) 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 ($h = Zc$) (Bouiflane 2008, Oruç & Selim 2011).

Dans le Causse moyen atlasique, le rubanement magnétique de TDR s'aligne avec le trajet des grands accidents NE-SW (Fig. 5). La profondeur des toits des corps magmatiques n'y dépasse pas 0,5 km. A hauteur d'Azrou, là où les accidents majeurs subissent un fléchissement d'orientation ENE-WSW, les anomalies TDR sont plus circonscrites et d'orientation NS à NNE-SSW. Elles dessinent des lambeaux en échelon gauche par rapport à la direction des failles. Dans cette partie du plateau, les corps magmatiques sont relativement plus profonds d'environ 1,2 km.

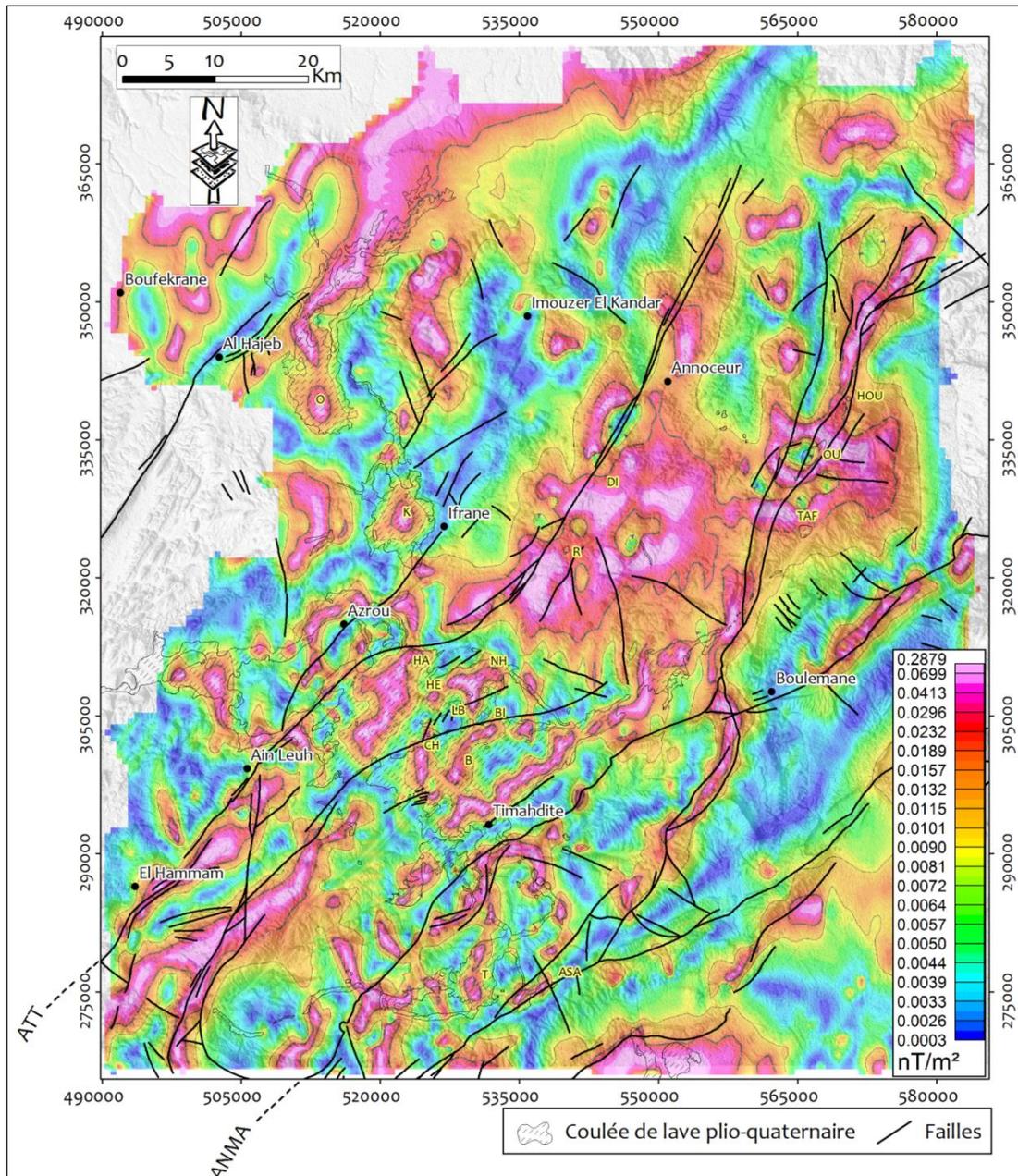


Figure 5. Carte du champ magnétique réduit au pôle transformée par la méthode du « Tilt derivative » du Moyen Atlas (même légende que la figure 3).

Figure 5. Map of the reduced residual magnetic field to the magnetic pole Transformed by the method of the Tilt derivative of the Middle Atlas (same legend as figure 3).

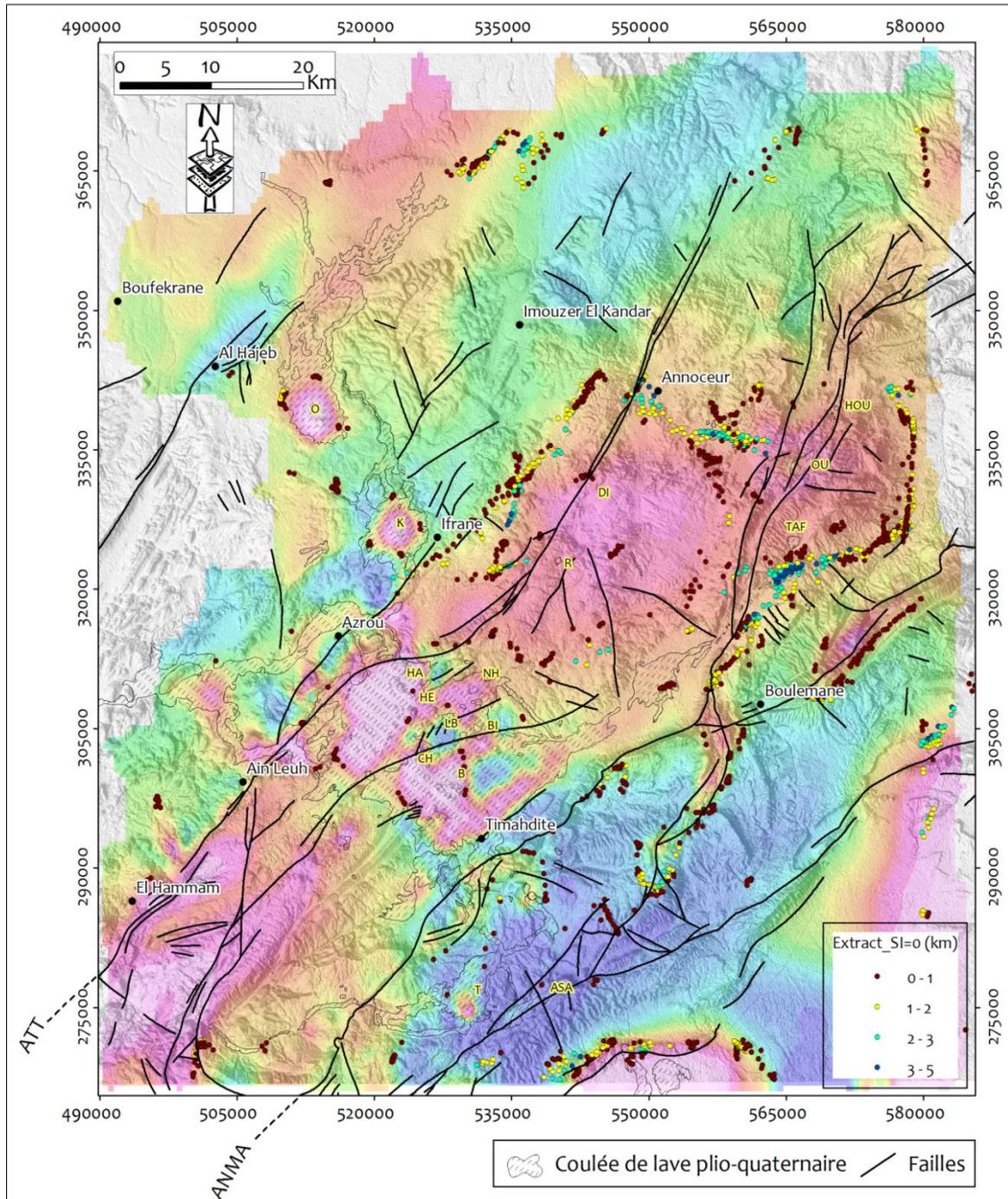


Figure 6. Superposition des solutions Euler $SI = 0$ et des accidents géologiques du Moyen Atlas sur le champ magnétique RTP (même légende que la figure 3).

Figure 6. Superposition of Euler solutions $SI = 0$ and geological accidents of the Middle Atlas on the RTP magnetic field (same legend as figure 3).

La déconvolution Euler

La déconvolution Euler (DE) est une méthode mathématique permettant d'estimer la profondeur des sources, en particulier dans le cadre des champs de potentiels magnétiques ou gravimétriques Thompson (1982) Reid *et al.* (1990). Cette technique est basée sur l'équation d'homogénéité d'Euler qui fait apparaître un "indice structural" correspondant au

degré d'homogénéité de la source. On peut ainsi déterminer à la fois la profondeur et la structure de la source sans apporter d'hypothèse a priori (Moreau 1996). En plus, les résultats ne sont pas affectés par la présence de rémanence (Ravat 1996).

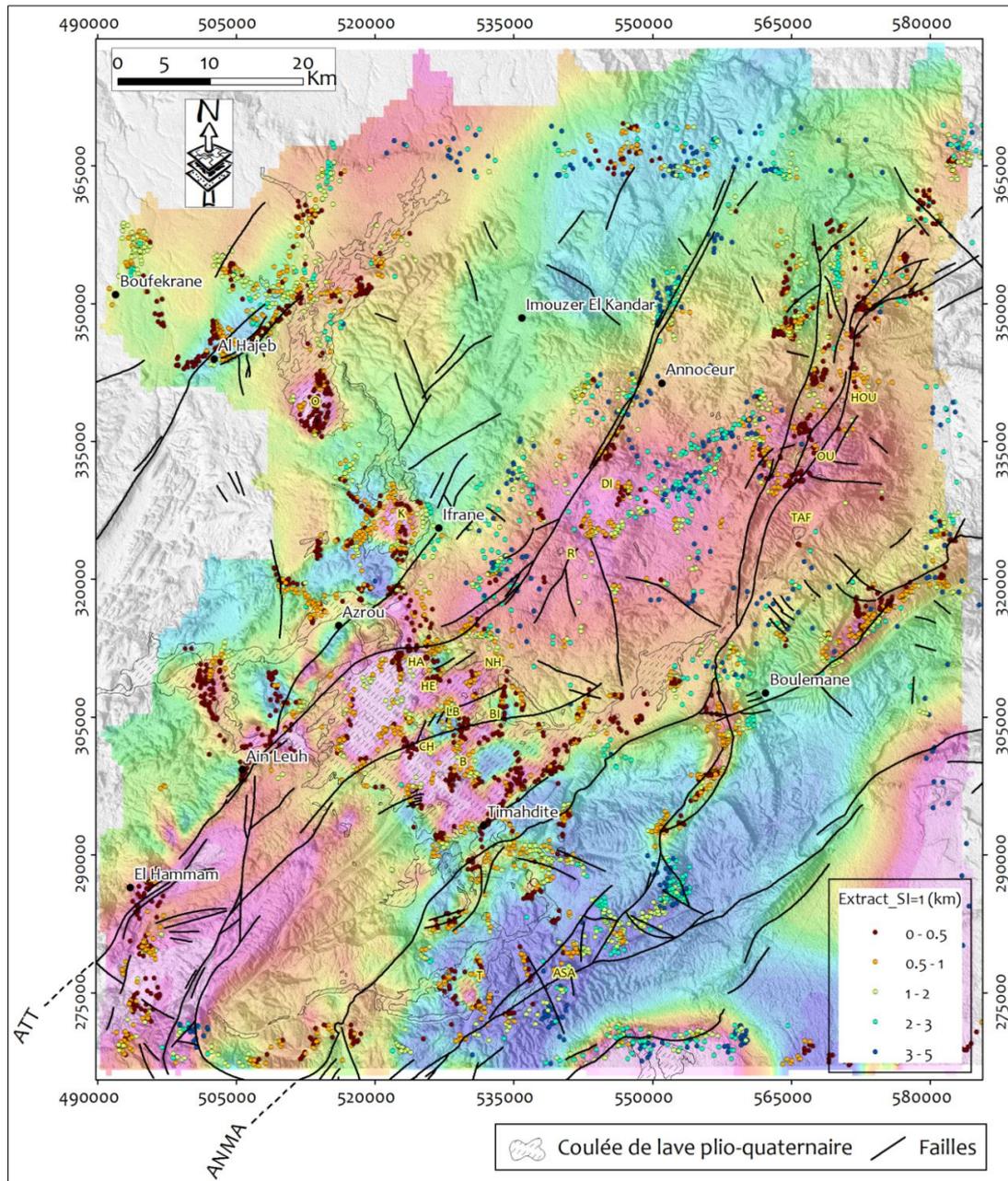


Figure 7. Superposition des solutions Euler SI = 1 et des accidents géologiques du Moyen Atlas sur le champ magnétique RTP (même légende que la figure 3).

Figure 7. Superposition of Euler solutions SI = 1 and geological accidents of the Middle Atlas on the RTP magnetic field (same legend as figure 3).

L'application des données magnétiques est décrite par Thompson (1982) et par Reid *et al.* (1990) en se basant sur la relation:

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

(x_0, y_0, z_0) : position d'une source magnétique dont le champ total T est détecté en (x, y, z) .

B : valeur régionale du champ magnétique total.

N : degré d'homogénéité appelé souvent indice structural (IS) qui caractérise le type de source et le taux de variation du champ en fonction de la distance. A partir du champ mesuré en surface, on pourra donc déterminer les inconnues x_0, y_0, z_0 et B.

L'application de la DE sur le champ magnétique résiduel réduit au pôle nécessite le calcul de 3 dérivées selon X, Y et Z.

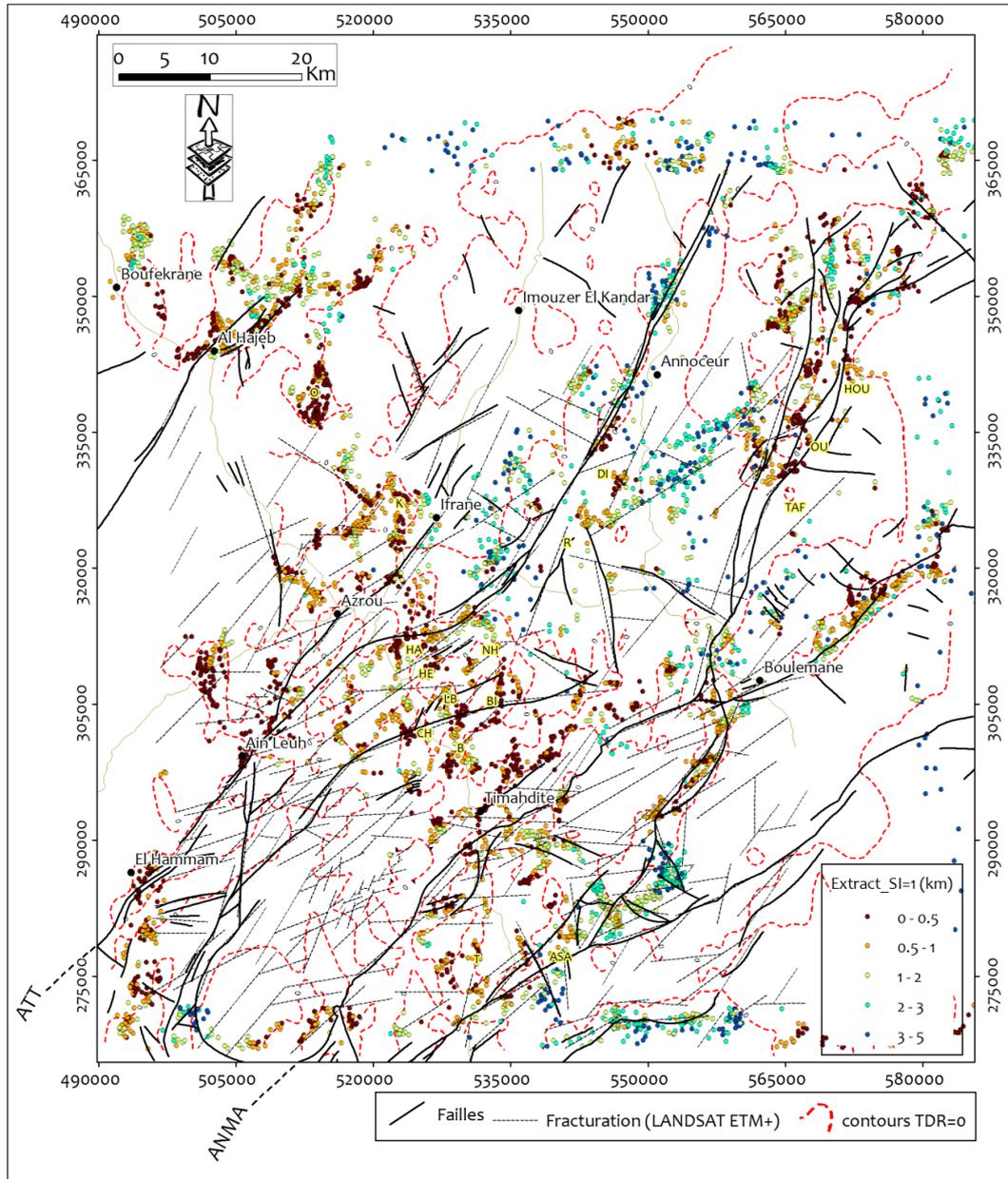


Figure 8. Carte des contours $\Theta=0$ (TDR), superposée sur les linéaments issus de l'analyse des images satellitaires LANDSAT ETM+ (Menjour 2016), les solutions Euler SI=1 et les failles cartographiées (Martin 1981, Harmand & Mokadiri 1986). (même légende que la figure 3).

Figure 8. Map of the contours $\Theta = 0$ (TDR), superimposed on the LANDSAT ETM + satellite images (Menjour 2016), the Euler solutions SI = 1 and the mapped faults (Martin 1981, Harmand & Mokadiri 1986). (same legend as figure 3).

Sachant que l'altitude barométrique est constante à 2.600 m, les profondeurs des solutions Euler ont été comparées aux altitudes de deux modèles numériques de terrain MNT N33W05 et N33W06, afin d'éliminer les solutions aberrantes où l'élévation est supérieure à l'altitude au terrain.

INTERPRETATION

Les linéaments déduits du filtre TDR concordent en grande partie avec les grands accidents (ATT,

ANMA) qui compartimentent le Causse moyen atlasique (Fig. 4). Au niveau du plateau volcanique d'Azrou Timahdite, ces linéaments longent les trajectoires jalonnées par nombreux volcans. Cela permet d'envisager que le drainage du magma a serait lié au rejeu de ces accidents dont les trajectoires sont jalonnées par de nombreux volcans. Au niveau de Dayet Ifrah les anomalies s'égrènent suivant une direction NE-SW à ENE-WSW, parallèle à l'extension des accidents majeurs. En surface, le terrain situé à l'plomb de ces anomalies est peu volcanisé et montre une faible densité de fracturation.

Les solutions de la (DE) ont été calculées pour $IS = 0$ (Fig. 6) correspondant aux failles à grands rejets ou aux contacts des structures d'ampleur infinie (Reid *et al.* 1990, Fitzgerald *et al.* 2004) et $IS = 1$ relatif aux failles de faible rejet, sills et dykes (Reid *et al.* 1990, Oruç & Selim 2011) (Fig. 7). Le choix de ces indices est dicté par le contexte géologique régional.

Les solutions de la (DE) calculées avec $IS = 0$, fournissent des linéaments entre 0 et 2.000 m de profondeur, qui empruntent particulièrement les réseaux des grands accidents ATT et ANMA (Fig. 6).

Au NE de Dayet Ifrah, la jonction entre les Causses d'Ifrane et d'Imouzzère est soulignée par un linéament transverse (WNW-ESE) de la DE avec un approfondissement des solutions vers l'est de 1.000 à 3.000 m conformément à un affaissement vers le NE des lanières élémentaires redécoupées par des failles transverses (Charrière 1990).

Les foyers magmatiques révélés sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du Causse moyen atlasique, notamment ceux des secteurs de Hebri, Chdeifate, Koudiat et Outgui, apparaissent bien circonscrits par les solutions de la DE jusqu'à 1.000 m de profondeur (Fig. 6).

Les solutions de la DE calculées avec $IS = 1$, soulignent davantage les contours de ces foyers et confirment la profondeur des réservoirs magmatiques notamment dans le secteur de Hebri (1.000 à 2.000 m), en accord avec les résultats obtenus par la transformation TDR (Fig. 7).

Ces solutions font apparaître dans la région de Dayet Ifrah, des alignements qui s'enfoncent en trois paliers, particulièrement marqués entre 500 m et 5.000 m, dans la direction des anomalies mises en évidence sur la carte du champ magnétique réduite au pôle. A noter que la compilation des linéaments obtenus par les traitements TDR et DE montre un parallélisme aussi bien avec les accidents

cartographiés sur le terrain (Martin 1981, Charrière 1990) qu'avec ceux déterminés par l'analyse des images satellitaires (Menjour *et al.* 2016) (Fig. 8).

Une simulation des formes et de la profondeur des corps magnétiques anormaux a été réalisée à l'aide du module GM-System de Geosoft Oasis Montaj. Le principe de cette technique est d'ajuster l'anomalie calculée à celle observée sur le champ magnétique réduit au pôle en tenant compte de la topographie (Fig. 9). Pour cela on a considéré que l'aimantation est purement induite, avec une susceptibilité magnétique égale à 0,015 (cgs) qui correspond à la moyenne des susceptibilités magnétiques mesurées dans les basaltes du Moyen Atlas (El Azzab & El Wartiti 1998 b).

Le tracé des deux profils AA' et BB' tient compte de la position de l'anomalie respectivement en dehors ou sur le trajet des accidents majeurs (Fig. 3). Les corps magmatiques au droit des grands accidents semblent plus profonds jusqu'à 5 km et d'extension limitée. Dans les deux cas les réservoirs magmatiques se présentent sous forme de laccolites, adjacents au tracé des failles ATT et ANMA (Fig. 9).

Cette disposition structurale suggère l'intrusion du magma dans un encaissant fragile à la faveur de zones de décollement ouvertes consécutivement au jeu normal des failles qui drainent le magma vers des zones d'expansion latérales (Witkind 1973, Roman Berdiel 1995).

Un tel mode de gisement peut être également expliqué par des incursions à la faveur de galeries karstiques, creusées dans les formations calcaires présentes dans les différentes séries de la couverture méso-cénozoïque.

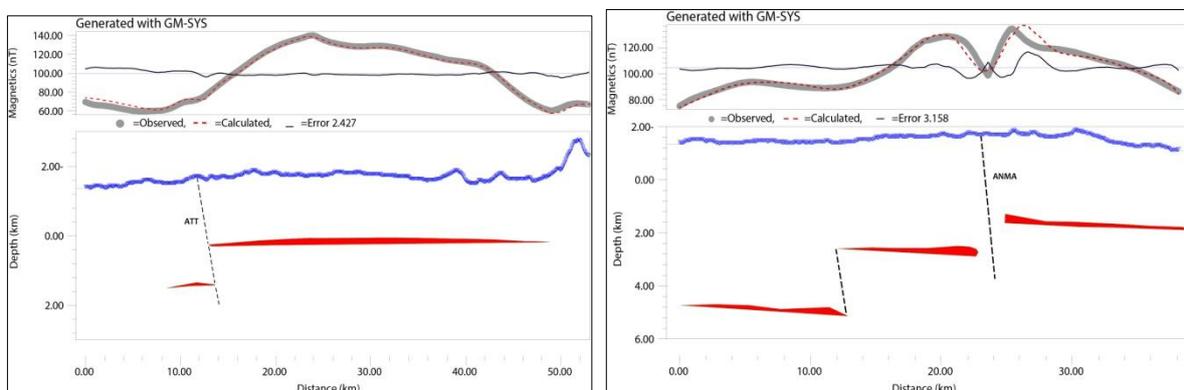


Figure 9. Modèle proposé sur le module GM-system de Geosoft Oasis montaj le long des profils [AA'] et [BB'] sur la carte du champ magnétique résiduel réduit au pôle.

Figure 9. Model proposed on the Geosoft Oasis montaj GM-system along the profiles [AA'] and [BB'] on the map of the residual magnetic field reduced to the magnetic pole.

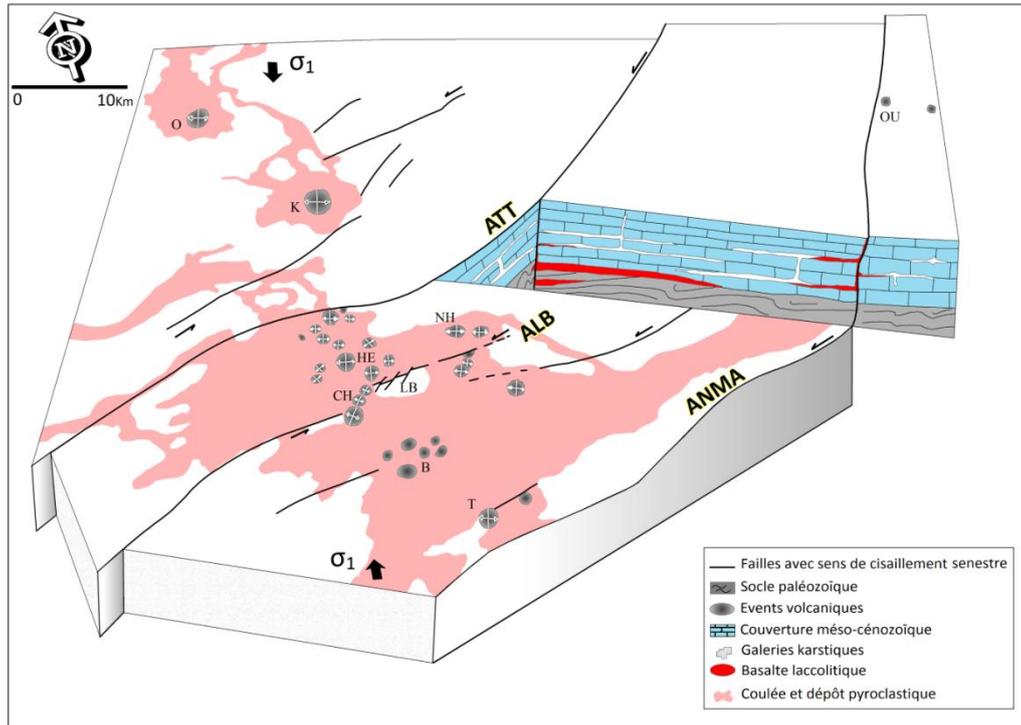


Figure 10. Modalités de mise en place du magmatisme plio-quaternaire dans le causse Moyen Atlasique (même légende que la figure 3).

Figure 10. Implementation modalities of plio-quaternary magmatism in the Middle Atlasic cause. (same legend as figure 3).

SYNTHESE ET CONCLUSION

L'interprétation des anomalies aéromagnétiques du Causse d'Azrou et des régions avoisinantes, sur la base de méthodes de traitement récentes notamment

l'opérateur TDR et la DE, a permis de comprendre les modalités de la dynamique volcanique durant le Plio-Quaternaire, dans cette partie de la chaîne moyen atlasique.

Les anomalies magnétiques observées sur la carte réduite au pôle et/ou filtrée par l'opérateur TDR sont généralement de petite taille, bien circonscrites (El Koudiat, Outgui), ou allongées le long des grands accidents (ATT, ANMA). D'autres formes complexes résultant de l'interférence de plusieurs anomalies ponctuelles, apparaissent particulièrement dans le plateau d'Azrou (Habri, N'Ait Lhaj, Boutagrouine, Chdeifate) et dans le Causse d'Ifrane (Dayet Ifrah).

Toutes les sources affleurent en surface sauf dans la région de Dayet Ifrah. Le prolongement vers le haut de la carte des anomalies magnétiques permet néanmoins d'envisager la présence de laccolites magmatiques enfouies de dimension relativement réduite, situés à faible profondeur (environ 1 km dans le plateau d'Azrou) et qui auraient alimenté les différents appareils volcaniques. Les volcans placés au droit des failles semblent issus de coulées enfouies plus superficielles. Les basaltes du Moyen Atlas sont particulièrement riches en enclaves de péridotite

d'origine mantellique et quelquefois de xénolites de la croûte. A cela s'ajoute des xénocristaux qui proviennent de la dislocation et de l'assimilation des nodules de péridotites au cours de l'ascension. L'abondance, la taille et la nature des enclaves dans ces basaltes apportent des informations fondamentales et directes sur la structure profonde du domaine atlasique, source de ce volcanisme. En effet, l'abondance des enclaves de péridotites (jusqu'à 20cm de diamètre) dans les basaltes traduit une ascension rapide du magma vers la surface, hormis l'existence d'indices texturaux qui témoignent des déséquilibres physico-chimiques suite à l'introduction des enclaves dans la roche hôte (Lakroud *et al.* 2015). Aussi les données pétro-minéralogiques attestent-elles d'un court séjour du magma dans la croûte, ce qui explique l'absence de grandes chambres magmatiques.

Les modalités de mise en place du magmatisme quaternaire dans le plateau du Moyen Atlas apparaissent régies par une même dynamique volcanotectonique conditionnée par le contexte karstique (Fig. 10). Le modèle volcano-tectonique préconisé par Harmand & Moukadiri (1986), Lakroud *et al.* (2015) insère l'activité volcanique dans des distensions locales induites par la remobilisation d'accidents décrochants senestres. Ce mécanisme de la tectonique syn-éruptive est déduit des structures géométriques homothétiques des modèles théoriques

ou expérimentaux (Fig. 9). Ainsi les complexes cratériques de Hebri et de Chdeifat et les volcans d'Outgui et de Koudiat se placent dans des ruptures en tension circonscrites aux terminaisons, aux zones de virgations ou de relais d'accidents anciens. Ces derniers servent également de voie d'accès au magma et son épanchement latéral aidé en cela par la nature fragile de l'encaissant argilo-calcaireux. La disposition étagée des laccolites est raccordée au déplacement distensif des failles. Elle peut être également expliquée par une infiltration du magma à la faveur de galeries karstiques creusées dans les niveaux carbonatés ou par dissolution sous-jacente de poches salifères du Trias (Martin 1981, Lakroud *et al.* 2015).

D'autre part, les accidents majeurs NE-SW d'amplitude régionale et à moindre degré, ceux de directions NNW-SSE et ENE-WSW, se confondent avec les alignements de dépressions karstiques qui truffent les formations calcaires du Lias (Martin 1981). Les épanchements de basaltes qui couvrent ces formations au niveau du Causse, ont généré des cryptokarsts dont l'agencement s'accommode avec la direction des failles majeures. L'anomalie de Dayet Ifrah serait liée à une circulation de magma dans une zone de décollement entre le socle paléozoïque et la couverture méso-cénozoïque à environ 2 km de profondeur. Ce niveau est compatible avec l'épaisseur moyenne de la couverture qui pourrait abriter également des incursions magmatiques à la faveur du réseau karstique initié conformément à l'orientation des accidents majeurs.

REMERCIEMENTS

Ce travail fait partie du projet de recherche multidisciplinaire sur les géomatériaux et les géosites volcaniques du Maroc: valorisation et exploitation dans les perspectives d'un développement durable, soutenu et financé par l'Académie Hassan II des Sciences et Techniques. Ce projet est réalisé dans le cadre d'une collaboration tripartite impliquant la Faculté des Sciences Ain Chock de Casablanca, l'Institut Scientifique de Rabat et la Faculté des Sciences et Techniques - Mohammadia. Les auteurs remercient les évaluateurs qui ont contribué à l'amélioration de l'article : Le Pr. Bouiflane (Institut Scientifique Rabat), Le Pr. Jean-Louis Bodinier, Le Pr. Pierre Camps et Jean-Marie Dautria (Géosciences Montpellier). Les évaluateurs anonymes sont remerciés pour leurs commentaires et suggestions.

REFERENCES

Arboleya M. L., Teixell A., Charroud M. *et al.* 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 3-5, 319-327.

Baala M. 2005. *Etude quantitative des anomalies magnétiques par le signal analytique : application à des données océaniques*. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, 223 p.

Babault J., Teixell A., Arboleya M.L. *et al.* 2008. A late Cenozoic age for long-wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova* 20, 102-107.

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

Bensari D. 1978. *Connaissance géophysique du Maroc*. Doctorat d'Etat, Grenoble, 262 p.

Berrahma M. & Delaloye M. 1989. Données géochronologiques nouvelles sur le massif volcanique du Siroua (Anti-Atlas, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 9, 3-4, 651-656.

Berrahma M., Delaloye M., Faure-Muret A. *et al.* 1993. Premières données géochronologiques sur le volcanisme alcalin du Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 17, 3, 333-34.

Bouiflane M. 2008. *Cartographie aéromagnétique et magnétique multi-échelles: Etude structurale d'une région du fossé Rhénan*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg 1, 151p.

Charrière A. 1990. *Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au sud-est de Fès (Maroc)*. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paul Sabatier de Toulouse, 559p.

Direction des Mines de la Géologie et de l'Energie (D.M.G.E). 1974. *Levé aéromagnétique du Maroc, domaine de Moyen-Atlas, Haute Moulouya et Haut-Atlas Oriental*. Rapport inédit. 54p.

El Azzab D., El Wartiti M. 1998. Mise en place de la chaîne volcanique du moyen atlas (Maroc): traitement des données aéromagnétiques, *Pangea*, n°29/30, 45-51.

El Azzab D., El Wartiti M. 1998. Paléomagnétisme des laves du Moyen Atlas (Maroc) : Rotations récentes, *Earth and planetary sciences*, 237, 509-512.

El Azzouzi M., Maury C., Bellon H. *et al.* 2010. Petrology and K-Ar chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlas basaltic province, Morocco. *Bulletin de la Société géologique de France*, t. 181, 3, 243-257.

El Bakkali S. 1995. *Volcanologie et Magmatologie du système du Gourougou (Rif Oriental, Maroc)*. Thèse, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand II, 283 p.

Fedan B. 2001. Les magmatites méso-cénozoïque du, Moyen Atlas : typologie et cadre géodynamique. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n°408, 125-134, 8 fig.

Fitz Gerald D., Reid A. & Mc Inerney P. 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers & Geosciences* 30, 461-469.

Frizon De Lamotte D., Crespo-Blanc A., Saint-Bezar B., *et al.* 2004. TRASNSMED-transect I (Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf Basin). In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas-The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin, 91-96.

Fullea Urchulutegui I., Fernandez M. & Zeyen H. 2006. Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco); a simple approach from regional elevation and geoid data. *Comptes Rendus Geosciences*. Volume 338, Issues 1-2, 140-151.

Gomez F., Allmendinger R., Barazangui M. *et al.* 1998. Crustal shortening and vertical strain partitioning in the Middle Atlas mountains of Morocco. *Tectonics*, 17, 520-533.

Harmand C. et Cantagrel J.M. 1984. Le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire du Moyen Atlas (Maroc) :

- chronologie K/Ar et cadre géodynamique. *Journal of African Earth Sciences*, 2, 51-55.
- Lakroud K., Remmal T., Elkamel F. *et al.* 2015. Reconstitution de la dynamique éruptive polyphasée du volcan d'Aguelmane Sidi Ali (Moyen Atlas- Maroc). 9ème *Colloque International du Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées*, p54.
- Makris J., Demnati A. & Klussmann J. 1985. Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Annales Geophysicae*, 3, 369-380.
- Martin J. 1981. Le Moyen Atlas central. Etude. Etude Géomorphologique. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, N° 258 bis.
- Menjour F., Remmal T., Hakdaoui M. *et al.* 2016. Role of fracturing in the organization of the karst events of Azrou Plateau: contribution of space imagery. *The Indian Society of Remote Sensing Journal*, Vol. 44, 16p.
- Miller H.G & Singh, V. 1994. Potential field tilt- a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32, 213-217.
- Missenard Y., Zeyen H., Frizon De Lamotte D. *et al.* 2006. Crustal versus Asthenospheric Origin of the Relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research* 111-B03401.
- Mokhtari A & Velde D. 1988. Xenocrysts in Eocene camptonites from Taourirt, northern Morocco (Xénocristaux dans les camptonites éocènes du Taourirt, Maroc septentrional). *Mineralogical Magazine*, 52, 5, 587-601.
- Moreau F., Gibert D. & Saracco G. 1996. Filtering non-stationary geophysical data with orthogonal wavelets. *Geophysical Research Letter*, 23, 407 - 410.
- Morel J. M. & Bellon H. 1996. Le volcanisme quaternaire du plateau d'Azrou, Maroc. Contribution à la datation isotopique des magmas associés. 13ème *Colloque des bassins sédimentaires marocains*, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, p113.
- Mourtada S., Lebas M.J. & Pin C. 1997. Petrogenesis of Mg-carbonatites from Tamazert in the Moroccan High Atlas. *Comptes rendus de l'académie des sciences série 1, Fascicule Sciences de la terre et des planètes*, 325, 8, 559-564.
- 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, 507-517.
- Nabighian M. N. 1984. Toward a Three-dimensional Automatic Interpretation of Potential Field Data 6ia Generalized Hilbert Transforms: Fundamental Relations, *Geophysics*, 49, 780-786.
- Najid D. 1979. *Paléomagnétisme du Miocène, plio-quaternaire et du quaternaire*. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 134p.
- Oruç B. & Selim H.H. 2011. Interpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform. *Journal of Applied Geophysics*, 74, 194-204.
- Rachdi H., Berrahma M., Delaloye M. *et al.* 1997. Tertiary volcanism in Rekkame (Maroc): Petrology, geochemistry and geochronology. *Journal of African Earth Sciences*, 24, 3, 259-269.
- Ravat D. 1996. Analysis of the Euler Method and Its Applicability in Environmental Magnetic Investigations JEEG, December 1996, Volume 1, Issue 3, pp. 229-238
- Reid A.B., Allsop J.M., Granser H. *et al.* 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*. 55, 80-91.
- Roest W. R., Verhoef J. & Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic, *Geophysics*, 57, 116-125.
- Roman Berdiel M. T. 1995. *Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux, modèles analogiques et exemples naturels*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, Rennes, 258 p.
- Seber D., Barazangi M., Ibenbrahim A. *et al.* 1996. Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic Mountains. *Nature*, 379, 3125-3138.
- Salem A., William S., Fairhead J.D. *et al.* 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, Volume 73, Issue 1, L1-L10.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead J.D. *et al.* 2007. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26, 1502-1505.
- Tadili B. & Ramdani F. 1983. Computer file of Moroccan earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 259-289.
- Tadili B., Ramdani M., Ben Sari D., *et al.* 1986. - Structure de la croûte dans le Nord du Maroc. *Annales Geophysicae*, 4, 99-104.
- Thompson D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Van Der Meijde M. Van Der Lee S. & Giardini D. 2003. Crustal structure beneath broad-band seismic stations in the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 152, 729-739.
- Verduzco B., Fairhead, J.D; Green, C.M *et al.* 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. SEG. *The Leading Edge*, 116-119.
- Witkind I.J. 1973. Igneous rocks and related mineral deposits of the Barker quadrangle, little Belt Mountains, Montana. *Us. Geological Survey professional paper*, 752, 58.
- Zeyen H., Ayarza P., Fernandez M. *et al.* 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, 24, 2, TC2001, doi: 10.1029/2004TC001639.



Publications :

Kawter Sebei, Mohamed Hédi Inoubli, Haïfa Boussiga, Said Tlig, Rabah Alouani & **Mustapha Boujamaoui** (2007):

Seismic Stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk El Menzel region, NE Tunisia.

Journal of African Earth Sciences 47, pp. 9-29.

Seismic stratigraphy, tectonics and depositional history in the Halk el Menzel region, NE Tunisia

Kawthar Sebei ^{a,*}, Mohamed Hédi Inoubli ^a, Haïfa Boussiga ^a, Said Tlig ^a,
Rabah Alouani ^b, Mustapha Boujamaoui ^c

^a *Université el Manar, Faculté des Sciences de Tunis, UR Géophysique Appliquée aux Minerais et aux Matériaux, Campus Universitaire, 1060 Tunis, Tunisia*

^b *Département de géologie, Faculté des Sciences de Bizerte, Tunisia*

^c *Département de géologie, Faculté des Sciences et Technique. Errachidia, Morocco*

Received 28 January 2006; received in revised form 11 September 2006; accepted 18 September 2006

Available online 15 November 2006

Abstract

In the Halk el Menzel area, the proximal- to pelagic platform transition and related tectonic events during the Upper Cretaceous–Lower Miocene have not been taken into adequate consideration. The integrated interpretation of outcrop and subsurface data help define a seismic stratigraphic model and clarify the geodynamic evolution of the Halk el Menzel block. The sedimentary column comprises marls and limestones of the Campanian to Upper Eocene, overlain by Oligocene to Lower Miocene aged siliciclastics and carbonates.

Well to well correlations show sedimentary sequences vary considerably in lithofacies and thicknesses over short distances with remarkable gaps. The comparison of sedimentary sequences cut by borehole and seismic stratigraphic modelling as well help define ten third order depositional sequences (S1–S10). Sequences S1 through S6 (Campanian–Paleocene) are mainly characterized by oblique to sigmoid configurations with prograding sedimentary structures, whereas, sequences S7–S10 (Ypresian to Middle Miocene) are organized in shallow water deposits with marked clinoform ramp geometry. Sedimentary discontinuities developed at sequence boundaries are thought to indicate widespread fall in relative sea level. Angular unconformities record a transpressive tectonic regime that operated from the Campanian to Upper Eocene.

The geometry of sequences with reduced thicknesses, differential dipping of internal seismic reflections and associated normal faulting located westerly in the area, draw attention to a depositional sedimentary system developed on a gentle slope evolving from a tectonically driven steepening towards the Northwest.

The seismic profiles help delimit normal faulting control environments of deposition. In contrast, reef build-ups in the Eastern parts occupy paleohighs NE–SW in strike with bordering Upper Maastrichtian–Ypresian seismic facies onlapping Upper Cretaceous counterparts.

During the Middle–Upper Eocene, transpressive stress caused reactivation of faults from normal to reverse play. This has culminated in propagation folds located to the west; whereas, the eastern part of the block has suffered progressive subsidence. Transpressive carbonate depositional sequences have predominated during the Middle Miocene and have sealed pre-existing tectonic structures.

© 2006 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Proximal; Pelagic platform; Seismic stratigraphy; Campanian–Middle Miocene; Geodynamic evolution; Distally steepened ramp; Tunisia

1. Introduction

Various studies have discussed the geometry and eustatic/tectonic controls on lithofacies distribution of

basins (Vail et al., 1977, 1991; Sarg, 1988; Gardiner et al., 1995; Pepe et al., 2005). In northeastern Tunisia (Fig. 1), vertical and lateral variations in lithofacies and basin fill characteristics are discussed mainly in the western Kairouan and Cap-Bon provinces (Blondel, 1991; Saadi, 1997; Rabhi, 1999; Boussiga et al., 2003). These regions expose series of geodynamic events directly related to

* Corresponding author. Tel.: +216 97031006.

E-mail address: kawthar_sebei@yahoo.fr (K. Sebei).

eustasy and tectonism (Haller, 1983; Bédir et al., 1996; Jorry, 2004). In the Gulf of Hammamet area (Fig. 1), depositional successions outline Meso-Cenozoic rhomb-shaped blocks where faulting has cut and deformed series of thick-bedded limestones, marl and siliciclastic deposits (Ben Ferjani et al., 1990).

Previous studies in the region have dealt with the determination of lithostratigraphic units, (Burolet, 1956; Fournié, 1978; Bonnefous and Bismuth, 1982), description of sedimentary associations and tectonic framework of the Upper Cretaceous to Miocene terrains. Few studies have also undertaken the subsidence (Ellouz, 1984; Patriat et al., 2003) and geothermal (Zenati-Chilli, 2000) aspects in the gulf of Hammamet area. Vertical and lateral variations of Upper Cretaceous-Oligocene lithofacies, particularly in terms of relative sea-level changes, transitional pelagic platform into platform environments and tectonism have not been taken into consideration.

The ultimate objective of this study is to integrate reflection seismic data, well logs and outcrop geological sections to develop a seismic stratigraphic model explaining the Campanian – Langhian geological period. This procedure will be applied to check and to clarify the evolution of the Halk el Menzel area and its surrounding zones (Fig. 1).

Furthermore, the tectonic evolution and sedimentary environment of deposition may also exert control on

source and reservoir-rock formation and oil maturation; thus, our study discusses the reservoir rock and petroleum potential in the Halk el Menzel area.

2. Structural setting

The study area is located in the central part of the gulf of Hammamet (Fig. 1); it covers approximately 100,000 km² and it is bounded by the Sahel Province in the West, the Cap Bon Peninsula in the North and the Malta escarpment in the East.

The gulf of Hammamet occupies to the west, the present margin of the Pelagian Sea, transected to the East by the Pantelleria – Malta – Linosa rifting (Boccaletti et al., 1987; Gardiner et al., 1995; Torelli et al., 1995; Catalano et al., 1996; Tavarnelli et al., 2004). Tectonic pulses mainly during the Tertiary have also resulted in magmatism that took place along with the opening of rift basins.

The gulf of Hammamet has also been subjected to faulting and regional subsidence organised in three main periods (Ellouz, 1984; Burolet, 1991; Patriat et al., 2003) of the Cretaceous, the Oligocene–Miocene and the Middle to Late Miocene – Pliocene. Triassic halokinesis which may play a prominent role in tectonic settings was described in the western Sahel area (Haller, 1983; Touati, 1985), but not reported by previous workers in the study area.

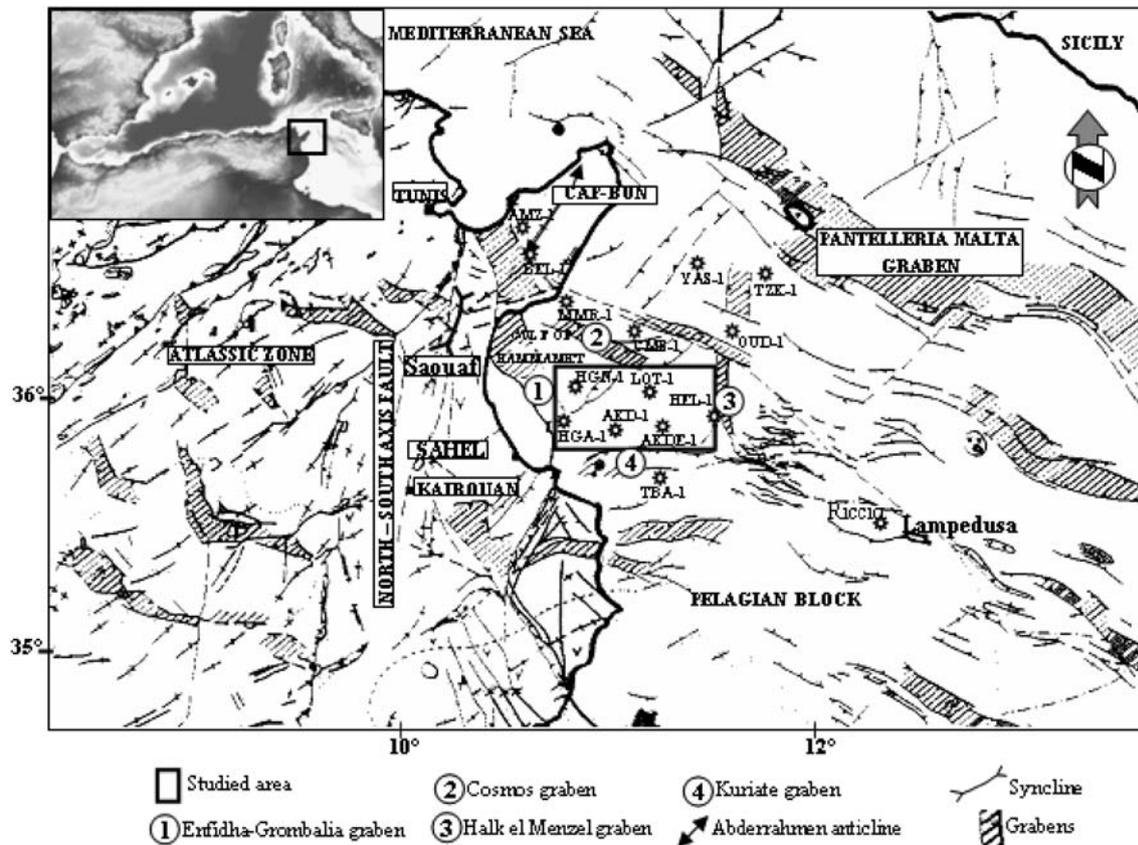


Fig. 1. Regional structural map of Gulf of Hammamet (After Burolet, 1991) modified.

The subsurface geology in the gulf of Hammamet revealed grabens, NE–SW anticline and fault-bend folds (Haller, 1983; Bédir, 1995).

The Halk el Menzel area is transected by regional transcurrent faults either reverse or normal in play which have caused tilting and/or folding of blocks. The main structural trends display troughs and grabens filled by syntectonic deposits during the Oligocene–Miocene period. Uplifted structures (folds and horsts) form paleohighs rimmed by areas that suffered marked subsidence throughout the Neogene times.

The intensive deformation in the area is represented by four main regional shear zones that border deep-seated grabens all around the so-called Halk el Menzel block (Fig. 1).

The *Enfidha-Grombalia graben* located in the west and which stretch from the south to the north in strike, is in continuity with the actually active Monastir–Hammamet fault zone (Burolet, 1991; Messaoudi and Hamouda, 1994). It cuts the Cap Bon Peninsula and reaches the gulf of Tunis in its northernmost extension.

The *northern Cosmos* and the *southern Kuriate grabens* are bounded by E–W trending major faults. These faults have begun their evolution since the Upper Cretaceous throughout the Paleogene and Oligocene times with oblique-slip and mostly dextral fault plays (Burolet, 1991; Messaoudi and Hamouda, 1994).

The *Halk el Menzel graben* borders the block in the East, this zone show regional shear faults intersecting the E–W extended Birs-Cosmos High.

All these grabens, which were created by oblique-slip movements of regionally transcurrent faults in broad tectonic corridors, have been active during the Oligocene–Miocene period (Burolet, 1991; Messaoudi and Hamouda, 1994; Bédir et al., 1996).

3. Material and methods

A grid of 14 seismic profiles, which were acquired by CGG “Compagnie Générale de Géophysique” for oil exploration in 1978, covers the study area (Fig. 2). Seismic horizons and facies have been tied to available wells

within the area. Seismic facies are calibrated by nine wells (Fig. 2). The main ones are HGA-1, AKD-1 and AKDE-1 boreholes (Figs. 3 and 4). Sequence boundaries, successions and significant geometries of depositional systems including gaps, are identified and described using the detailed lithostratigraphic description of well-cuttings and outcrops data (Cap Bon, Kairouan and Lampione island).

4. Lithostratigraphic compilation using borehole and outcrops data

The study of sedimentary successions in the subsurface of the Halk el Menzel block is based on borehole logs description compared to outcrop data of Cap Bon peninsula and the Lampione Island. Well correlations (Fig. 3B) show lateral variations in lithofacies and thicknesses displaying local gaps.

The Upper Campanian–Lower Maastrichtian deposits, corresponds to the Abiod Formation (Burolet, 1956), consists of biomicrites including Globotruncana, Molluscan Cephalopoda and bioclasts. Its thickness increases from the North West (HGA-1 well: 100 m) to the South East (AKD-1 well: 250 m). However, this formation shows a local gap in BGN-1 borehole. This facies is considered to

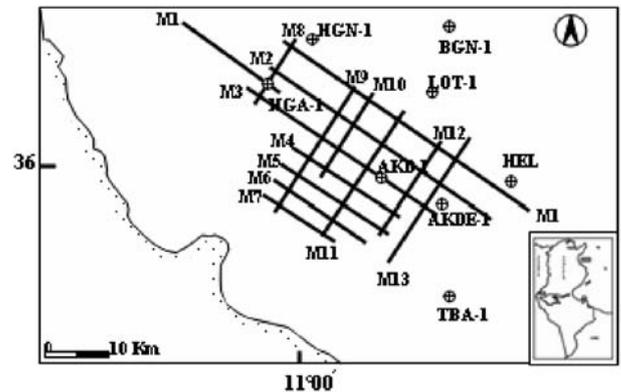


Fig. 2. Location map of wells and seismic reflection profiles grid acquired by CGG (1978).

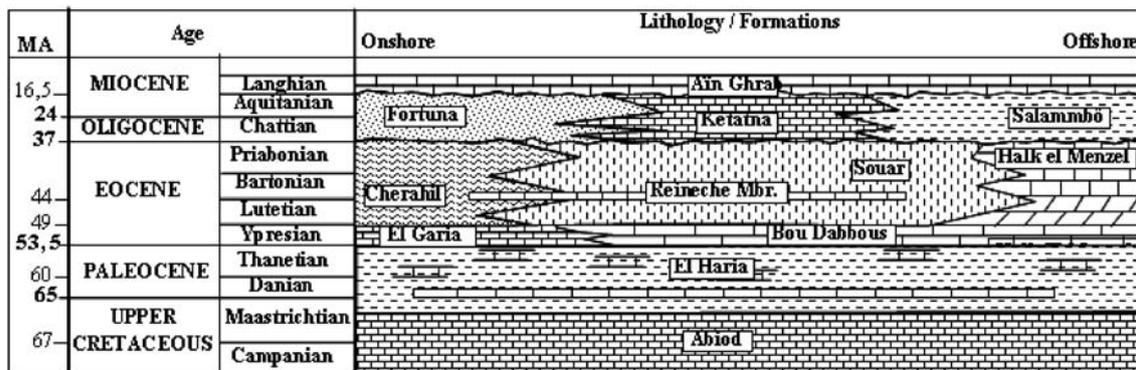


Fig. 3A. Lithostratigraphic chart of the study area.

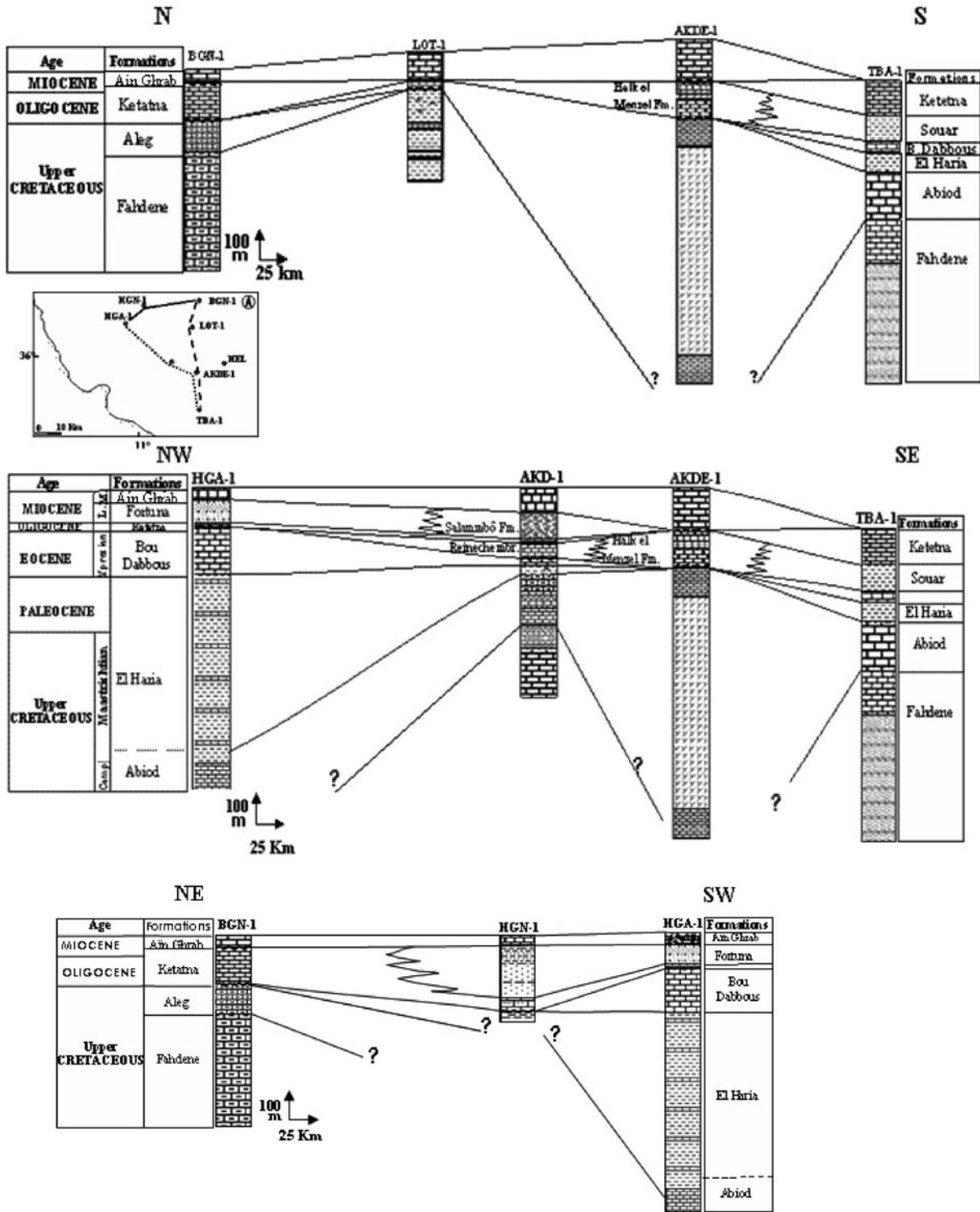


Fig. 3B. Well log correlations showing lateral and vertical variation in lithofacies.

be deposited under infratidal marine conditions with local shallowing and Rudist build-ups (AKDE-1 well).

The Upper Maastriichtian – Paleocene series conforms to thick pelagic marls and clay limestones of El Haria Formation (Burrollet, 1956; Saadi, 1997). These series are full of Globorotalidae fauna and show locally phosphate and glauconite grains. The El Haria formation may disappear

in the Cap Bon outcrops (Bajanik et al., 1978) and in some drill-wells of the gulf of Hammamet (Ben Ferjani et al., 1990) as a result of tectonism, emersion and erosion (Bajanik et al., 1978). In the Sahel area (onshore of Eastern Tunisia), Haller (1983) and Boussiga et al. (2003) observed an intra-El Haria unconformity which may correlate with the Cretaceous-Tertiary boundary. Such an unconformity

is thought to exist in the Halk el Menzel area. For example, in the AKD-1 well, the uppermost part of the El Haria Formation (Upper Paleocene) organized in shales alternating with thin bedded limestone bearing *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925), disconformably overly the Campanian – Lower Maastrichtian sequences.

In the Halk el Menzel Block, shales in the El Haria Formation decrease remarkably in thickness from the North-West (HGA-1: 809 m) towards the South-East (TBA-1: 113 m). Besides, these facies are eroded or none deposited in the North-East mainly in AKDE-1, LOT-1 and BGN-1 wells.

The Upper Maastrichtian – Paleocene shales are overlain by the Ypresian deposits (Bou Dabbous Formation). They consist of limestones and thin bedded marls with pelagic Globigerinids (Bishop, 1988; Saadi, 1997; Ben Ferjani et al., 1990). In the western side of the study area, HGA-1 well displays the thickest limestones of Bou Dabbous Formation (205 m) and the thickest clayey interval of the El Haria formation (809 m). However, to the south – east, the Ypresian series decrease in thicknesses (AKD-1 and TBA-1 wells). Further, towards the North (HGN-1, BGN-1) and the East (AKDE-1, LOT-1), these deposits show local gaps due to lateral pinch-outs. The highest thickness measured for El Haria and Bou Dabbous Formations may be related to the subsidence, which dominates the northwest parts of the Halk el Menzel block during the Upper Maastrichtian–Ypresian times (Patriat et al., 2003).

The Upper Eocene deposits (Souar Formation) which contains marls interceded with thin bedded limestone (Burolet, 1956; Ben Ferjani et al., 1990) is only identified in TBA-1 well. These facies feat laterally to the coeval limestone of the Halk el Menzel Formation (Bonnefous and Bismuth, 1982) in AKDE-1 well.

In the AKDE-1 well, the Halk el Menzel lithofacies unconformably overlies the Upper Campanian–Lower Maastrichtian series, which are characterized by higher thicknesses and deep recrystallization. To the West, the Halk el Menzel Formation changes laterally into the Reineche limestones member (Upper Lutetian). The Upper Eocene facies is missing in the HGA-1, LOT-1, HGN-1 and BGN-1 wells. Therefore, these facies pinch out rapidly towards the North and Northwest of the study area. Current observations proved that the upper part of the Halk el Menzel Formation is a lateral equivalent of the Riccio Formation (Bismuth, 1984; Tunisian Exploration Review, 1991). The latter (Riccio-1 well; Fig. 1) consists of limestones partly recrystallized and dolomitized, with benthic microfauna (Miliolidae, Peneroplidae) and Dasycladacean Algae (Bonnefous and Bismuth, 1982).

The Oligocene–Aquitainian sediments (Fortuna Formation) correspond to siliciclastic sands and detrital clays (Burolet, 1956). The Fortuna Formation measures the highest thickness in HGN-1 well, which is located in the Northwest. This facies changes laterally to either the Salammbô Formation (Fournié, 1978) or to the Ketatna For-

mation (Bismuth, 1984). The Salammbô Formation is formed by clayey and sandy alternations in the AKD-1 well. Whereas, the Ketatna Formation corresponds to the limestone bearing Nummulitids, Bryozoans, Algae, Amphisteginids and Molluscs (BGN-1 well). In place, these limestone beds may be overlain by the Fortuna facies (HGA-1 and HGN-1 wells).

The Langhian packages (Ain Ghrab formation) consist of limestone and clayey limestone including benthic microfauna, Pectinidae, Bryozoans and Echinoids (Burolet, 1956; Blondel, 1991; Ben Salem, 1992; Yaïch, 1997). This formation overlies unconformably the Abiod Formation (Campanian – Lower Maastrichtian) in the LOT-1 well and the Oligocene–Aquitainian series in the AKDE-1, TBA-1, BGN-1, HGA-1 and HGN-1 borehole.

It is clear that, the sedimentary successions started in Late Cretaceous pelagic marl and limestone deposits with possible but limited tendency to emersion and erosion (BGN-1 borehole). During the Paleogene times, the western and south-eastern regions of the study area were the sites for the highest thicknesses of pelagic sedimentation. While the north-east and east-central parts were characterized by frequent gaps, thickness reductions and unconformities. The detrital Oligocene–Aquitainian deposits extension within the Halk el Menzel block is limited to the north-west regions in the vicinity of the Enfidha–Grombalia graben. By contrast, during this period, a pelagic sedimentation was centred around the AKD-1 well, it has resulted in the differentiation of the Salammbô Formation.

The Paleogene–Lower Miocene sedimentation is characterized by frequent gaps, unconformities and considerably reduced thicknesses of the El Haria, the Bou Dabbous, the Souar and the Fortuna Formations, notably in the northern and north-eastern regions. It is likely that, tilting of blocks and subsidence due to tectonism, have, on a regional scale, exerted a control on lithofacies differentiation.

5. Seismic identification

Direct seismic calibration was performed using HGA-1, AKD-1 and to a lesser extent AKDE-1 wells. Other wells, from neighbouring regions in the Gulf of Hammamet, help characterizing the seismic response of the studied geological intervals. Check-shot on velocity survey help calibrating the seismic data. Thus, in order to find the travel time to a given depth we simply read the corresponding integrated travel time value (Fig. 4B) and trusted that the calibration was good. The general measured pseudo-period of the seismic signal within available seismic profiles approximates 40 ms. Reflecting horizons were originated from velocity contrasts that lie in the range 100–1300 m/s, as quantified in the HGA-1 and AKD-1 wells. As a consequence, solely lithofacies intervals with base or top limits having sufficient velocity contrast and an equivalent thickness which in total is higher than 1/4 (10 ms) or 1/8 (5 ms)

pseudo-period value (Widess, 1982; Inoubli, 1993) would be discernible in seismic sections.

Within the present study, we consider that reflecting horizons are originated by rock intervals exceeding a thickness of 50 m and exhibiting high velocity contrasts. Thicknesses below this value would result in a destructive interference producing a complicated reflected signal (Inoubli and Mechler, 1999) and are thus discarded.

On the basis of the previously defined limitations of the recorded seismic signal, borehole and outcrop geological sections, four reflecting horizons (Fig. 4B) are selected and picked on seismic profiles all over the area:

- The top Abiod Formation displays a medium to high amplitude reflecting horizon, moderate to high continuity and a low to medium signal frequency.
- The top El Haria Formation forms a reflecting horizon with variable amplitude, frequency and lateral continuity.
- The top Bou Dabbous Formation delineates a high amplitude reflecting horizon with high continuity and medium to high seismic frequency.
- The top Ain Ghrab Formation displays a high amplitude reflecting horizon with remarkable continuity and seismic frequency. It consists on a regional reference horizon helping to correlate the network of seismic profiles.

6. Isovelocity sections

Section M8 (Figs. 4 and 5) is calibrated by the HGA-1 well at shot point 334. It shows two distinct isovelocity domains. The lower part, which exceeds 2500 ms in TWT, is characterized by contrasted vertical variations in velocities. However, the upper part shows fairly spaced isovelocity curves.

The picked seismic horizons are superimposed on isovelocity section M8. Horizons occupy the velocity interval ranging from 2600 to 3100 m/s. Pull-up and push-down shapes are essentially localised within the Upper Maastrichtian – Paleocene deposits (El Haria Fm.).

Section M3 is calibrated using AKD-1 well at shot point 560 (Figs. 4 and 6). Both sections M3 and M11 (Fig. 7), display two major velocity domains. The first one, which exceeds 2000 m/s in TWT, exhibits a short curve spacing pattern. While, the second one, is characterized by spaced curves, expressing low velocity gradients. The latter displays divergent configuration towards the West and lateral punch out toward the East.

Velocity curves cut obliquely seismic reflections. In addition to the global dipping reflection geometry and spatial variation in facies, the observed velocity variations within El Haria Formation (Upper Maastrichtian – Paleocene) are linked to the presence of faults. The westward increase

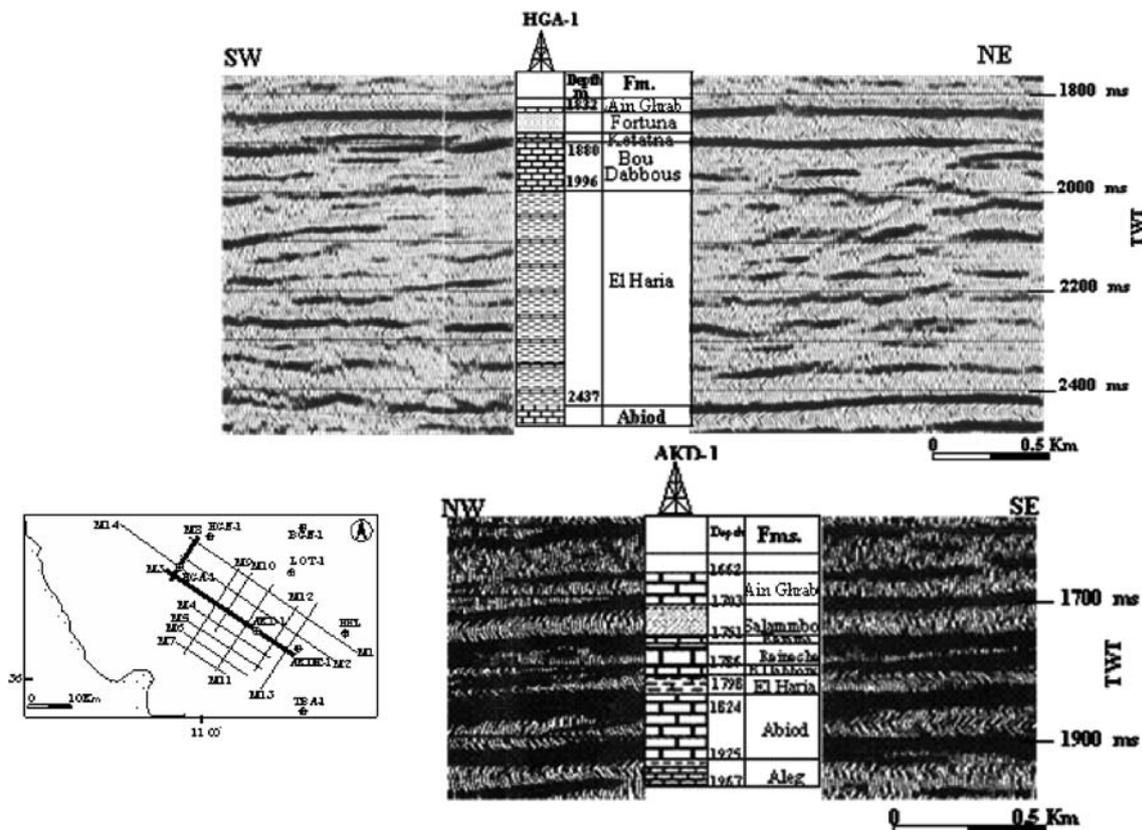


Fig. 4A. Seismic sections calibrated by AKD-1 and HGA-1 wells.

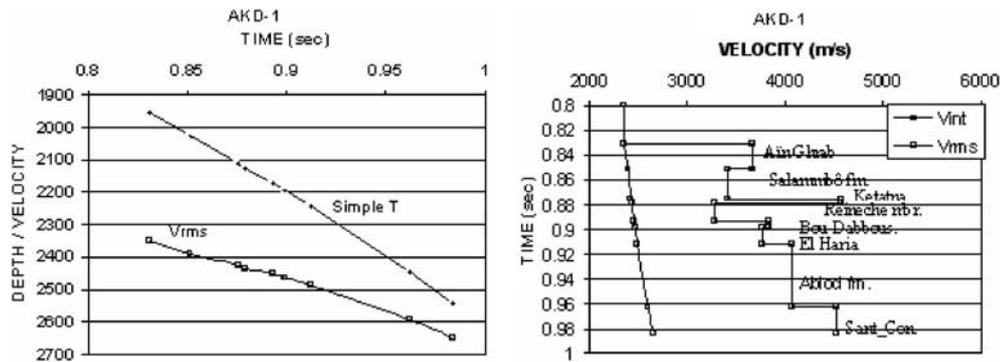


Fig. 4B. Time-depth, velocity and interval velocity curves in AKD-1 well.

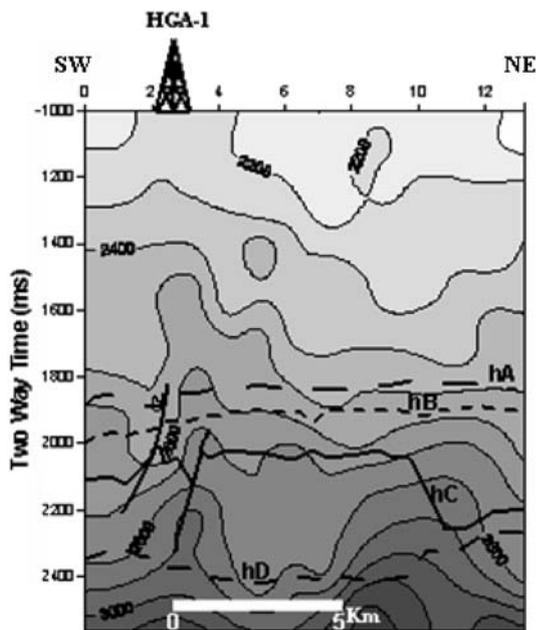


Fig. 5. Isovelocity section of the seismic line M8 Calibrated by HGA-1 well. hA: top Middle Miocene horizon (Top Ain Ghrab Fm.). hB: top early Eocene horizon (Top Bou Dabbous Fm.). hC: top Paleocene horizon (Top El Haria Fm.). hD: top Middle Maastrichtian horizon (Top Abiod Fm.).

of velocity is also related to either faulting or lateral lithostratigraphical changes.

7. Depositional sequences in outcrops

The analyses of the Paleogene sedimentary successions are somewhat hampered due to the lack of outcrops data. Nevertheless, a part of these sequences is well exposed (Fig. 1) in the Cap Bon (Arnould, 1950) and in the Sahel regions (Saadi, 1997), which allow a detailed description of some lithofacies columns. Thus, stratigraphic sequences are delineated within these lithostratigraphic logs basing on fauna description and internal sedimentary structures (Figs. 8 and 9).

To the west of the study area, mainly in the Saouaf syncline (Saadi, 1997), the base of the El Haria Formation is

made of 70 m of marls interceded with thin beds of sandy limestones (sequence S3), presumably, interrelated with a global sea level lowering. These series grow upwards (Fig. 8) into a 150 m thick interval of marls including decimetre-scale limestone beds, full of pelagic microfauna (sequence S4), which may be related to an increase in sea level. The upper most beds of Late Upper Maastrichtian deposits display hard-ground and truncation surfaces (Fig. 8), which may be correlated to the prominent event of the K/T boundary (Boussiga et al., 2003, 2005). Moreover, hard-ground and truncation surfaces may be also developed on local paleohighs, in response to uplift and erosion.

This boundary separates the Late Upper Maastrichtian sediments (sequence S4) from limestones and marls, full of pelagic fauna, of sequence S5 (Palaeocene age). The latter corresponds to a neat transgressive succession, deposited under sea level rise conditions.

The Ypresian successions of marl, clayey limestones and black shales (Bou Dabbous Fm.) belong to the sequence S7, these series occurred in a deep water environment.

The Upper Eocene-Aquitainian series (Fig. 9) are well described in the Jebel Abderrahmen anticline (Arnould, 1950). The Lutetian deposits (sequence S8) correspond to thick series of marls interceded with thin bedded limestones, bearing pelagic fauna (Souar Fm.). These deposits include a massive limestone bed corresponding to the Reinche Member (Upper Lutetian). It contains coarse-sized foraminifera (Ben Ismail-Latrache, 2000) indicating a shallow marine environment. This member is unconformably overlain by the Priabonien marls (sequence S9), deposited during a period of sea level rise.

The Oligocene-Aquitainian series belong to the Fortuna Formation (Burolet, 1956). They are characterized by variable lithofacies and sedimentary structures and correspond to the sequence S10. At the base, it comprises quartz, glauconite and embedded limestones (40 m) with Bryozoans, Algae, Nummulites and coarse-sized foraminifer tests, indicating restricted marine environments. These sediments display similar lithofacies as carbonate intervals of the Ketatna Formation, which is identified within the gulf of Hammamet boreholes. These series grow upwards (up to

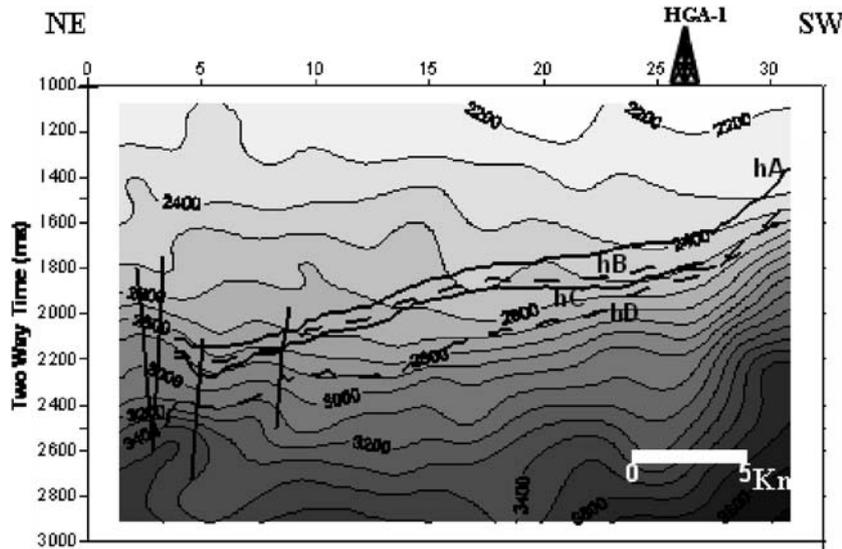


Fig. 6. Isovelocity section of the seismic line M3 calibrated by well HGA-1.

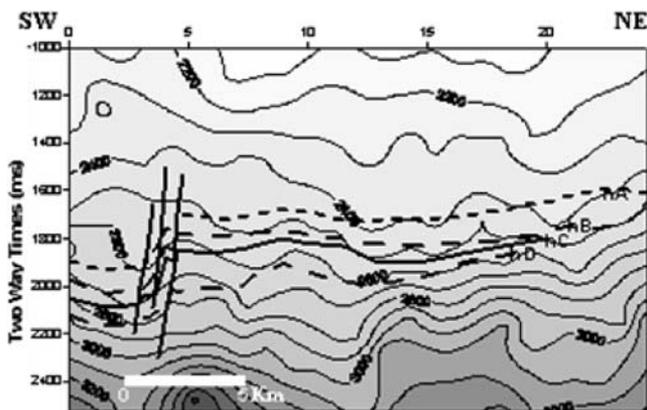


Fig. 7. Isovelocity section of the seismic line M11.

360 m thick) to repetitive sequences that include massive distributary channel sands with quartz pebbles (Fig. 9).

8. Depositional sequences in wells

Mud logs and available well logs are used to define and delimit depositional sequence packages in the studied area. On the basis of concepts and methods of sequence stratigraphy (Vail et al., 1977, 1987, 1991; Haq et al., 1987, 1988; Van Wagoner et al., 1988 and Duval and Cramez, 1990) the defined facies associations have been arranged into systems tracts. Lithologic differentiation, discontinuities and fauna content led to the recognition of a chronostratigraphical frame work (Fig. 10) made of ten third order sequences.

The sequence S1 corresponds to the basal portion of the Abiod Formation. It is made of a carbonate and shale succession of Campanian age, occurring in a relatively deep water environment.

The sequence S2 belongs to the Lower Maastrichtian age. It includes the upper part of the Abiod formation

made dominantly of carbonates, deposited under pelagic environments. They pass upwards to either clayey or bioclastic biomicrites, indicating a shallowing-up tendency. It is worth to notice that the upper part of the Abiod Formation (sequence S2) is absent in the western part of the study area (HGA-1 well); non deposition or erosion of sequence S2 may be due to the conjugated effects of shallowing water conditions and tectonism.

The sequence S3 is Upper Maastrichtian in age. It consists of the unconformity bounded basal portion of the El Haria Formation. This sequence comprises 150 m thick layer of argillaceous micrites and marls. The widespread unconformity at the base of S3 is associated with a major global lowstand environment.

The middle part of the El Haria Fm. is subdivided into two sequences (S4 and S5). The sequence S4 is late upper Maastrichtian. It is represented by packages of biomicrites, bioclastic marl, clayey biomicrites, which pass upward into alternations of clay and limestones testifying a shallow marine environment. The sequence S5 belongs to the Danian epoch. It is dominantly made of shales and marls intersecting with thin argillaceous biomicrites. These relatively deep water deposits reflect the global eustatic sea level rise.

The sequence S6 belongs to the Thanetian epoch. It is represented by clayey micrites and marls full of Globotruncana and Globigerinid. These facies are corresponding to the upper portion of the El Haria Fm. are interpreted as a highstand system tract with deep water conditions. It is likely that bed truncations caused a local gap of the uppermost El Haria facies resulting in an unconformity, underlying the Bou Dabbous Formation.

The sequence S7 belongs to the Ypresian epoch and corresponds to the Bou Dabbous Fm. It is made of micritic limestones disseminated with phosphate/glaucinite grains that pass upward to Globigerinid-bearing biomicrites.

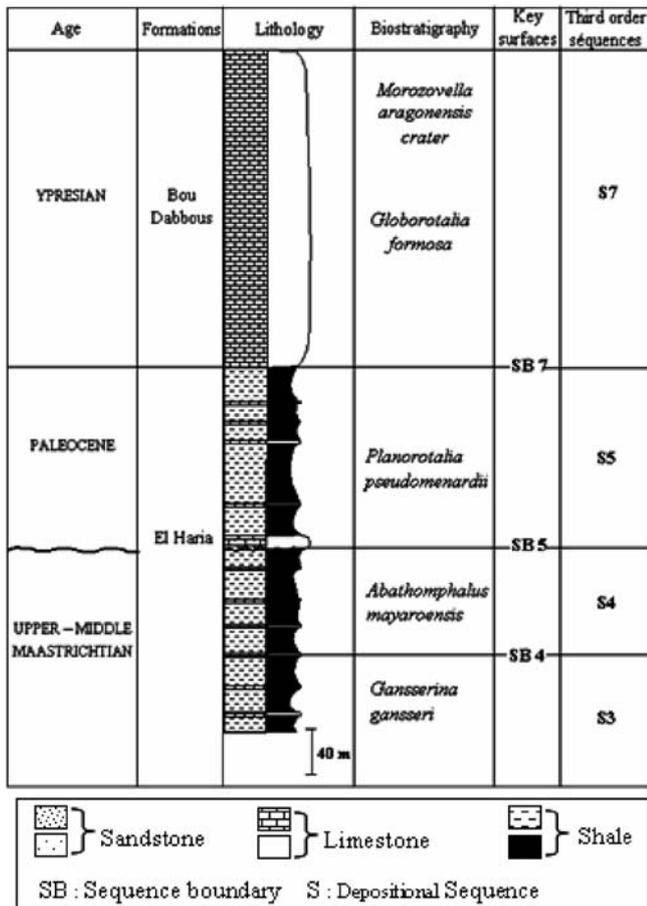


Fig. 8. Lithologies and sequence stratigraphy in the Saouaf basin (modified from Saadi, 1997).

The presence of detrital quartz grains and reworking sediments testifies a tendency to shallowing-up, particularly in AKD-1 well, displaying a reduced thickness of the Bou Dabbous Formation.

The sequence S8, dated Upper Lutetian-Priabonian, shows truncations at its base and/or top representing a major sequence boundaries. This is illustrated by AKD-1, AKDE-1 and TBA-1 wells (Figs. 8 and 3B). However, S8 is absent in the HGA-1, LOT-1, HGN-1 and BGN-1 wells (Figs. 8 and 3B). The lithofacies of sequence S8 varies considerably (Fig. 3A and B) from pelagic marls of the Souar Formation in the TBA-1 well, to either the prominent massively bedded limestones of the Halk El Menzel Formation in the AKDE-1 well, in HEL-1 and HEL-2 wells (Bonnefous and Bismuth, 1982) or to the Nummulite-bearing limestones of the Reineche Member in the AKD-1 well. Within the AKDE-1 well, the limestone successions of the Halk el Menzel Formation overlay unconformably the Campanian–Lower Maastrichtian deposit bearing Rudist build-ups. The basal sequence of S8 consists of fauna-devoid microsparite, dolomicrite as well as recrystallized dolomites (Bonnefous and Bismuth, 1982) passing to calcimicrites and calcisparites with coarse-sized foraminifers. Thus, the sequence S8 was deposited within a platform environment

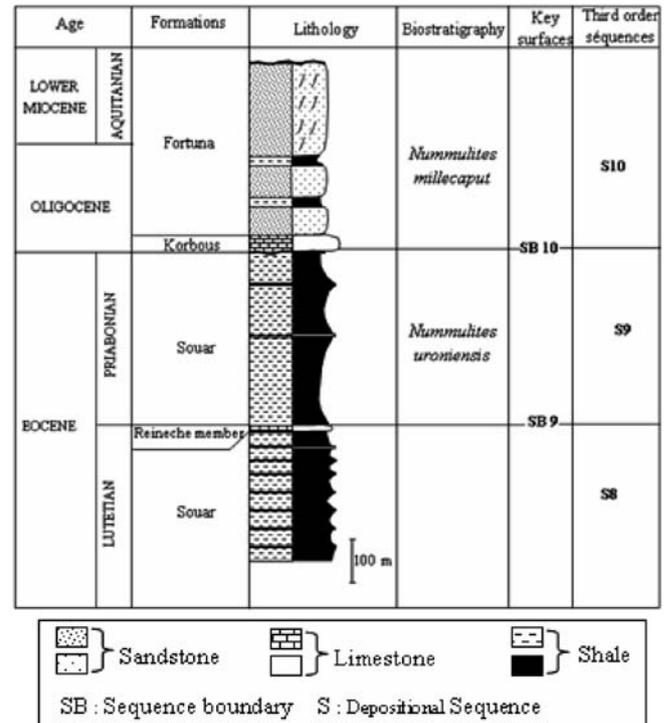


Fig. 9. Lithologies and sequence stratigraphy in the Jebel Abderrahmen anticline (modified from Arnould, 1950).

showing sporadic incursion of meteoritic waters during the Middle and Late Eocene times. In effect, subaerial exposure of Nummulite-rich strata, meteoric invasion and dolomitization should be correlated with tectonic pulses and uplift of blocks during the Upper Lutetian-Priabonian.

The sequence S9 is dated Oligocene to Aquitanian times. It includes the Ketatna, Salammbô and their lateral equivalent Fortuna Formation. This sequence S9 is bounded at its base by a major erosion surface. The sandy successions of the Fortuna Formation are deposited only in the westernmost HGA-1 and HGN-1 wells; whereas, pelagic sedimentation of the Salammbô Formation occurred predominantly in the South and the Southeast (AKD-1 well). However, a south-north directed zone drawn by the TBA-1, AKDE-1, LOT-1 and BGN-1 wells, located on the eastern side of the Halk El Menzel block, experienced carbonate sedimentation in a relatively shallow marine environment with possible emersion (AKDE-1 and LOT-1 wells) defined as Ketatna Fm. Moreover, samples from the uppermost part of this formation reveal biohermal facies, Bryozoans, Lithotamniae and Amphistegina. These bioherm build-ups should have capped blocks upraised by tectonism, which contrast with the major subsidence measured in Northwest located wells.

The sequence S10 is represented by the Langhian Ain Ghrab Formation which is glauconite-rich calcibiomicrorites, bearing locally phosphate and quartz grains, which are interceded with thin layered marl. This facies is deposited in a shallow marine environment. Whether in drilled wells or in outcrop sections, a significant depositional hiatus

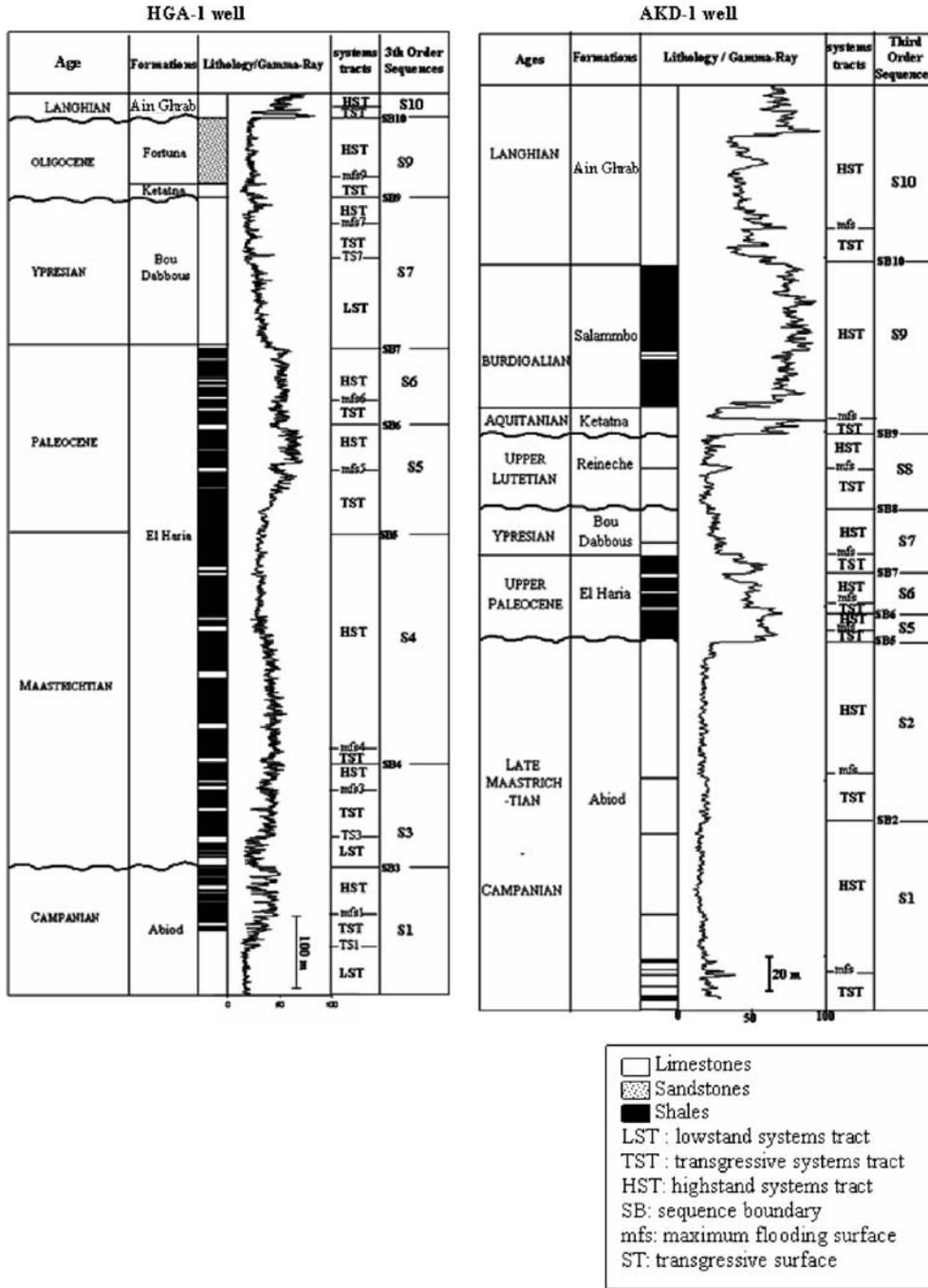


Fig. 10. Depositional sequences in HGA-1 and AKD-1 wells.

occurs beneath the Ain Ghrab Fm. and forms a characteristic sequence boundary between the Upper Oligocene–Aquitania aged sequence S9 and the Langhian aged sequence S10 (Fig. 10).

9. Depositional sequences in seismic sections

The correlations between seismic profiles and individual depositional sequences – with their bounding surfaces – determined in the well logs, are made possible using synthetic seismograms and impedance sections. Besides, the

strong amplitude contrasts and the characteristic reflection termination patterns on the seismic sections help to recognise the previously described ten third order depositional sequences (Fig. 12).

The sequence S1 (Upper Campanian), shows a moderately continuous and transparent seismic facies, with an oblique configuration displaying either toplap or downlap figures. It may characterize medium to high energy sedimentary environments of the lower part of the Abiod Formation limestones (Figs. 11 and 12). The basal aggradational geometry may be related to sea level rise that

accompanied a widespread development of platform limestone facies with considerable thicknesses.

Sequence S1 is overlain by shingled configuration interval defining sequence S2 (Lower Maastrichtian). The latter is made of very high amplitude reflections which may be related to aggrading sedimentary deposits under high energy conditions. Toplap and downlap termination features mark a progress toward progradational deposition during the relative sea-level fall. The draw-down and possibly tectonic uplift caused local gaps and erosion of the sequence S2 (Figs. 11 and 12).

The Upper Maastrichtian aged sequence S3 unconformably overlies the sequence S2 and exhibits continuous seismic reflections with a low to moderate amplitude response. It shows a variable frequency and oblique to sigmoid configuration patterns. Downlapping termination features express progradational deposition during this period. The depositional aggradation pattern of the sequence S3 was accompanied by coastal encroachment and a maximum flooding of the coastal plain, in response to either maximum subsidence or sea-level rise (Sarg, 1988). The unconformity at the base of sequence S3 could be the result of tectonic events and a sea-level fall.

The sequence S4 (Late Upper Maastrichtian), whenever it is present, displays medium to high amplitude reflection features with variable signal frequency and irregular and discontinuous sub parallel seismic reflection forming a hummocky configuration (Figs. 11 and 13A). These characteristics are interpreted as belonging to shallow water environment. The discontinuity at the base of sequence S4 could be the result of a relative sea-level fall (Fig. 14).

The sequence S5 (Danian age) is expressed by moderate to high amplitude reflection features with a variable signal frequency content forming a complex sigmoid-oblique configuration pattern. The topset of S5 is characterized by an alternation of horizontal sigmoid facies and segments of oblique pattern with toplap terminations. This informs on the history of deposition of the interval: alternating periods of up-building and depositional bypass. Locally sequence S5 is unconformably overlying sequence S3 (Fig. 12). The unconformities at the base of sequence S5 coincide with a compressive tectonic event during the Campanian – Maastrichtian period (Fig. 14).

The sequence S6 of Thanetian age shows sigmoid configuration. Its thickness, ranging from 20 m (well AKD-1) to 100 m (well HGA-1), added to the number of layer constituting the interval are just below seismic resolution. S6 is characterized by significant deposition due to outbuilding and progradation along gently sloping depositional surfaces. The discontinuity at the base of sequence S6 coincides with a relative sea-level fall (Fig. 14).

The sequence S7 (Ypresian) is delineated by two continuous and high amplitude reflecting horizons framing middle transparent seismic facies and concordant reflection pattern. This indicates regular deposition and subsidence in broad platform settings (Vail et al., 1977). The onlap

reflection termination reflects retrogradational and transgressive deposition.

In the south-eastern part of the study area, the Upper Lutetian-Priabonian aged sequence S8 (Fig. 13B) consists of high amplitude and continuous seismic facies with parallel to sub parallel configuration patterns. It shows concordant reflection. This pattern suggests uniform rate of deposition in shallow water condition; tied to well HEL-land AKE-1. This facies is related to the dolomites and limestone of Halk El Menzel Fm. Locally sequence S8 is unconformably overlying the Maastrichtian sequences. The unconformity at the base and at the top of sequence S8 records a compressive tectonic event during the Late Eocene (Fig. 14).

Available conventional seismic data cannot resolve for details in relation with the depositional character of sequences S9 and S10. They are expressed by a single trough (S9) followed by a black peak (S10).

The sequence S9 (Oligocene–Burdigalian), shows a laterally continued through drawing concordant to sub-concordant stratal patterns. Onlap and diverging reflections at the base, indicate a subsidence and sea level rise. These seismic facies correlate with the pseudo-reefal limestones bearing phosphate grains, which conforms to the Ketatna formation. This latter is overlain by the pelagic clay deposits interceded with embedded sandstones of the Burdigalian Salammbô Formation (AKD-1 well). This seismic interval expresses a low energy pelagic environments deposition under sea level rise.

The sequence S10 (Langhian) exhibits continuous reflecting horizon with high amplitude response. This seismic facies conform to the Ain Ghrab limestone and show an obliquely reflecting termination patterns, emphasizing its progradation during this period (Figs. 11 and 12). The Ain Ghrab Formation has sealed carbonate platform and detrital depositional systems of the Upper-Oligocene–Lower Miocene times.

10. Faulting and subsidence influences in sedimentation

In the north-western side of the Halk el Menzel block (Fig. 15), the seismic response exhibits a variety of horizontal to slightly inclined seismic reflections associated to chaotic and/or transparent facies. It shows also irregular reflecting terminations with either concave or lens-shaped seismic patterns and displays locally few draped structures. These trends would characterize tectonically subsiding depositional settings (Brown and Fisher, 1977). This active subsidence in the north-west, has generated overlapping seismic reflection patterns observed in the depositional sequences (S1–S7) of the Campanian – Ypresian (Abiod, El Haria and Bou Dabbous Formations).

The tectonic events during the Upper Cretaceous and Paleocene times are represented by normal faults facing northwest and striking northeast; they cut the westernmost series of the study area. It is believed that this early faulting caused subsidence and steepening toward the west. By

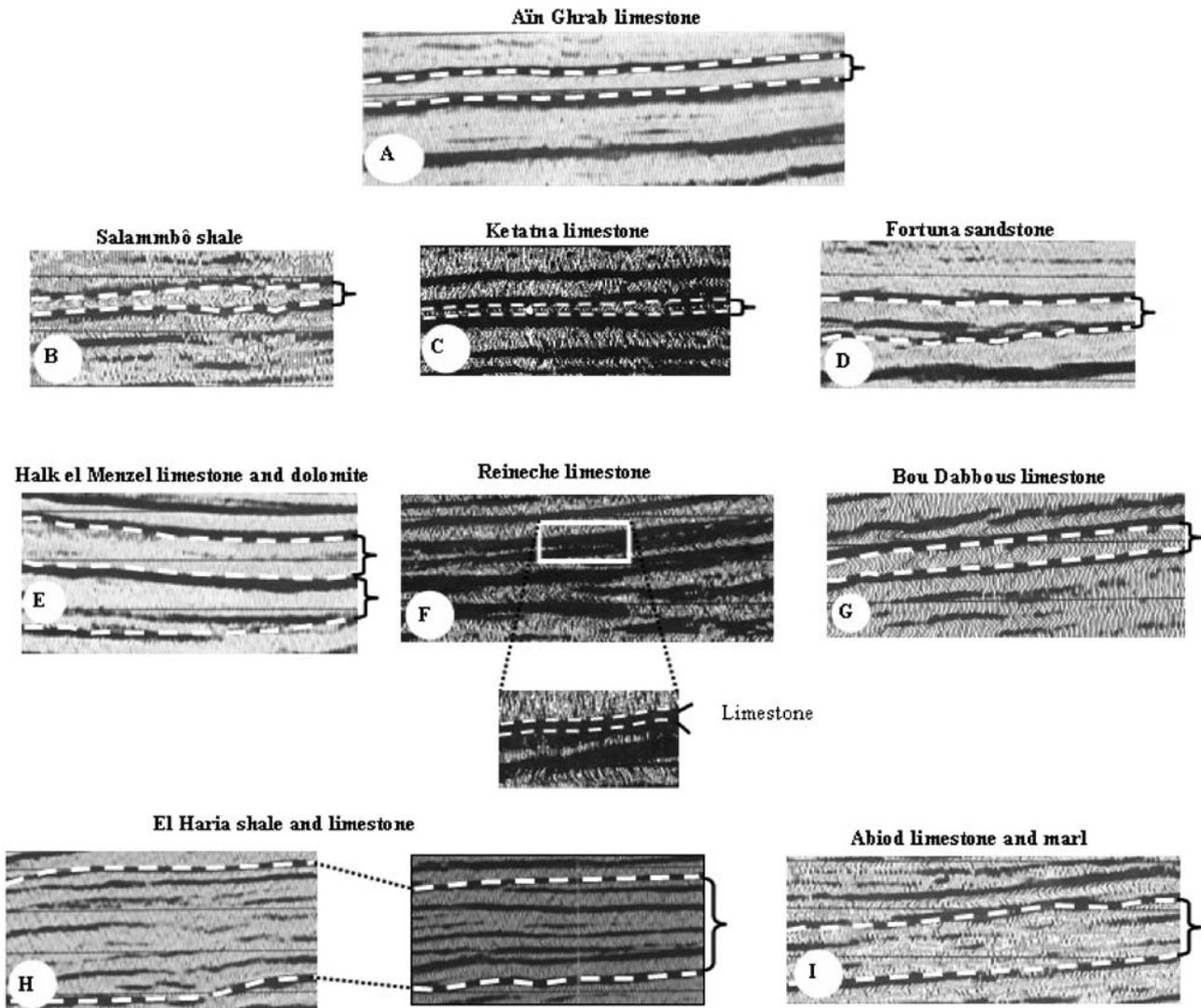


Fig. 11. Seismic facies characterization. (A) Aïn Ghrab FM (Langhian): High amplitude at the base and at the top, High to moderate frequency, High continuity. (B) Salammbô Fm (Oligocene–Lower Miocene): Parallel and continuous reflections, High amplitude at the base and at the top. (C) Ketatna Fm (Upper Oligocene–Aquitainian): Reflections with high amplitude at the base and at the top, High to moderate frequency. (D) Fortuna Fm (Oligocene–Aquitainian): Parallel and continuous reflections, High to moderate amplitude, Variable frequency. (E) Halk el Menzel Fm (Upper Eocene): Reflections with high amplitude at the base and the top, High to moderate frequency, Continuous reflections. (F) Reinech Member (Upper Lutetian): Moderate to high frequency, Continuous reflections. (G) Bou Dabbous Fm (Ypresian): High amplitude at the base and the top, Moderate frequency, Moderate amplitude. (H) El Haria Fm (Middle Maastrichtian–Paleocene): Reflections with variable continuity, Variable amplitude, Variable frequency. (I) Abiod Fm (Campanian–Lower Maastrichtian): Reflections with high to moderate continuity, High amplitude, Variable frequency.

contrast, in the eastern part of the region, a broad paleo-high interrelated with a continuous geodynamic expulsion, was instrumental in generating platforms and pelagic shelf geometries. This tectonic episode is responsible for the development of normal faults in the Lampedusa shelf (Tavarnelli et al., 2004). These faults generally reactivated pre-existing extensional structures which are produced during an Early Cretaceous rifting step.

Sequences deposited during the Upper Eocene comprise essentially limestone packages, locally dolomitized. They are deposited in a shallow marine environment, with clear unconformities emplaced at the base and top of sequence S8. In the western side of the Halk el Menzel block, a regional gap encompasses the whole Upper Eocene. This gap

interrelates with transpressive tectonics that has generated fault propagation folds affecting the Upper Cretaceous to Ypresian series in the western part of the Halk el Menzel block. Thus, there is tentative evidence that a regional transpressive phase has caused tectonic inversion, folded structures and erosion. Subaerial exposure, meteoritic water influence and dolomitization in sequence S8 are thought to constitute a finger-print of this tectonic phase. A similar tectonic inversion was reported by Guiraud et al. (2005) all over the African–Thetyan margin due to convergence between African and European continental margins (Guiraud and Bellion, 1995; Guiraud et al., 2005).

The Oligocene–Lower Miocene aged sequence S9 unconformably overlies the Ypresian structures (Figs. 4B,

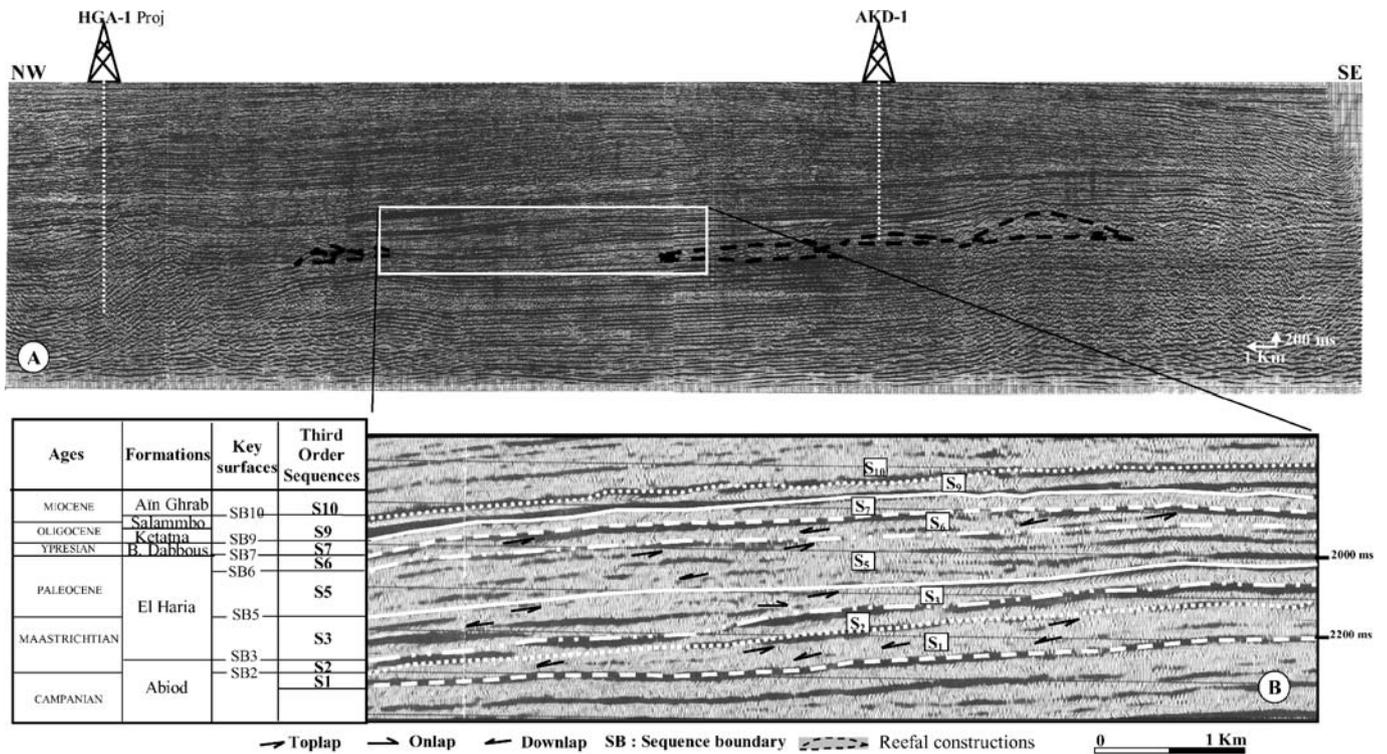


Fig. 12. (A) Seismic section M3 and (B) seismic stratigraphic interpretation of Campanian – Middle Miocene sequences in the Gulf of Hammamet.

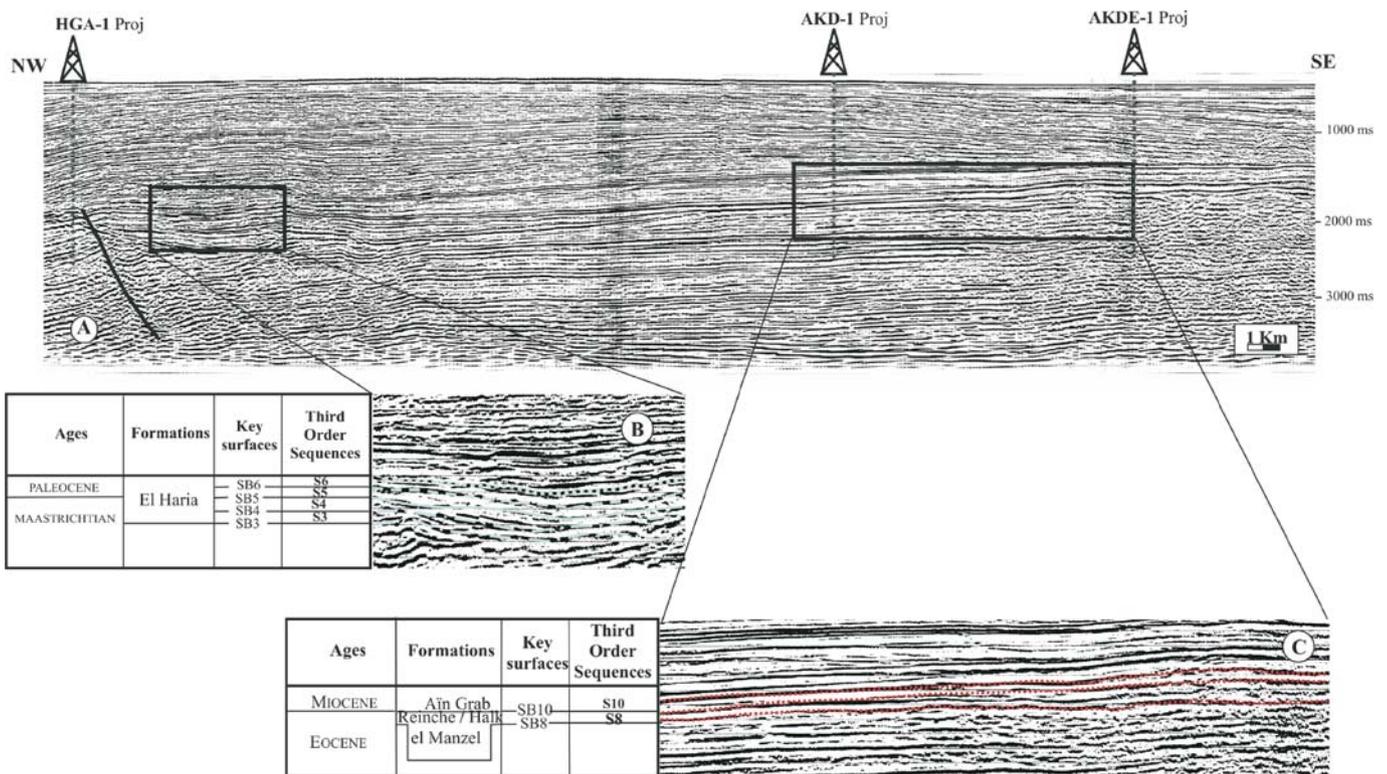


Fig. 13. (A) Seismic section M2; (B) Seismic stratigraphic interpretation of Paleocene – Upper Maastrichtian sequences and (C) seismic stratigraphic interpretation of Upper Eocene- Middle Miocene sequences in the Gulf of Hammamet.

10 and 15). During this period, the western part of the area was invaded by siliciclastics. The deposition of detritus occurred in response to a large diastrophic event in the

northeast Atlantic region (Yaïch, 1997; Rouvier, 1977; Cohen et al., 1980), prior to later Middle Miocene Alpine tectonic paroxysm (Guiraud et al., 2005; Cohen et al.,

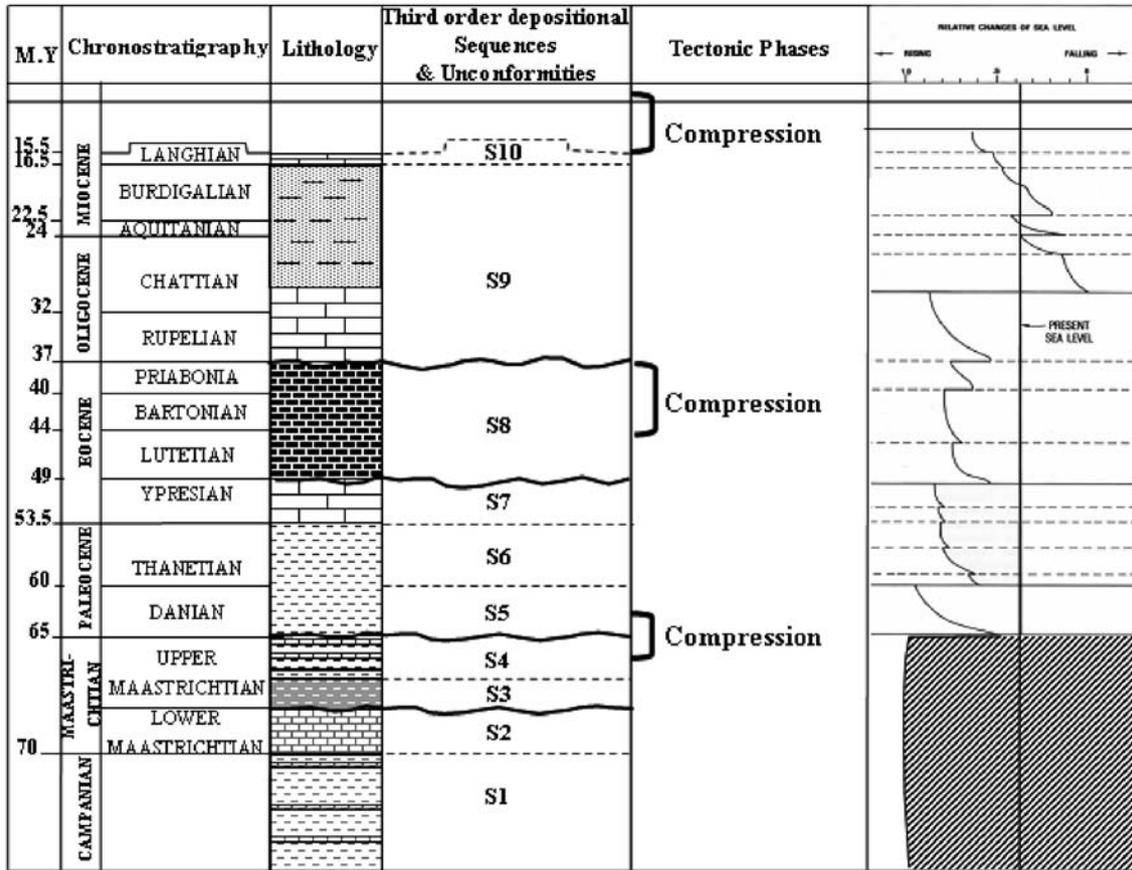


Fig. 14. Campanian to Langhian tectonic events and unconformities correlated with global of sea level changes.

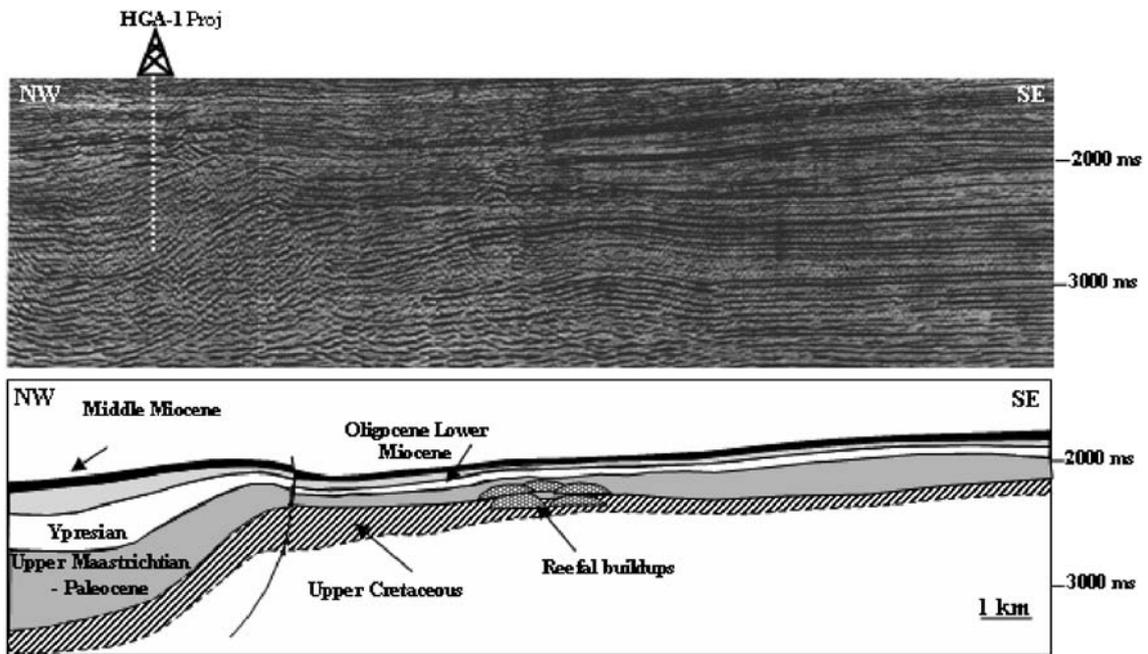


Fig. 15. Interpreted seismic profile crossing the northwestern study area.

1980; Yaïch, 1997). Well to well correlations indicate siliciclastic formations fitting laterally into skeletal limestones and build-ups and into pelagic marls interceded with thin

bedded limestones of the Salammbô Formation. An extensive tectonic movement during the Oligocene remodeled the Halk el Menzel structures where siliciclastics occupied

troughs and grabens, whereas carbonates of the Ketatna Formation covered paleohighs (Vernet, 1981).

The Langhian sequence S10 (Ain Ghrab Formation) disconformably overlies the Upper Eocene and Oligocene–Aquitainian sequences, thus, sealing almost all of the preexisting structures. This transgression help reconstruct a basin framework and a depositional system quiet similar to those evolved at the Ypresian.

11. Geometry and distribution of the depositional sequences

The integration of borehole data, seismic profiles, isochronous, isopach and seismic facies mapping of the depositional sequences help decipher the stratigraphic evolution which is inter-related with the tectonic and eustatic activities in the Halk El Menzel region. While, faults cutting deposits of the northwestern region display both normal and reverse offset components and possible oblique-slip movements, whereas, broad paleohigh zones are recognized in the eastern part of the region. Master normal faults were developed in the western region during the Upper Cretaceous to Paleocene period. They have been later reactivated in reverse during the Middle Eocene (Fig. 15) with an associated both lateral-oblique offset component and antithetic branches.

The total sediment isopach mapping of the El Haria Formation (Fig. 16), reveals a great variation in sediment thicknesses. The north-western and central regions show NW-SE directed depressions. The northern depression measures 500 m, while its southern counterpart reaches

200 m. However, the eastern and the south-eastern regions occupied by a broad high and a limited south-western mole (crossing of lines M5 and M9), which, remained during the Eocene to the Lower Miocene period. They have even been broadened and upraised as positive paleotopographic features devoid of major faulting. These zones received limited sedimentation with noticeable truncational gaps.

The seismic facies distribution map of the El Haria Formation (Fig. 17), points out a broad eastern gap. Either onlapping or concordant reflection configurations transitional zones are adjacent to an area of downlapping reflection terminations in the western side. In the north-western most area, tectonism caused uplift of a NE–SW trending zone with locally thinned Upper Maastrichtian–Paleogene deposits.

Mostly, the Bou Dabbous Formation thickness ranges from 15 to 50 m (Fig. 18) within the study area. These thicknesses increase rapidly in the north-western part reaching 450 m. Therefore, this local thickening has possibly occurred in response to fault plays in the north-western side of the area (Fig. 18).

The repartition of the seismic facies in the Bou Dabbous depositional sequence (Fig. 19), draws attention to banded seismic facies zones sensibly directed to the West. However, it shows a broad gap to the East. The central onlapping reflection terminations lies a westward concordant configuration in the deeper parts within the area (Fig. 20).

The total thickness of the depositional sequences above the Bou Dabbous Formation is also too small to produce any reasonable isopach and/or seismic facies maps. It

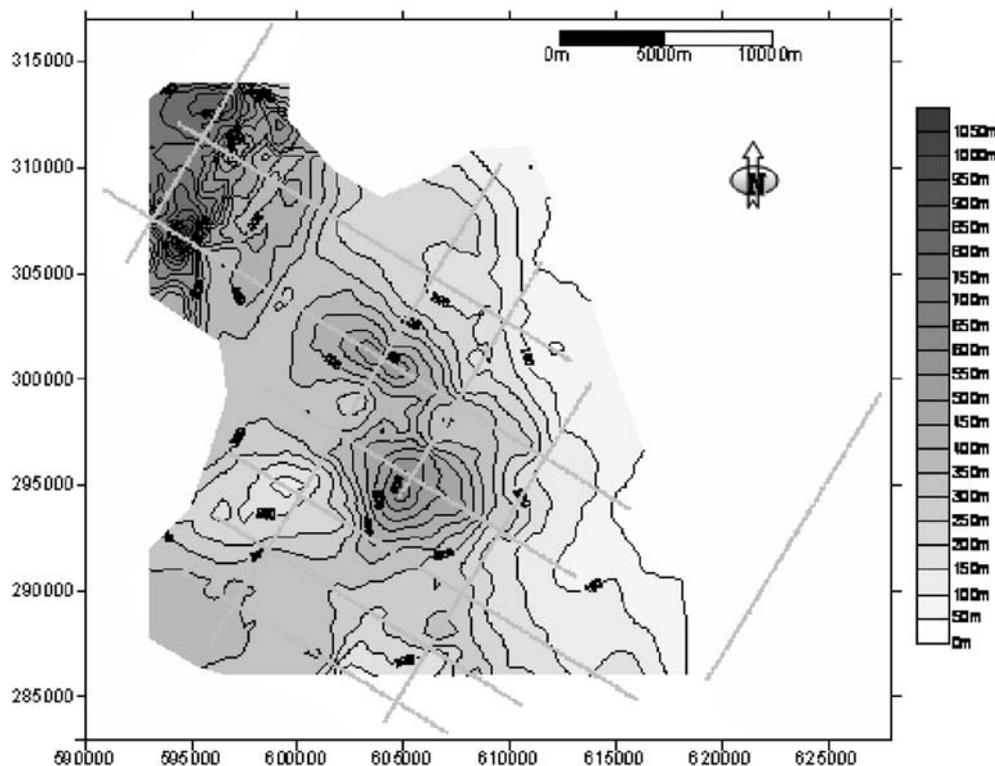


Fig. 16. Isopach map of the Upper Maastrichtian – Paleocene interval (El Haria Fm).

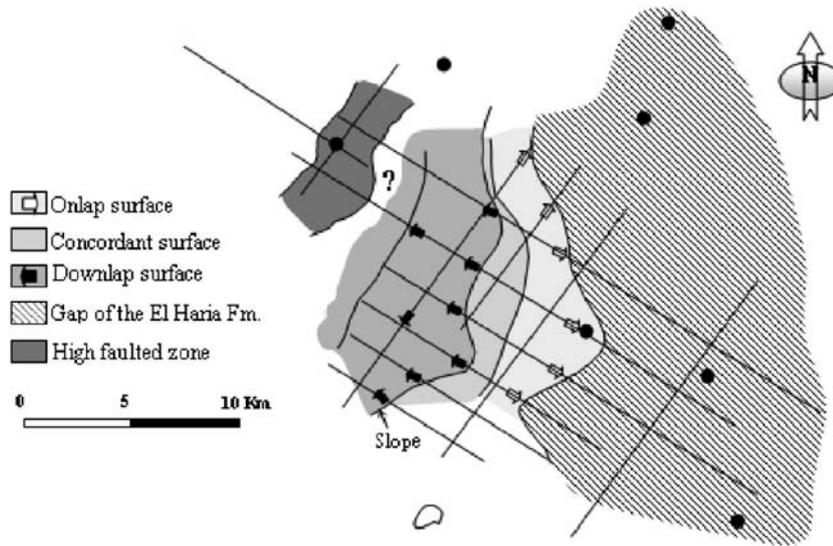


Fig. 17. Upper Maastrichtian – Paleocene facies map (El Haria Fm.).

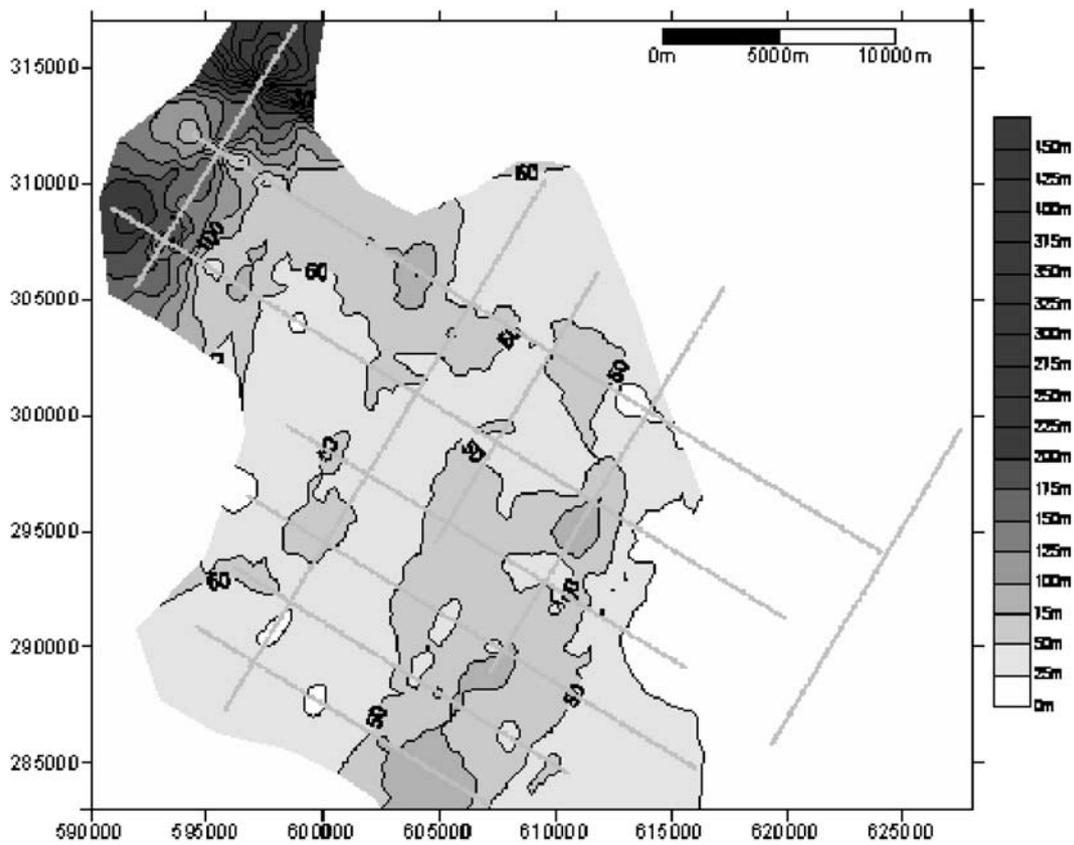


Fig. 18. Isopach map of the Ypresian (Bou Dabbous Fm.).

should be noticed, that the area witnessed a generalized geodynamic uprise and a shallowing up tendency of depositional environments. Also, the shallow shelf areas and the easterly lying topographic high experienced repetitive flooding and drowning during the deposition of the stratified sequences. During the Lutetian throughout the Langh-

ian times, an almost carbonate sedimentation occurred in the easter paleohighs (AKDE-1, BGN-1 and LOT-1 wells). By contrast, in a small central zone and within the north-western faulted zone, depocenters oriented either NW–SE (AKD-1 well) or NE–SW (HGA-1 and HGN-1 wells) have been the sites of pelagic and/or received detrital deposits,

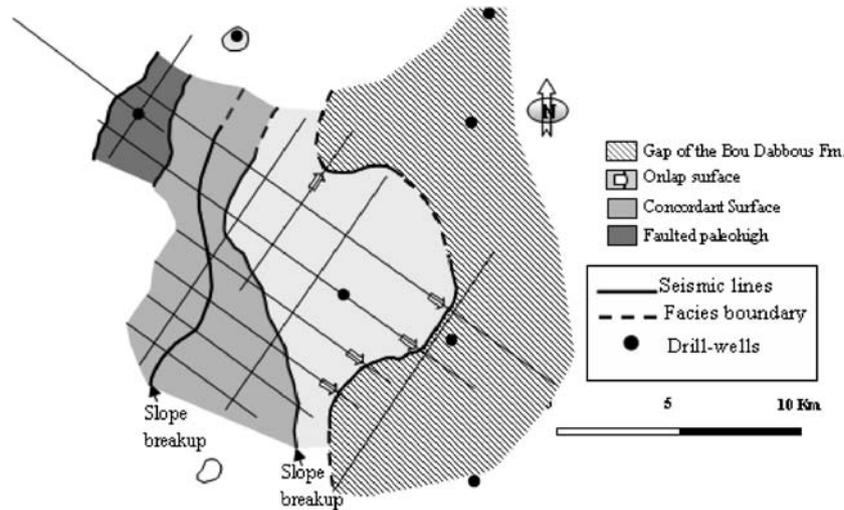


Fig. 19. Early Eocene seismic facies map (Bou Dabbous Fm.).

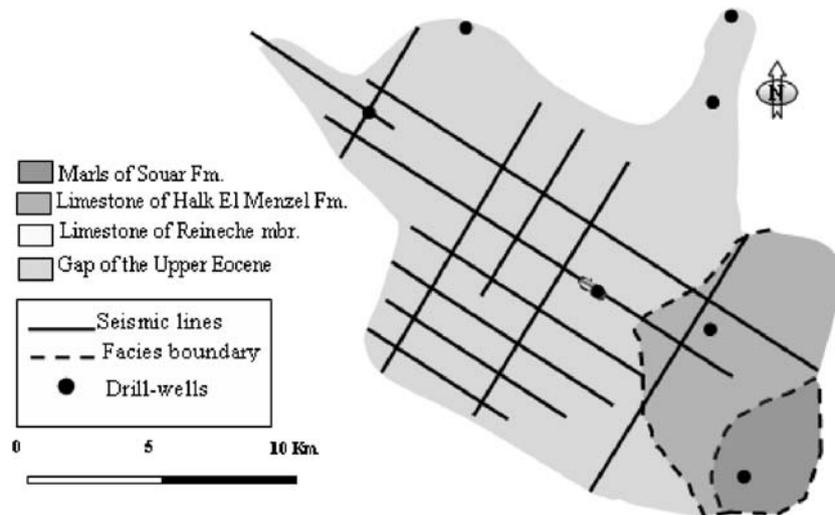


Fig. 20. Upper Eocene facies map (Souar Fm. And its equivalents).

during the Lutetian to Aquitanian times. As a consequence, a distinct carbonate shelf margin topography almost configured by the facies distribution patterns of the sequences took place in the East in the form of a westward steepened ramp (Fig. 21).

12. Petroleum implications

Compilation of various data (Bishop, 1988; Burolet, 1991; Bishop and Debono, 1996) outlines that the structural style of the gulf of Hammamet controlled the source and the reservoir-rock deposition, the source-rock maturation, the petroleum migration paths and the distribution of traps (Fig. 22).

The Upper Cretaceous *Abiod* limestone is well targeted in the Gulf of Hammamet and the Cap Bon. Fracturing well enhanced the petrophysical characteristics of the rocks

enabling good reservoir potential (approximately 1000 BCFG, Ben Ferjani et al., 1990; Klett, 2001). Reservoir rocks are thought to be sealed by the overlying Maastrichtian – Paleocene shales of the El Haria Formation.

The *Ypresian Bou Dabbous* is an organic matter-rich *Globigerina* limestone interval with thicknesses ranging from 50 to 300 m (E.T.A.P, 1999). It is assumed to be the most likely source-rock; it contains type I and II kerogens (Macgregor and Moody, 1998; Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, 1999). The total carbon amount in Bou Dabbous ranges from 0.4% to 4.0%; it is described as early mature to mature (ETAP, 1999). In the Cap-Bon area, the Bou Dabbous Formation within the Belli and Al Manzah fields is characterized by a good petroleum potential (up to 16 kg/T of rock), high T.O.C. contents (up to 3.5%) and good petrophysical characteristics: up to 16% porosity and up to 3000 md permeability (Fourati

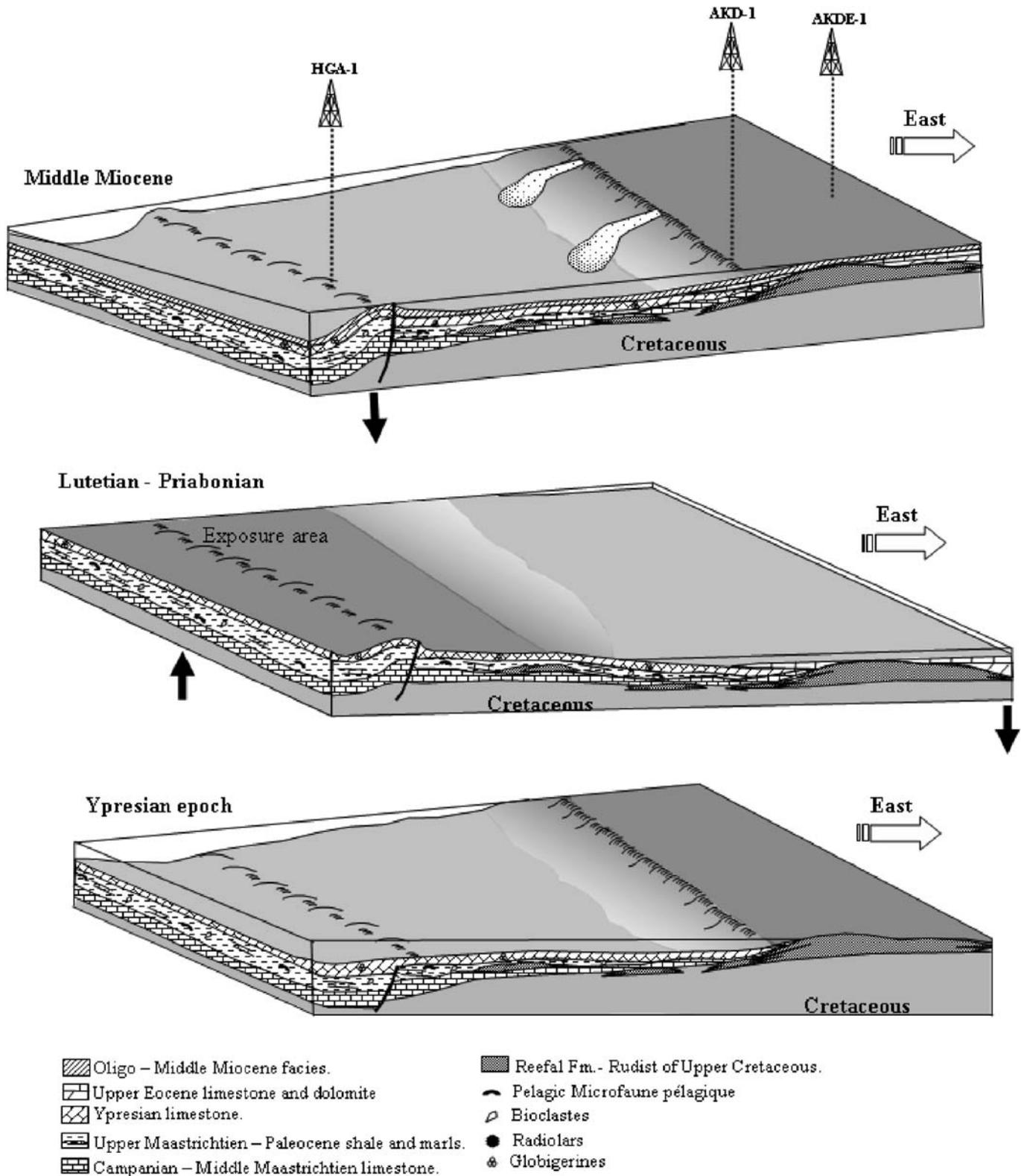


Fig. 21. Schematic block diagram showing the evolution of a distally steepened ramp.

et al., 2002). Hydrocarbon migration would have occurred during the Middle to Late Miocene. The Bou Dabbous limestone interval is sealed by the Lutetian shales of the Souar Formation.

The Oligocene–Miocene Ketatna limestone has good reservoir characteristics (Ø 15% to 30%). It flowed oil and gas at Halk El Menzel wells (564 BOPD and 148,5 m³/d of gas (Ben Ferjani et al., 1990).

M.Y	Chronostratigraphy	Formation	Source Rock	Reservoir Rock	Seal Rock	Migration	Oil field	
24	MIO CENE	SERRAVALIAN	Birsa			☉	Birsa (BIR), Yasmine (YAS), Cosmos (CMS), Halk El Menzel (HEL), Oudna (OUD) and Maamoura (MMR) wells	
		LANGHIAN	Ain Grab					Yasmine (YAS), Tazerka (TZK), Oudna (OUD) and Maamoura (MMR) wells
	OLIGO CENE	CHATTIAN	Fortuna / Ketatna		☼		Halk El Menzel (HEL) well	
		RUPELIAN						
	EO CENE	PRIABONIA	Souar					
		BARTONIAN						
		LUTETIAN	Reineche		☼			
	49	YPRESIAN	Souar Bou Dabbous	☉	☼		Belli (BEL) and Al manzah (MAZ) wells	
	60	PALEO CENE	THANETIAN	El Haria				
			DANIAN					
65	MAASTRICHTIAN	UPPER						
		LOWER						
70	CAMPANIAN	Abiod		☼		Maamoura (MMR) and Zinnia (ZN) wells		

Fig. 22. The principal Source, reservoir, seal rocks of the Campanian – Langhian interval and migration of petroleum in the Gulf of Hammamet.

The Miocene Ain Ghrab limestone exhibits good petro-physical characteristics: 15–30% porosity and 150 md permeability (Ben Ferjani et al., 1990; Jeddi and Burollet, 2004); the Ain Ghrab formation is overlain by the Mah-moud shales.

The Upper Miocene-Serravallian Birsa sands are probably the main hydrocarbon bearing reservoir (Portolano et al., 2000) in the area, with potentially very high porosity (average 25%).

During the upper Cretaceous – Lower Paleocene period a variety of Rudist buildups associated with ramp systems took place in the Halk el Menzel block. These buildups in mid-outer ramp locations might commonly form ideal stratigraphic traps sealed by onlapping and downlapping mud textured distal highstand deposits.

13. Discussion and conclusion

The sedimentary succession of the Halk el Menzel block is characterized by widespread Campanian – Early Miocene platform carbonate sequences in the East, deeper marly interval in the centre and pelagic-platform carbonates in the West (Fig. 21). The eastern region, characterized by carbonate sedimentation on a shallow marine environment, displays frequent gaps, sequence reduced in thick-

nesses and low angle unconformities of strata. Facies differentiations result from tectonism combined with relative fluctuation of sea level.

The proximal to pelagic platform transition in the Halk El Menzel block is composed in ten depositional third order sequences encompassing the Campanian–Langhian time interval (Fig. 13; 13 and 14). These sequences exhibit progradational to aggradational geometries. Unconformities developing at the sequence boundaries coincide with widespread fall of relative sea level (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987) (Fig. 14). The development of vertical stacking of gaps in the distal part of the Halk el Menzel block as shown by angle unconformities records a compressive tectonic event during the Campanian – Maastrichtian and the Upper Eocene (HGA-1 and AKD-1 wells; Figs. 10 and 14). This is also illustrated by the toplap reflection termination of the Ypresian Globigerine limestone against the Serravallian-Langhian horizon of the Ain Ghrab Formation (Fig. 15).

Moreover, Rudist build-ups developed in the East and centre of the Halk el Menzel block (Fig. 21). The eastern centre of the Halk el Menzel block was emerged during the Oligocene–Lower Miocene period. The facies pattern which is distributed over a gentle slope area, is modelled by a westward steepened ramp. Either combined or separately

sea level changes, depositional settings and folding have contributed to control the evolution of the Halk el Menzel block.

The depositional sequences in the western part of the Halk el Menzel block developed under control of tectonism. Normal faults NE in strike and faced NW are involved in the westward steepening of the ramp during the Upper Cretaceous – Early Eocene times. In the eastern part of the block, a broad paleohigh interrelated with a continuous geodynamic expulsion was instrumental in generating the steepened ramp geometry.

A later compressive stress Middle to Upper Eocene in age caused an inversion and consequently an exposure of the steepened part of the ramp through folding, while the eastern part was subsiding (Fig. 21). These tectonic movements culminated in the formation of fault propagation folds NE–SW directed, observed predominantly in the West of the study area.

In contrast, during the Oligocene–Lower Miocene age, the Halk el Menzel block has been subjected to prominent extensional stress accompanied by regressive sedimentation. In the Langhian times, the geometry of block became quiet similar to the one evolved in the Ypresian. Langhian aged paleohighs were generated on the summit of pre-existing Middle to Upper Eocene fault related folds (Figs. 10 and 21).

During the Langhian–Serravalian widespread bioclast bearing limestones transgressively sealed pre-existing structures, thus announcing a later relaxation phase (Ben Ayed et al., 1983; Cohen et al., 1980; Guiraud et al., 2005) which coincides with the Upper Miocene epoch in all the Atlasic region.

References

- Arnould, M., 1950. Notice explicative de la feuille de Menzel Bou Zelfa au 1/50.000, édit. Serv. Géol., Tunisie.
- Bajanik, S., Stranik, Z., Salaj J., 1978. Notice explicative de la feuille d'Enfidha au 1/50.000, édit. Serv. Géol., Tunisie.
- Bédir, 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse de doct. Univ.de TunisII, Fac. des Sci. de Tunis, 417p.
- Bédir, M., Tlig, S., Bobier, Cl., Issaoui, N., 1996. Sequence stratigraphy, Basin dynamics and petroleum geology of Miocene from the eastern Tunisia. American Association of petroleum Geology Bulletin (AAPG) 8 (1), 63–81.
- Ben Ayed, N., Bobier, C., Viguier, C., 1983. Interprétation tectonique unitaire des Atlas Maghrébin. Rapp. C.I.E.S. Monaco 28 (24), 99–101.
- Ben Ferjani, A., Burollet, P.F., Mejri, F., 1990. Petroleum geology of Tunisia. ETAP, 194.
- Ben Ismail-Lattrache, K., 2000. Précision sur le passage Lutétien-Bartonien dans les dépôts éocènes moyens en Tunisie centrale et nord orientale. Revue de Micropaléontologie. vol. Spéc. No. 2.
- Ben Salem, H., 1992. Contribution à la connaissance de la géologie du CapBon: stratigraphie, tectonique et sédimentologie. Thèse de 3ème cycle, Univ. TunisII. Fac. Sc., p. 203.
- Bishop, W., 1988. Petroleum Geology of East-Central Tunisia. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 72 (9), 1033–1058.
- Bishop, W.F., Debono, G., 1996. The hydrocarbon geology of southern offshore Malta and surrounding regions. Journal of Petroleum Geology 19 (2), 129–160.
- Bismuth, H., 1984. Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. Journée de nomenclature et classification stratigraphique en Tunisie Soc. Sc. Terre, Tunis, p. 2.
- Blondel, T., 1991. Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. Thèse Doct. Sci., Univ. Genève, p. 409.
- Boccaletti, M., Cello, G., Tortorici, L., 1987. Transtensional tectonics in the Sicily Channel. Journal of Structural Geology 9, 869–876.
- Bonnefous, J., Bismuth, H., 1982. Les faciès carbonatés de plate forme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne : implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. Bull. Centre de Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine- Pau 6 (2), 337–403.
- Boussiga, H., Alouani, R., Tlig, S., Inoubli, M.H., 2003. The Sahel platform reconstruction using geological and seismic data (Tunisia). 1st North Africa Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition, Tunis, Tunisia, 6–9 October 2003.
- Boussiga, H., Inoubli, M.H., Alouani, R., Sebei, K., Ben Jemia, M.G., 2005. Geodynamic reconstruction of the Sahel platform (Tunisia) an integrated approach. 2nd North Africa Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference and Exhibition, Algiers, Algeria, 10–13 April 2005.
- Brown, L.F., Fisher, W L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull – Apart Basins. Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration, pp. 213–247.
- Burrollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Ann. Mines et Géol., Tunisie (18), 350.
- Burrollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. Tectonophysics 195, 359–369.
- Catalano, R., Di Stefano, P., Sulli, A., Vitale, F.P., 1996. Paleogeography and structure of the central Mediterranean; Sicily and its offshore area. Tectonophysics 260, 291–323.
- CGG, 1978. Companies Générale de Géophysique.
- Cohen, C.R., Schamel, S., Boyd-Kaygi, P., 1980. Neogene deformation in northern Tunisia: origin of the eastern Atlas by microplate – continental margin collision. Geol. Soc. Amer. Bull. 91 (1), 225–237.
- Cushman, J.A., 1925. Some new foraminifera from the velasco shale of Mexico. Cotr. Cushman Lab. Foram. Research 1 (1), 19, pl.13.
- Duval, Biju, Cramez, C., 1990. Sequence stratigraphy workshop: A course note. – Total eds.
- Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie Atlasique Orientale et de la mer pélagienne. Thèse de doctorat 3^{ème} cycle; sciences de la terre géodynamique, Univ. ParisVI, 129p. Annexe.
- Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières, C.1999, Information packet. Tunis, Tunisia, Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP).
- Fourati, L., Hamouda, F., El Mahersi, Ch., Saïdi, M., 2002. Ypresian Bou Dabbou Formation: an active petroleum system within the thrust belt zone in Northern Tunisia-North Africa. The 8th Tunisian Petroleum Exploration & Production Conference.
- Fournié, D., 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. Bull.Cent.Rech.Explor. Elf Aquitaine, Pau 2 (1), 97–148.
- Gardiner, W., Grasso, M., Sedgely, D., 1995. Plio- Pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean-Malta plateau, Central Mediterranean. J. Geodynamics 19 (1), 35–51.
- Guiraud, R., Bellion, Y., 1995. Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the West Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., (Eds.), 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of African Earth Sciences, pp. 83–143.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of African Earth Sciences. 43, 83–143.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel Tunisien. Interprétation Géodynamique, Thèse Doct. Univ. Tunis, 163p.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea Level Change. S.P.E.M. Special Pub., Tulsa, pp. 71–108.
- Inoubli, M.H., 1993. Stratigraphie sismique et séquentielle. Thèse complémentaire, Faculté des Sciences de Tunis, 75p.
- Inoubli, M.H., Mechler, P., 1999. Expression géologique et apport du champ de vitesse de sommation dans l'amélioration de la résolution sismique – Notes du Service Géologique de Tunisie, 54p.
- Jeddi, R.S., Burollet, P.F., 2004. The Miocene in the Gulf Hammamet basins–Tunisia: Stratigraphy, Sedimentology and Petroleum targets. The 9th Tunisian Petroleum Exploration & Production Conference.
- Jorry, S., 2004. The Eocene Nummulite Carbonates (Central Tunisia and NE Libya): Sedimentology, Depositional Environments, and Application to Oil Reservoirs. Thèse de doctorat à la Faculté des sciences de l'Université de Genève, 206p.
- Klett, T.R., 2001. Total Petroleum Systems of the Pelagian Province, Tunisia, Libya, Italy, and Malta – The Bou Dabbous Tertiary and Jurassic – Cretaceous Composite. US Geological Survey Bulletin 2202-D.
- Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., 1998. Mesozoic and Cenozoic petroleum systems of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum geology of North Africa*, Special Publication 132. Geological Society, London, pp. 201–216, Special Publication.
- Messaoudi, F., Hamouda, F., 1994. Evènements structuraux et types de pièges dans l'offshore Nord-Est de la Tunisie. The 4th Petroleum Exploration Conference, ETAP, pp. 55–65.
- Patriat, M., Ellouz, N., Dey, Z., Gaulier, J.M., Ben Kilani, H., 2003. The Hammamet, Gabès and Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. *Sedimentary geology* 156, 241–262.
- Pepe, F., Sulli, A., Berotti, G., Catalano, R., 2005. Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (Southern Tyrrhenian Sea): implication for the Drepano Thrust Front. *Tectonophysics* 409, 1–18.
- Portolano, P., Schein, L., Simonnot A., 2000. 3-D geological modelling of Birsa field offshore Tunisia. *World Oil* June 2000.
- Rabhi, M., 1999. Contribution à l'étude stratigraphique et analyse de l'évolution géodynamique de l'axe N-S et des structures avoisinantes (Tunisie centrale). Thèse Doct. Univ. Tunis II.
- Rouvier, H., 1977. Géologie de l'extrême nord-tunisien: Tectonique et paléogéographie superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Sci., univ. Pierre et Marie –Curie. Paris VI, 703p.
- Saadi, M., 1997. Géodynamique des bassins sur relais de décrochements au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitain de Saouaf (Tunisie centro-orientale). Thèse Doct. Univ. Tunis, 348p.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. Sea-level changes- An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42.
- Tavarnelli, E., Butler R.W.H., Decandia, F.A., Calamita, F., Grasso M., Alvarez W. 2004. Implications of fault reactivation and structural inheritance in the Cenozoic tectonic evolution of Italy. *The Geology of Italy*. In: Crescenti, U., D'Offizi, S., Merlini, S., Sacchi, R., (Eds.), *Societa Geologica Italiana special volume*. pp. 201–214.
- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., Peis, D., and Gori, D., 1995. Cretaceous to Neogene structural evolution of the Lampedusa shelf (Pelagian Sea, Central Mediterranean): *Terra Nova* 7, pp. 200–212.
- Touati, M.A., 1985. Etude géologique et géophysique de la concession de Sidi El Itayem en Tunisie orientale. Sahel de Sfax. Histoire géologique du bassin et évolution de la fracturation et des structures du Crétacé au plio-quadernaire. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 226p.
- Tunisian Exploration Review, 1991, *Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP)*.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmer, J.W., Thomson, S., Sangri, J.B., Bubb, J.M., Hatfield, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global change in sea level. *AAPG Memoire* 26, 49–212.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.P., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifiliev, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France* 7, 1301–1321.
- Vail, P.R., Audemardt, E., Bowman, S., Eisner, P.N., Perz-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. An overview. In: Einsel, G., Ricken, W., et Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617–659.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1988. Siliciclastic in well logs, cores and outcrops: Concept for high resolution correlation of time and facies. *AAPG, Methods in exploration series* 7, 55.
- Vernet, J.P., 1981. Esquisses paléogéographiques de la Tunisie Durant l'Oligocène et le Miocène inférieur. *Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre (Tunis, Septembre 1981)*, pp. 231–244.
- Widess, N.B., 1982. Quantifying resolving power of seismic system. *Geophysics* 47 (8), 116–1173.
- Yaïch, C. 1997. Dynamique sédimentaire, Eustatisme et Tectonique Durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. Formations Fortuna, Messioua et Grijima; Numidien et Grésomiacé. *Actes des 4^{èmes} journées de l'exploration pétrolière en Tunisie*, pp. 327–361.
- Zenati-Chilli, B., 2000. Structuration hydrodynamisme et géothermie des niveaux réservoirs profonds (Crétacé-Miocène de la Tunisie Orientale) relation avec les accumulations hydrocarbures. Thèse de doct.



Publications :

Boujamaoui Mustapha. & Inoubli Mohamed Hédi. (2003):

Organisation séquentielle des faciès miocènes de la Tunisie nord-orientale. Intégration de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques.

Revue d'Histoires des Sciences Naturelles de Toulouse, France. N° 139, pp. 17-30.

Organisation séquentielle des dépôts miocènes de la Tunisie nord-orientale. Intégration de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques.

par M. Boujamaoui* et M. Hédi Inoubli**

* *Unité de Recherche de Géophysique Appliquée aux Minerais et aux Matériaux
Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tunis, Campus Universitaire, 1060 Tunis, Tunisie*
** *Faculté des Sciences de Gabès, Cité Erriadh-Zrig, 602972 Gabès, Tunisie*

RÉSUMÉ

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle aux dépôts miocènes de la Tunisie nord-orientale intégrant les profils sismiques, les diagraphies et les observations faites sur les affleurements, permet d'identifier huit séquences de dépôts. La comparaison avec la charte eustatique globale de HAQ et al., (1988) a montré que certaines séquences se corrèlent bien, alors que d'autres n'ont pas d'équivalent sur cette charte. Cette différence est expliquée par les effets d'une tectonique locale au cours du Serravallien supérieur et Tortonien inférieur. D'autre part, une datation stratigraphique hypothétique de certaines de ces séquences miocènes, pauvres en fossiles stratigraphiques est proposée. Cette proposition découle de la compilation des données stratigraphiques existantes, des connaissances sur la tectonique régionale ainsi que sur un raisonnement par rapport à la charte eustatique globale.

Mots-clés : Organisation séquentielle, Sismique, Diagraphies, Sédimentologie, Miocène, Tunisie.

ABSTRACT

The application of the sequence stratigraphy concepts to the Miocene deposits of NE Tunisia, taking in account the seismic, diagraphic data and the observations of the outcrops, allow to identify eight depositional sequences. The comparison with the global eustatic chart of HAQ et al., (1988) shows that some sequences are well correlated with the chart while others seem to be not represented on this chart. This difference is explained by the effects of tectonic during Upper Serravallian and Lower Tortonian. On other hand, an hypothetical dating of some miocene is proposed from the compilation available stratigraphic and tectonic data, in the frame of a comparison with the global eustatic chart.

Key-words : Sequential geometry, Seismic, Diagraphies, Sedimentology, Miocene, Tunisia.

INTRODUCTION

Le schéma structural de la Tunisie nord-orientale se caractérise par des accidents de directions N140, N-S et E-W et des plis anticlinaux et synclinaux de direction N60 à N-S (Figure 1), tandis qu'en offshore, en particulier dans le Golfe d'Hammamet, apparaissent des accidents de directions N-S et E-W délimitant des unités orthogonales (BEDIR, 1995). Sur terre, des coupes géologiques ont été levées dans le synclinal de Saouaf- et Jebel Drafla où les séries miocènes affleurent bien, alors qu'en mer les données de forages et les coupes sismiques ont servi de base à leur étude (Figure 1A). Ces dernières présentent trois caractéristiques : a) elles sont, en majorité, à dominance fluviatile et clastique ; b) elles sont

relativement rares en fossiles stratigraphiques ; c) elles ont enregistré des pulsations tectoniques importantes dues à la convergence entre la plaque africaine et la plaque européenne. Ces caractéristiques sont la cause de plusieurs imprécisions d'ordre stratigraphique et paléogéographique bien que de nombreux travaux stratigraphiques et structuraux aient été consacrés aux dépôts de cette tranche d'âge.

L'objet de cette note est de proposer une nouvelle interprétation chronostratigraphique des séries miocènes de Tunisie nord-orientale. Cette proposition se fonde sur l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle intégrant les données de l'analyse des faciès sismiques et de leurs réponses diagraphiques dans le Golfe d'Hammamet,

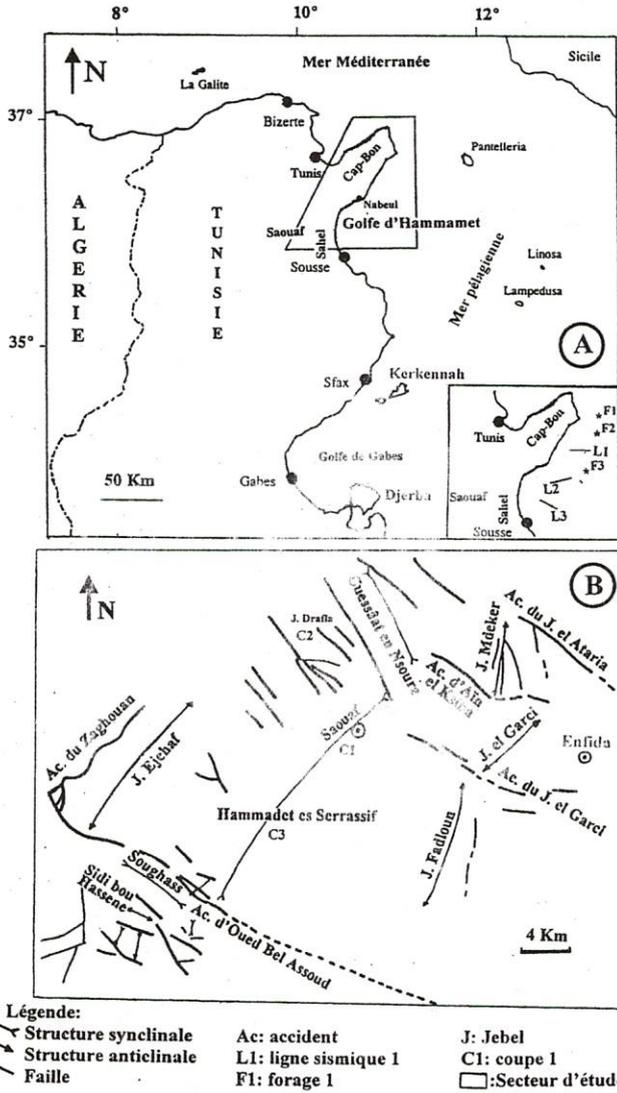


Fig. 1. Carte de localisation géographique (A), et tectonique (B) (d'après SAADI, 1997).

ainsi que les observations sédimentologiques des affleurements. Les séquences identifiées, sont généralement délimitées par des discontinuités de type-1 ou de type-2 (VAIL *et al.*, 1987) identifiées ou déduites à partir de l'interprétation des faciès analysés. La comparaison de ces séquences avec la charte eustatique globale et le calendrier des événements tectoniques locaux et régionaux a permis de placer ces limites dans leur cadre chronostratigraphique et géodynamique.

STRATIGRAPHIE ET CHRONOSTRATIGRAPHIE

En Tunisie nord-orientale et dans le Golfe d'Hammamet, les séries miocènes sont constituées de formations lithologiques successives. On distingue de la base vers le sommet les formations Aïn Grab, Mahmoud, Beglia/Birsa, Saouaf, Ségui/Somaa et Melqart/Béni-Khiar (Figure 2)

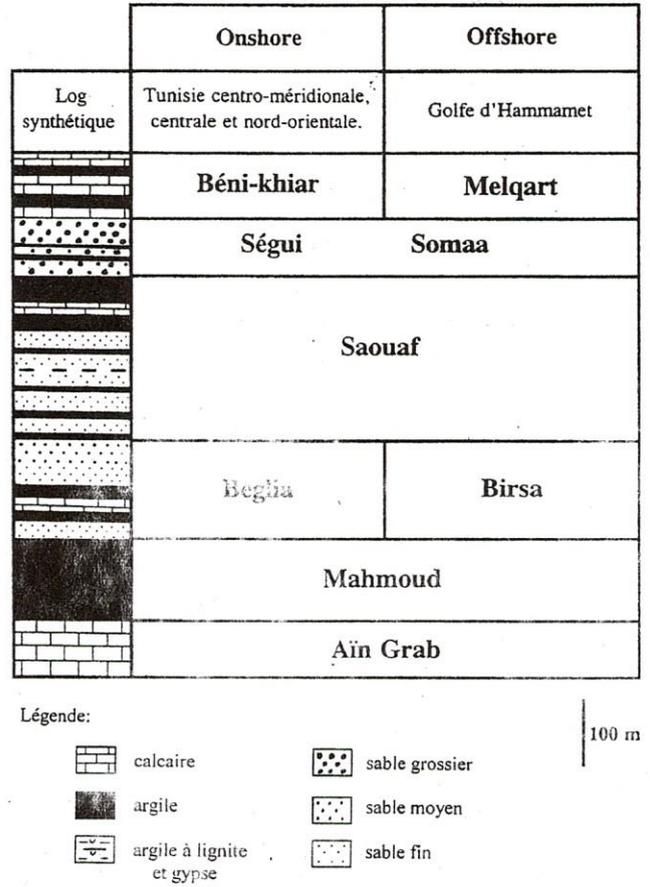


Fig. 2. Colonne stratigraphique simplifiée des dépôts du Miocène moyen et supérieur de Tunisie nord-orientale.

* Formation Aïn Grab (BUROLLET, 1956) : elle correspond à des calcaires marins riches en foraminifères, mollusques et échinodermes. Parfois, ces calcaires alternent avec des argiles. En raison de son caractère transgressif, elle est très étendue en Tunisie. L'âge attribué à ces calcaires riches en organismes benthiques et planctoniques est Langhien moyen à supérieur (HOYBERGHS, 1977 et 1987 ; BEN ISMAIL-LATRACHE, 1981).

* Formation Mahmoud (BIELY *et al.*, 1972) : cette formation correspond à un ensemble à dominante argileuse qui tranche nettement sur les formations qui l'encadrent (Figure 2). Les argiles que contient cette formation correspondent au pic des influences marines durant le Miocène. Elle est souvent riche en associations de foraminifères planctoniques permettant son attribution au Langhien supérieur (HOYBERGHS, 1977 ; BISMUTH, 1984 ; BATIK *et al.*, 1991).

* Formation Beglia (BUROLLET, 1956) : elle a été définie à Henchir Beglia en Tunisie centrale. Elle comporte des alternances argilo-sableuses à la base et des sables grossiers au sommet (Figure 2). L'âge attribué à cette formation est controversé mais, les travaux récents ont permis de lui attribuer un âge Langhien terminal-Serravallien *pp.* (BOUJAMAOU *et al.*, 2000).

* Formation Birsa : elle est localisée uniquement dans les forages du Golfe d'Hammamet ; c'est une formation sablo-argileuse et carbonatée (Figure 2). Elle constitue l'équivalent latéral de la Formation Beglia (MAHJOURI *et al.*, 1989 ; BEN FERJANI *et al.*, 1990 ; BEDIR, 1995 ; BOUJAMAOU *et al.*, 2000).

* Formation Saouaf (BIELY *et al.*, 1972) : elle présente un faciès marin littoral à sédimentation souvent cyclique où alternent sables, argiles et silts. On y trouve aussi des lignites, des calcaires lumachéliques et des niveaux gypseux (Figure 2).

* Formation Somaa (COLLEUIL, 1976) : elle correspond à des alternances de sables jaunes ou rouges, plus ou moins grossiers, à intercalations conglomératiques (Figure 2). En Tunisie nord-orientale, cette formation, azoïque, traduit le recul maximal des mers (BISMUTH et HOOYBERGHS, 1994). Par sa position géométrique, la Formation Somaa est attribuée au Tortonien (COLLEUIL, 1976). Dans le Golfe d'Hammamet, elle est encadrée par la Formation Saouaf à la base et la Formation Melqart au sommet (Figure 2).

* Formation Ségui : elle regroupe les dépôts continentaux du Mio-Pliocène (BUROLLET, 1956). En Tunisie centrale et centro-orientale, cette formation est constituée par des conglomérats, des argiles, des calcaires blanchâtres à brèches dont les éléments proviennent de la série crétacé supérieur et de l'éocène inférieur (SAADI, 1997) et de limons rouges (Figure 2). En Tunisie orientale, la Formation Ségui surmonte la Formation Saouaf. En Tunisie nord-orientale et dans le Golfe d'Hammamet, cette formation est remplacée par plusieurs unités marines ou de transition (BEN FERJANI *et al.*, 1990). Les travaux menés en Tunisie centrale (BATIK et FEJFAR, 1990) sur les vertébrés découverts au sein de la Formation Ségui ont permis à ces auteurs de lui attribuer un âge qui va du Tortonien au Quaternaire inférieur pour cette formation.

* Formation Melqart /Béni-Khiar : La Formation Melqart (FOURNIE, 1978) définie plus au Sud dans le Golfe de Gabès est constituée par des niveaux évaporitiques et des calcaires et argiles fossilifères d'âge probablement tortonien (BEN FERJANI *et al.*, 1990) à messinien inférieur (BISMUTH, 1984). Au Cap-Bon, l'équivalent de la Formation Melqart (BUROLLET, 1956) serait la Formation marine de Béni-Khiar (BISMUTH, 1984). Celle-ci est constituée par des calcaires oolithiques et des argiles contemporains de la grande transgression qui a eu lieu au cours du Messinien (HOOYBERGHS, 1995). L'âge attribué à la Formation Melqart est tortonien supérieur (COLLEUIL, 1976) à messinien (BESEME et KAMOUN, 1988).

Dans la région de Nabeul, entre le Tortonien et le Pliocène marin, s'intercale une série de sables, d'argiles lagunaires, de grès blancs et de calcaires lacustres qui correspondent à la Formation Oued El Bir, d'âge Messinien (COLLEUIL, 1976). Cette formation peut constituer l'équivalent latéral des dépôts argileux et évaporitiques de la Formation Oued Bel Khédim adu Nord de la Tunisie (HOOYBERGHS, 1995).

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE ET STRATIGRAPHIE SISMIQUE

La détermination des séquences du Miocène de la Tunisie nord-orientale est basée sur des divers critères, dont, en affleurement, l'évolution verticale des faciès, en sismique, les terminaisons de réflexions, en forages, les réponses des faciès diagraphiques et les discontinuités. Cette démarche nous a permis de décrire des faciès et d'identifier des discontinuités qui induisent le découpage séquentiel proposé pour les séries miocènes de la Tunisie nord-orientale.

1. Séquence de dépôt S1

a) En affleurement

La Formation Aïn Grab, d'âge langhien moyen à supérieur, présente une base ravinante surmontée par un niveau conglomératique et par des calcaires gréseux et lumachéliques. Elle surmonte des dépôts qui ont gardé depuis l'Oligocène un caractère continental (YAÏCH *et al.*, 1994). Elle est ainsi de caractère transgressif (Figure 3). Le découpage séquentiel d'ordre supérieur montre que cet intervalle est formé, dans le synclinal de Saouaf, par des paraséquences métriques grés-carbonatées grano-décroissantes (Figure 4). Il a été attribué au cortège transgressif de la séquence TB.2-4 de la charte eustatique globale de HAQ *et al.*, (1988), (YAÏCH *et al.*, 1994 ; BOUJAMAOU *et al.*, 2000).

Cette formation est coiffée par un niveau argileux à glauconie qui marque le brusque approfondissement de la tranche d'eau par rapport au comblement sédimentaire (Figure 3). En conséquence la création d'un espace disponible de plus en plus important induit la concentration de glauconie dont le pic correspond à un «maximum flooding surface» de la transgression langhienne en Tunisie.

Les dépôts sus-jacents correspondant aux argiles de la Formation Mahmoud et aux alternances argilo-sableuses progradantes de tempêtes de l'offshore et du shoreface basse énergie de la base de la Formation Beglia (Figure 3) attribués au Langhien supérieur à terminal correspondent au cortège de haut niveau marin de la même séquence S1 (BOUJAMAOU *et al.*, 2000). Ce type de dépôts progradants est dû à la diminution de la tranche d'eau relative, correspondant ainsi à la période de «stillstand».

b) En subsurface

L'intervalle transgressif est formé par un doublet sismique à réflexions parallèles de forte amplitude et de bonne continuité (Figure 5) ; il peut aussi montrer parfois un seul réflecteur mais d'amplitude assez forte (Figure 6). Le toit de ce niveau constitue un repère régional sur les profils sismiques et en affleurement.

Les réponses du GRGamma-Ray sont faibles pour l'intervalle transgressif, dans le forage F2 ; alors que dans le forage F1, elles deviennent moyennes (Figure 7). Au sommet, les valeurs du Gamma-Ray GR sont assez fortes dans le forage F1 et moyennes dans le forage F2 (Figure 7). Cette dif-

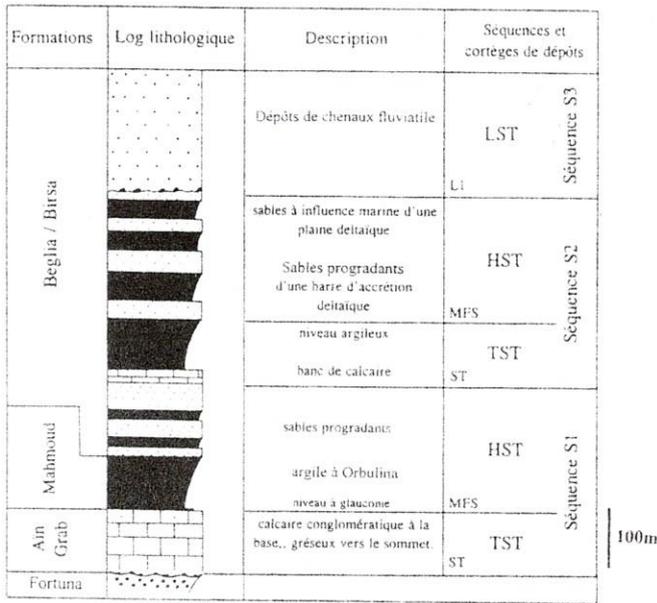


Fig. 3. Découpage séquentiel des formations Ain Grab, Mahmoud et Beglia/Birsa (d'après BOUJAMAOU *et al.*, 2000).

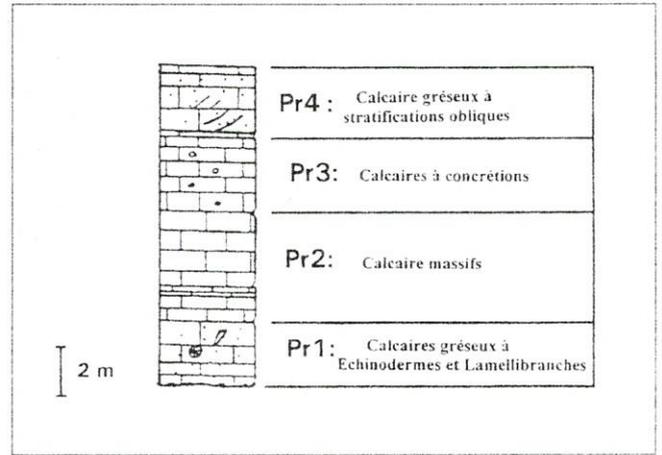


Fig. 4. Découpage séquentiel de la Formation Ain Grab en parasequences.

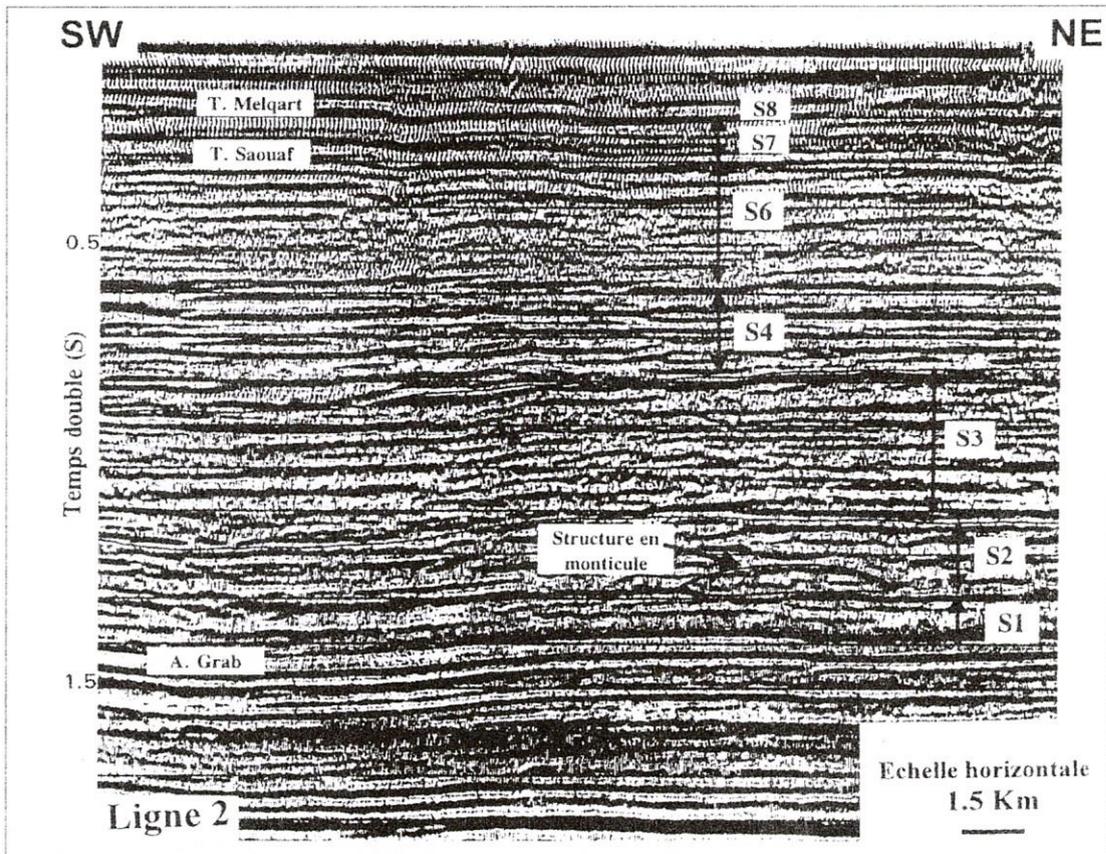


Fig. 5. Découpage en séquences sismiques des faciès miocènes dans le Golfe d'Hammamet.

férence ne peut être expliquée que par des variations de dépôt entre les zones où sont implantés les deux forages. En effet, F1 est situé dans une zone assez subsidente par rapport à celle où est implanté F2, ce qui a permis le développement des éléments radioactifs, au toit de la Formation Aïn Grab. Cette réponse caractériserait donc une surface d'inondation maximale (mfs). Celle-ci s'est développée, principalement, pendant la transgression maximale de la ligne de rivage en Tunisie au cours du Langhien.

Au-dessus de l'intervalle transgressif vient un faciès sismique transparent à la base (Figures 5 et 6), qui correspond à la Formation Mahmoud et la partie basale de la Formation Birsa et est caractéristique des dépôts argileux, puis un faciès discontinu, d'amplitude moyenne et à configuration oblique qui correspond aux dépôts sableux progradants de la Formation Birsa (Figures 5 et 6). Nous attribuons ces faciès sismiques au cortège de haut niveau marin de cette séquence sismique.

Les enregistrements diagraphiques montrent des variations d'électro-faciès. En effet, elles sont, à la base, de réponses faibles, alors qu'au sommet ces réponses deviennent fortes et de forme, en général, cylindrique. Ces dernières sont caractéristiques des dépôts de haute énergie (Figure 7). Elles montrent également des formes dites négatives (Figure 7) qui sont interprétées comme des paraséquences de progradation.

2. Séquence de dépôt S2

a) En affleurement

Les coupes levées au sein de la Formation Beglia ont montré que celle-ci est constituée à sa base par des calcaires gréseux, riches en fragments de bioclastes de faunes benthiques surmontés par des argiles (Figures 3 et 8). Parfois de fines lamines de grès grossiers et de dragées de quartz sont présents (Figure 8). Les niveaux calcaires ainsi que les lamines de grès grossiers et de dragées de quartz avec les bioclastes corres-

pondent à un cortège transgressif ; les argiles marquent la phase d'inondation maximale.

Au-dessus de ce cortège transgressif reposent des dépôts sableux progradants de barres d'accrétion deltaïques de la Formation Beglia où l'influence tidale est manifestement présente (Figure 8), (BOUJAMAOU *et al.*, 2000). Cette influence des marées, dans un système fluvio-deltaïque, est considérée comme caractérisant encore une période de transgression (SHANLEY et Mc CABE, 1994). De ce fait, nous attribuons ces sables progradants à la partie inférieure d'un cortège de haut niveau marin.

b) En subsurface

L'ensemble argilo-carbonaté aurait pour équivalent soit des argiles, soit des calcaires de la Formation Birsa. Sur l'enregistrement sismique, cet ensemble correspond à un réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité (Figures 5 et 6). Il repose, en discordance synsédimentaire, sur des couches sous-jacentes qui montrent des terminaisons en toplap (Figures 5 et 6).

Au-dessus, on distingue un faciès sismique discontinu et d'amplitude moyenne avec des structures en monticules (Figure 5). Ce type de faciès peut correspondre à des lobes deltaïques des « offshore bars » formées sous l'action de courants de marées. On signale que des terminaisons en downlaps de progradation sont situées à la base de ce faciès (Figures 5 et 6). Nous attribuons ce type de faciès sismique à un cortège de haut niveau marin.

Les enregistrements diagraphiques montrent des valeurs faibles à moyennes pour l'intervalle transgressif de la séquence S2, au niveau du forage F3 (Figure 7). Le sommet de cet intervalle induit, dans les forages F2 et F3, une forte réponse pour le Gamma Ray que nous interprétons comme la traduction d'une surface d'inondation maximale (mfs) (Figure 7), alors que dans le forage F1, ce pic n'est pas bien marqué (Figure 7) du fait qu'on attribue au cortège transgressif les argiles à réponses de Gamma-Ray GR fortes.

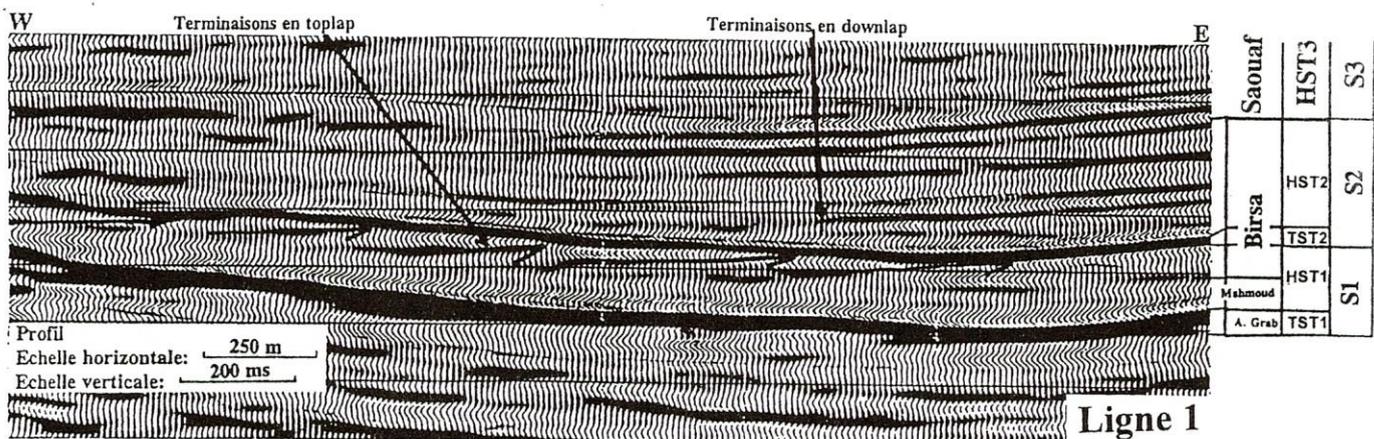


Fig. 6. Séquences sismiques du Miocène moyen dans le Golfe d'Hammamet (d'après BOUJAMAOU *et al.*, 2000)

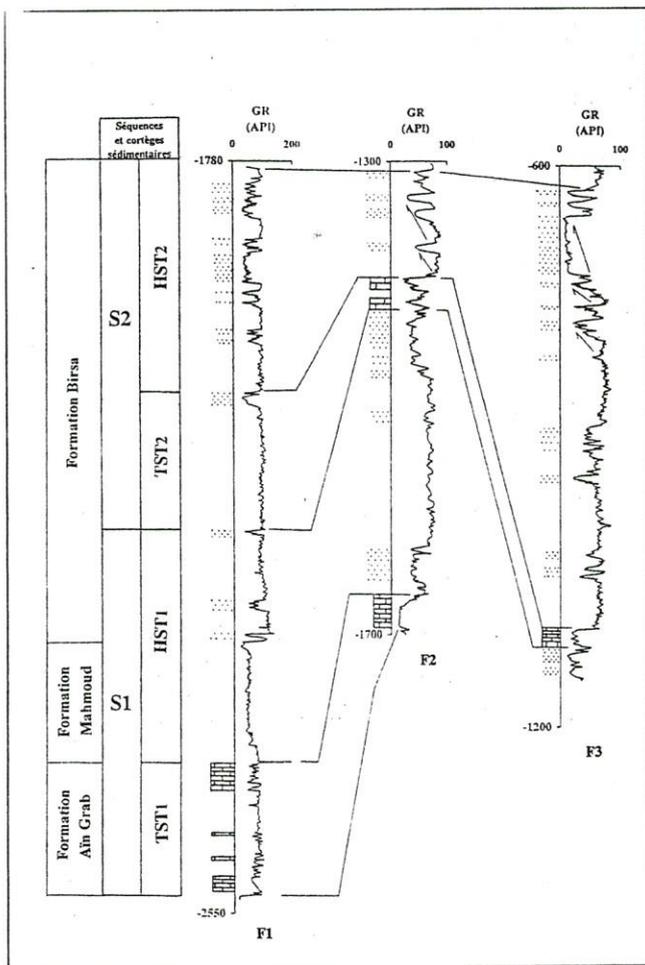


Fig. 7. Interprétation diagrammatique séquentielle des formations Ain Grab, Mahmoud et Beglia/Birsa.

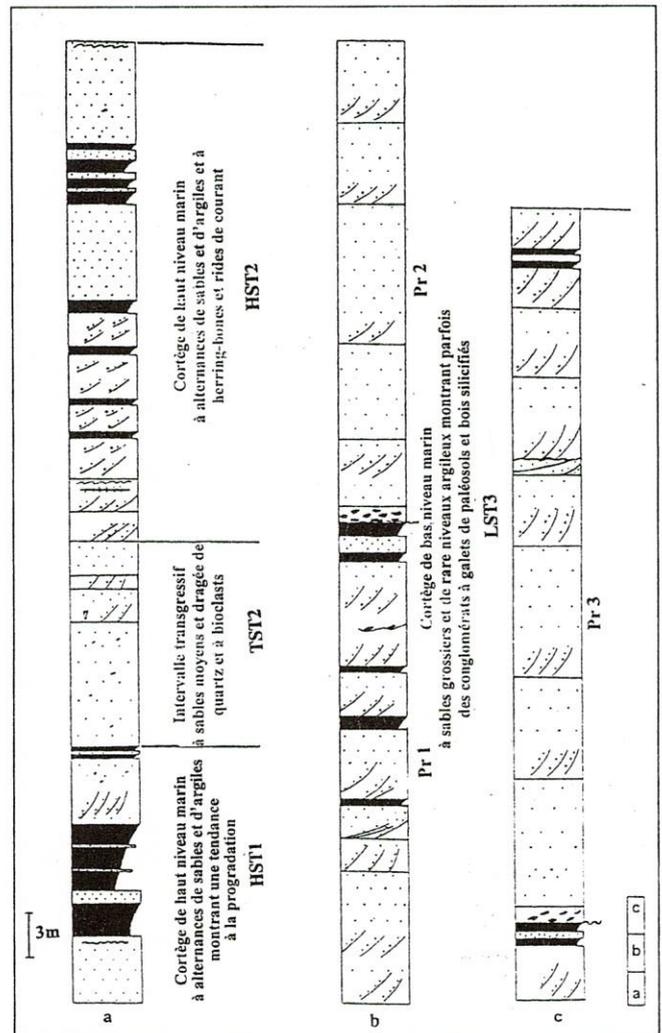


Fig. 8. Interprétation séquentielle de la Formation Beglia.

Cette différence d'expression de mfs entre les forages est due à ce que dans les F2 et F3, le passage de l'intervalle transgressif carbonaté vers le haut niveau marin argileux, coïncide avec le maximum de transgression durant laquelle les sédiments à fortes radioactivités se déposent. Dans le Forage F1, ce passage est progressif ; on passe des argiles à des alternances sables-argiles d'où la faiblesse de l'expression de la mfs.

En ce qui concerne le cortège de haut niveau marin, il se manifeste par des valeurs de Gamma-Ray fortes qu'on peut subdiviser en paraséquences de progradation (Figure 7). Elles montrent, également, une forme cylindrique particulière (Figure 7). Cette réponse évoque des dépôts de haute énergie, probablement, de chenaux de marées ; puisque ce type de dépôts est localisé au sommet du cortège de haut niveau marin. A ce stade d'évolution, il y a diminution de la tranche d'eau suite à la réduction de l'espace disponible. En

conséquence, s'accumulent des sédiments de plaine deltaïque ou de complexes fluviatiles. En l'occurrence, le sommet de la Formation Birsa est marqué par des paraséquences «strato-grano-décroissantes à «wavy-bedding» et «flaser-bedding» (BOUJAMAOU *et al.*, 2000). Ces caractéristiques sont en faveur de dépôts de chenaux de marées dans une zone de plaine deltaïque tidale.

3. Séquence de dépôt S3

a) En affleurement

Le sommet de la Formation Beglia est formé de paraséquences grano-décroissantes (Pr1, Pr2 et Pr3) formées, à leur base par des sables très grossiers, à galets mous et à bois silicifiés (Figure 8). Au-dessus de ce niveau, les sables deviennent grossiers avec des stratifications obliques arquées, indiquant des écoulements unidirectionnels appartenant à un haut régime hydrodynamique. Au toit de la série, les sables

diminuent de taille et les stratifications deviennent obliques tabulaires. Il s'agit des barres transverses ou losangiques des chenaux (BOUJAMAOU *et al.*, 1997). Localement, ces dépôts sont surmontés par des argiles gris-verdâtre. Ainsi, ces paraséquences et ces faciès sont attribués à un cortège de bas niveau marin. Au-dessus de ce cortège, au Jebel Drafla, on remarque que l'influence marine commence à s'exprimer par le biais des alternances de silts jaunes et d'argiles avec des bancs sableux décimétriques qui présentent à leur sommet des nodules de bioturbations (Figure 9). Latéralement, dans le synclinal de Saouaf, la formation débute par des alternances sablo-argileuses à «lenticular-bedding» et «wavy-bedding». Ces faciès constituent des dépôts argileux de marées où l'influence tidale est exprimée. Dans ce type de milieu de transition, le maximum de transgression n'est pas représenté par un niveau condensé mais plutôt par des faciès tidaux (SHANLEY et Mc CABE, 1991) tels que ceux connus au Miocène moyen en Tunisie nord-orientale (BOUJAMAOU,

2000). De ce fait, les dépôts à caractères tidaux qui surmontent les faciès du cortège de bas niveau marin de la Formation Beglia, sont interprétés comme étant un cortège de haut niveau marin. Au sommet une concentration en nodules bioturbés oxydés correspond à une limite de séquence.

b) En subsurface

Dans le Golfe d'Hammamet, cette séquence est représentée, uniquement, par un cortège de haut niveau marin. Il est marqué par un faciès sismique dont les réflecteurs sont discontinus et parallèles (Fig. 5 et 10). Ce faciès est attribué à des dépôts d'énergie faible à moyenne. Les diagraphies, correspondant à ce cortège, montrent à la base, des paraséquences aggradantes à réponses fortes. Vers le haut, la réponse en forme d'entonnoir correspond à une paraséquence négative (Fig. 11). Cette dernière traduit un processus de progradation qui marque la fin du cortège de haut niveau marin.

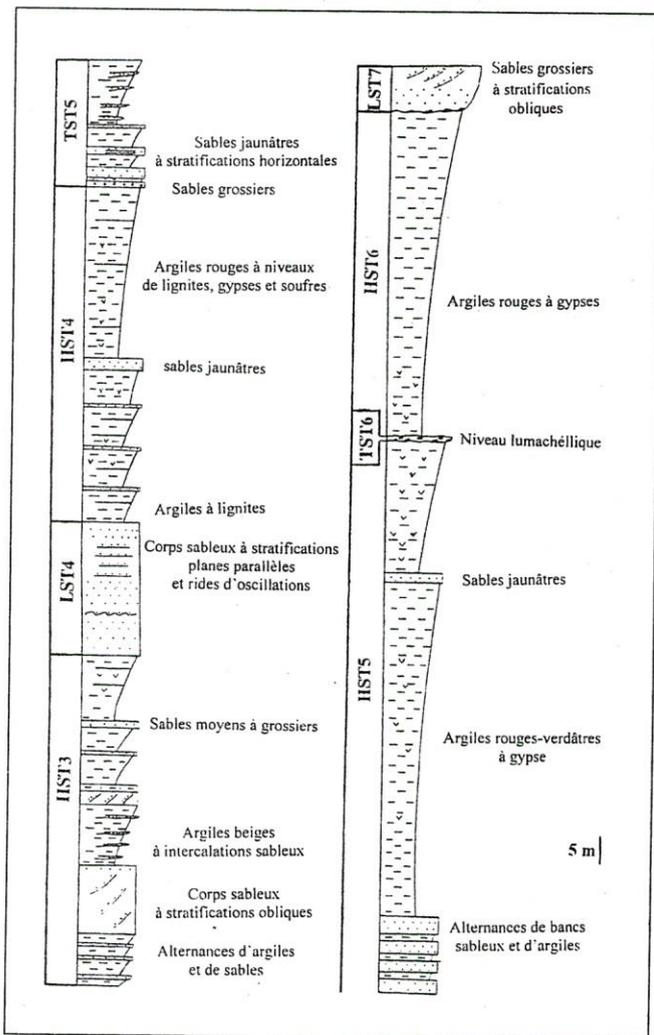


Fig. 9. Interprétation séquentielle de la Formation Saouaf.

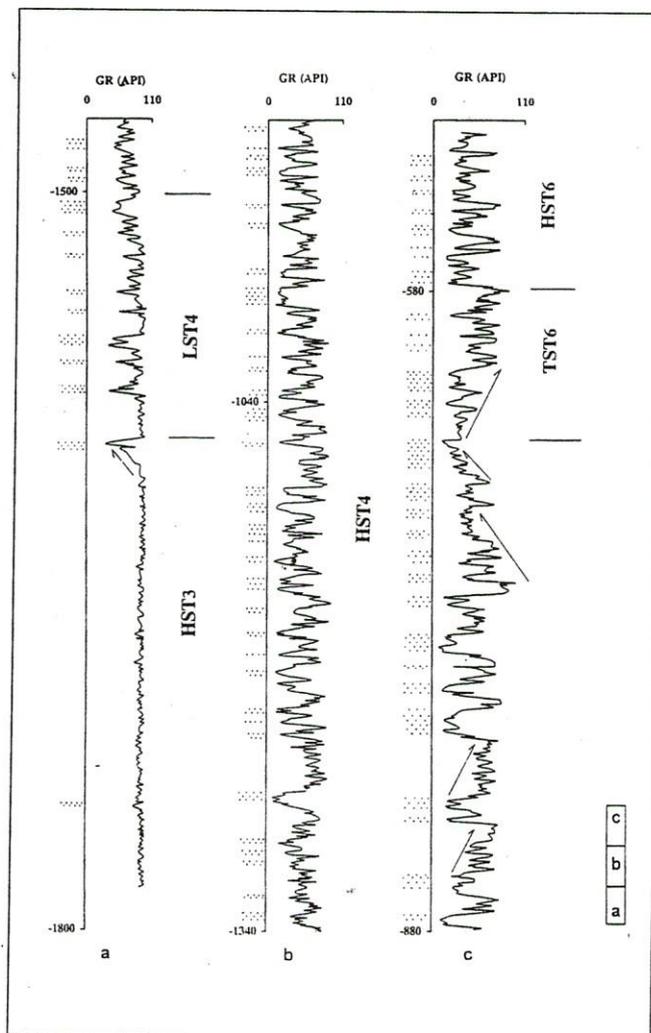


Fig. 11. Interprétation diagraphique de la Formation Saouaf.

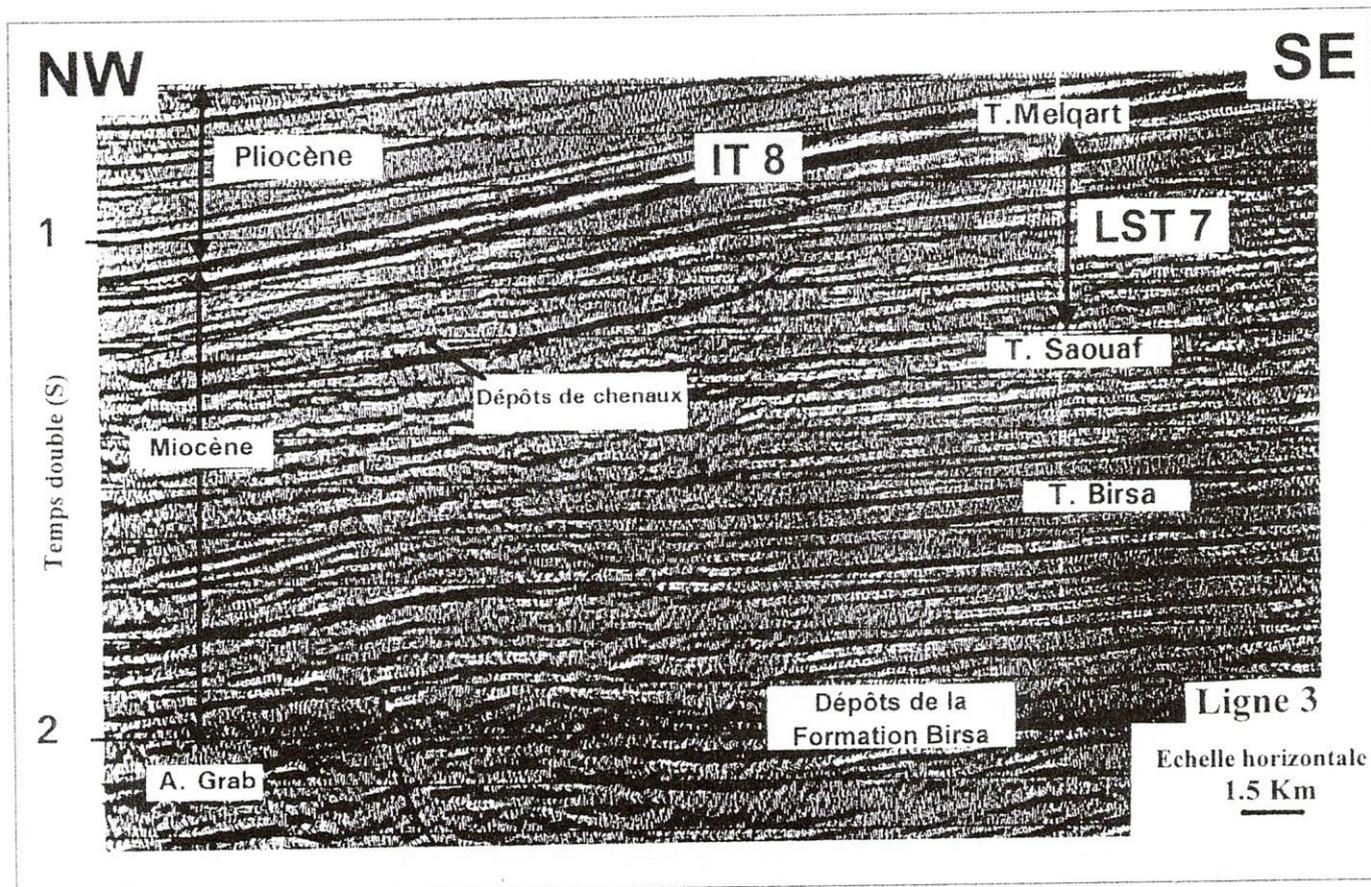


Fig. 10. Découpage séquentiel et faciès sismiques des séries miocènes dans le Golfe d'Hammamet.

4. Séquence de dépôt S4

a) En affleurement

La base de cette séquence est formée par une barre sableuse à tendance grano-croissante et à structures sédimentaires de haute énergie (telles que les stratifications entrecroisées et des slumps), identifiée comme une barre deltaïque (Fig. 9). Dans la région d'Hammadet es Serrassif, cette barre montre des structures d'écoulement et de glissement (BOUJAMAOU, 2000). En ce qui concerne sa répartition spatiale, on constate qu'elle est présente dans tout le synclinal de Saouaf ainsi que dans des régions voisines de la Tunisie centro-orientale (SAADI, 1997).

Au-dessus de cette barre deltaïque, viennent des argiles à intercalations sableuses (replat de marée), des bancs sableux à stratifications parallèles et des rides de courants attribués à des dépôts de plage (Fig. 9). Ces sables sont surmontés par des argiles silteuses rouges à jaunâtres qui témoignent d'un comblement du bassin.

Les travaux récents sur les systèmes sédimentaires qui présentent des barres marines, dans la majorité des cas éro-

sives, montrent que ces barres se déposent lorsque le niveau marin est bas et correspondent ainsi à des cortèges de bas niveau marin (PLINT, 1988). En ce qui concerne la Formation Saouaf, on constate que cette barre n'est pas érosive à sa base. Ce phénomène peut-être expliqué par une chute du niveau marin insuffisante pour causer l'émergence de la plateforme où l'espace disponible est toujours positif. Ainsi, les caractéristiques sédimentaires de cette barre, nous indiquent qu'il s'agit d'un cortège de bas niveau marin dont la limite basale est partiellement érosive (Fig. 9), mais son emplacement est déduit par interprétation et en fonction de la succession verticale des faciès. Au-dessus de celle-ci, les faciès tidaux litiques commencent à réapparaître avec par des faciès argileux (Fig. 9). Ces derniers forment un cortège de haut niveau marin dont le sommet est marqué par des rides de courant de plage interprété comme une limite de séquence.

b) En subsurface

On distingue deux types de faciès sismiques. Le premier est à réflecteurs discontinus et à amplitude moyen à forte,

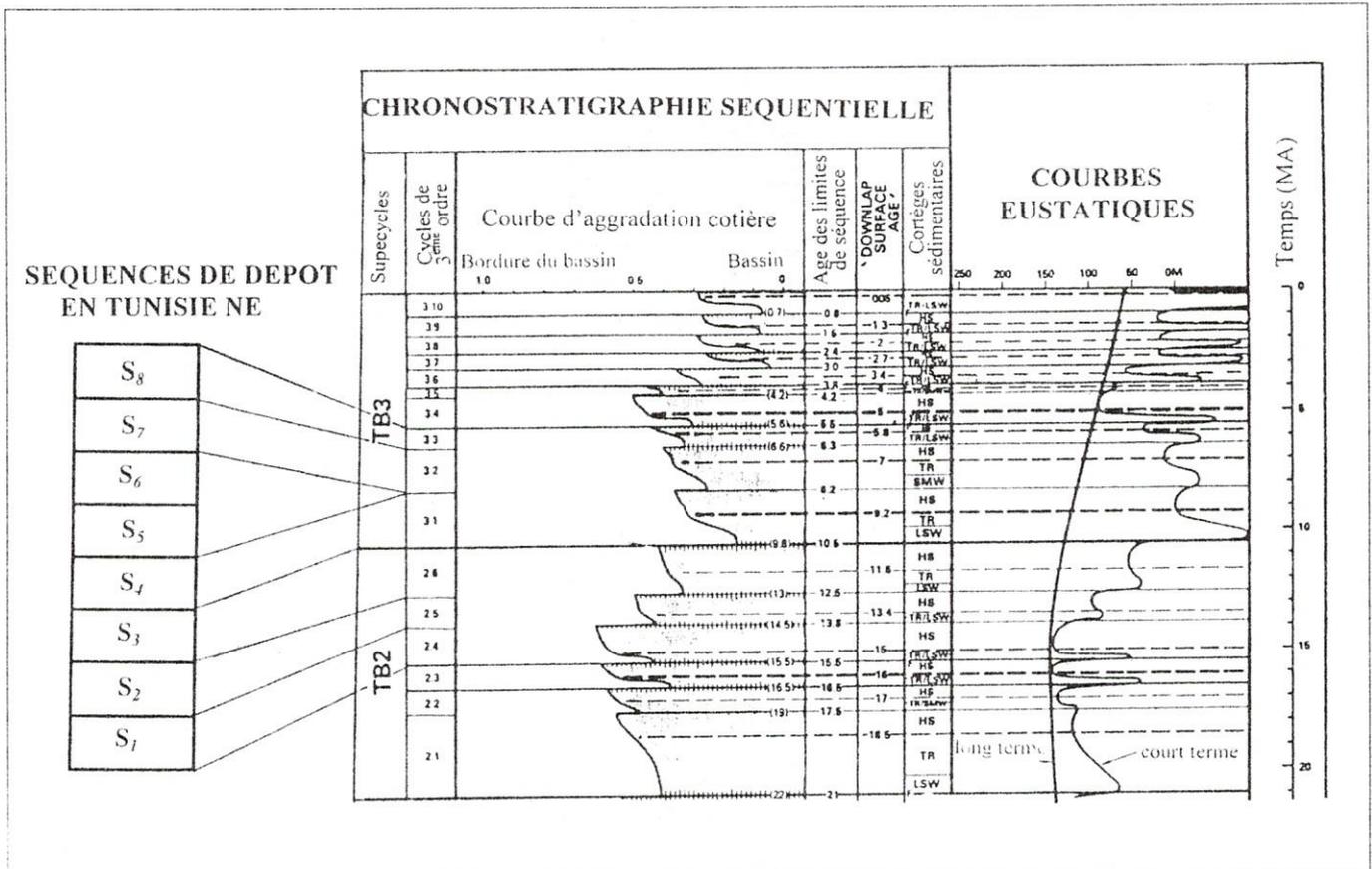


Fig. 12. Corrélation des séquences miocènes de Tunisie nord-orientale avec les cycles eustatiques de 3^{ème} ordre (HAQ et al., 1988), de l'Oligocène à l'Actuel.

avec des configurations obliques et sigmoïdes (Fig. 5 et 10). Ce type de faciès évoque un milieu de dépôts de haute énergie. Le calibrage avec les enregistrements diagraphiques montre que ce faciès est caractérisé par une réponse cylindrique et par des valeurs faibles à moyennes du Gamma-Ray traduisant un milieu de dépôt de haute énergie (Fig. 11). Le deuxième faciès est marqué par des réflecteurs discontinus à configuration sub-parallèle évoquant un milieu de dépôt peu agité. Ces réflecteurs présentent des terminaisons en onlap de rétrogradation et en downlap de progradation (Fig. 5 et 10).

Son équivalent en diagraphie est un ensemble de paraséquences aggradantes à réponses en Gamma-Ray moyennes à la base (Fig. 11). Au sommet, ces réponses deviennent faibles, traduisant ainsi une certaine progradation à la suite du comblement de l'espace disponible.

Nous attribuons ainsi, le premier faciès (d'énergie forte) à un cortège de bas niveau marin et le second (peu agité) à un cortège de haut niveau marin. De ce fait, la séquence S4 est formée d'un cortège de bas niveau marin et d'un cortège de haut niveau marin.

5. Séquence de dépôt S5

La base de cette de séquence est marquée par un niveau de sables grossiers, surmonté par des alternances de sables jaunâtres et d'argiles à influences tidales (Fig. 9). On attribue ce dépôt à un cortège transgressif avec au sommet une tendance strato-décroissante.

au-dessus de ce cortège, se déposent des faciès à influences marines avec des bancs sableux à intercalation argileuses formant des paraséquences aggradantes (Fig. 9). Ces dernières sont surmontées par des argiles rouges-verdâtres à gypse et lignite traduisant un comblement sédimentaire du bassin. De ce fait, ces faciès forment un cortège de haut niveau marin dont la base est constituée par des paraséquences aggradantes (Fig. 9).

6. Séquence de dépôt S6

a) En affleurement

Dans la partie orientale du Jebel Drafla et au-dessus de la séquence S5 est connu un niveau lumachéllique (à huitres) à base érosive qu'on peut qualifier de lag-deposit (POSAMEN-TIER et ALLEN, 1993). On interprète ce faciès comme un in-

tervalle transgressif (Fig. 9). Les argiles rouges à gypses qui surmontent ce cortège sont attribuées à un cortège de haut niveau marin (Fig. 9).

b) En subsurface

On distingue deux types de faciès sismiques. Le premier correspond à un doublet continu à amplitude moyenne et à configuration parallèle (Fig. 5). Ce faciès apparaît en discordance sur les dépôts sous-jacents ; il est attribué au cortège transgressif de la séquence. Le calage avec la diagraphie montre que ce cortège se présente avec une géométrie en forme de cloche dont les réponses du Gamma-Ray sont moyennes à faibles (Fig. 11). Le second faciès sismique est transparent ; il présente des terminaisons en downlap à la base et en toplap au sommet (Fig. 5). Ce faciès correspond à des dépôts argileux interprétés comme des 'healing phase' (POSAMENTIER ET ALLEN, 1993). Sur les diagraphies, le cortège de haut niveau marin est formé de paraséquences aggradantes à réponse du Gamma-Ray moyenne à la base devenant faible au sommet (Fig. 11).

7. Séquence de dépôt S7

a) En affleurement

En Tunisie nord-orientale, dans le Jebel Drafla, la Formation Saouaf est recouverte par des sables grossiers à stratifications obliques qu'on assimile aux dépôts de haute énergie de la Formation Ségui (Fig. 9). Dans le synclinal de Saouaf, ce type de dépôts n'est pas reconnu, c'est à dire qu'il est soit condensé ou qu'il est absent (lacune de sédimentation). En Tunisie centro-orientale, ces faciès se disposent en discordance angulaire sur les dépôts sous-jacents (SAADI, 1997). Dans la même localité, la série est constituée par des niveaux centimétriques de grès conglomératiques qui passent latéralement à des argiles et à des sables grossiers à stratifications obliques et entrecroisées. La base de ces sables se marque par un niveau métrique de conglomérats polygéniques, à base ravinante, érodant les argiles rouges sous-jacentes. Dans la région du Cap-Bon, au-dessus de la Formation Saouaf s'observent, en discordance angulaire, des cordons de galets témoignant d'un transport sous un régime torrentiel, inclus dans la Formation Somaa (BEN SALEM, 1992 ; BEDIR, 1995). L'ensemble de ces caractéristiques permet d'attribuer ce faciès détritique grossier à un cortège de bas niveau marin dont la base est une surface érosive interprétée comme une limite de séquence de type-1 (VAIL *et al.*, 1987).

b) En subsurface

Dans le Golfe d'Hammamet, au-dessus de la Formation Saouaf, on distingue des dépôts sableux constituant la Formation Somaa, d'âge Tortonien (COLLEUIL, 1976). Cette formation apparaît sous forme lenticulaire au-dessus des dépôts sous-jacents et présente donc une répartition spatiale très restreinte vers le côté occidental du Golfe alors qu'au large elle fait totalement défaut (BOUJAMAOU, 2000). Les faciès sismiques attribués à ce cortège sont caractérisés par

des réflecteurs discontinus et à forte amplitude (Fig. 5 et 10). Ils montrent, également, des réflecteurs à configuration oblique qui constituent des onlap sur une base concave tronquée. Ce type de faciès est attribué à des dépôts de chenaux de haute énergie (Fig. 10). De ce fait, on attribue cette formation à un cortège de bas niveau marin dont la base érosive constitue une limite de séquence de type-1 (VAIL *et al.*, 1987). Ainsi, cette séquence S7 est uniquement formée par un cortège de bas niveau marin constitué par les dépôts de la Formation Ségui, d'âge Tortonien, dans le Sahel et ceux de la Formation Somaa, probablement synchrone, dans le secteur du Cap-Bon et du Golfe d'Hammamet.

8. Séquence de dépôts S8

a) En affleurement

Dans certaines régions de la Tunisie nord-orientale, le toit du Miocène est formé par des calcaires oolithiques et argileux de la Formation Béni-Khiar (BUROLLET, 1956). Celle-ci signe la transgression messinienne (HOOGBERGHS, 1995). Cette formation se dépose dans la région du Ksour Essaf, dans le Sahel, directement sur la Formation Saouaf (BESEME ET KAMOUN, 1988). Plus au Nord, les dépôts du Messinien correspondent à un épisode franchement marin caractérisé par le développement et la diversification de la faune, permis par l'installation d'une plate-forme à sédimentation carbonatée littorale (GAALOU, 1995).

Ainsi, le sommet du Miocène débute par un intervalle transgressif qui vient en discordance soit sur la séquence (S6 (sommet de la Formation Saouaf) soit sur la séquence S7. Ailleurs, cet intervalle est surmonté soit par les argiles et les calcaires lacustres de la Formation Oued El Bir dans la région de Nabeul soit par les argiles à gypses de la Formation Oued Bel Khédim, au Nord de la Tunisie. Ces faciès forment le cortège de haut niveau marin de la séquence. La séquence de dépôt S8 est donc constituée, uniquement dans notre zone d'étude par l'intervalle transgressif de la Formation Béni-Khiar ; ailleurs, par contre, elle se complète par un cortège de haut niveau marin. Ainsi, on corrèle la séquence de dépôt S8 (séquence de 3^{ème} ordre) à l'intervalle transgressif de la Formation Béni-Khiar.

b) En subsurface

Dans l'offshore, dans certains forages pétroliers, viennent au-dessus du cortège de bas niveau marin de la séquence S7 (Formation Somaa) des dépôts carbonatés attribués à la Formation Melqart d'âge Messinien (BISMUTH, 1984). En sismique, cette assise est marquée par un doublet de bonne continuité et de forte amplitude (Fig. 10). Il se dépose en onlap de rétrogradation soit sur la Formation Somaa soit sur la Formation Saouaf (BOUJAMAOU, 2000). Cette assise constitue, dans certaines régions du Golfe d'Hammamet, un repère régional car il représente le passage d'un milieu marin de plate-forme vers un milieu marin franc argileux. L'ensemble de ces caractéristiques sédimentaires et sismiques nous fait interpréter cette assise comme un cortège transgressif. Ainsi,

cette dernière séquence de la série étudiée est représentée uniquement par un intervalle transgressif composé soit des dépôts carbonatés de la Formation Melqart, d'âge Messinien en offshore soit des dépôts argilo-carbonatés de la Formation Béni-Khiar, de même âge, en onshore..

9. Conclusion

L'interprétation séquentielle et sismique des dépôts miocènes du Nord-Est de la Tunisie a révélé la superposition de 8 séquences de dépôt. Dans notre secteur d'étude, ces séquences sont en majorité incomplètes quant à leurs cortèges sédimentaires et peuvent être regroupées en 3 catégories. La première correspond à des séquences formées d'un cortège transgressif et d'un cortège de haut niveau marin (S1, S2, S5 et S6). La seconde catégorie renferme des séquences où un cortège de bas niveau marin et le cortège de haut niveau marin sont directement superposés (S3 et S4) en l'absence de cortège transgressif. Enfin, une troisième catégorie se limite à des séquences d'un seul cortège sédimentaire qu'il s'agisse d'un cortège de bas niveau marin (S7) ou d'un cortège transgressif (S8).

Les limites des formations miocènes traditionnelles ne correspondent pas toujours aux limites séquentielles. Ainsi, le passage de la Formation Mahmoud à la Formation Beglia/Birsa ne correspond pas à une limite de séquence comme cela a été proposé auparavant (BEDIR, 1995 ; BEDIR *et al.*, 1996 ; EL MANAA, 1996). Nous avons montré que cette limite séquentielle est située au sommet des premiers termes progradants de la Formation Beglia/Birsa. De même pour la séquence S3 dont le cortège de bas niveau marin est situé au toit de la Formation Beglia et son cortège de haut niveau marin est situé à la base de la Formation Saouaf.

CORRELATION AVEC LES CYCLES EUSTATIQUES GLOBAUX, TECTONIQUE LOCALE ET REGIONALE INTEGREE

La stratigraphie séquentielle utilise la charte eustatique de HAQ *et al.*, (1988) comme outil de corrélation et de datation pour les séries sédimentaires pauvres en fossiles ou azoïques. En effet, elle est basée sur le principe que les fluctuations du niveau marin sont globales et, par conséquent ont des effets sur l'organisation des séquences de dépôts dans tous les bassins. De ce fait, on a sélectionné deux pics transgressifs comme repères pour cette corrélation. Ils sont caractérisés par une grande répartition spatiale et par une bonne datation basée sur leur contenu fossilifères. Le premier situé à la base, correspond à l'intervalle transgressif Aïn Grab (TST1) et le second, au sommet, à l'horizon transgressif Melqart (TST8).

1. Corrélation avec les cycles eustatiques de 3^{ème} ordre

Les séquences et les discontinuités identifiées au sein des séries miocènes en Tunisie nord-orientale ont fait l'objet d'un essai de corrélation avec la charte eustatique globale

Ainsi, on constate que la séquence S1 est représentée par un cortège transgressif et un cortège de haut niveau marin. Le cortège transgressif, correspondant à la Formation Aïn Grab, coïncide avec la montée du niveau marin enregistré au Langhien entre 15.5 à 15 Ma sur la courbe des variations globales (HAQ *et al.*, 1988). Il est formé, à sa base, par une discontinuité de type-2 formant une ligne isochrone précise dans cette étude. Une surface d'inondation maximale marque le sommet de ce cortège. Elle indique un maximum d'épaisseur de la tranche d'eau aux environs de 15 Ma. Le cortège de haut niveau marin reconnu dans la Formation Mahmoud et les dépôts à caractères progradants de la partie basale de la Formation Beglia/Birsa, coïncident avec la période du haut niveau marin, enregistré entre 15 et 13.8 Ma. De ce fait, cette séquence est corrélable avec la séquence de 3^{ème} ordre TB.2-4 (Fig.12).

La séquence S2 est constituée de deux cortèges. Elle est limitée à la base, par une surface transgressive qu'on attribue à la discontinuité de type-2 d'âge 13.8 Ma sur la charte eustatique globale (HAQ *et al.*, 1988). On peut donc corréler cette séquence S2 avec l'élévation du niveau marin qui correspond au cycle eustatique de 3^{ème} ordre TB.2-5 (Fig. 12).

Quant à la séquence S3, elle est constituée d'un cortège de bas niveau marin (sommet de la Formation Beglia) et d'un cortège de haut niveau marin (base de la Formation Saouaf). Le premier est limité à sa base par une surface d'érosion que l'on qualifie de discontinuité de type-1. Celle-ci est liée à la chute du niveau marin enregistré à 12.5 Ma. tandis que le second, apparaît limité par une surface riche en nodules bioturbés et oxydés identifiée comme une surface de type-2. Cette dernière est liée à la montée du niveau marin enregistré à 11.6 Ma. Ainsi, cette séquence pourrait coïncider avec le cycle eustatique TB.2-6 de la charte (Fig.12).

La séquence S4 est formée à sa base par un cortège de bas niveau marin (LST4) surmonté par un cortège de haut niveau marin (HST4). En tenant compte des autres corrélations et des événements tectoniques locaux signalés, on attribue le LST4 à la chute du niveau des mers situé entre 10.5 et 9.2 Ma. De même, son HST4 est attribué à la montée eustatique enregistrée entre 9.2 et 8.2 Ma. De ce fait, la séquence S4 pourrait être corrélée avec le cycle eustatique de 3^{ème} ordre TB.3-1 (Fig. 12).

Quant aux séquences S5 et S6, on constate qu'elles se corrélaient mal avec la charte eustatique globale (Fig. 12). La divergence constatée peut-être due aux effets d'une tectonique locale. En effet, la séquence S5, reconnue en onshore, fait défaut dans le Golfe d'Hammamet ; cette disparition latérale ne peut être que la marque d'une tectonique précoce au cours du Serravallien.

Par ailleurs, dans le synclinal de Saouaf et au sein des termes moyen et supérieur de la Formation Saouaf, on a mis en évidence la présence de failles inverses et de discordances angulaires locales (BOUJAMAOU, 2000). Ces dernières sont vraisemblablement liées au basculement de

blocs. Le même scénario a été mis en évidence au Sud du synclinal de Saouaf en Tunisie centro-orientale au sein des dépôts de la Formation Saouaf (SAADI, 1997) et également à l'Ouest du même synclinal, mais cette fois-ci avec une tectonique accentuée, également locale et d'âge Serravallien (TURKI, 1985).

D'autre part et en tenant compte des datations existantes pour les dépôts de la Formation Ségui/Somaa en Tunisie centro-orientale (BISMUTH et HOOYBERGHS, 1994) et nord-orientale (COLLEUIL, 1976) et de leur corrélation possible avec la charte eustatique (HAQ *et al.*, 1988), on attribue le cortège de bas niveau marin qu'ils représentent au cycle eustatique TB.3-2 comme cela a déjà été suggéré (BEDIR, 1995) (Fig. 12). Au cours de ce cycle, la baisse du niveau marin est également liée à un épisode tectonique compressif anté-messinien important qui a provoqué l'émersion de la région et des changements paléogéographiques majeurs et a contrôlé

à cette époque l'intrusion de corps volcaniques (LARDIRHI-OUAZAA, 1994).

La séquence S8 est formée, dans la zone d'étude, par l'intervalle transgressif (TST8) de la Formation Melqart/Béni-Khiar d'âge Messinien. Ailleurs ce dernier est surmonté par un cortège de haut niveau marin reconnu soit dans la Formation Oued Bel Khédim, soit dans la Formation Oued El Bir (Fig.13). Ainsi, cette séquence S8 serait constituée, dans notre analyse par l'intervalle transgressif Melqart/Béni-Khiar. Elle se corrèle bien avec la montée eustatique enregistrée à 6.3 Ma de la charte eustatique (HAQ *et al.*, 1988). De ce fait, cette séquence est étalonnée sur le cycle de 3ème ordre TB.3-3 échelonné entre 6.3 et 5.5 Ma (Fig.12).

Ainsi, par comparaison avec la charte eustatique, de la base du Langhien au Messinien, 6 cycles de variations eusta-

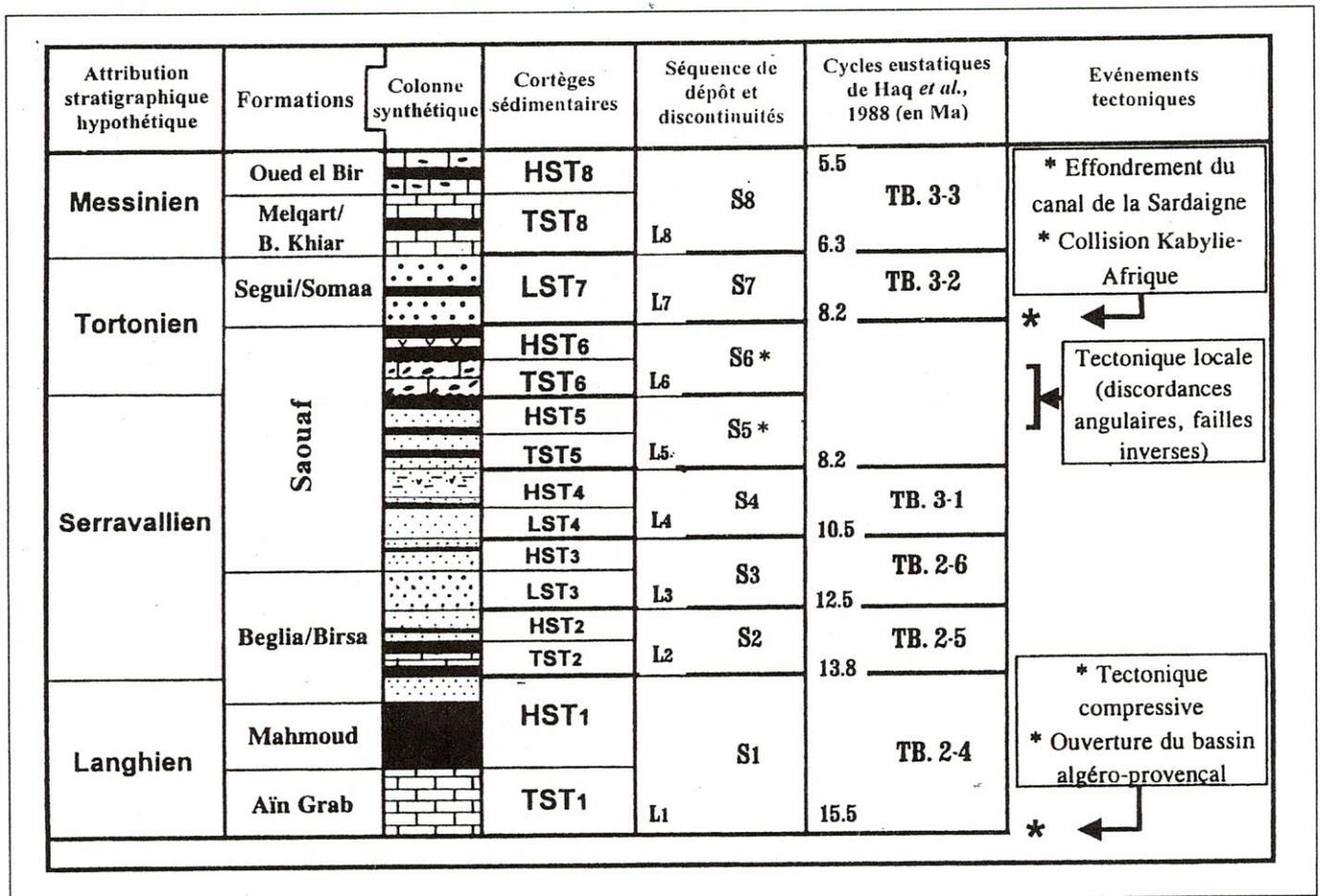


Fig. 13. Chronostratigraphie des séries miocènes du Nord-Est de la Tunisie et leur calibration avec la charte eustatique globale et la tectonique locale et régionale.

tiques à court terme se traduisent par le dépôt de 6 séquences de 3^{ème} ordre (Fig. 12). La corrélation avec la charte eustatique montre que les séquences sommitales de la Formation Saouaf ne sont pas en adéquation avec les cycles eustatiques globaux (Fig. 13). Cette constatation peut être expliquée par les effets d'une tectonique locale qui a marqué la Tunisie nord-orientale à cette période.

Les séquences de dépôt déterminées au sein des séries miocènes, ne montrent pas toujours une succession complète de cortèges sédimentaires. Cette organisation peut-être due aux événements tectoniques locaux et/ou régionaux puisque le Miocène est connu comme une période tectonique intense à l'échelle à la fois locale et régionale (Fig. 13).

2. Corrélation avec les événements tectoniques

En Tunisie nord-orientale, les séries miocènes montrent deux discordances angulaires majeures. La première, à la base, jalonne la transgression langhienne sur les dépôts sous-jacents. La seconde discordance, au sommet, se situe à l'interface soit de la Formation Ségui soit de la Formation Somaa avec des dépôts antérieurs. Ces deux discordances sont bien décrites et relativement bien datées en Tunisie (BEN ISMAIL-LATRACHE et BOBIER, 1984 ; BLONDEL, 1991 ; HOOYBERGHS, 1995 ; YAICH *et al.*, 1994). En effet, la Formation Aïn Grab se dépose en discordance angulaire sur les dépôts antérieurs et scelle des paléostructures formées au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur en Tunisie nord-orientale (TLIG *et al.*, 1991). De même cette tectonique est marquée en Tunisie centro-orientale par des failles inverses orientées NW-SE (SAADI, 1997). Cette tectonique compressive d'amplitude régionale est responsable de la discordance angulaire de la Formation Aïn Grab sur la Formation Fortuna (BLONDEL, 1991). Elle coïncide avec l'ouverture de la partie méridionale du bassin algéro-provençal de la Méditerranée occidentale consécutive à la rotation de la microplaque Corso-sarde (DEWEY *et al.*, 1973) (Fig. 13).

De même au sommet du Miocène, la discordance de type-1 située à la base de la Formation Somaa/Ségui est en relation avec une phase tectonique. Cette discordance a une ampleur régionale en Tunisie, puisqu'elle a été repérée au centre, au centro-nord et en Tunisie nord-orientale. Elle coïncide avec les grandes événements géodynamiques de la Méditerranée à cette époque, à savoir l'effondrement du canal de la Sardaigne daté du Tortonien supérieur (AUZENDE *et al.*, 1974 ; COHEN *et al.*, 1980) ainsi que la collision entre la petite Kabylie et la marge africaine (TLIG *et al.*, 1991) (Fig. 13).

3. Calage stratigraphique hypothétique

Notre proposition est une chronostratigraphie événementielle des dépôts azoïques du Miocène en nous fondant sur les données biostratigraphiques, eustatiques et tectoniques disponibles. Ces dépôts sont organisés en un empilement de

8 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, limité à la base et au sommet par deux discordances angulaires majeures. A l'exception des Formations Aïn Grab, Mahmoud et Melqart dont l'âge est bien connu par les données biostratigraphiques disponibles, les autres dépôts à savoir ceux qui constituent les formations Beglia, Saouaf, Somaa et Ségui sont mal datées et les âges attribuées sont dans la majorité des cas controversés.

L'horizon Aïn Grab, par sa répartition régionale et ses caractéristiques sismiques, est un parfait repère du Miocène basal en Tunisie. De même pour l'horizon Melqart : même si sa répartition spatiale est très restreinte, il permet de réaliser un bon repérage du toit de ces séries. De ce fait, une nouvelle charte chronostratigraphique est proposée pour les séries miocènes de la Tunisie nord-orientale (Fig.13).

CONCLUSION

Notons finalement que l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle nous a permis de subdiviser la série du Miocène de la Tunisie nord-orientale en 8 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre corrélables avec les cycles eustatiques globaux TB.2-4, TB.2-5, et TB.2-6, TB.3-1, TB.3-2 et TB.3-3 (HAQ *et al.*, 1988). Ces séquences qui, dans la majorité des cas, sont incomplètes en ce qui concerne leurs cortèges sédimentaires, sont encadrées par des discontinuités dont certaines sont qualifiées de discordances majeures. Ces dernières sont en relation avec les événements tectoniques locaux et régionaux connus tant en Tunisie nord-orientale que dans le bassin Méditerranéen. En conclusion, une charte chronostratigraphique est proposée pour ces séries miocènes de la Tunisie nord-orientale. Elle montre que la séquence de dépôts (S1) d'âge langhien, antérieurement considérée comme une superséquence de 2^{ème} ordre (BEDIR, 1995 ; EL MANAA, 1996), ne correspond en fait qu'à une séquence de 3^{ème} ordre. De plus, cette séquence englobe la Formation Aïn Grab, la Formation Mahmoud et les dépôts progradants situés à la base soit de la Formation Beglia en onshore soit ceux de la Formation Birsa en offshore. De même l'âge proposé et retenu pour les formations Beglia et Saouaf, azoïques, nous semble le plus logique.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient vivement les deux rapporteurs dont le Professeur B. Peybernès pour leurs critiques constructives et l'amélioration de la version finale du manuscrit.

REFERENCES

- Auzende (J.M.), Olivet (J.L.) & Bonnin (J.). 1974. — The origin of the Western Mediterranean basin. *Journ. Geol. Soc.*, 129, 607-620.
 Batik (P.) & Fejfar (O.). 1990 — Les vertébrés du Lutétien, du Miocène et du Pliocène de Tunisie Centrale. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 56, 69-80.
 Batik (P.), Hooyberghs (J.F.), Ben Abdelkader (O.), Bismuth (H.) & Salaj (J.). 1991. — L'âge Langhien de la Formation Aïn Grab et de la Formation Mahmoud dans le synclinal de Saouaf (Tunisie orientale). *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 57, 15-33.
 Bédir (M.). 1995. — Mécanismes, géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. *Seismostratigraphie, seismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse de Doctorat es-Sc.*, Univ. Tunis II. Fac. Sciences., 417 p.

- Bédir (M.F.), Tlig (S.), Bobier (C.) & Aissaoui (N? ?). 1996. — Sequence stratigraphy and petroleum geology of the Miocene from Eastern Tunisia. *A. P. P. G., Bulletin*, 80, 1, 63-81.
- Ben Ferjani (A.), Burolet (P.F.) & Mejri (F.). 1990. — Petroleum geology of Tunisia. *Mémoire de l'ETAP*, 1, 194 p.
- Ben Ismaïl-Latrache (K.). 1981. — Etude micropaléontologique et biostratigraphique des séries Paléogènes de l'anticlinal de Jebel Abderrahmane (Cap-Bon, Tunisie). *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Tunis II. Fac. Sciences., 224 p.
- Ben Ismaïl-Latrache (K.) & Bobier (Cl.). 1984. — Sur l'évolution des paléo-environnements marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléocéan mondial. *Marine Geology*, 55, 195-217.
- Ben Salem (H.). 1992. — Contribution à la connaissance de la géologie du Cap Bon : stratigraphie, tectonique et sédimentologie. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Tunis II. Fac. Sciences., 203 p.
- Besème (P.) & Kamoun (Y.). 1988. — Le Messinien marin de Ksour Essaf (Sahel, Tunisie orientale) : une étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique. *Rev. Sc. de la Terre*, 8, Tunisie, 129-142.
- Biely (A.), Rakus (M.), Robinson (P.) & Salaj (J.). 1972. — Essai de corrélation des formations miocènes au Sud de la dorsale tunisienne. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 26, 257-261.
- Bismuth (H.). 1984. — Les unités lithostratigraphiques du Miocène en Tunisie orientale. *Soc. Sci. Terre, Tunisie*, 2 p.
- Bismuth (H.) & Hooyberghs (H.J.F.). 1994. — Foraminifères planctoniques et biostratigraphie de l'Oligocène et du Néogène dans le sondage de Korba-1 (Cap-Bon, Tunisie nord-orientale). *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 18, 2, 489-528.
- Blondel (T.). 1991. — Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale. *Thèse Doct. Sci.*, Univ. Genève, 409 p.
- Boujamaoui (M.), Saadi (M.), Inoubli (M.H.) & Turki (M.M.). 1997. — Séquences de dépôt du Miocène Moyen en Tunisie nord-orientale et dans le Bloc pélagien, géométrie et contrôle eustatique. Les marges téthysiennes d'Afrique du Nord, Paris 16-17 décembre 1997. p. 24.
- Boujamaoui (M.), Saadi (M.), Inoubli (M.H.), Zaghbib-Turki (D.) & Turki (M.M.). 2000. — Géométrie des dépôts de la Formation Beglia (Miocène Moyen) et ses équivalents latéraux en Tunisie et dans le Bloc pélagien. Sédimentologie et séquences de dépôts. *Africa Geosciences Review, France*, 7, 1, 55-73.
- Boujamaoui (M.). 2000. — Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale. Compilation de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques, *Thèse Doc.*, Univ. Tunis II. Fac. Sciences, 201 p.
- Burolet (P.F.). 1956. — Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Min. et Géol. Tunisie*, 18, 352 p.
- Cohen (C.), Schamel (S.) & Kaygi (B.). 1980. — Neogene deformation in northern Tunisia: origin of the eastern aAtlas by microplate-continental margin collision. *Bull. Geo. Soc. Amer.*, 91, 225-237.
- Colleuil (B.). 1976. — Etude stratigraphique et néotectonique des formations néogènes et quaternaires de la région Nabeul-Hammamet (Cap-Bon, Tunisie). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Nice, 93 p.
- Dewey (J.E.), Pitman (W.C.), Ryan (W.B.) & Bonnin (J.). 1973. — Plate tectonics and evolution of the Alpine system, *G. S. A. Bull.*, 84, 3117-3180.
- El Manaa (S.). 1996. — Stratigraphie séquentielle et sismiques des séries miocènes à travers les blocs tectoniques de la marge orientale de la Tunisie (Cap-bon, Saouaf, Sahel et Golfe de Hammamet). *DEA*, Univ. Tunis II, Fac. Sciences., 95 p.
- Fourniée (D.). 1978. — Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 2, 1, 97-148.
- Gaaloul (N.). 1995. — Les environnements silici-clastiques du Néogène du Sahel de la Tunisie: palynologie et biosédimentologie. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Tunis II, Fac. Sciences., 290 p.
- Haq (B.U.), Hardenbol (J.) & Vail (P.R.). 1988. — Mesozoïc and Cenozoïc chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *S.P.E.M. Special Pub.*, Tulsa, 42, 71-108.
- Hooyberghs (H.J.F.). 1977. — Stratigraphie van de l'Oligo-Mio en Pliocene afzittingen in het NE van Tunesië, met een bijzondere studie van de planktonische foraminiferen. *Thèse Doct.*, K. Univ. Leuven, 1, 1-148 p. ; 2, 1-303 p.
- Hooyberghs (H.J.F.). 1987. — Foraminifères planctoniques d'âge Langhien (Miocène) dans la Formation Aïn Grab au Cap-Bon (Tunisie). *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 55, 5-10.
- Hooyberghs (H.J.F.). 1995. — Synthèse sur la stratigraphie de l'Oligocène, Miocène et Pliocène en Tunisie. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 61, 63-72.
- Lardirhi-Ouazaa (N.). 1994. — Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. *Thèse de Doc. ès-Sc.* Univ. Tunis II, Fac. Sciences., 426 p.
- Mahjoubi (M.N.), Khessibi (M.) & Laridirhi-Ouazaa (N.). 1989. — Découverte de conglomérats à galets granitiques dans les grès du Groupe Oum-Douil au Cap Bon. Proposition d'un modèle sédimentologique du Miocène moyen dans le Nord-Est de la Tunisie. *Actes des 2^{èmes} Journées de géologie Tunisienne appliquée à la recherche des hydrocarbures. Mémoire de l'ETAP*, 3, 369-397.
- McCabe (P.J.), Shanley (K.W.). 1991. — Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. An example from Kaiparowist Plateau, Utah, *Geology*.
- Plint (A.G.). 1988. — Sharp-based shorface sequences and «offshore bars» in the Cardium Formation Alberta : their relationship to relative changes in sea level. *S.P.E.M. Special Pub.*, Tulsa, n° 42, 357-370.
- Posamentier (H.W.) & Allen (G.P.). 1993. — Variability of the sequence stratigraphic model : effets of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86, 91-109.
- Saadi (M.). 1997. — Géodynamique des bassins sur relais de décrochement au Crétacé-Cénozoïque et géométrie des séquences génétiques du bassin Oligo-Aquitain de Saouaf, Tunisie centro-orientale. *Thèse de Doctorat*, Univ. Tunis II, Fac. Sciences., 348 p.
- Shanley (K.W.) & McCabe (P.J.). 1991. — Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. An example from Kaiparowist Plateau, Utah. *Geology*, 19, 742-745.
- Shanley (K.W.) & McCabe (P.J.). 1994. — Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata. *A. A. P.G. Bulletin*, 78, n° 4, 544-568.
- Tlig (S.), Er-Raioui (L.), Ben Aissa (L.), Alouani (R.) & Tagrorti (M.A.). 1991. — Tectogenèse alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés de la Méditerranée. *C. R. Acad. Sci, Paris*, 312, II, 295-301.
- Turki (M.M.). 1985. — Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouane-Nebhana. *Thèse Doc. es-Sci.*, Univ. Tunis II, Fac. Sciences., *Rev. Sci. Terre, Tunisie*, 7, 252 p.
- Vail (P.R.), Colin (J.P.), Du Chêne (R.J.), Kuchly (J.), Mediavilla (F.) & Trifillieff, (V.). 1987. — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. III, n° 7, 1301-1321.
- Yaïch (Ch.), Ben Ismaïl-Latrache (K.), Zaghbib-Turki (D.) & Turki (M.M.). 1994. — Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord-orientale). *Sci. Géol., Bull.*, 47, 1-4, 27-49.

