

UNIVERSITE FERHAT ABBAS – SETIF



**FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE**

**Mémoire En vue d'obtention du diplôme de
Magister**

Option : Sismologie

Thème :

**Etude structurale du bassin du bas Chellif à partir des données
Gravimétriques, magnétiques et sismiques**

Présenté par

M. Youcef LADJADJ

Soutenu publiquement le 11Mai 2009, devant le jury composé de :

M. A. CHERGUI	Professeur, (UFA. Sétif)	Président
Mme. H. BOUKERBOUT	Maître de recherche, (CRAAG)	Rapporteur
M. A. YELLES CHAUCHE	Directeur de recherche, (CRAAG)	Examineur
M. A. ABTOUT	Maître de recherche, (CRAAG)	Examineur

REMERCIEMENTS

J'exprime toute ma gratitude et mes sincères remerciements à l'ensemble des enseignants de l'institut de physique de l'université Ferhat Abbas, Sétif. Également, mes sincères salutations sont adressées à l'ensemble du personnel de l'université.

J'adresse mes remerciements à tous ceux qui de près ou de loin m'ont apporté leur aide, conseils ou encouragements afin de réaliser ce travail. C'est grâce à leurs contributions que ce mémoire a pu voir le jour.

Je tiens à remercier ma promotrice qui a bien voulu assurer le suivi de ce travail. Donc mes chaleureux remerciements à Mme Boukerbout Hassina, Maître de Recherche au CRAAG, pour avoir accepté de faire diriger ce mémoire.

Je remercie Mr A. Abtout, Maître de Recherche au CRAAG pour avoir accepté d'examiner ce travail et beaucoup plus pour ses conseils et ses orientations.

Ma reconnaissance est aussi destinée à tous les enseignants du département pour avoir assuré la formation, plus précisément Mme Hachemi et Mr Bouguerra. Également à Monsieur Mustapha Meghraoui, pour son aide et sa collaboration à distance.

Je remercie les professeurs de spécialité, Valerie Ansel, Michel Granet, Djellit Hammou et Yelles Chaouche Abdelkarim. C'est grâce à leurs contributions que cette spécialité a pu voir l'existence.

Mes remerciement vont également aux Monsieur Gadiri , le chef département de développement des ressources humaines SH-Exploration, Boumerdes de m'avoir accepté comme stagiaire au sein de l'entreprise, également monsieur A. Laddada pour m'avoir ouvert la porte du département Tell/Offshore.

Mes remerciements aux Géologues et Géophysiciens du département Tell/Offshore, SH-Exploration, Madame Baziz, Monsieur Raja, Monsieur Dib, Madame Saïd, Nadia Simani, Farid Taherbouchet, Sadek, Ali et Mourad.

Mes remerciements les plus spéciaux à mon ami Mouhamed Tayssir, Géophysicien au département Tell/offshore, SH-Exploration, Boumerdes pour ces conseils et ses orientations.

Je tiens à remercier également le personnel du :

- *L'Agence Nationale de la Géologie et du Contrôle Minier ANGCM pour la mise à ma disposition de certains articles, cartes géologiques et ouvrages.*
- *Les Bibliothèques de l'UFA-Sétif, Université M'hamed Bouguerra de Boumerdes et de l'USTHB d'Alger pour nous avoir fournis les documents, les ouvrages, les mémoires et les thèses.*
- *Centre de la recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG) de Bouzaréah, Alger.*

Mes chaleureux remerciements vont aux membres du jury pour avoir accepté de juger ce mémoire.



DEDICACE

A mes très chers parents ;

A mon frère Alaeddine;

*A toute la famille et à toutes les
bonnes personnes.*

YOUCEF

RESUME

La région du Chélif est connue par son importante activité sismique. Le but de ce travail est de déterminer quelques aspects structuraux et tectoniques du Bassin de Chellif à partir des données géophysiques.

L'étude structurale que nous avons réalisée sur le bassin du Chellif est définie dans un cadre sismo tectonique, il s'agit de mettre en évidence plusieurs structures géologiques. Le but était de fournir une image structurale de l'ensemble de la région et surtout de détecter les accidents qui l'affectent. La région se caractérise par un aspect structural compliqué et une importante variation latérale du faciès géologique.

Du point de vue structural, les investigations géophysiques nous ont permis de dégager un certain nombre de résultats. La magnétométrie a levé beaucoup de zones d'ombres sur des structures géologiques notamment sur les remontées magmatiques. Plusieurs structures et contacts géologiques sont interprétés sur les cartes des champs de potentiels.

L'étude de la sismique réflexion a été réalisée dans une région bien déterminée et jugée importante vu la densité de la population, la zone industrielle et la présence des accidents géologique qui affleurent en surface.

Une corrélation entre l'information géologique, gravimétrique et magnétique a montré un abaissement du substratum le long des chaînes magmatiques qui apparaît derrière la genèse des rivières et les plaines adjacentes. Ainsi le charriage gravitationnel des nappes est vraisemblable.

Mots-clés : Bassin sédimentaire, méthodes géophysiques, traitement des données géophysiques, interprétation structurale.

Sommaire

Page

Chapitre I Introduction	1
Chapitre II Situation géographique et contexte géologique de la région étudiée	3
II 1. Situation géographique de la région étudiée	3
II 2. Cadre géologique et évolution tectonique de la région	3
Chapitre III Traitement des données de champs de potentiel	11
Introduction	11
III 1. La Gravimétrie	11
III 1 1. Calcul de l'anomalie de Bouguer	11
III 1 1 1. Correction luni-solaire	12
III 1 1 2. Correction de dérive	12
III 1 1 3. Correction à l'air libre	12
III 1 1 4. Correction de plateau ou de tranche plate	13
III 1 1 5. Correction de relief	14
III 1 1 6. Correction de latitude	15
Conclusion	15
III 2. Le Magnétisme	15
III 2 1. Station de variation magnétique quotidienne	16
III 2 2. Calcul de l'anomalie magnétique	17
III 2 2 1. Correction journalière	17
III 2 2 2. Correction d'altitude	17
III 2 2 3. Correction de normale	18
Conclusion	18
III 3. Traitement des données	18
III 3 1. Présentation des données	18
III 3 2. Rappels de certaines méthodes de traitement des données	18
III 3 2 1. Séparation de la régionale et de la résiduelle en gravimétrie	19
III 3 2 2. Le prolongement vers le haut	20
III 3 2 3. Les dérivées	21
III 3 2 4. Le gradient horizontal	21
III 3 2 5. La réduction au pôle	23
III 4. Analyse des données gravimétriques	24
III 4 1. La carte de l'anomalie de Bouguer	24
III 4 2. Description des cartes de la résiduelle	25

III 4 3. Les cartes des dérivées	27
III 4 4. La carte du gradient horizontal	30
III 4 5. Les cartes prolongées	31
	45
III 5. Analyse des données magnétiques	36
III 5 1. Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle	36
III 5 2. Les dérivées	37
III 5 3. Le gradient horizontal	40
III 5 4. Les cartes prolongées	41
Chapitre IV Interprétation des données de champs de potentiel	46
IV 1. Interprétation des cartes gravimétriques	46
IV 2. Interprétation des anomalies magnétiques	52
IV 3. Répercussion par une combinaison géologique, gravimétrique et magnétique	55
Chapitre V Les données de sismique réflexion	57
V 1. Introduction	57
V 2. L'étude sismique de Chellif2002	58
V 2 1. La séquence des paramètres d'acquisition	59
V 2 2. La séquence de traitement	59
V 2 3. Interprétation sismique	60
V 4. Conclusion	66
Conclusion générale	67
Bibliographie	

Liste des figures

Figure II.1 : Carte géologique et situation géographique de la zone étudiée du bassin, extrait de la carte géologique d'Algérie, 1952 de Service de la Carte Géologique (*M. Dalloni, et al, 1952*);

Figure II.1.a : Légende de la carte géologique précédente (*Annexe*) ;

Figure II.2 : Coupe structurale régionale recoupant les éléments structuraux de l'Ouest Algérien (*Meghraoui et al ; 1996*) ;

Figure II.3 : Mouvements relatifs Afrique Asie (*P. Tapponnier, 1977*);

Figure II.4 : Carte sismotectonique du bassin de bas Chellif (*Meghraoui, 1982*) ;

Figure III.1 : Correction à l'air libre ;

Figure III.2 : Correction de plateau ;

Figure III.3 : Correction de relief ;

Figure III.4 : Principe de la méthode de *Hammer* ;

Figure III.5 : Principe de calcul de l'anomalie résiduelle sur un profil gravimétrique ;

Figure III.6 : Principe du prolongement vers le haut ;

Figure III.7 : Carte de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.8 : Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 1 ;

Figure III.9 : Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2 ;

Figure III.10 : Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 3 ;

Figure III.11 : Carte de la dérivée suivant x de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.12 : Carte de la dérivée suivant y de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.13 : Carte de la dérivée, (SW-NE) de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.14 : Carte de la dérivée, (NW-SE) de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.15 : Carte de la dérivée en z de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.16 : Carte d'amplitude du gradient horizontale de l'anomalie de Bouguer ;

Figure III.17 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 500m ;

Figure III.18 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 1000m ;

Figure III.19 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 2000m ;

Figure III.20 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 3000m ;

Figure III.21 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 5000m ;

Figure III.22 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 10000m ;

Figure III.23 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 20000m ;

- Figure III.24** : Carte de l'anomalie de Bouguer régionale d'ordre 3 ;
- Figure III.25** : Carte du champ d'anomalie magnétique réduit au pôle ;
- Figure III.26** : Carte de la dérivée suivant x de l'anomalie du champ magnétique ;
- Figure III.27** : Carte de la dérivée suivant y de l'anomalie du champ magnétique ;
- Figure III.28** : Carte de la dérivée, (SW-NE) de l'anomalie magnétique ;
- Figure III.29** : Carte de la dérivée, (NW-SE) de l'anomalie magnétique ;
- Figure III.30** : Carte de la dérivée suivant la verticale z de l'anomalie du champ magnétique ;
- Figure III.31** : Carte d'amplitude du gradient horizontale de l'anomalie magnétique ;
- Figure III.32** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 500 m ;
- Figure III.33** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 1000 m ;
- Figure III.34** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 2000 m ;
- Figure III.35** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 3000 m ;
- Figure III.36** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 5000 m ;
- Figure III.37** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 10000 m ;
- Figure III.38** : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 20000 m ;
- Figure IV.1** : Carte tectonique active et sismotectonique de la zone étudiée (*Meghraoui et al, 1988*) ;
- Figure IV.2** : Localisation des anomalies gravimétriques interprétées ;
- Figure IV.3** : Carte des linéaments gravimétriques ;
- Figure IV.4** : Champ d'anomalies magnétiques réduit au pôle ;
- Figure IV.5** : Topographie de la zone étudiée ;
- Figure IV.6** : Corrélation des altitudes avec les anomalies magnétiques ;
- Figure V.1.** : Principe de la méthode sismique et acquisition des données (*document IFP*) ;
- Figure V.2** : Profile sismique : 2002-CH-A ;
- Figure V.3** : Profile sismique : 2002-CH-B ;
- Figure V.4** : Profile sismique : 2002-CH-C ;
- Figure V.5** : Carte iso vitesse du niveau base miocène inférieur ;
- Figure V.6** : Carte iso profondeur du la base miocène inférieur ; les failles associées, et l'affleurement du crétacé ;
- Figure V.7** : Représentation perspective du plan de faille de Relizane entre le miocène inférieur et la surface ;

Chapitre I

Introduction

I. INTRODUCTION

La région du Chélif est connue par son importante activité sismique, dans le bassin méditerranéen. Cette activité est le résultat de la collision entre les plaques africaine et européenne. Il y a eu des séismes meurtriers dans la région comme celui de *09 septembre 1954*, de magnitude 6.7 et celui de *10 octobre 1980*, de magnitude de 7.3.

Le bassin du Chellif fait toujours l'objet d'études géophysiques et géologiques afin de mieux comprendre le contexte géodynamique de la région et ainsi contribuer à la prévention du risque sismique.

Parmi les travaux antérieurs dans la région, nous citons sur le plan géologique plusieurs études effectuées dès la seconde moitié du dix-neuvième siècle. La période 1900 à 1930 a vu la publication par *le Service de la Carte Géologique de l'Algérie* des feuilles au 1/50000 couvrant cette région, levées essentiellement par *A. Brives, F. Doumergue et M. Dalloni*.

La période qui suivit la guerre 1914-1918 a vu reprendre les recherches géologiques dans ce bassin par des géologues français, il faut citer *M. Dalloni*, et par l'équipe des géologues anglais dont *Pearson* qui y effectua également un certain nombre de forages. Les résultats géologiques de leur travaux qui s'étendent sur près de vingt ans ont été publiés en 1936 par *R. V. Anderson* dans sa monographie détaillée *Geology in the Coastal Atlas of Western Algéria* accompagnée de la première carte géologique d'ensemble au 1/200000.

J. J. Burger (1952), au nom de la S.N. Repal, a publié une étude régionale intitulé : *Le Bassin Néogène du Chélif*.

A. Perrodon (1957), a synthétisé les observations de terrain et les résultats apportés par les forages de son époque.

Pour les recherches thématiques, l'école d'Oran avec la collaboration de *J. N. Trescartes et G. Thomas*, reprennent l'étude du bassin du Chellif de 1972 à 1978. Une étude sédimentaire et tectonique du bassin.

J. Delteil, (1974), *B. Fenet*, (1975) et *P. Guardia*, (1975) s'attachèrent à retracer le développement géodynamique de l'ensemble du bassin.

G. Thomas, (1985) reprend l'étude du bassin du Chellif du Serravalien au quaternaire. Ce bassin intra montagneux, développé sur une croûte continentale normale, est doté d'une extrême mobilité. Celle-ci est liée au cisaillement collision qui amène une tectonique polyphasée en trans-tension puis en trans-pression.

Les travaux géophysiques dans le bassin de Chellif ont débuté dans les années 50, essentiellement la gravimétrie, la magnétométrie et la sismique réflexion.

Les premières études gravimétriques réalisées en Algérie entre 1933 et 1951 étaient à but régional, elles consistaient en fait à la mise en place de réseaux gravimétriques (*Lagrula Jean, 1949*).

De 1948 à 1954, la société C.G.G a d'abord réalisé d'importants levés gravimétriques et magnétiques régionaux au Sahara puis elle les a étendus au Nord (*Burger J.J, 1954*).

Aeroservice Corporation a réalisé entre 1969 et 1974 la plus vaste campagne de prospection aeromagnétique et radiométrique pour les comptes de la SONAREM et de la SONATRACH (*Idres Mouloud, 1997*).

Parmi les travaux géophysiques récents réalisés dans le bassin de Chellif, il y a ceux de la prospection sismique réalisés par l'ENAGEO, durant la période allant de 2001 à 2003 (*Semani N et al, 2004*), pour le compte de SONATRACH. Il y a aussi les travaux de BGP (Bureau Geophysic of Prospecting), en 2005 pour le compte de CNPC (China National Petroleum Corporation), pour les prospections magnétique, gravimétrique et sismique (*Chai Yupi et al, 2005*).

Ainsi, le but de ce travail est de déterminer quelques aspects structuraux et tectoniques du Bassin de Chellif, à partir des données gravimétriques, magnétiques et sismiques.

Dans ce présent travail, nous avons utilisé les données sismique et de champs de potentiel, en faisant appel à certains concepts mathématiques, nous avons pu estimer les paramètres de localisation et d'identification des structures géologiques.

Dans ce mémoire nous distinguons quatre parties :

La première partie : nous avons présenté la situation géographique et le contexte géologique de la région étudiée.

La deuxième partie : un rappel théorique sur les méthodes de traitement des données gravimétriques et magnétiques est fait. Les résultats des cartes transformées sont présentés.

La troisième partie : une interprétation des données de champs de potentiels en corrélation avec la géologie de la région est faite.

La quatrième partie : constitue un résumé de la sismique réflexion réalisée dans la région étudiée, où nous avons cité sommairement les trois phases de cette méthode : acquisition, traitement et interprétation.

Et enfin une conclusion sur ce travail.

Chapitre II

Situation géographique et contexte géologique de la région étudiée

II. Situation géographique et contexte géologique de la région étudiée**II 1. Situation géographique de la région étudiée**

Le bassin de Chellif est situé dans l'atlas tellien de l'Algérie occidentale. Il est constitué par une succession de plaines, plateaux et collines orientés suivant une direction E-W à NE-SW. Au nord, les collines bordières élevées 650m sont adossées aux monts de l'Atlas Tellien, le Dahra et le Boumaâd d'altitude moyenne 800m et 1000m. Au sud, elles butent contre les monts de l'Ouarsenis 1985m.

La grande étendue du bassin, 500km d'Est en Ouest et 25 à 75km du Nord au Sud, à nécessité de sa subdivision en Haut, Moyen et Bas Chellif (*Perrodon A, 1957*).

La zone d'étude couvre cinq wilayas, Chélif, Relizane, Mostaganem, Oran et Mascara (*Figure II.1*). Elle est située entre les longitudes « 00°15'00''W, 01° 30'00''E », et de latitude 35°15'00''N à la côte méditerranéenne.

II 2. Cadre géologique et évolution tectonique de la région

Le bassin néogène et quaternaire du Bas Chellif est situé dans le segment tellien de la chaîne alpine d'Afrique du Nord. Il est constitué d'un ensemble de sous bassins alignés parallèlement à la cote ouest Algérienne (*Figure II.1*). Le périmètre de Chellif fait partie du domaine tellien ou chaîne alpine de l'Afrique du nord.

En terme de bassin, d'après *Perrodon (1957) et Trescartes (1992)*, le Chellif correspond à un bassin intra-montagneux. Ils le considèrent un sillon complexe, discontinu par une succession de môles et de fosses, orienté ENE-WSW. Les faciès marneux remplissent essentiellement les fosses, tandis que les dépôts détritiques se déposent au niveau des bordures (*Kazi Tani N, 1986*).

La région étudiée est un sous bassin appelé par *Perrodon (1957)* bassin du bas Chellif. Trois sillons : nord, médian et sud séparés par des secteurs montagneux caractérisent cette région :

- 1- Le sillon nord est en partie sous marin. Il correspond au plateau de Hachacha.
- 2- Le sillon médian englobe les plaines de l'Habra, Mina, Ech-Chlef et les plateaux de St Louis et de Mostaganem.
- 3- Le sillon sud occupe la plaine de Mascara.

Entre les deux premiers sillons nord et médian s'élèvent les massifs du Dahra. Le sillon médian est séparé du sillon sud par le Tell méridional qui comprend, dans la région étudiée, d'Ouest en Est les monts de Beni Chougrane et le massif de l'Ouarsenis. Le sillon sud, quand a lui, est bordé par les hauts plateaux Oranais.

Au centre, une séparation géologique entre les deux dépressions de Mina et celle de l'Habra manifestée par des seuils transverses édifiés à l'emplacement de paléo structures (*Bel-Hacel et Bouguirate*) permettent de distinguer d'Est en Ouest, une partie amont, une partie médiane et une partie avale (*Trescartes, 1992*).

Selon les données géologiques, les contacts anormaux sont généralement présents à différentes échelles. Les interfaces de discordances principales (*Thomas 1985*) sont :

- Discordance angulaire entre le crétacé et l'Oligocène ;
- Discordance angulaire entre le miocène supérieur et le miocène inférieur ;
- Discordance angulaire entre le pliocène et le miocène supérieur.

La plaine du Chélif (*Figure II.4*) est constituée de terrains récents néogènes et quaternaires, tandis que les massifs bordiers de Boumaâd, Dahra et Ouarsenis sont formés de terrains plus anciens où le Crétacé est prédominant.

L'évolution tectonique du bassin au cours du Néogène et du quaternaire fait suite à une tectonique tangentielle d'âge Miocène moyen, d'après *Perroddon 1957*, le bassin du Chellif fonctionne en graben et les massifs bordiers en horst.

La bordure septentrionale correspond à la côte méditerranéenne, la limite méridionale au flanc nord des massifs de Beni Chougrane et Ouarsenis.

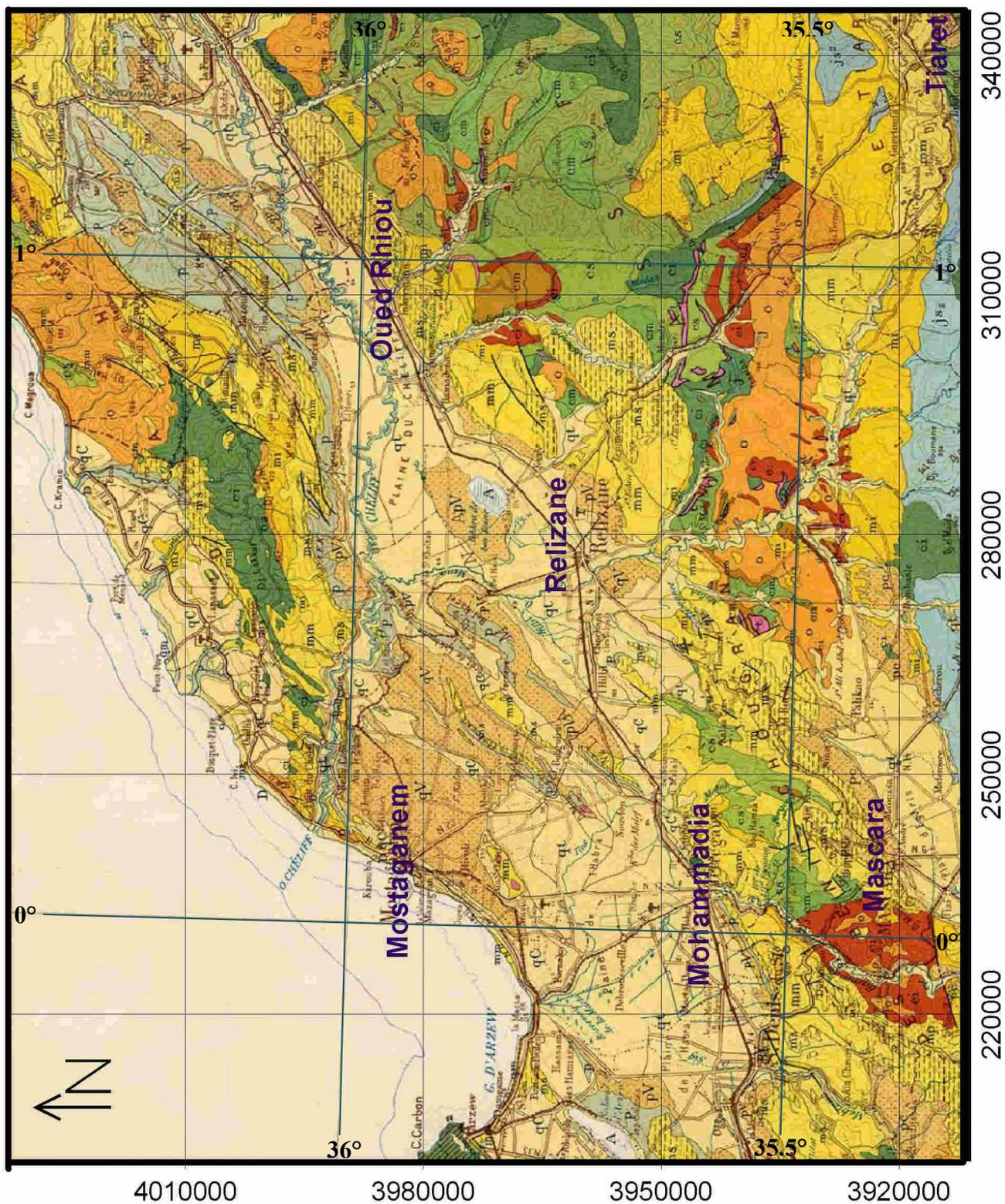


Figure II.1 : Carte géologique et situation géographique de la zone étudiée du bassin, extrait de la carte géologique d’Algérie, 1952 de Service de la Carte Géologique (*M. Dalloni et al*)
La légende de la carte géologique (voir la page suivante).

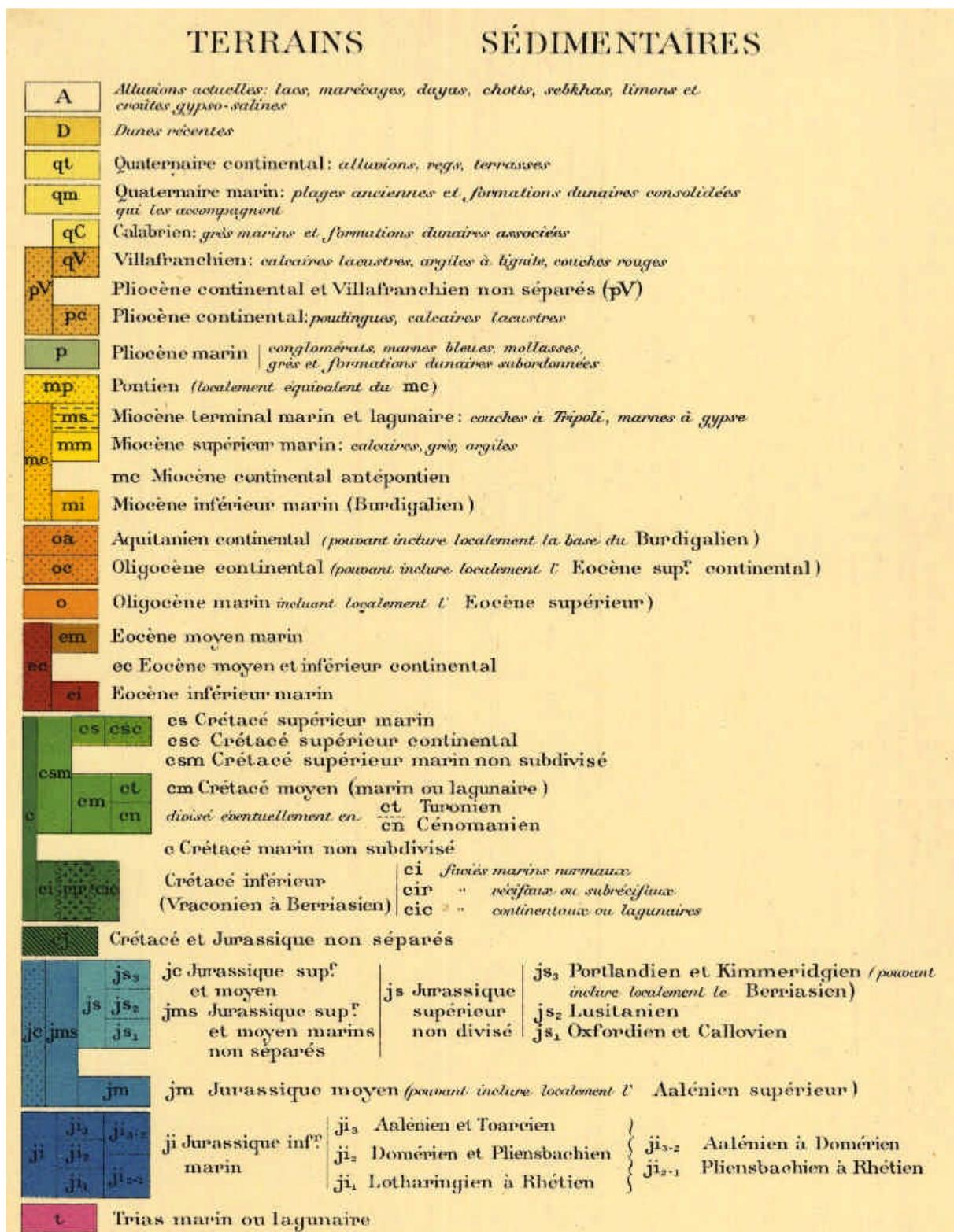


Figure II.1.a : Légende de la carte géologique précédente (Annexe).

Le bassin de Chellif (*Figure II.4*) est né dans un environnement géologique très complexe correspondant à un sillon, ou sous l'effet de la subsidence s'est accumulée durant le Mio-Plio-Quaternaire, une épaisse série de sédiments sur un substratum mal connu. Cependant, sur les aires marginales du bassin, on peut distinguer deux types de terrains, (*Thomas, 1985*) :

1. Les terrains anté Miocène où substratum Pré Miocène affecté par l'orogénèse alpine.
2. Les terrains néogènes qui entourent et recouvrent en partie les terrains plissés.

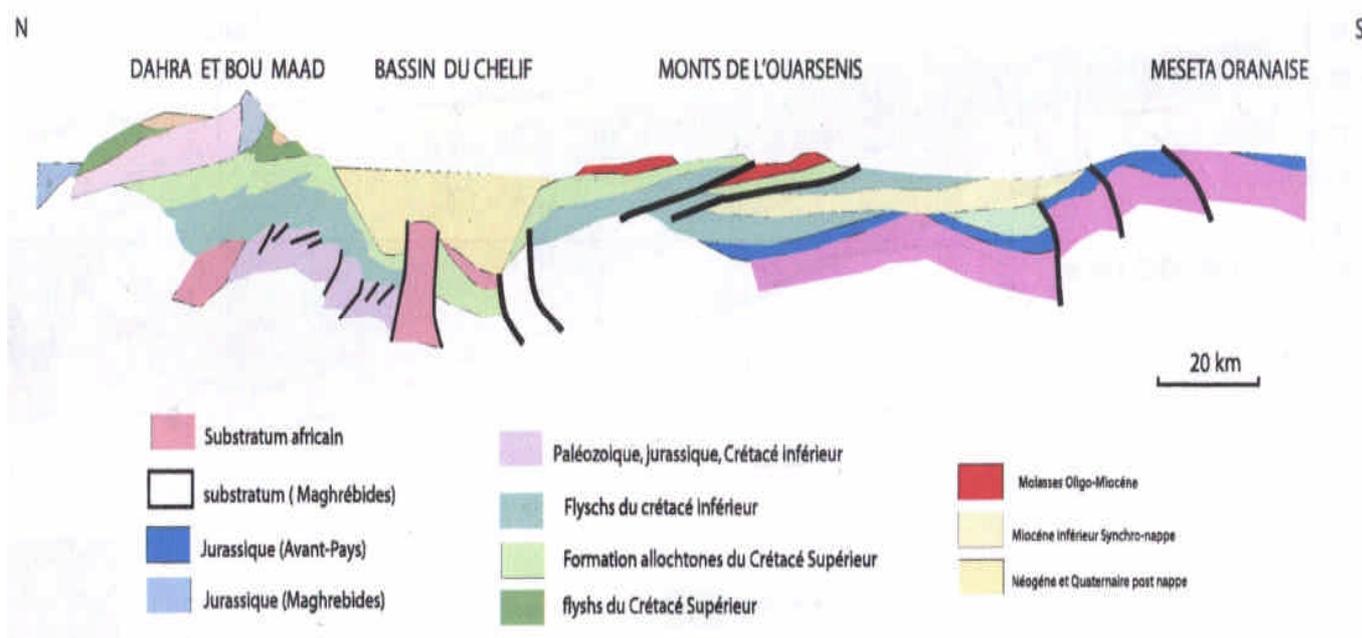
L'ensemble a été affecté par une tectonique durant le Miocène et plus récemment durant le Quaternaire aboutissant au modèle du relief actuel (*Thomas, 1985*) .

- Pour les terrains anté Miocène, on peut distinguer (*Thomas, 1985*) :
 1. Les terrains autochtones affleurant dans les massifs d'Oran et d'Arzew qui sont d'âge Jurassique-Crétacé très plissés et affectés d'un léger métamorphisme.
 2. Les terrains allochtones ou unités nappées d'âge crétacé à Oligo-Miocène. Ils affleurent largement dans le massif du Dahra, dont ils forment le coeur, dans les monts de Beni Chougrane et l'Ouarsenis.
- Pour les terrains Néogènes, ils affleurent largement sur les aires marginales du bassin recouvrant des anticlinaux de nappes. Ils plongent vers le centre du bassin avec un pendage plus au moins important sous un recouvrement quaternaire, qui constitue le remplissage des plaines actuelles.

Le substratum ante Néogène du bassin du Chellif est représenté par les dépôts Mésozoïques de la marge sud Téthysienne. La structure de cette marge durant le jurassique et le crétacé était constituée de blocs basculés (*Kazi Tani ; 1986*). L'inversion de cette marge s'est effectuée durant le Miocène inférieur (*Meghraoui et al, 1996*), cependant la zone du Chellif continue encore à se déformer (*Thomas, 1985 ; Meghraoui et al, 1996*).

La structure de la bordure sud est caractérisée par des plis et des accidents inverses, la direction des axes des plis est NE-SW dans la région d'*Akboube*, de *Zemmora* et de *Tliouanet* et tend à prendre une orientation ENE-WSW vers la région nord (*Ain-Zeft et El Biod*). Ces plis sont mis en relation avec des phases transgressives et s'associent aux accidents inverses dont l'orientation suit celle des anticlinaux. Ce sont donc des plis de rampes décrits par (*Meghraoui et al, 1996*).

La coupe N-S structurale (figure II.2) montre que la zone d'étude est structurée par d'importants chevauchements. Le Miocène repose indifféremment sur le Crétacé supérieur ou inférieur. Plus au sud, les nappes Oligo-Miocène chevauchent le Miocène inférieur de l'avant fosse qui repose en discordance sur les différents termes du Mésozoïque. Ces derniers qui forment soit de simples imbrications soit des plis par propagation de failles, se rejoignent sur un décollement qui se situe à la base du crétacé supérieur (Meghraoui et al, 1996).



Les travaux de Polvêche, 1960 (focalisés sur la partie sud du bassin) ont montré l'allochtonie des séries crétacées et tertiaires. Cet allochtone (nappes Senonienne, Chouala et Oligo-Miocène) chevauche vers le sud de l'avant-fosse tellienne du Miocène inférieur. Il proviendrait du Nord et se serait mis en place durant la fin du miocène inférieur. Cette hypothèse (Polvêche, 1960) est mise en évidence par la sismique réflexion (Aouadi et al, 2006)

Le modèle d'expulsion latérale mixte de (*Tapponnier, 1977*) se confirmé vingt ans plus tard par (*Idres, 1997*) semble indiquer l'explication la plus appropriée de l'initiation de la marge Nord Algérienne. Il suggère que, le contact établi entre les deux continents Europe et Afrique s'est effectué principalement par l'intermédiaire d'un coulissage latérale en absence de véritable subduction (*Figure II.3*).

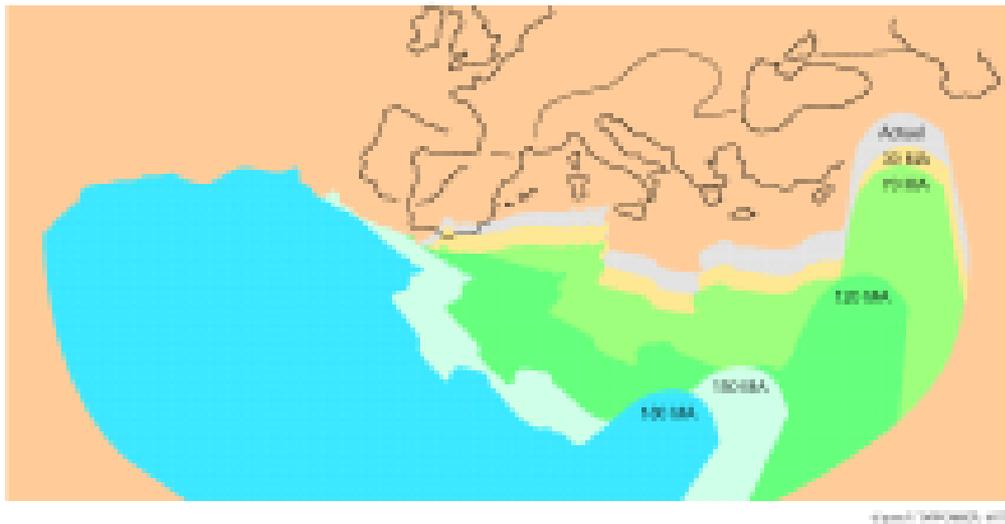


Figure II.3 : Mouvements relatifs Afrique-Asie (*Tapponnier, 1977*);

Le bassin intramontagneux du Bas Chélif se développe dans un contexte de cisaillement collision sur une croûte continentale normale. Le taux de subsidence (*160 à 460 m/MA*) est consécutif à des déformations tectoniques polyphasées. Le mouvement de confrontation a donné naissance à des gigantesques fracturations sous forme de failles, qui sont généralement inverses (*Tapponnier, 1977*);

Le volcanisme est d'abord calco-alcalin puis alcalin et de nombreux pointements volcaniques et plutoniques sont présents sur toute la bordure Nord du bassin, dans la région de Ain-Zeft, de nombreuses cheminées volcaniques jalonnent les grandes fractures. Egalement, plus à l'ouest d'Ain-Zeft, affleure un pointement de microgranite (*Thomas, 1985*).

Dans la partie occidentale, au Nord et à l'Ouest des Beni-Chougrane affleurent pour les lieux respectifs un pointement d'andésite à biotite, et des Basaltes. Souvent ces pointements volcaniques sont rencontrés le long des grands accidents (*Thomas, 1985*).

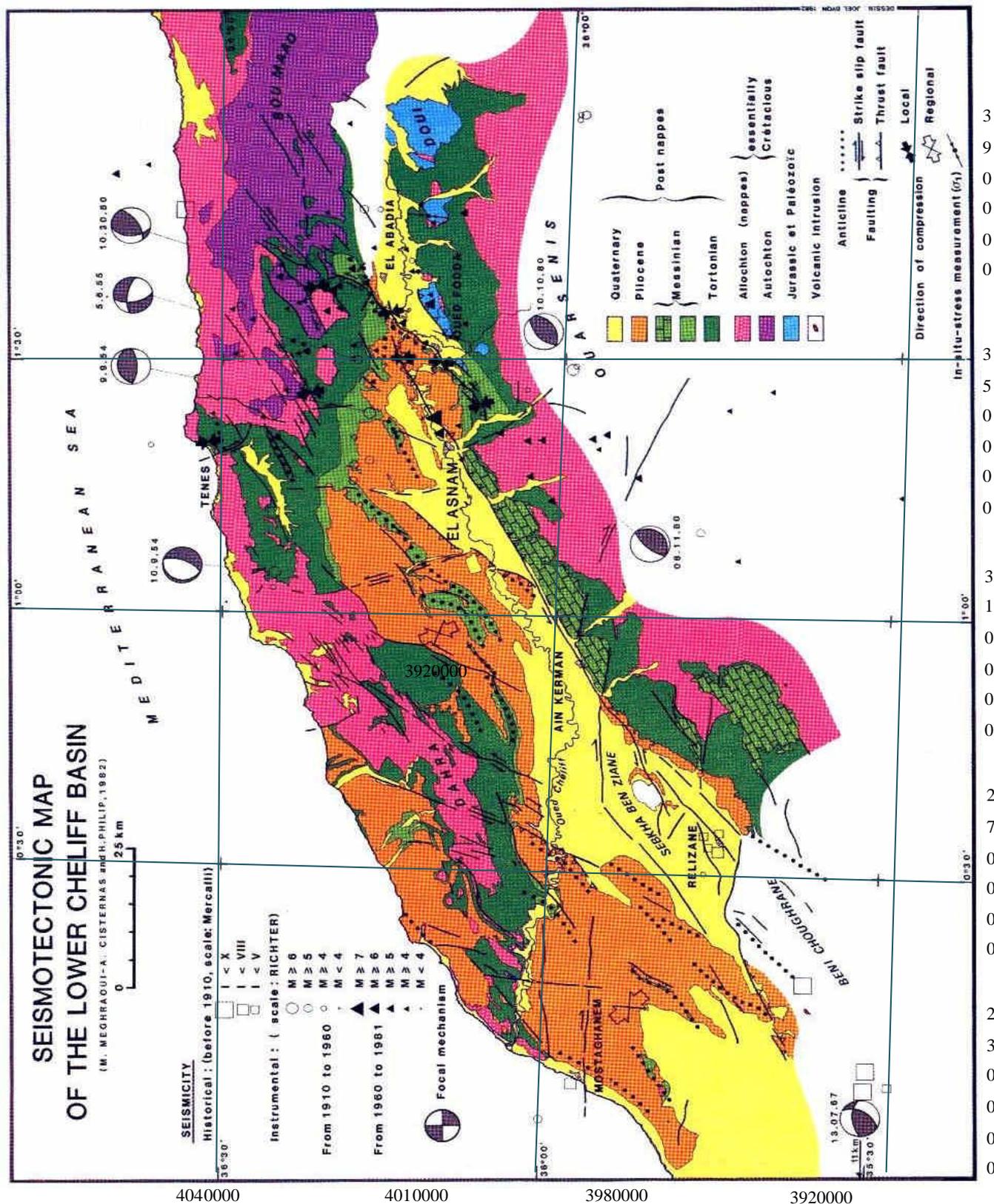


Figure II.4 : Carte sismotectonique du bassin de bas Chellif (Meghraoui, 1982)

Chapitre III

Traitement des données de champs de potentiel

III. Traitement des données de champs de potentiel

Introduction

Les hétérogénéités dans la distribution des densités et susceptibilités du sous-sol causent les variations du champ de potentiels appelées aussi anomalies gravimétriques ou magnétiques.

Comme ce sont les contrastes de la densité et de la susceptibilité qui produisent une perturbation du champ potentiel normal, les méthodes potentielles en tant que méthodes de prospection consistent à la mesure de l'écart existant entre le champ observé et le champ théorique calculé moyennant quelques hypothèses.

L'enregistrement et le traitement des valeurs des champs, nous a permis d'établir les cartes et les documents de base pour toutes les études gravimétriques et magnétiques.

L'interprétation des cartes des champs de potentiels demande une grande expérience pour dégager les anomalies utiles positives ou négatives et tenter de les expliquer en fonction des paramètres tels que la profondeur, la masse et la susceptibilité.

III 1. La Gravimétrie

III 1 1. Calcul de l'anomalie de Bouguer

Les levés gravimétriques sont basés sur la mesure des variations du champ de la pesanteur qui sont causées par les variations de densité.

Comme la terre est supposée être constituée de couches centrifuges, le champ de pesanteur sera la somme de plusieurs termes:

- Accélération axiale, terme non gravifique dû à la rotation de la terre sur elle même ;
- Champ gravifique lié au manteau et au noyau ;
- Champ gravifique dû à l'écorce terrestre et par suite au relief.

Afin d'obtenir les variations du champ gravitationnel dues a des causes géologiques, il est nécessaire de corriger nos lectures de toutes les autres causes extérieures pouvant les influencer (dérive de l'appareil, marée, ellipticité de la terre . . .).

Donc les mesures gravimétriques sont influencées par plusieurs facteurs, dont il faut éliminer l'effet, et ceci à travers des corrections apportées aux valeurs brutes des mesures.

III.1 1 1. Correction luni-solaire

La correction luni-solaire permet d'éliminer l'effet des astres et d'assurer une meilleure fermeture lors de la réalisation des mesures sur le terrain.

Un champ supplémentaire, émanant des astres de l'univers, vient s'ajouter à celui de la pesanteur vulgaire \vec{g}_v pour donner le champ de pesanteur \vec{g} (ou accélération de pesanteur).

$$\vec{g} = \vec{g}_m + \vec{g}_v \quad (1)$$

Le champ \vec{g}_m représente la différence entre le champ d'attraction $\vec{A}_u(M)$ et $\vec{A}_u(I)$, produit par un astre donné sur la Terre, respectivement en un point (M) de la surface et du centre (I) de la Terre.

$$\vec{g}_m = \vec{A}_u(M) - \vec{A}_u(I) \quad (2)$$

Appelé terme de marée, il dépend de la position selon le temps de l'astre (Planète) par rapport à la Terre. Par conséquent, il définit la variation dans le temps du champ de pesanteur. Actuellement ces calculs sont effectués automatiquement à l'aide de plusieurs types de gravimètres électroniques.

III 1 1 2. Correction de dérive

Par cette correction, on tente d'éliminer l'influence apportée sur les mesures par les marées et la fatigue de l'instrument provient de l'instabilité du système de mesure due aux conditions extérieures, essentiellement dues aux variations de température et de pression atmosphérique.

La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passé à la première station de base, aux temps T_1 et T_2 et que les valeurs mesurées étaient respectivement V_1 et V_2 , le taux de dérive TD est défini par :

$$TD = \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1} \quad (3)$$

III 1 1 3. Correction à l'air libre

Permet d'éliminer l'influence de l'altitude du point de mesure au dessus de la surface du géoïde. Les lectures d'un levé gravimétrique ne peuvent pas prises au-dessus du terrain plat de référence. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station de mesure. Il faut donc corriger les mesures. Puisque :

$$g_r = \frac{Gm}{r^2} \quad (4)$$

Où r 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

$$g_h = \frac{Gm}{(r+h)^2} = \frac{Gm}{r^2 \left(1 + 2(h/r) + (h/r)^2\right)} \quad (5)$$

Puisque l'on a ($r \gg h$), alors :

$$g_h = \frac{Gm (1 - 2h/r)}{r^2} = g_r - 2hg_r/r \quad (6)$$

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

$$g_h - g_r = -2hg_r/r \quad (7)$$

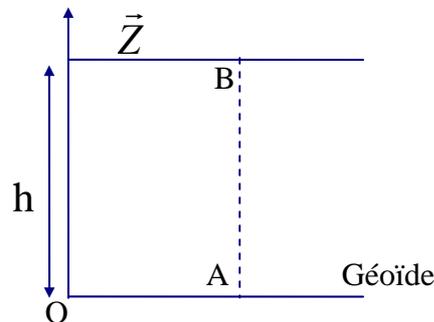


Figure III.1 : Correction à l'air libre ;

Si on considère deux points A et B sur la même verticale ; l'altitude du point A, qui se trouve sur le plan de référence « O » ; l'altitude du point B est h .

L'expression de correction de la correction d'air libre est comme suit:

$$\Delta_h = 0.3086h \text{ mGal} ; h : \text{est exprimée en mètre.} \quad (8)$$

Donc Δ_h est positif si on est au-dessus du référentiel et négatif si on est en dessous.

III 1 1 4. Correction de plateau ou de tranche plate

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. La tranche plate, comprise entre A et B, influe sur la pesanteur par sa densité ρ et son épaisseur h , d'où la correction correspondante est exprimée par l'attraction donnée par :

$$\Delta_B = 2\pi G \rho_B h \text{ mGal} \quad (9)$$

G : Constante de gravitation universelle;

ρ_B : Densité présumée de la croûte terrestre g/cm^3 ;

h : Epaisseur en mètre.

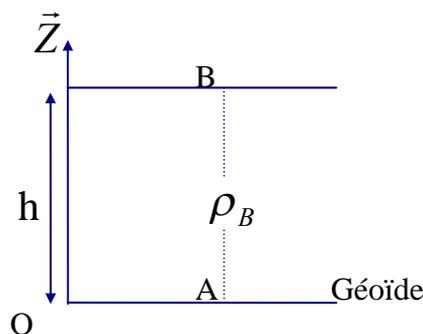


Figure III.2 : Correction de plateau ;

Comme Δ_p augmente lorsque h augmente, il faut soustraire Δ_p lorsque $h > 0$ et donc :

$$\Delta_B = -0.04191 \rho_B h \quad mGal \quad (10)$$

III 1 1 5. Correction de relief

La correction moyenne externe de terrain est d'intérieur accompli. Pour ceci, les données de DEM (modèle numérique d'altitude) sont utilisés et des données observées d'altitude pour conduire le terrain correction moyenne et externe.

Celle-ci est liée aux irrégularités de la surface topographique autour de la station de mesure. La correction de relief est toujours positive et dépend du choix de la densité. La méthode de correction consiste à l'élimination fictive des reliefs et le remplissage fictif des dépressions afin d'avoir un plan horizontale au tour du point de mesure considéré.

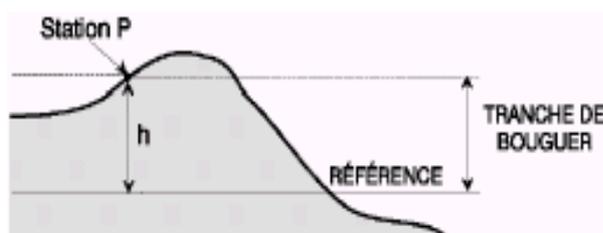


Figure III.3 : Correction de relief ;

L'intégration se fait numériquement au moyen d'un ordinateur utilisant des cartes topographiques numérisées. Nous citons la méthode de *Hammer* qui est basée sur la modélisation du terrain par des couronnes concentriques divisées radialement en compartiments cylindriques dont le nombre augmente en éloignant de la station. Le rayon de ces couronnes varie de 1m à 22km.

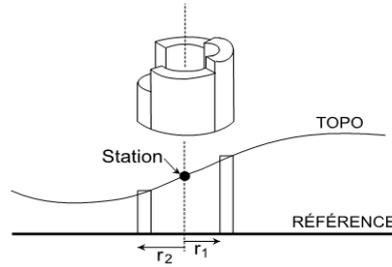


Figure III.4 : Principe de la méthode de Hammer ;

$$T_i = \frac{2\pi G\rho}{n} \left(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + \bar{h}^2} - \sqrt{r_2^2 + \bar{h}^2} \right) \tag{11}$$

Où T_i est l'attraction d'un des compartiments du cylindre, \bar{h} est son hauteur moyenne, ρ est la densité du cylindre et n le nombre de compartiments dont le cylindre a été divisé. r_1 , r_2 sont respectivement, le rayon interne et externe.

La correction totale pour le cylindre entier est :

$$\Delta_T = \sum_n T_i \tag{12}$$

Il est évident que l'effet de relief décroît rapidement avec la distance, donc les zones proches doivent donc avoir une grande considération.

III 1 1 6. Correction de latitude

Cette correction tient compte des variations de g avec la latitude due à la rotation de la Terre et à son aplatissement. A partir de mesures géodésiques mondiales, on sait que la Terre est un ellipsoïde de révolution presque parfait. Sur cette surface, le champ gravitationnel peut être décrit par l'équation suivante (I.U.G.G. 1967) :

$$g_{th}(\varphi) = g_E [1 + 5.2789 \times 10^{-3} \sin^2 \varphi + 23.462 \times 10^{-6} \sin^4 \varphi] \text{ mGal} \tag{13}$$

Où : $g_{th}(\varphi)$ est la valeur du champ au point de latitude géocentrique (φ).

$$g_E = 978031.846 \text{ mGal} ; \text{ La valeur du champ à l'équateur.}$$

La variation de g pour un déplacement Δ_L selon le méridien en direction (N→S), sera calculée à partir de cette même relation :

$$dg \approx 0.0053024 g_E \sin 2\varphi . d\varphi ;$$

Dans cette relation on peut remplacer $d\varphi$ par $\frac{\Delta L}{R}$; où $R=6360\text{Km}$ le rayon moyen de la Terre.

$$\text{Finalement, } \Delta g(\text{mGal}) = 0,081 . \sin 2\varphi . \Delta L(\text{Km}) \tag{14}$$

Conclusion

L'anomalie de Bouguer est la somme algébrique de toutes les corrections plus la différence qui subsiste entre g mesurée et sa valeur théorique. (Telford et al. 1998).

$$AB = g_{obs} - [g_{th} - (\Delta_h + \Delta_B + \Delta_T)]$$

$$AB = g_{obs} - [g_{th} - (0.3086 - 0.04191\rho_B)h + \Delta_T] \quad (15)$$

AB : Anomalie de Bouguer ;

g_{obs} : La pesanteur observée, corrigée de la dérive et de la luni-solaire ;

g_{th} : Pesanteur théorique a la station ; Δ_h : Correction à l'air libre ;

Δ_B : Correction de plateau ; Δ_T : Correction topographique ;

III 2. Le Magnétisme

Bien que proches de la gravimétrie, les méthodes magnétiques sont physiquement plus complexes vu que le champ magnétique terrestre varie au cours du temps. C'est un champ dipolaire qui peut varier en intensité et en direction, contrairement au champ gravitationnel qui ne varie que verticalement.

III 2 1. Station de variation magnétique quotidienne

Les stations de base magnétiques ont été établies où il n'y a aucune interférence ou activité d'interférence magnétique et de faible gradient.

La valeur de l'intensité du champ magnétique total de la station de base a été mesurée avec 48 heures faisant un cycle d'observation avec un pas d'échantillonnage de 30 seconds. Le pas d'échantillonnage de la station de variation magnétique quotidienne est de 10sec. L'observation à la station de variation quotidienne est ouverte tout le temps d'observation dans le champ (Chai Yupi et al, 2005).

On doit tenir compte des variations du champ magnétique terrestre avec le temps.

- **Variation séculaires:** variations annuelles reliées au déplacement des pôles magnétiques.
- **Variations diurnes:** variations cycliques d'environ 24 heures reliées aux variations de courant dans l'ionosphère dues à l'activité du soleil.
- **Orages magnétiques :** Ajoutons à cela, les orages magnétiques qui empêchent tous les travaux de prospection magnétique. Ce sont des variations brusques due à des sursauts de l'activité solaire qui peuvent atteindre 2000 nT et durer plusieurs jours.

Les variations diurnes sont corrigées en établissant une station de base et en suivant la même procédure qu'en gravimétrie.

Les mesures de magnétométrie sont faites selon un cheminement en boucle; on débute en un point donné et on termine à ce même point.

En général, les mesures du début et de la fin, à la station de base, ne seront pas semblables. Cette différence, appelée dérive, est due en partie au magnétomètre, en partie aux variations du champ externe.

III 2 2. Calcul de l'anomalie magnétique

III 2 2 1. Correction journalière

On établira une station de base à partir de laquelle toutes les mesures seront corrigées. Cette station ne doit pas se trouver dans une région où il y a de forts gradients. Une station de base fixe est mieux adaptée pour les corrections parce qu'elle permet de voir plus facilement les variations du champ pendant toute la journée (bruit de fond, orage magnétique, ...).

On suppose que les variations enregistrées à la station de base sont constantes pour toutes les stations. Ainsi, la méthode plus appropriée consiste à utiliser un magnétomètre fixe à la station de base qui prend des mesures du champ à intervalles réguliers (10, 20, 30 secondes ou 1 minute). Cela vous permet de contrôler les variations du champ magnétique durant la journée.

La formule suivante est adoptée pour la correction journalière (*Chai Yupi et al, 2005*) :

$$T_c = T_o - (T_d - T_n) \quad (16)$$

Où :

T_c : valeur à la station de mesure après correction journalière, nT ;

T_o : valeur observée à la station de mesure, nT ;

T_d : valeur observée à la station journalière, nT ;

T_n : la valeur magnétique de base à la station journalière, nT ;

III 2 2 2. Correction d'altitude

La formule suivante est adoptée pour la correction d'altitude (*Chai Yupi et al, 2005*) :

$$T_e = 3T_m \cdot \frac{H}{R} \quad (17)$$

Où :

T_m : la valeur magnétique moyenne d'intensité de la zone d'étude, adoptant 42869nT ;

H : l'altitude de la station d'observation, m ;

R : le rayon de la terre est de 6.378.245m.

III 2 2 3. Correction de normale

Correction normale T_n est calculé avec le facteur de Gauss, qui est présenté par IGRF (International geomagnetic Reference Field). L'article du facteur et le taux de variation annuelle se rapportent aux facteurs qui ont été décrétés par association internationale de géophysique dans le modèle de l'ère 2000 (Chai Yupi et al, 2005).

Conclusion

La formule suivante est adopté (Chai Yupi et al, 2005):

$$\Delta T = T_c + T_e - T_n \quad (18)$$

Où :

ΔT : Intensité d'anomalie magnétique totale, nT ;

T_c : valeur absolue après la correction journalière, nT ;

T_e : correction d'altitude, nT ;

T_n : la correction normale, nT ;

III 3. Traitement des données

III 3 1. Présentation des données

Les données des champs des anomalies gravimétriques et magnétiques utilisées dans ce mémoire ont été obtenues après la numérisation des cartes par la création d'une grille UTM repérée on utilisant au minimum trois points dont les coordonnées UTM sont connues sur la carte originale.

Les données de base sont la carte de l'anomalie de Bouguer (Figure III.3) déterminée avec une densité de 2.3 et la carte du champ d'anomalie magnétique réduite au pôle (Figure III.21). Le service d'acquisition de ces données de champs gravimétrique et magnétique a été réalisé en 2005 par BGP (Bureau Geophysic of Prospecting) pour le compte de la CNPC (China National Petroleum Corporation) (Chai Yupi et al, 2005)

III 3 2. Rappels de certaines méthodes de traitement des données

Une fois toutes les corrections appliquées, on obtient les cartes des anomalies qui démontrent les variations du champ en fonction des hétérogénéités.

Afin de faire séparer les effets de surface et les effets profonds des champs dans l'écorce terrestre, et de pouvoir observer ces anomalies, certains traitements ont été poursuivis.

Le traitement des données de champs de potentiel a été réalisé à l'aide du logiciel *Geosoft*. Tandis que le tracé des cartes a été effectué avec le logiciel *Surfer*.

III 3 2 1. Séparation de la régionale et de la résiduelle en gravimétrie

Pour séparer les anomalies de petites et de grandes longueurs d’ondes (Figure III.1), nous avons utilisé la méthode analytique pour la détermination de la régionale. La résiduelle sera déduite par une simple soustraction. Une structure en profondeur donne une anomalie régionale, une structure de grande étendue en surface peut aussi créer une anomalie régionale.

$$r = AB - R \tag{19}$$

Avec AB: Anomalie de Bouguer ;
 R : Anomalie régionale ;
 r : Anomalie résiduelle.

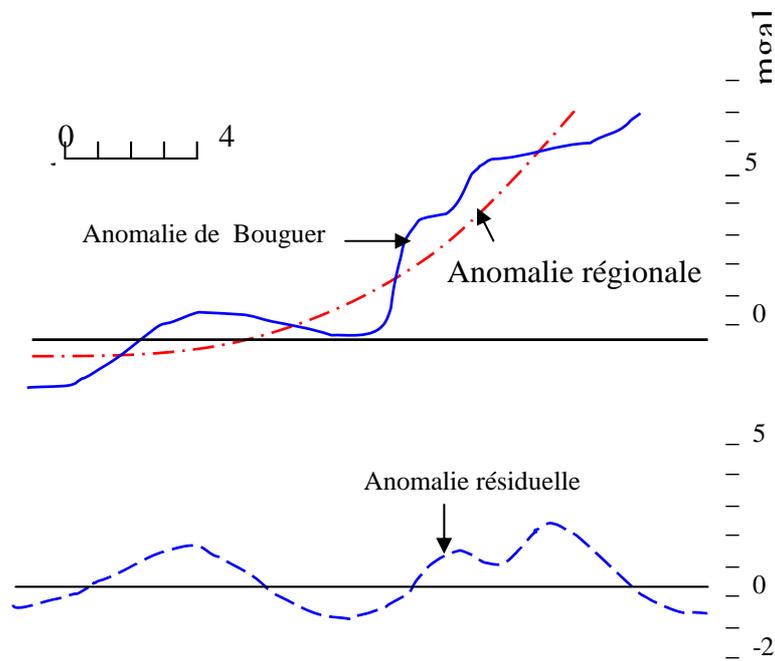


Figure III.5 : Principe de calcul de l’anomalie résiduelle sur un profil gravimétrique.

Méthode analytique

Cette technique fait approcher le champ mesuré par un polynôme en x et en y par une méthode polynomiale dont le degré sera choisi en fonction de la courbure désiré qui représente la régionale.

$$P(x, y) = \sum_{i=0}^n a_i U_i(x, y) \tag{20}$$

$U_i(x, y)$: Fonction de base qui correspond au produit de deux polynômes orthogonaux.

a_i : Les coefficients réels du polynôme $p(x, y)$, ils sont obtenus en minimisant la quantité :

$$S = \sum_{k=0}^{k=n} (g(x_k, y_k) - P(x_k, y_k)) \quad 0 \leq k \leq n \tag{21}$$

$g(x_k, y_k)$: Champ mesuré en un point.

Alors :
$$\frac{\partial S}{\partial a} = 0 \tag{22}$$

Nous calculons plusieurs régionales avec des degrés différents et nous choisissons celle qui coïncide avec notre but de l'étude. Plus le degré de polynôme est grand, plus la régionale prend une forme qui s'approche au mieux de celle de l'anomalie de Bouguer.

III 3 2 2. Le prolongement vers le haut

Le prolongement est un moyen de séparation des anomalies selon leurs natures, dans cette méthode de calcul, on projette le plan de mesure du champ vers un plan plus haut ou plus bas (Figure III.2). Le prolongement vers le haut permet d'atténuer l'effet des sources superficielles et de mettre en évidence les anomalies régionales, alors que le prolongement vers le bas met en évidence les structures superficielles (Bhattacharyya, 1972).

Principe de la méthode

Le prolongement est basé sur le caractère harmonique des champs dérivant d'un potentiel (Blacky, 1995). Il permet d'établir des cartes d'anomalies gravimétriques ou magnétiques à différentes altitudes à partir des données mesurées.

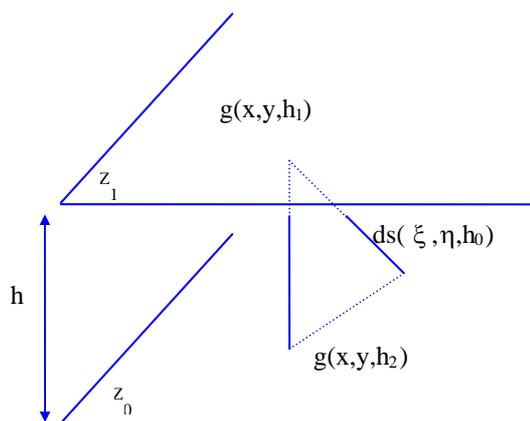


Figure III.6 : Principe du prolongement vers le haut.

Z_i : L'altitude de prolongement

Le champ prolongé est donnée par :

$$g_{z_2}(x, y) = \iint dg \frac{|h|}{2\pi} \iint \frac{2\pi k \sigma(\xi, \eta) d\xi d\eta}{((x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + h^2)^{3/2}} \quad (23)$$

Cette expression est le produit de convolution de :

$$g_{z_2}(x, y) = g_{z_1}(x, y) * f_h(x, y) \quad (24)$$

Avec :

$$f_h(x, y) = \frac{|h|}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad (25)$$

$$g_{z_1}(x, y) = 2\pi k \sigma(\xi, \eta) \quad (26)$$

Dans le domaine fréquentiel (Fourier) on aura :

$$G_{z_2}(u, v) = G_{z_1}(u, v) F_n(u, v) \quad (27)$$

Avec :

$$F_n(u, v) = TF(f_n(x, y)) \quad (28)$$

F : est l'opérateur de prolongement.

L'opérateur de prolongement vers le haut donnée par : $F_n(u, v) = \exp(-2\pi h \sqrt{u^2 + v^2})$ (29)

L'opérateur de prolongement vers le bas donnée par : $F_n(u, v) = \exp(2\pi h \sqrt{u^2 + v^2})$ (30)

III 3 2 3. Les dérivées

Les dérivées sont utilisées pour éliminer l'effet de coalescence des anomalies. On distingue les dérivées horizontales (suivant les directions x ou y) et verticale (suivant z). (Telford et al, 1998).

III 3 2 3 1. Les dérivées horizontales

Désignons par $g(x, y)$ le signal d'anomalie de champ de potentiel. L'expression de l'opérateur de dérivation d'ordre n suivant la direction x ou y s'obtient par le calcul du spectre de sa dérivé énième respectivement par les relations (15) et (16) :

$$F \left[\frac{\partial^n B(x, y)}{\partial x^n} \right] = (ik_x)^n F[B(x, y)] \quad (31)$$

$$F \left[\frac{\partial^n B(x, y)}{\partial y^n} \right] = (ik_y)^n F[B(x, y)] \quad (32)$$

Où F désigne la transformé de Fourier et $i^2 = -1$.

Les deux termes $(ik_x)^n$ et $(ik_y)^n$ caractérisent les opérateurs de dérivations dans les deux directions x et y. k_x et k_y sont les nombres d'ondes dans les directions x et y.

III 3 2 3 2. La dérivée verticale

Elle renforce fortement l'effet des sources superficielles et permet de cerner davantage les limites géométriques du corps. Elle atténue l'effet des sources profondes. Les dérivées s'obtiennent en dérivant les prolongements.

$$G_{Z_2}(u, v) = G_{Z_1}(u, v) \exp(2\pi |h| \sqrt{u^2 + v^2}) \quad (33)$$

$$\frac{\partial G_{Z_2}}{\partial Z} \Big|_h = G_{Z_1}(u, v) 2\pi \sqrt{u^2 + v^2} \exp(2\pi |h| \sqrt{u^2 + v^2}) \quad (34)$$

Pour $h=0$

$$\frac{\partial G_{Z_2}}{\partial Z} \Big|_0 = G_{Z_1}(u, v) 2\pi \sqrt{u^2 + v^2} \quad (35)$$

$$\text{L'opération de la 1}^{\text{ère}} \text{ dérivée donnée par : } 2\pi \sqrt{u^2 + v^2} \quad (36)$$

$$\text{L'opération de la 2}^{\text{ème}} \text{ dérivée donnée par : } (2\pi \sqrt{u^2 + v^2})^2 \quad (37)$$

.

.

$$\text{L'opération de la } n^{\text{ème}} \text{ dérivée donnée par : } (2\pi \sqrt{u^2 + v^2})^n \quad (38)$$

Les dérivées première et seconde mettent en évidence les phénomènes à petite échelle au voisinage de la surface en atténuant les phénomènes profonds. Donc elles conduisent à mieux visualiser les dispositions des différentes sources causatives notamment superficielles.

III 3 2 4. Le gradient horizontal

Le gradient horizontale d'amplitude est une technique de traitement aide d'interpréter et détecter les accidents structuraux et les contacts anormaux quelques soient leur orientation. L'amplitude de gradient est définie par l'équation suivante (Mitasova et al, 1993):

$$\|GH(x, y)\| = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (39)$$

Ce gradient peut s'utiliser pour les champs d'anomalies gravitationnelle et magnétique. Ces valeurs maximales sont indicatrices des grands contrastes latéraux de densité et de susceptibilité que nous interprétons par des contacts géologiques ou accidents structuraux.

III 3 2 5. La réduction au pôle

Le champ magnétique terrestre varie selon la latitude (25000 nT à l'équateur et 69000 nT aux pôles). Comme en gravimétrie on doit donc retirer la valeur théorique du champ magnétique aux différents points de mesure pour pouvoir observer une anomalie locale. On pourra soit:

- Retirer la valeur théorique donnée par l'*International Geomagnetic Reference Field*;
- Calculer la tendance régionale du champ et la retirer aux données;

La réduction au pôle permet d'éliminer l'effet de l'inclinaison du champ, ceci permettra de positionner les anomalies à l'aplomb des sources qui les génèrent. Ceci aide à séparer l'effet des formations sédimentaires de celui du socle cristallin magnétique.

Cette idée a conduit *Baravov* 1957 à proposer une nouvelle méthode de transformation dite « Réduction au pôle », en partant de la formule de Poisson qui relie le potentiel magnétique V au potentiel gravifique U (*Telford et al. 1998*) :

$$V = \frac{J \partial U}{G \rho \partial q} \quad (40)$$

G : Constante de gravitation universelle ;

$\frac{\partial}{\partial q}$: Représente la dérivation oblique suivant J ;

ρ : Densité de la structure géologique ;

J : Aimantation ;

q : Vecteur unitaire.

Au pôle Nord, cette formule se réduit à :

$$V = C \cdot \frac{\partial U}{\partial z} = C \cdot g \quad ; \quad C = -\frac{J}{G \rho} \quad (41)$$

$\frac{\partial}{\partial z}$: dérivée suivant la verticale du lieu.

III 4. Analyse des données gravimétriques

Nous avons appliqué les différentes méthodes de traitement citées ci-dessus. Nous avons obtenu les différentes cartes (Figure III.8 à Figure III.38) : régionale, résiduelle, dérivées et prolongées, que nous essayerons d'interpréter.

III 4 1. La carte de l'anomalie de Bouguer

La carte de l'anomalie de Bouguer a été tracée avec une densité de 2.30 (Chai Yupi et al, 2005). L'examen de cette carte montre une orientation générale NE-SW des anomalies. L'analyse de la carte de l'anomalie de Bouguer (Figure III.7) montre un axe positif majeur d'orientation Nord Est - Sud Ouest parallèlement avec la cote.

Un autre axe négatif de même orientation vers le flanc Sud. Entre ces deux axes en remarque plusieurs anomalies de différentes formes, signes et échelles.

Cette description nous a permis d'attribuer les axes négatifs à un maximum de sédimentation (formation Plio-Quaternaire, série Miocène), par contre les axes positifs qui ressortent sont la signature de la diminution de l'épaisseur sédimentaire, qui est à l'origine des remontées des socles cristallins ou métamorphiques.

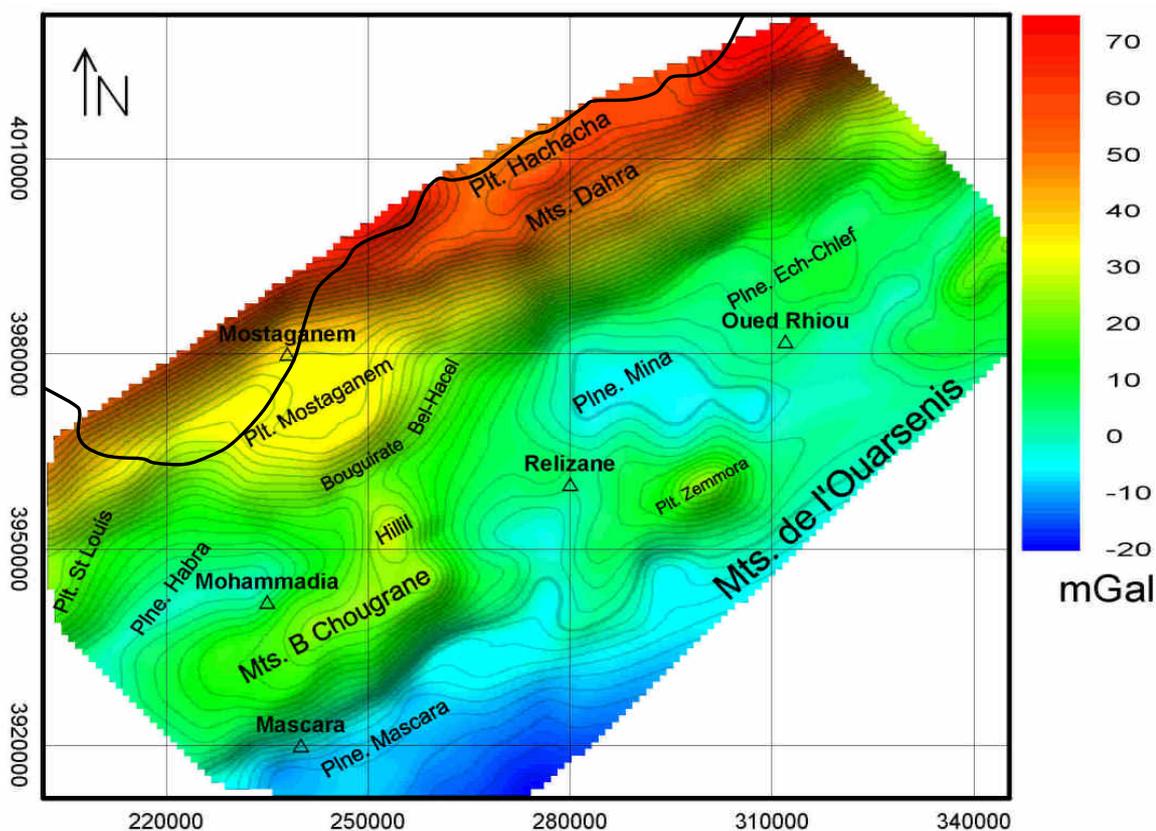


Figure III.7 : Carte de l'anomalie de Bouguer, Projection UTM (m).

III 4 2. Description des cartes de la résiduelle

Toutes les anomalies observées sur la carte d’anomalie de Bouguer, sont présentes sur les cartes résiduelles d’ordre 1, 2 et 3 (Figure III.8, 9 et 10). Ces dernières montrent la distribution du contraste de la densité à différentes échelles. Nous remarquons l’apparition d’une anomalie négative qui sépare le fort gradient horizontal présent sur la partie Nord et le secteur central de cette carte.

La partie extrême Nord et le secteur central sont marqués par une anomalie négative où il y a un relâchement des iso valeurs.

Nous remarquons que les axes marqués par l’anomalie résiduelle conservent leurs orientations par rapport à l’anomalie de Bouguer.

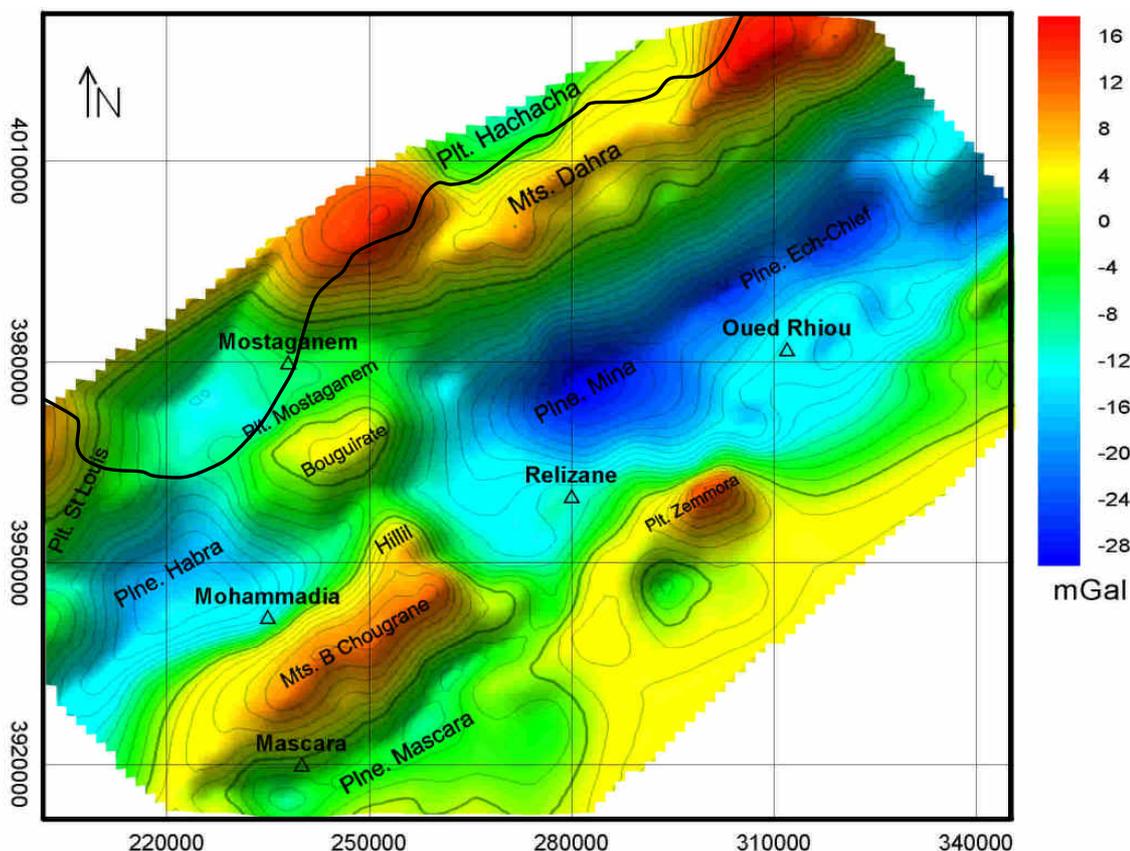


Figure III.8 : Carte de l’anomalie résiduelle d’ordre 1, Projection UTM (m).

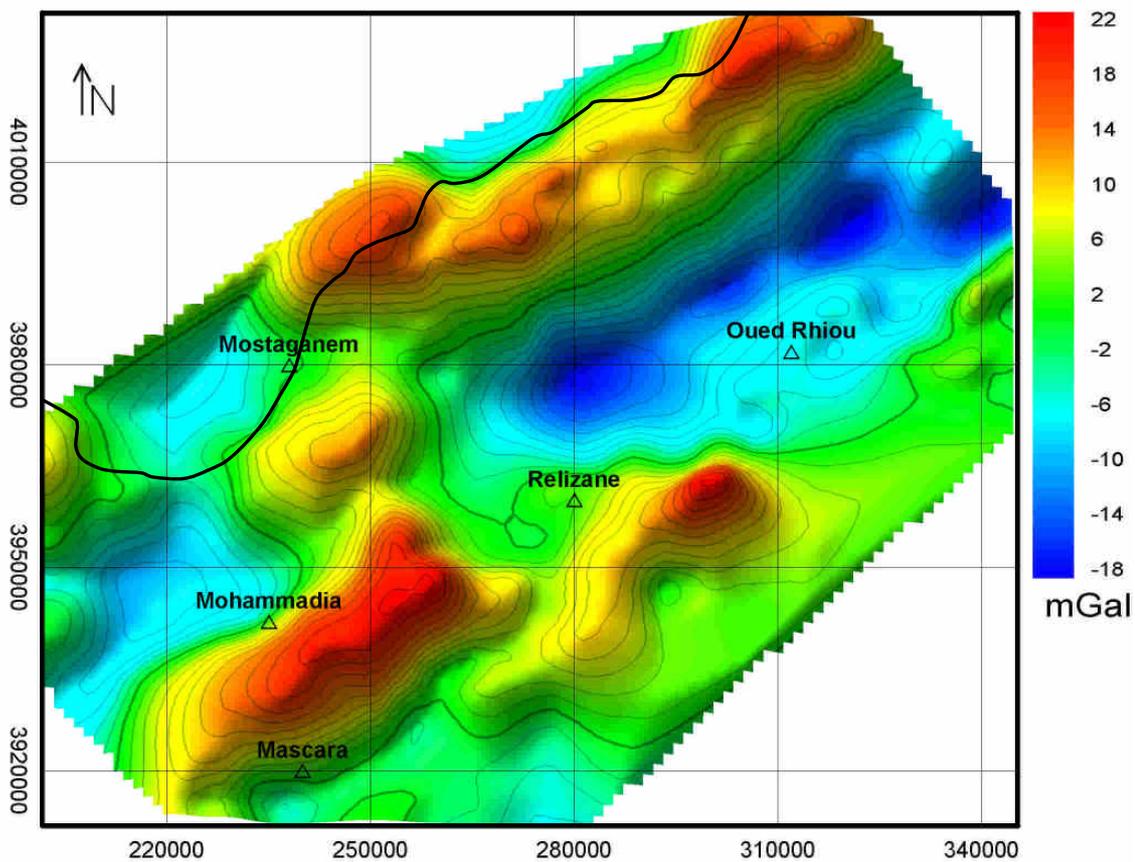


Figure III.9 : Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 2, Projection UTM (m).

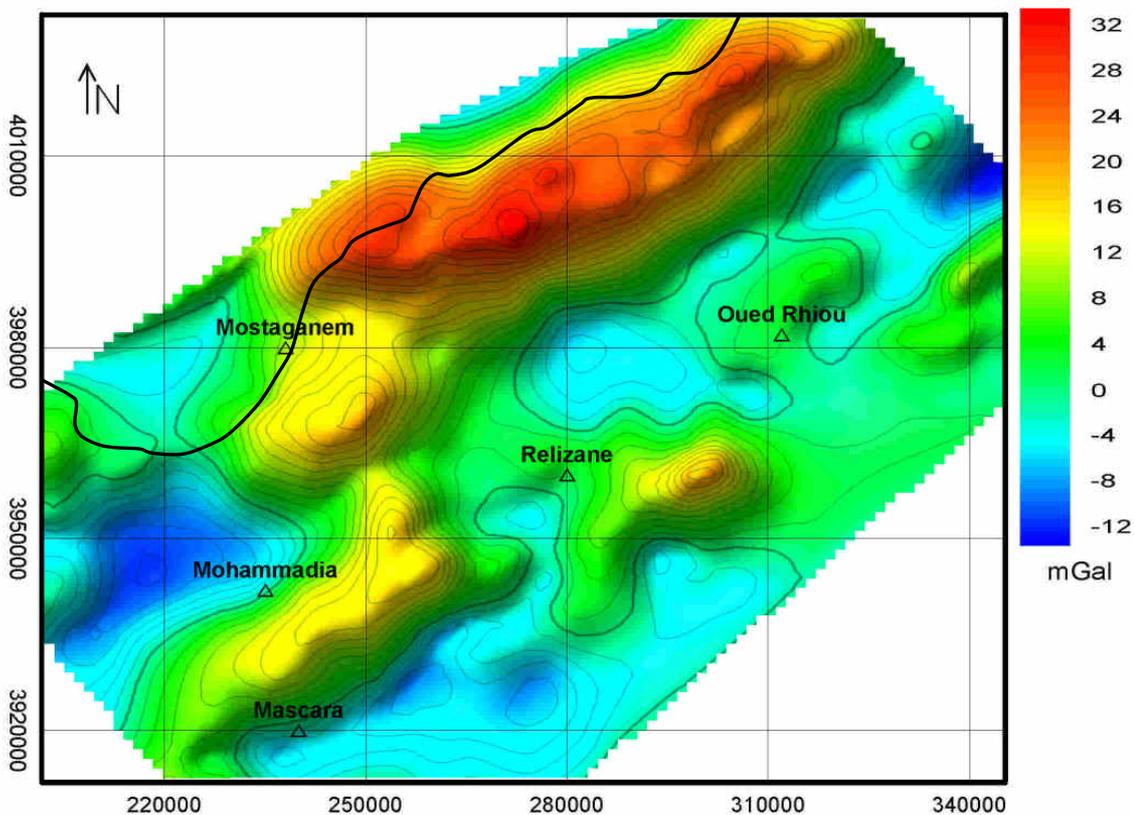


Figure III.10 : Carte de l'anomalie résiduelle d'ordre 3, Projection UTM (m).

III 4 3. Les cartes des dérivées

III 4 3 1. Les cartes des dérivées horizontales

Les dérivées permettent d'éliminer l'effet de coalescence des anomalies. Sur les cartes des dérivées suivant les axes x et y (Figure III.11 et 12), ont fait apparaître l'existence des contrastes latéraux de la densité dans les directions perpendiculaires par rapport à la direction de dérivation, ils correspondent à des structures et des contacts géologiques. Les variations de la dérivée sont proportionnelles aux variations de la densité. D'après les cartes sismotectonique, la région est connue par des accidents d'orientations NE-SW et NW-SE, ainsi le choix des directions convenables pour les dérivées fait apparaître beaucoup de structures et des contacts superposent clairement la tectonique (Figure III.13 et 14).

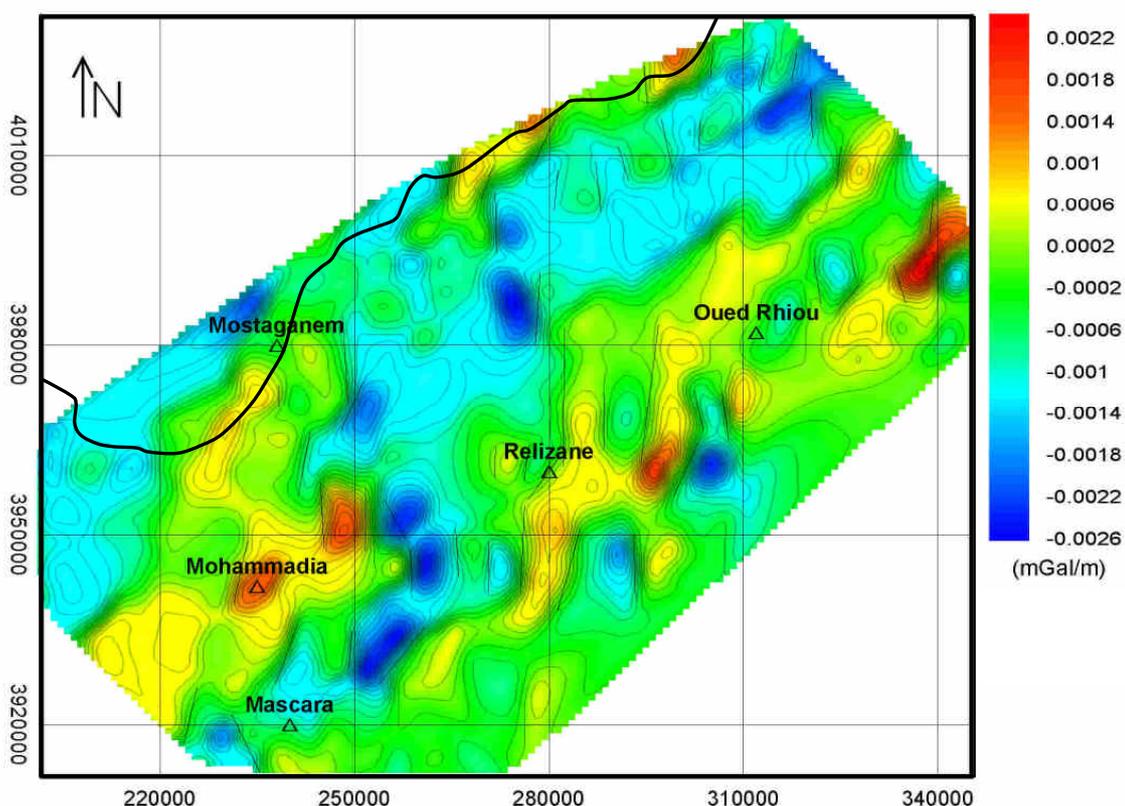


Figure III.11 : Carte de la dérivée suivant x de l'anomalie de Bouguer, Projection UTM (m).

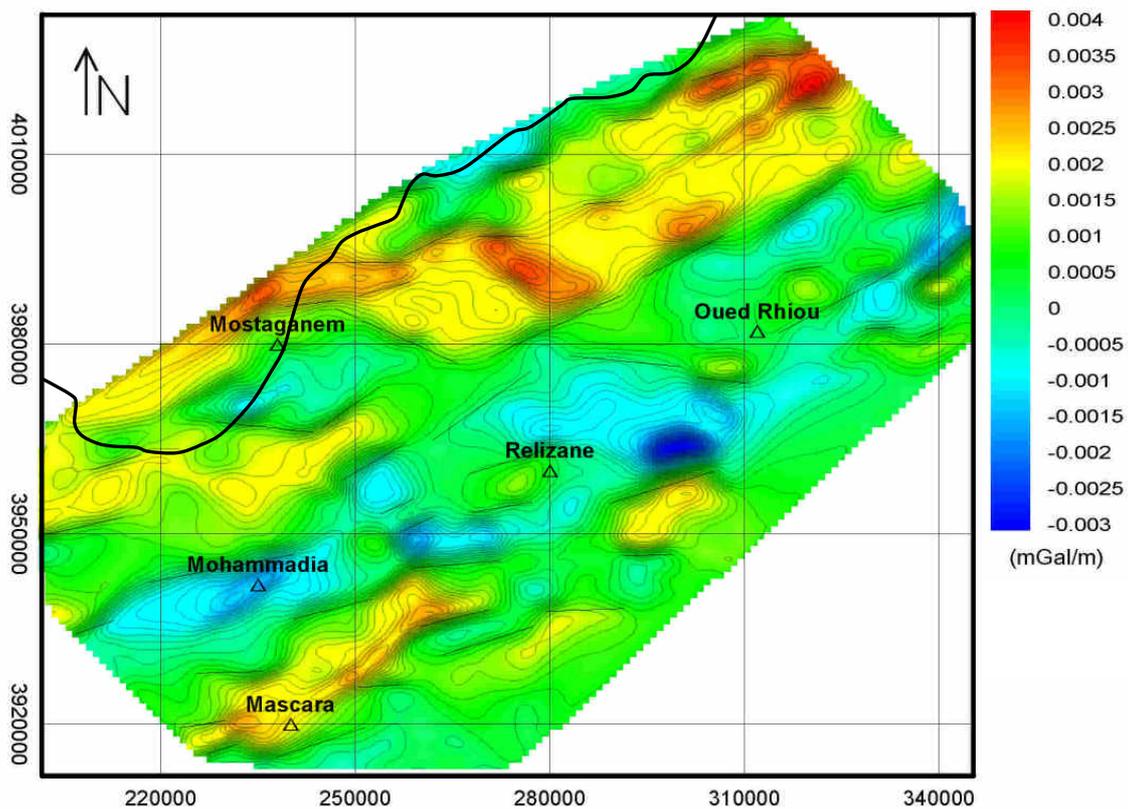


Figure III.12 : Carte de la dérivée suivant y de l'anomalie de Bouguer, Projection UTM (m).

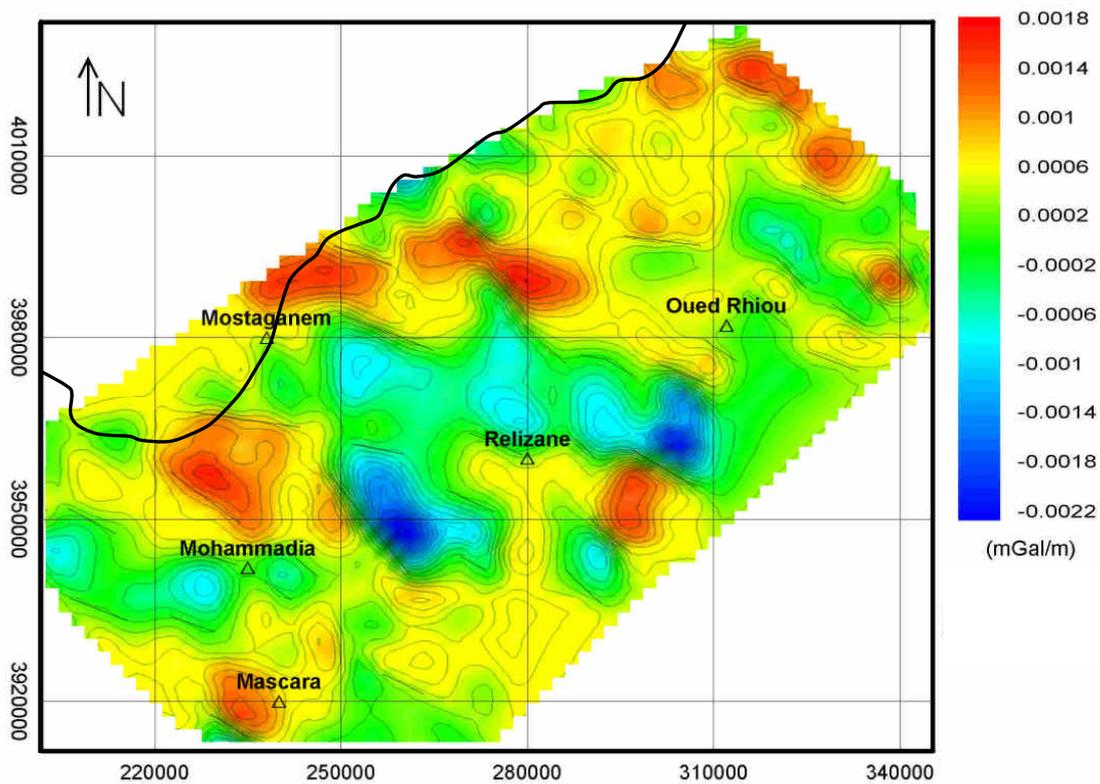


Figure III.13 : Carte de la dérivée, (SW-NE) de l'anomalie de Bouguer; Projection UTM (m)

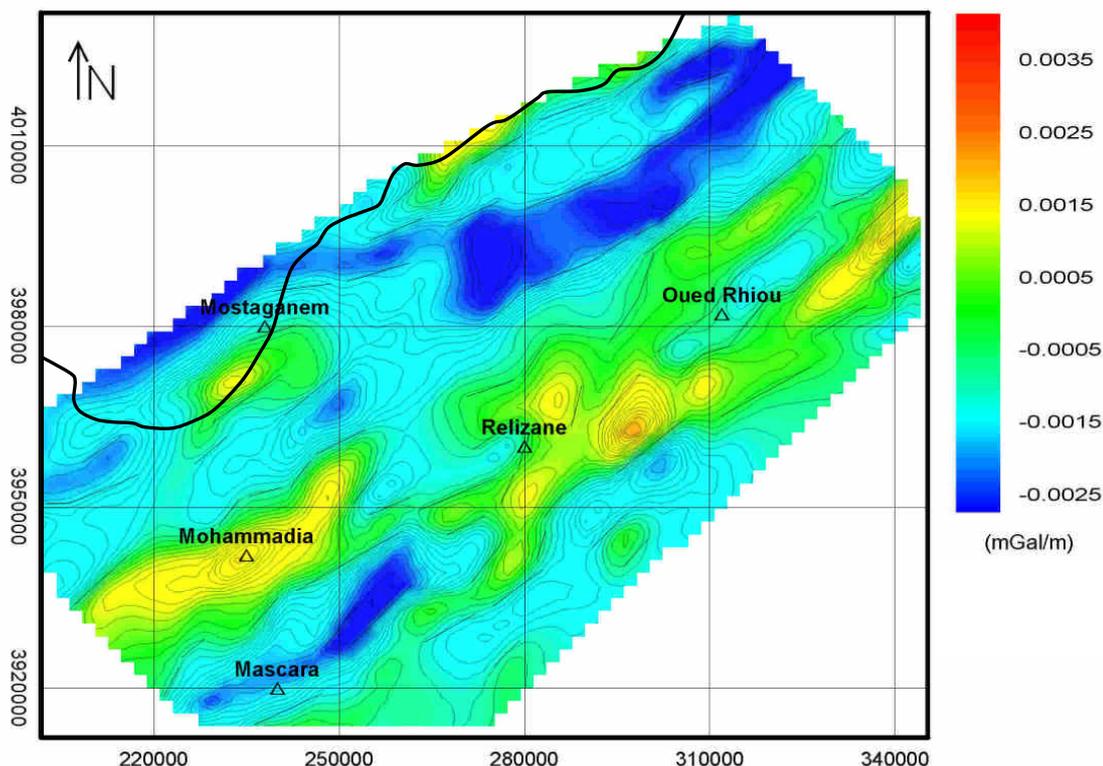


Figure III.14 : Carte de la dérivée, (NW-SE) de l'anomalie de Bouguer; Projection UTM (m)

III 4 3 2. La carte de la dérivée verticale en Z

L'utilité importante de la dérivée en Z pour localiser les gradients, permettant une délimitation latérale dans toutes les directions de tout contraste de densité. Cette dérivée verticale du champ d'anomalie de Bouguer (Figure III.15), a bien délimité les sources d'anomalie à l'aplomb. Les limites et les différents contacts tels que les plaines (Habra, Mascara, Mina et Ech-Chlef), les plateaux (Hachacha, Mostaganem, Saint Louis et Zemmora) et les monts (Dahra, Beni Chougrane).

Elle montre aussi un relâchement très important sur le passage du mont du Dahra vers le bassin, plus précisément le long des plaines. Des dispersions d'anomalies sur les monts du Dahra sont en entente avec les dispersions des distributions géologiques du Crétacé et du Mio-Plio-quatenaire.

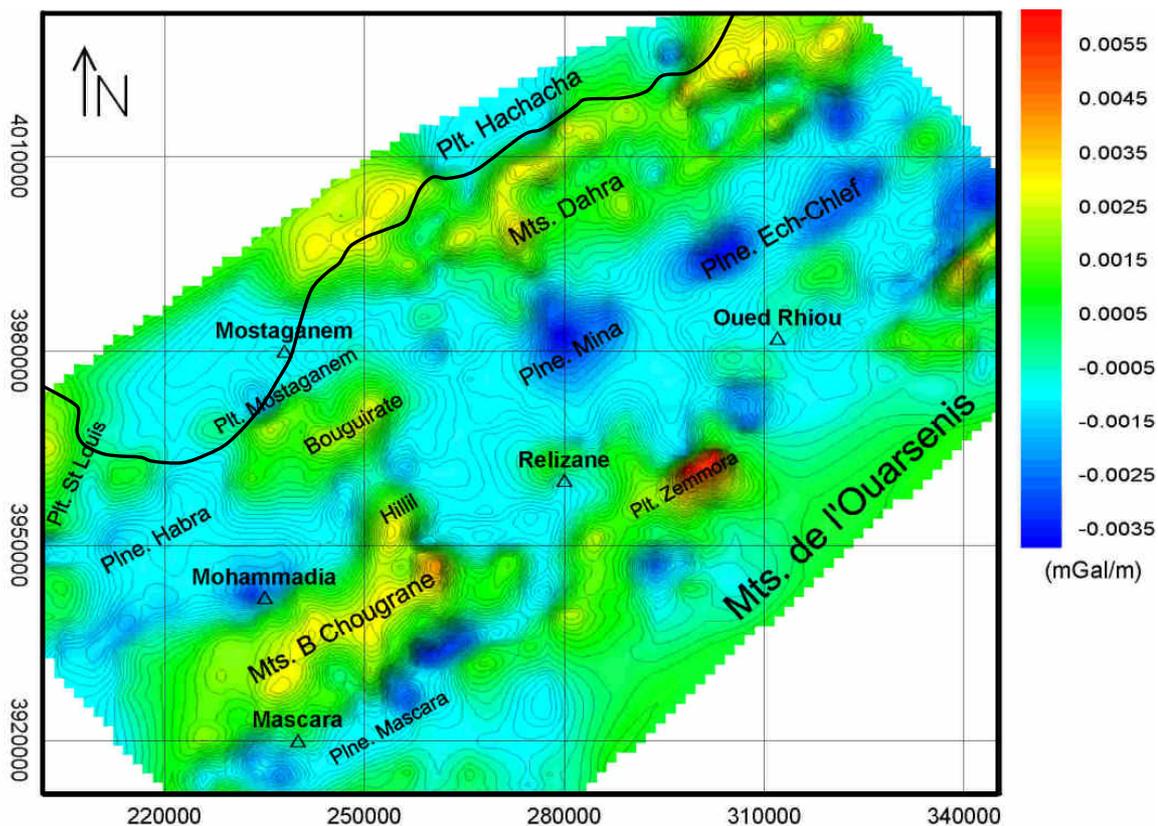


Figure III.15 : Carte de la dérivée en z de l'anomalie de Bouguer, Projection UTM (m).

III 4 4. La carte du gradient horizontal

Figure III.16 présente la carte du gradient horizontal obtenu par l'application de la formule (39) sur le champ d'anomalie de Bouguer. Le gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer résume les résultats de la résiduelle par la délimitation des anomalies locales, également la détermination des limites et des contacts des monts, plateaux, plaines et des nappes par l'analyse des variations d'amplitude horizontalement.

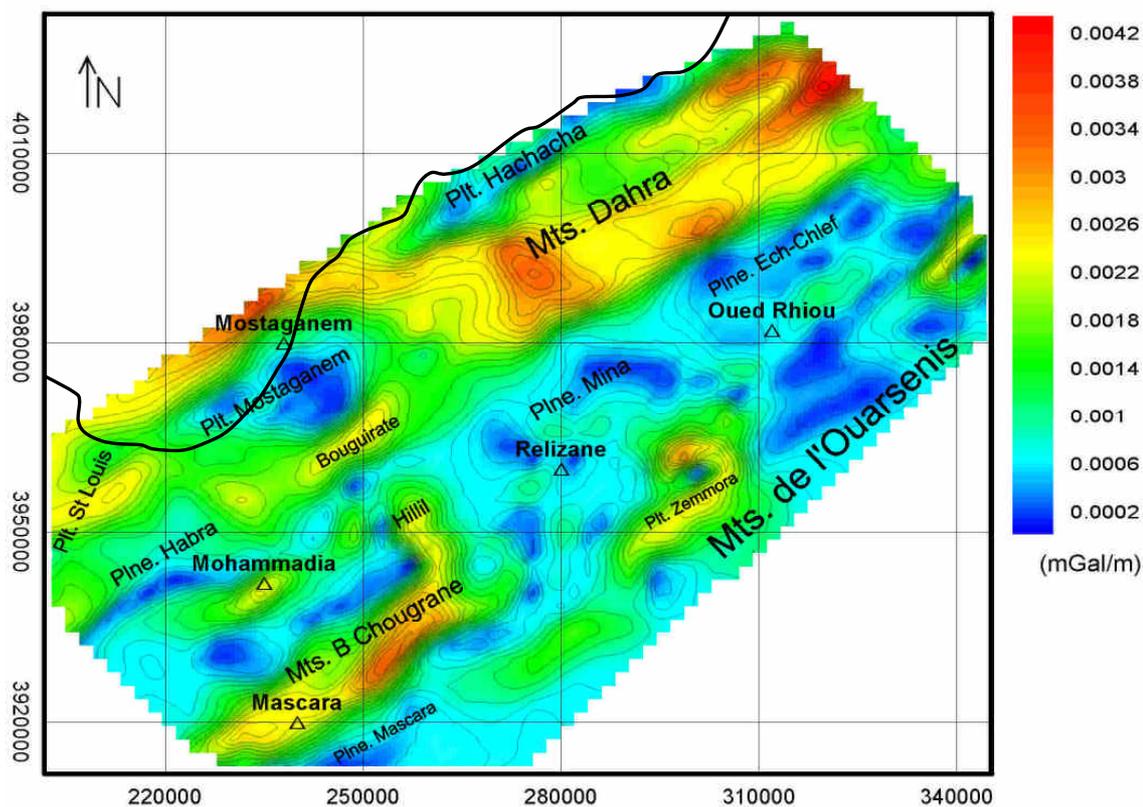


Figure III.16 : Carte d'amplitude du gradient horizontale de l'anomalie de Bouguer, Projection UTM (m).

III 4 5. Les cartes prolongées

Le prolongement vers le haut aux altitudes 0.5km, 1km, 2km, 3km, 5km, 10km et 20km des cartes d'anomalie (Figure III.17, 18, 19, 20, 21, 22 et 23), montrent une atténuation des anomalies aux grandes profondeurs. Les cartes des prolongées à 0.5, 1, et 2 km, montrent toutes les anomalies qui ont été observées sur la carte de l'anomalie de Bouguer.

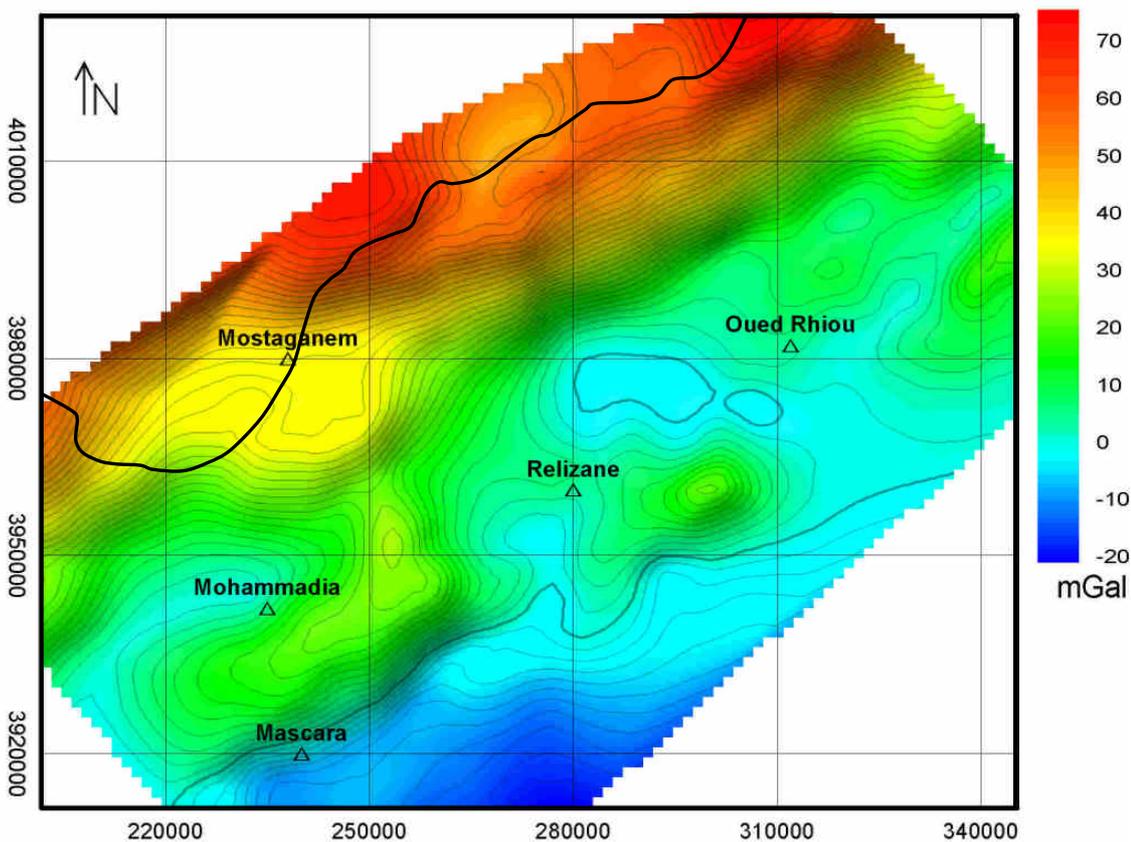


Figure III.17 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 500m, Projection UTM (m).

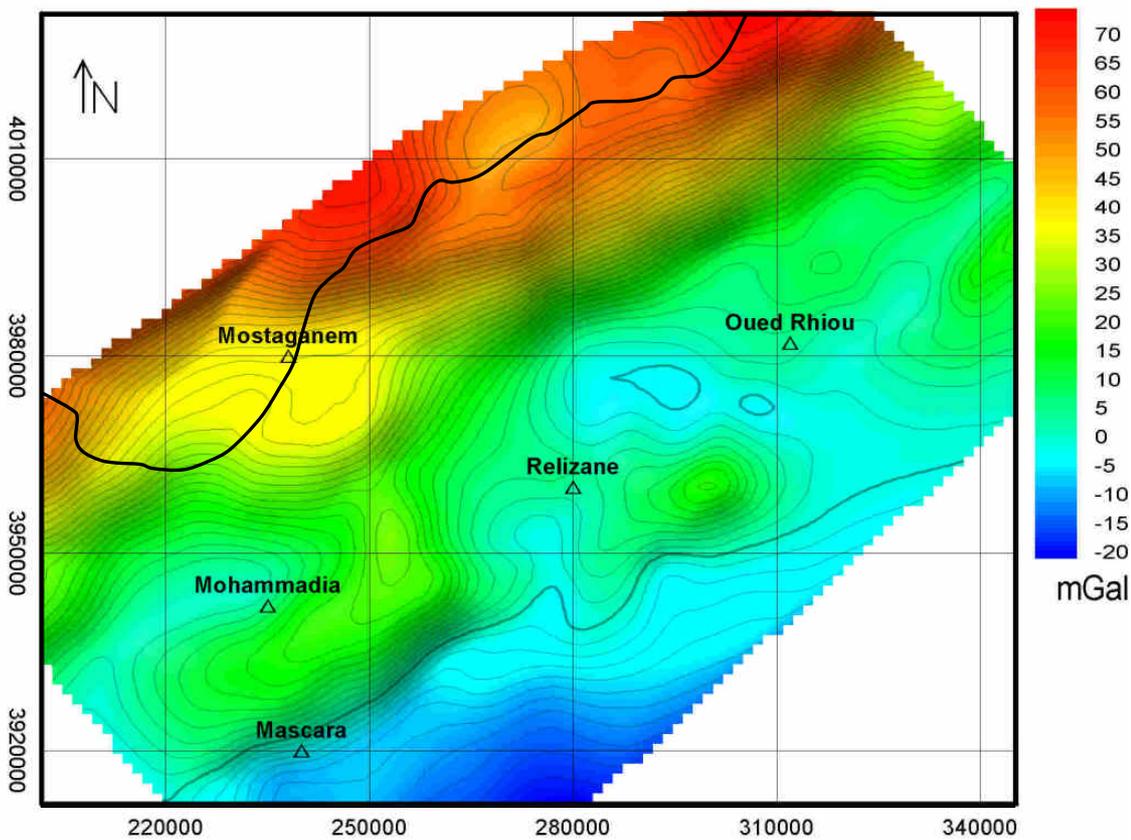


Figure III.18 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 1000m, Projection UTM (m).

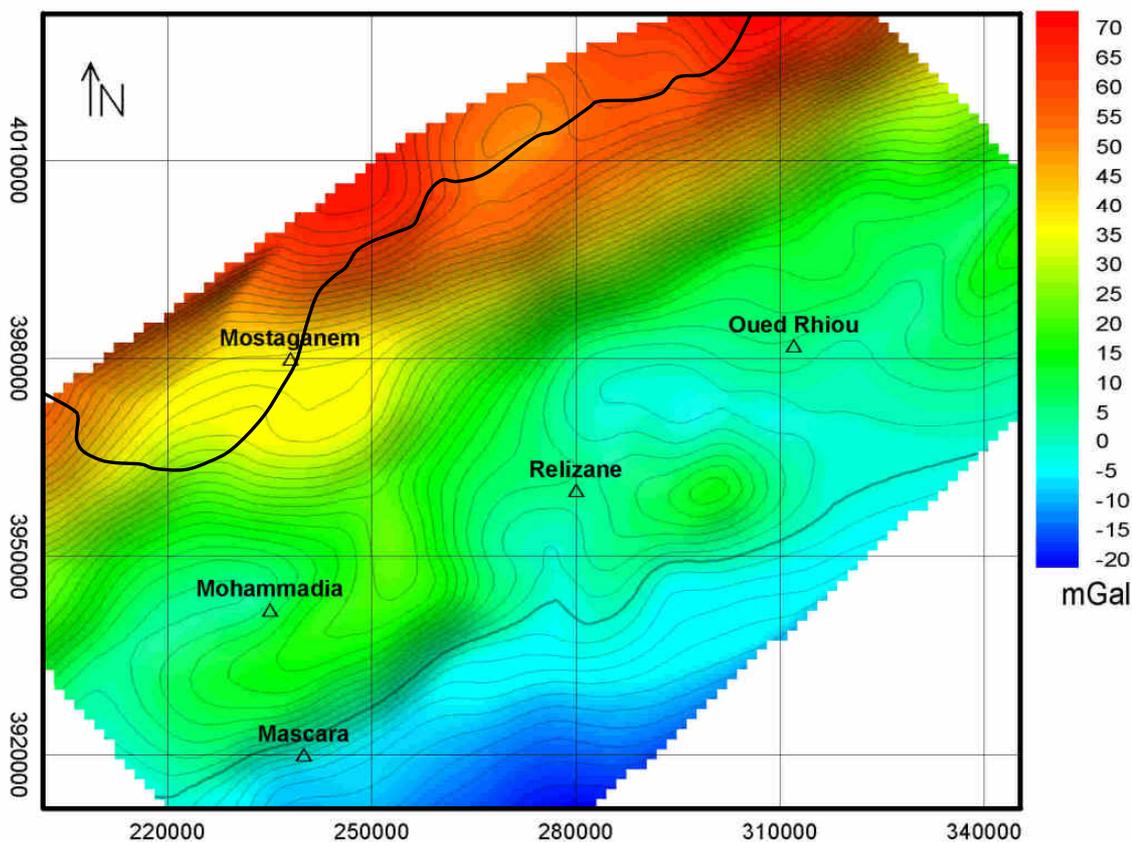


Figure III.19 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 2000m, Projection UTM (m).

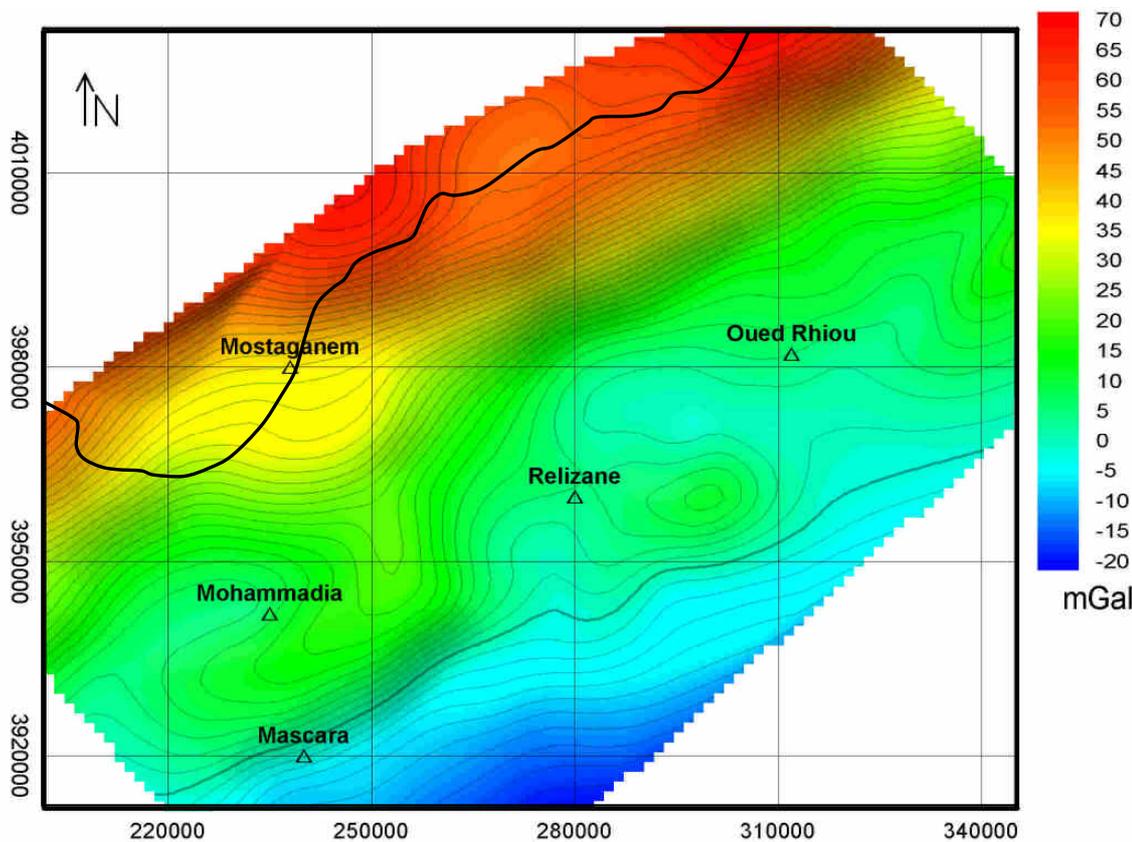


Figure III.20 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 3000m, Projection UTM (m).

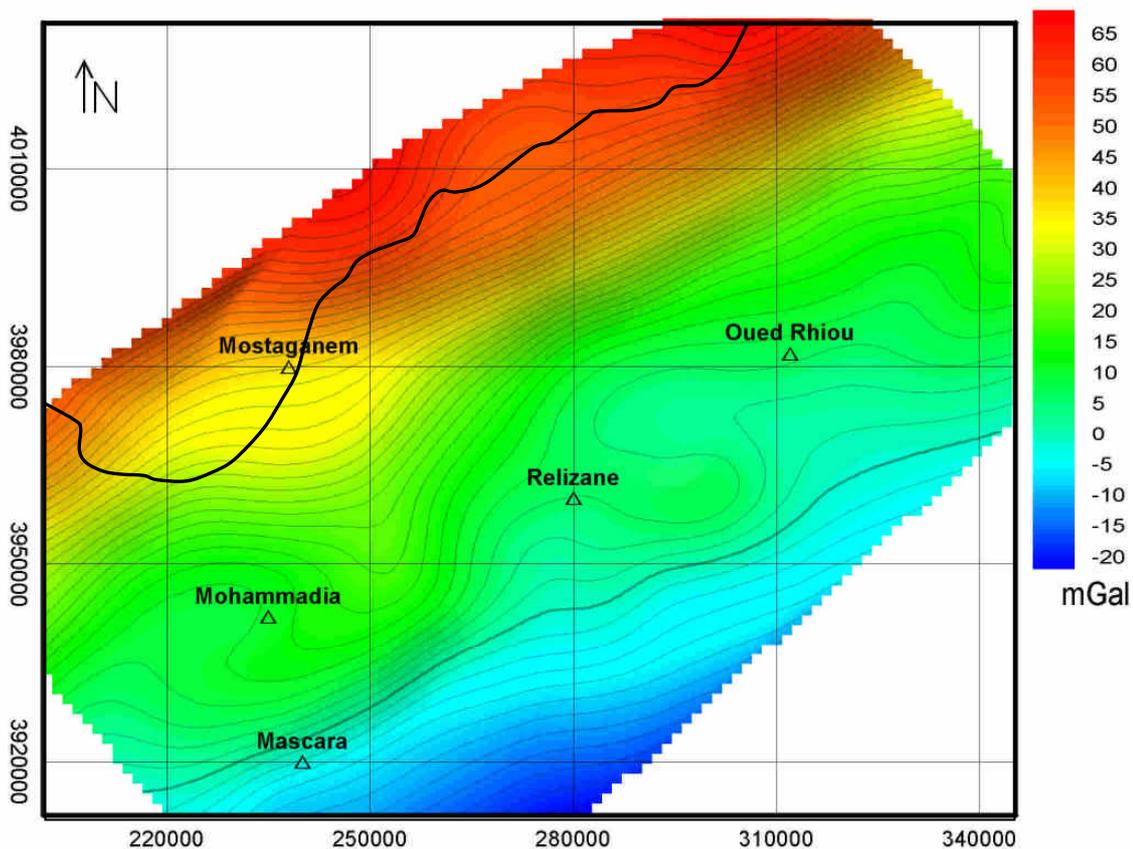


Figure III.21 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 5000m, Projection UTM (m).

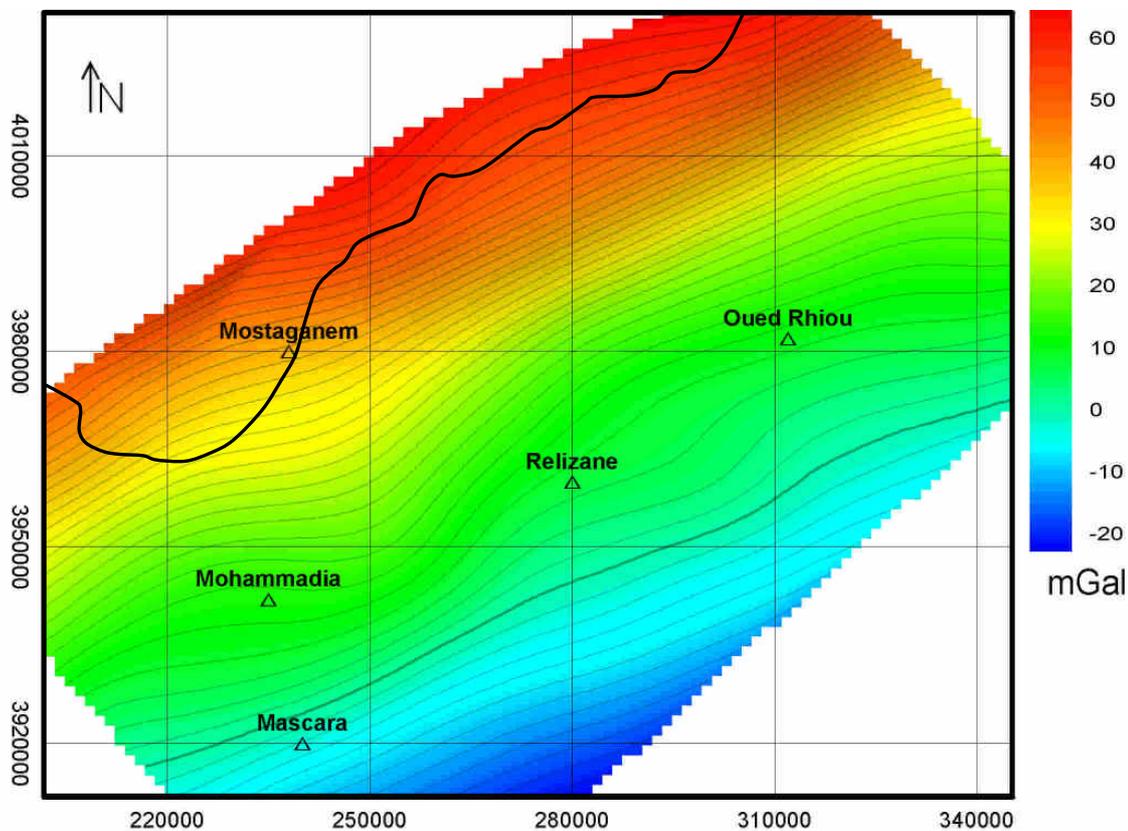


Figure III.22 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 10000m, Projection UTM (m).

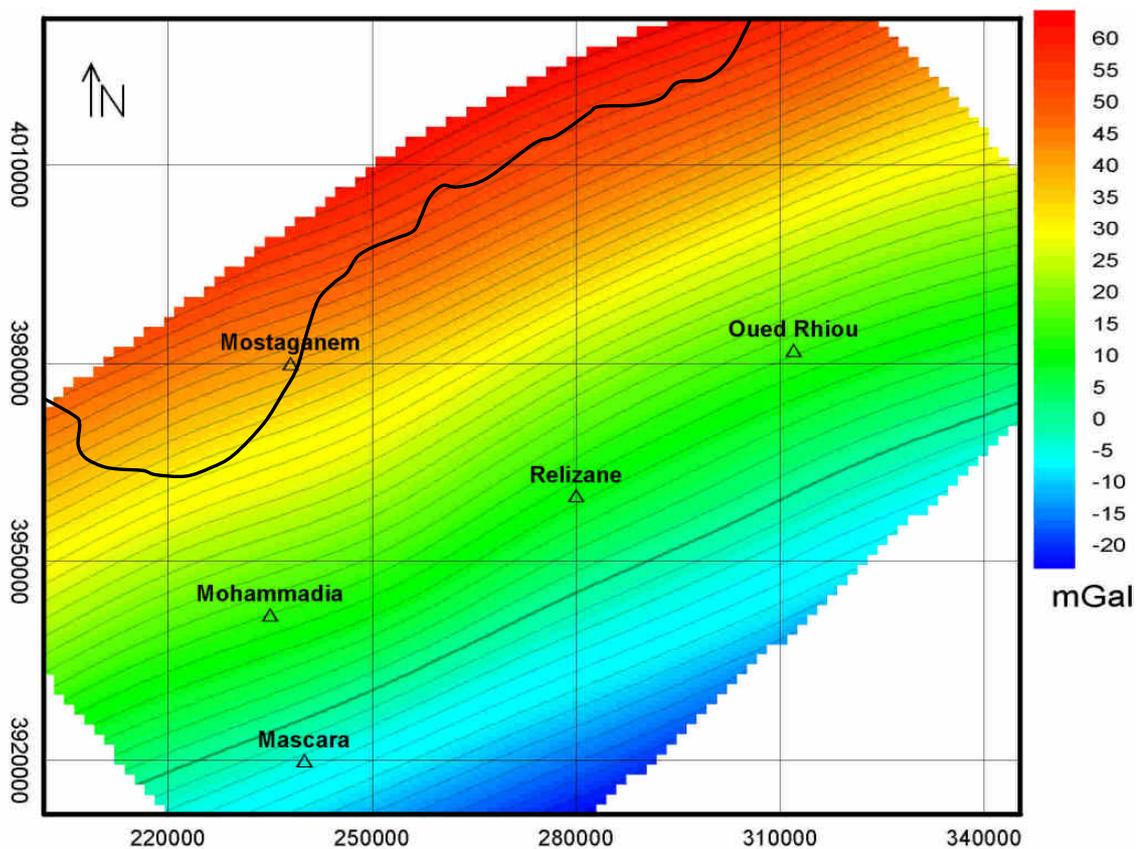


Figure III.23 : Carte de l'anomalie de Bouguer prolongée à 20000m, Projection UTM (m).

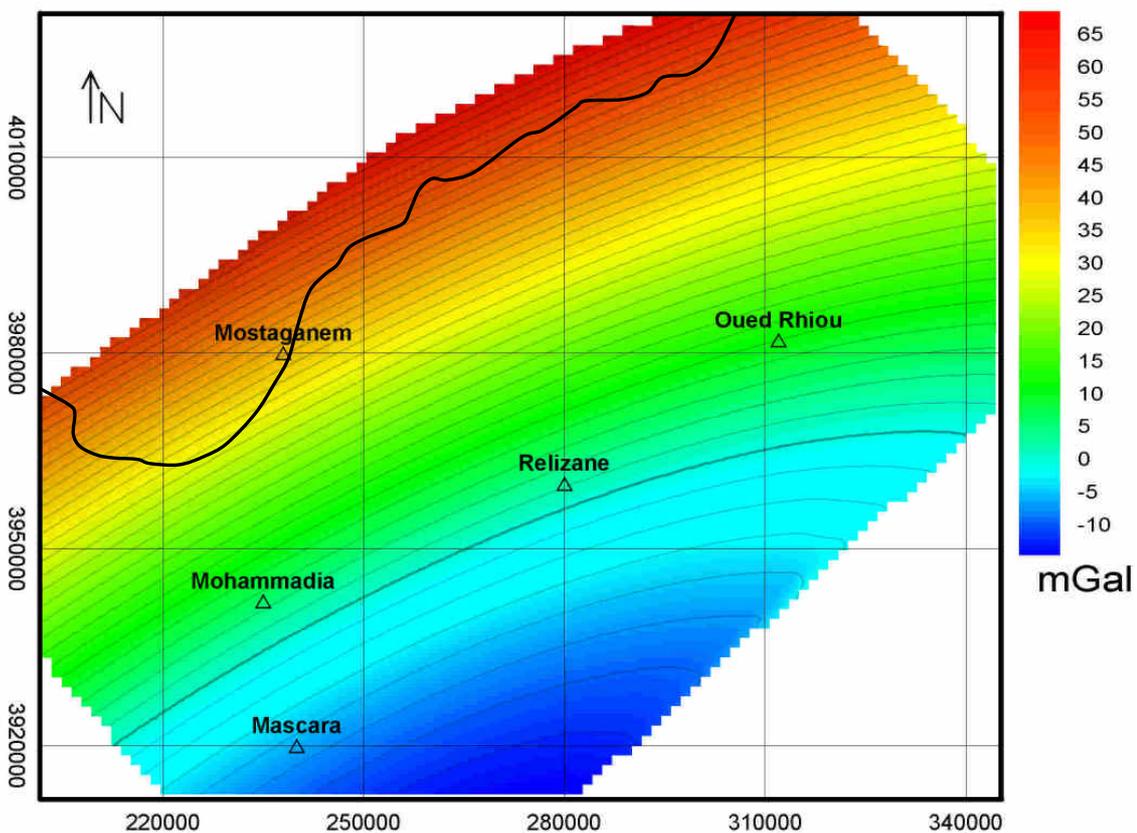


Figure III.24 : Carte de l'anomalie de Bouguer régionale d'ordre 3, Projection UTM (m).

III 5. Analyse des données magnétiques

III 5 1. Carte de l'anomalie du champ magnétique total réduit au pôle

L'analyse de La carte du champ d'anomalie magnétique réduit au pôle (Figure III.25) présent deux anomalies magnétiques de fortes amplitudes en formes des ceintures. Ces dernières contiennent plusieurs anomalies d'une forme circulaire. La carte d'anomalie magnétique montre plusieurs linéaments magnétiques de directions variées, ceux au nord semblent montrer la limite de l'effet du massif de Dahra.

D'autres structures d'anomalies positives de hautes fréquences et de forme circulaire sont sporadiquement séparées et développées dans la partie de sud ouest. Egalement, des anomalies magnétiques négatives et de basse fréquence sont enregistrées sur les plateaux et les monts situés différemment dans la zone étudiée.

Cette description nous a permis d'attribuer les anomalies négatives de basse fréquence à un substratum profond, par contre les anomalies positives de haute fréquence sont la signature des intrusions et la remontée du socle.

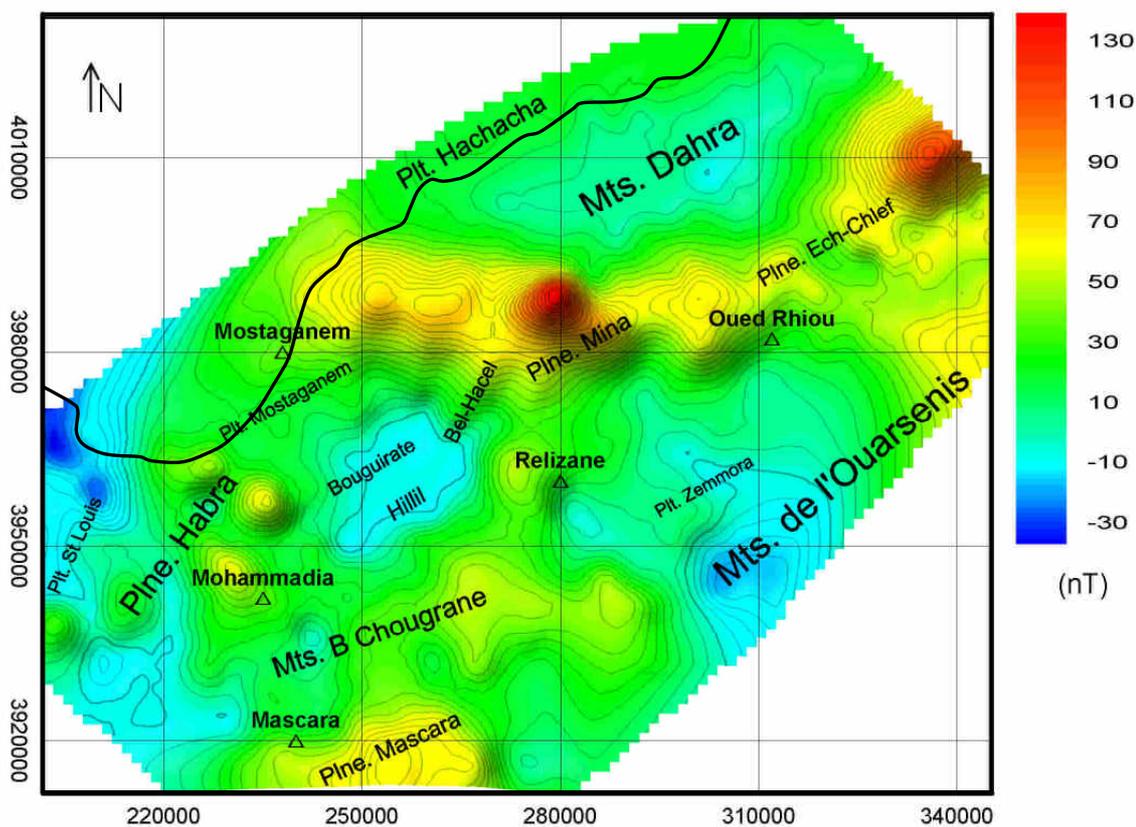


Figure III.25 : Carte du champ d'anomalie magnétique réduit au pôle, Projection UTM (m).

III 5 2. Les dérivées

Les cartes des dérivées, montrent plusieurs linéaments magnétiques de différentes échelles et de directions variées. Ils sont interprétés en générale comme étant des contacts géologiques, les limites de la diffusion et la superposition magmatique. Les linéaments au nord semblent montrer la limite de l'effet du massif de Dahra.

III 5 2 1. Les dérivées horizontales

Sur les cartes des dérivées (*Figure III.26 et 27*), ont fait apparaître l'existence des contrastes latéraux de la susceptibilité magnétique dans les directions perpendiculaires par rapport à la direction de la dérivation, ils correspondent à des structures et des contacts géologiques. Les variations de la dérivée sont proportionnelles aux variations de la susceptibilité magnétique. D'après les cartes sismotectonique, la région est connue par des accidents d'orientations NE-SW et NW-SE, ainsi le choix des directions convenables pour les dérivées est très important afin d'apparaître les structures et des contacts (*Figure III.28 et 29*).

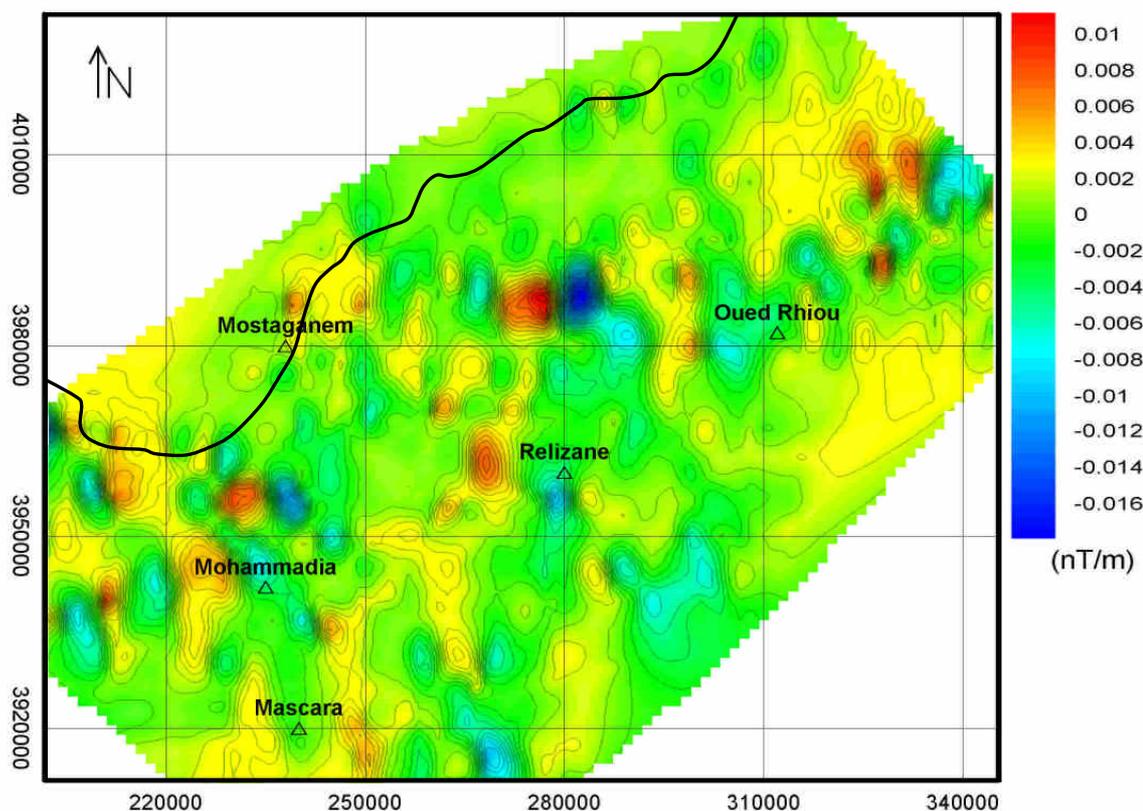


Figure III.26 : Carte de la dérivée suivant x de l'anomalie du champ magnétique, Projection UTM (m).

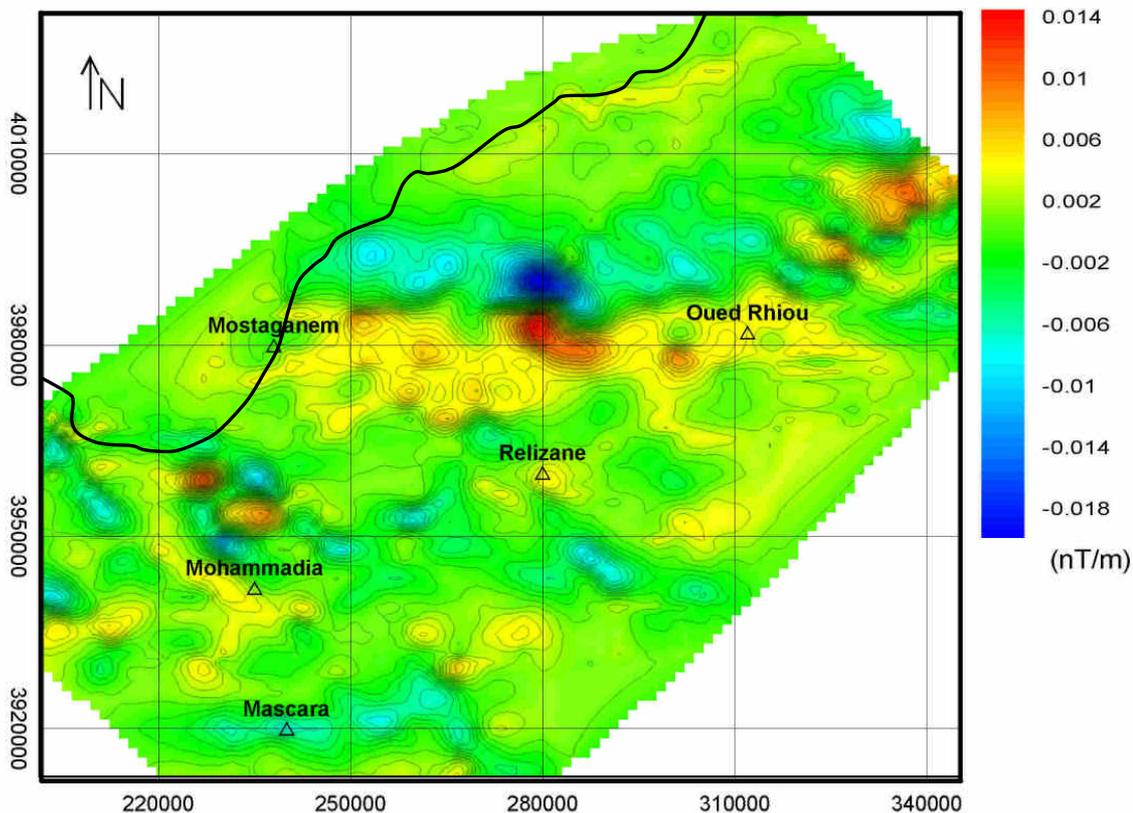


Figure III.27 : Carte de la dérivée suivant y de l'anomalie du champ magnétique, Projection UTM (m).

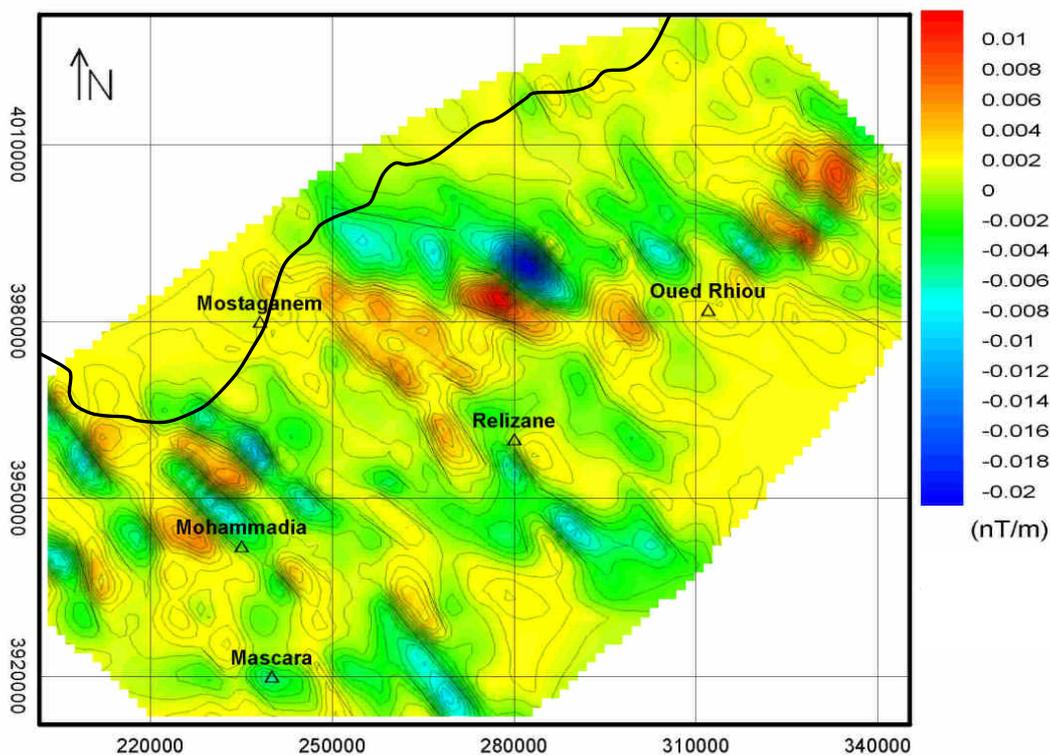


Figure III.28 : Carte de la dérivée, (SW-NE) de l'anomalie magnétique, Projection UTM (m)

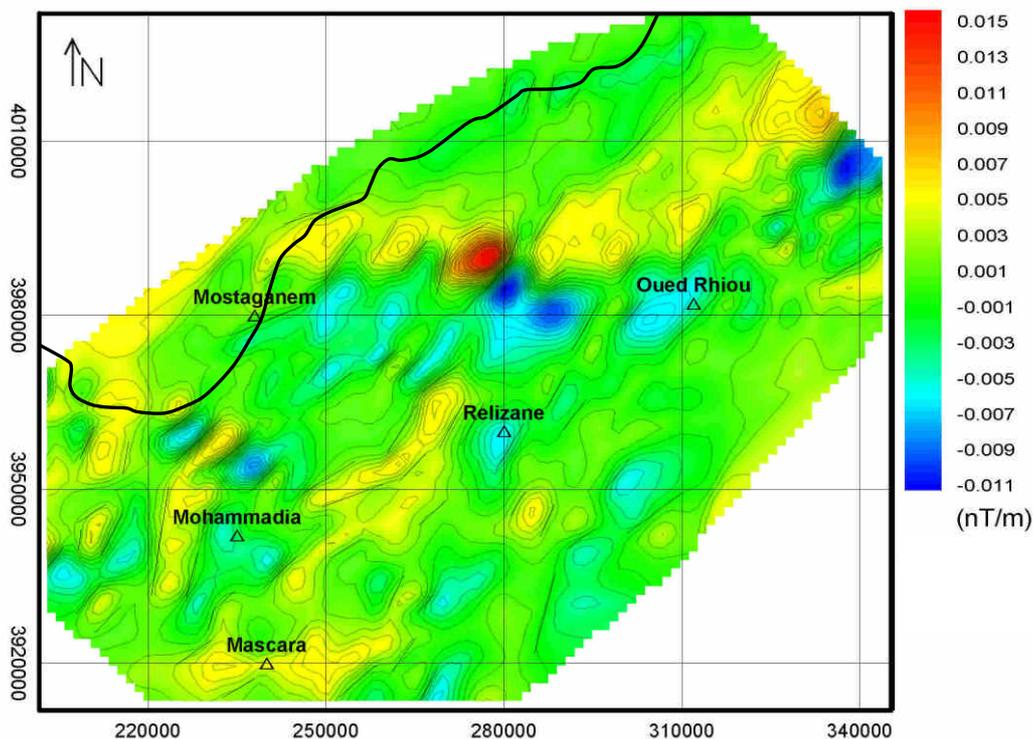


Figure III.29 : Carte de la dérivée, (NW-SE) de l'anomalie magnétique; Projection UTM (m)

III 5 2 2. La dérivée verticale en Z

L'utilité importante de la dérivée en Z pour localiser les gradients, permettant une délimitation latérale dans toutes les directions de tout contraste de susceptibilité magnétique. Cette dérivée verticale du champ d'anomalie magnétique, (Figure III.30), a bien délimité les sources d'anomalie à l'aplomb. Les limites et les contacts différents des intrusions magmatiques

Elle montre aussi un relâchement fréquentiel relativement très important sur les monts du Dahra. Par contre une haute fréquence le long des plaines et les basses altitudes.

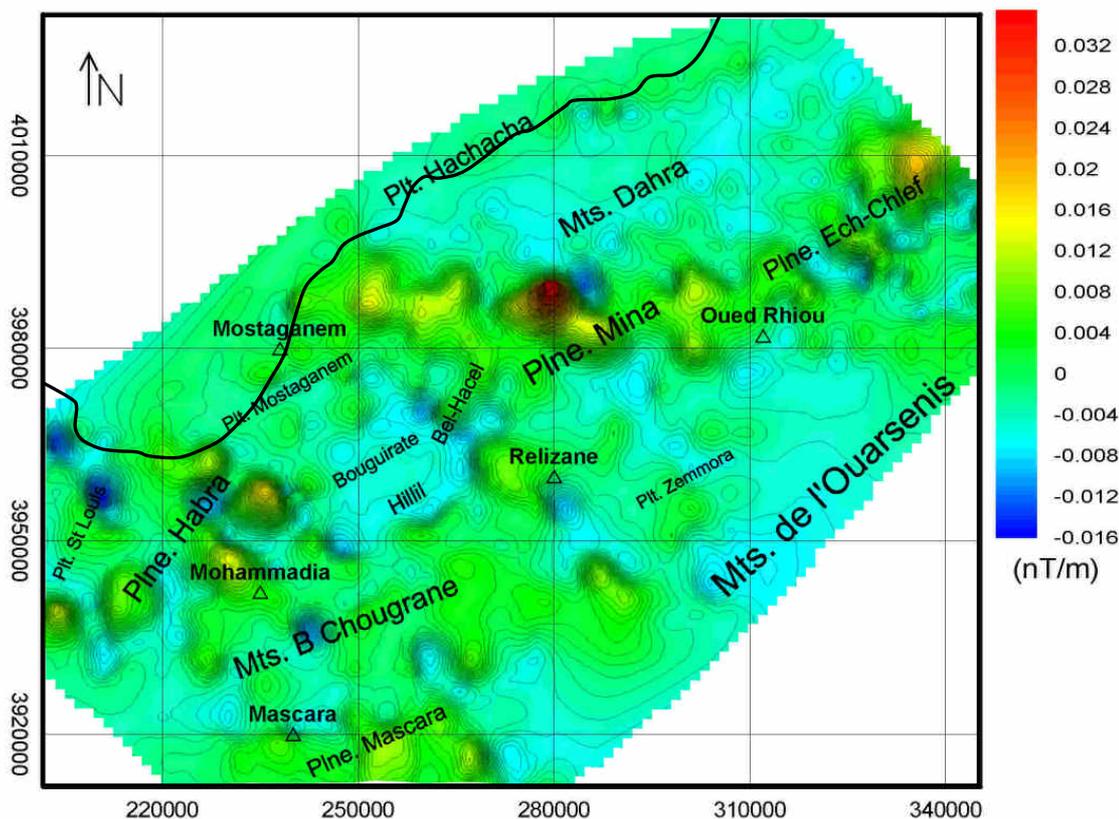


Figure III.30 : Carte de la dérivée suivant la verticale z de l'anomalie du champ magnétique, Projection UTM (m).

III 5 3. Le gradient horizontal

Le gradient horizontal de l'anomalie magnétique délimite les anomalies sur la base du variation horizontale d'amplitude autrement à la dérivée verticale qui détermine les anomalies par la variation verticale d'amplitude. La détermination des limites et des contacts en analysant les variations d'amplitude sur les monts, plateaux, plaines et nappes. La figure (figure VIII.31) présente la carte du gradient horizontal obtenu par l'application de la formule (39), sur le champ d'anomalie magnétique réduit au pôle.

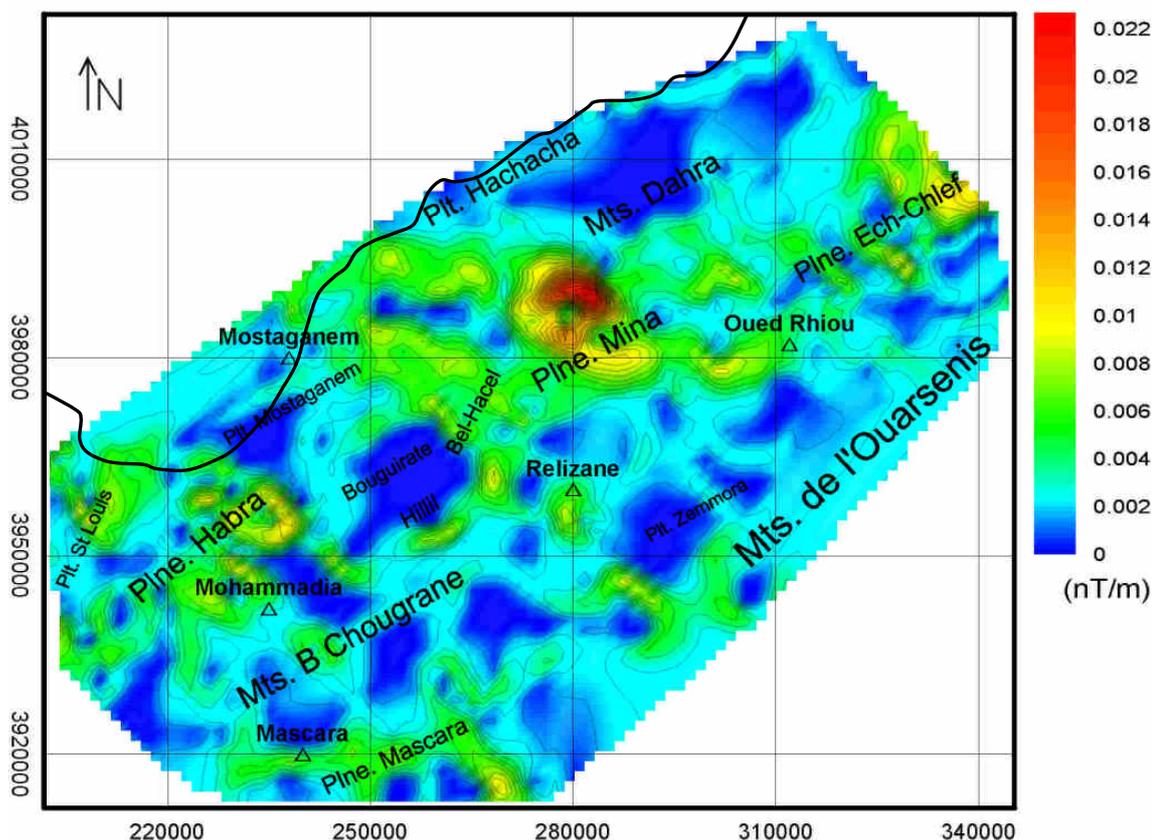


Figure III.31 : Carte d'amplitude du gradient horizontale de l'anomalie magnétique, Projection UTM (m).

III 5 4. Les cartes prolongées

Toutes les anomalies observées sur la carte d'anomalie du champs réduit au pôle sont présentes sur les cartes prolongées jusqu'à 3 km (Figure III.32, 33, 34 et 35). La persistance des anomalies positives sur le champ prolongé montre qu'elles sont liées à des structures profondes. D'après les prolongements du champ, les chaînes d'intrusions persistent sur toutes les cartes.

Le prolongement vers le haut aux altitudes 0.5km, 1km, 2km, 3km, 5km et 10km des cartes d'anomalie (Figure III.32, 33, 34, 35, 36 et 37), montrent une atténuation des anomalies aux grandes profondeurs.

En effet, l'altitude de prolongement de 20km montre la tendance régionale, Cette carte (Figure III.38) montre clairement l'orientation régionale E-W des structures.

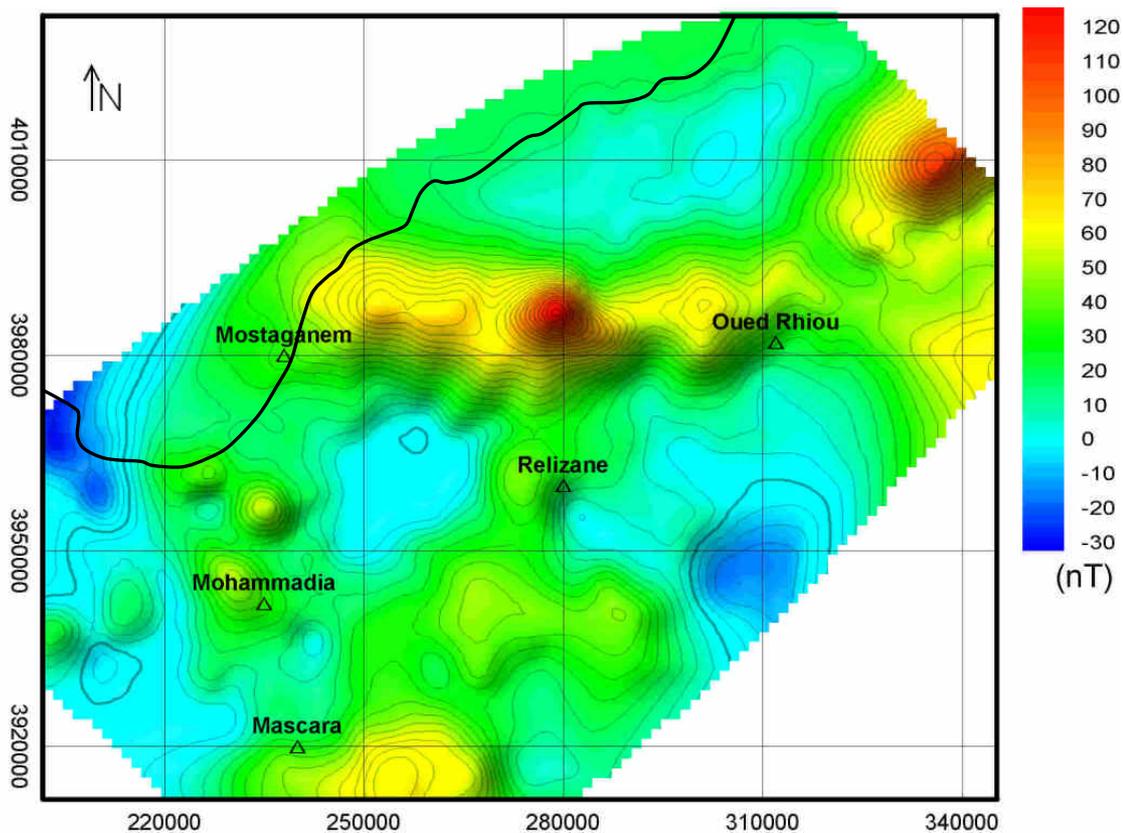


Figure III.32 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 500 m, Projection UTM (m).

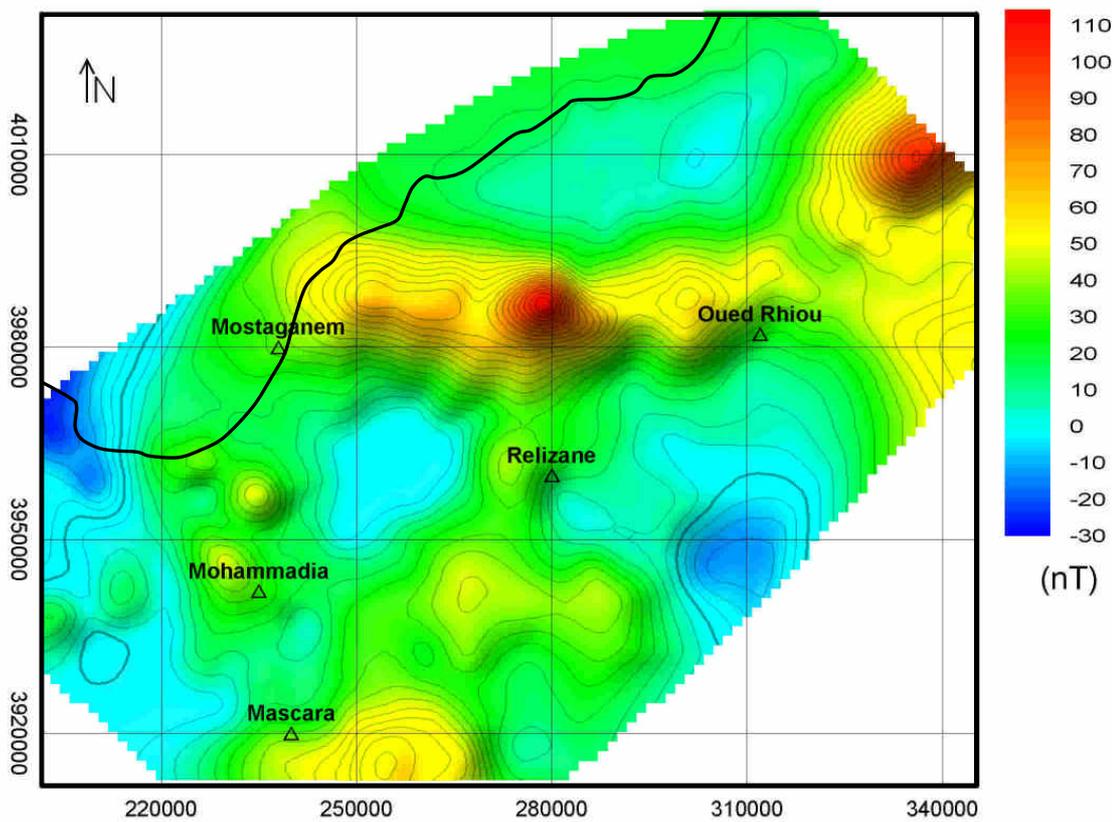


Figure III.33 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 1000 m, Projection UTM (m).

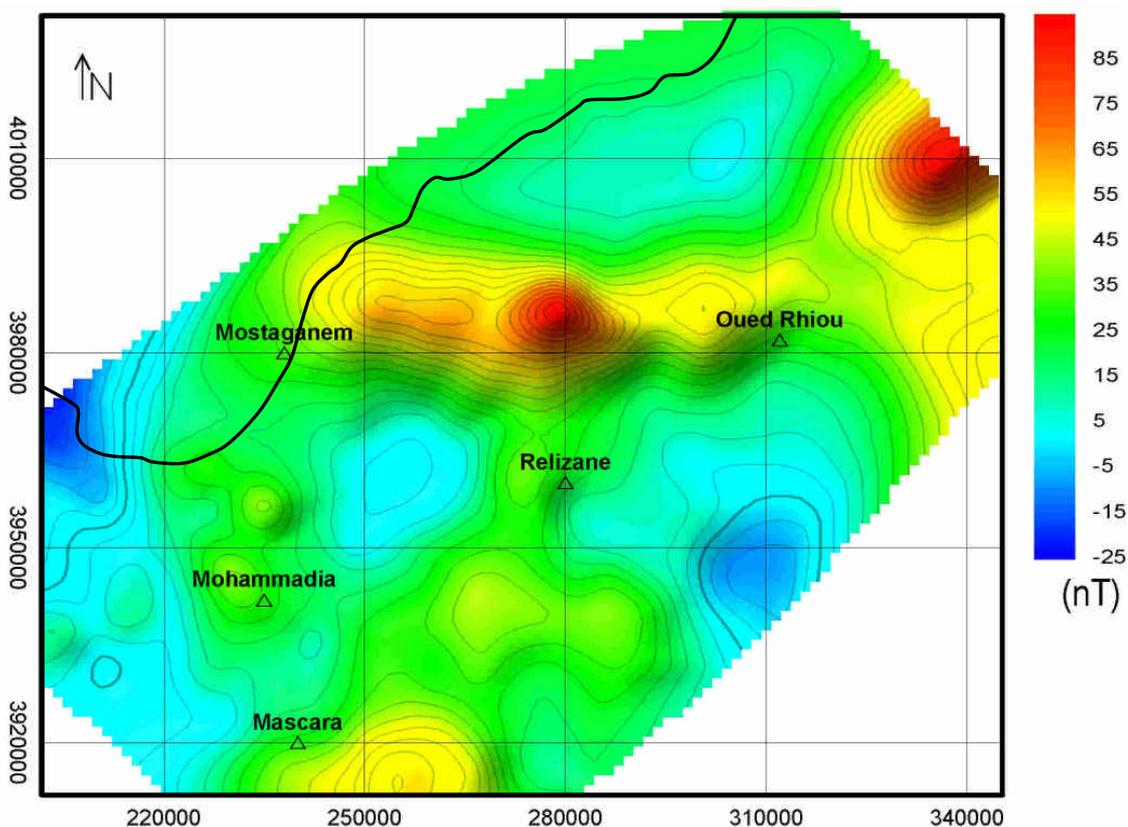


Figure III.34 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 2000 m, Projection UTM (m).

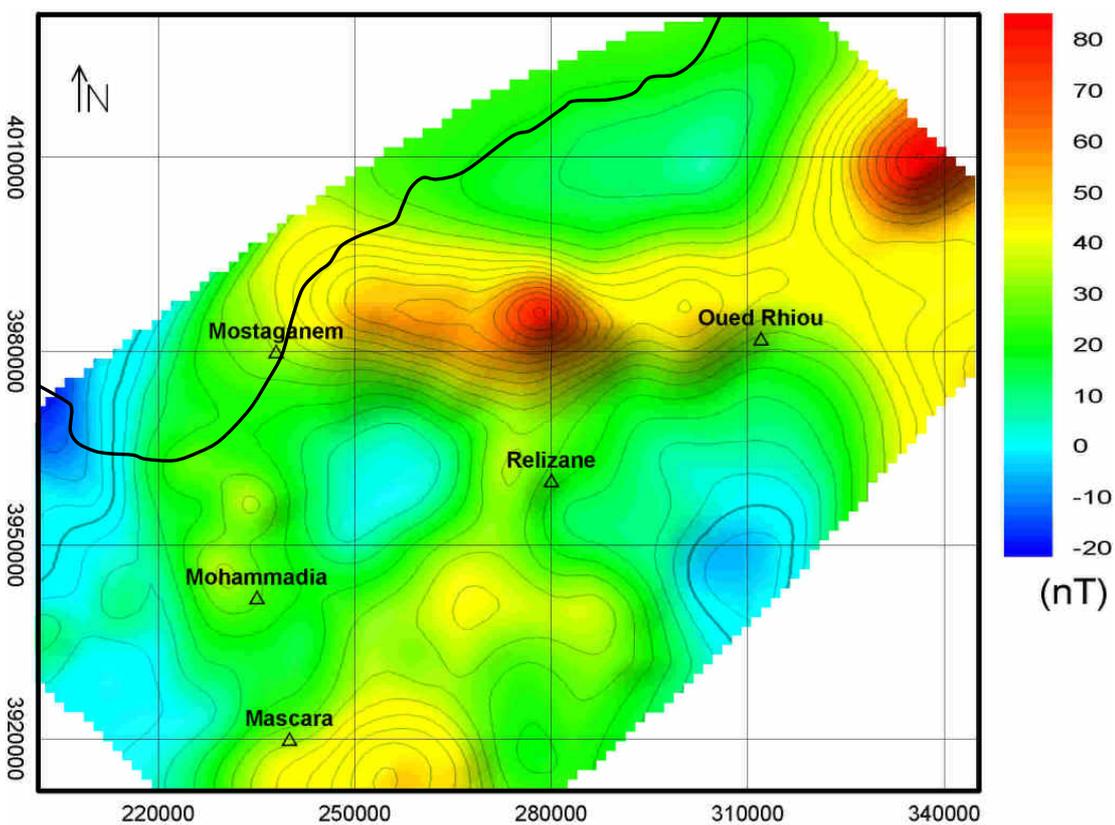


Figure III.35 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 3000 m, Projection UTM (m).

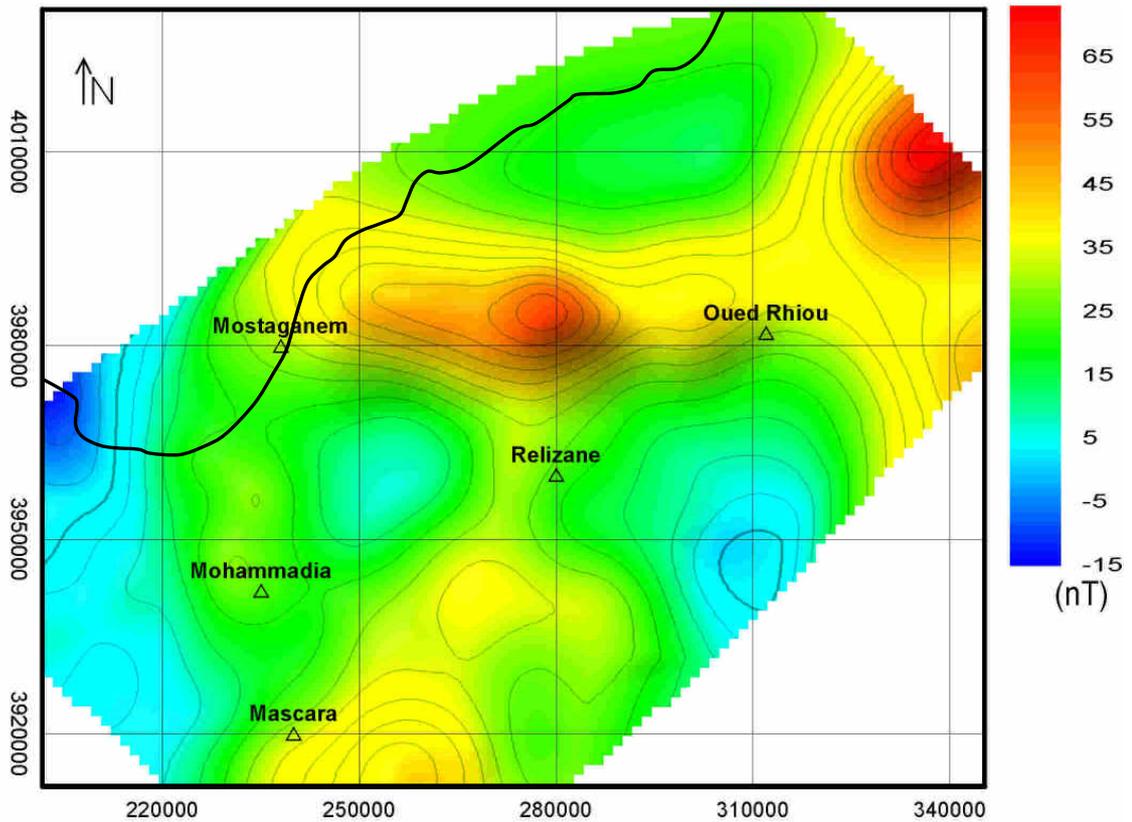


Figure III.36 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 5000 m, Projection UTM (m).

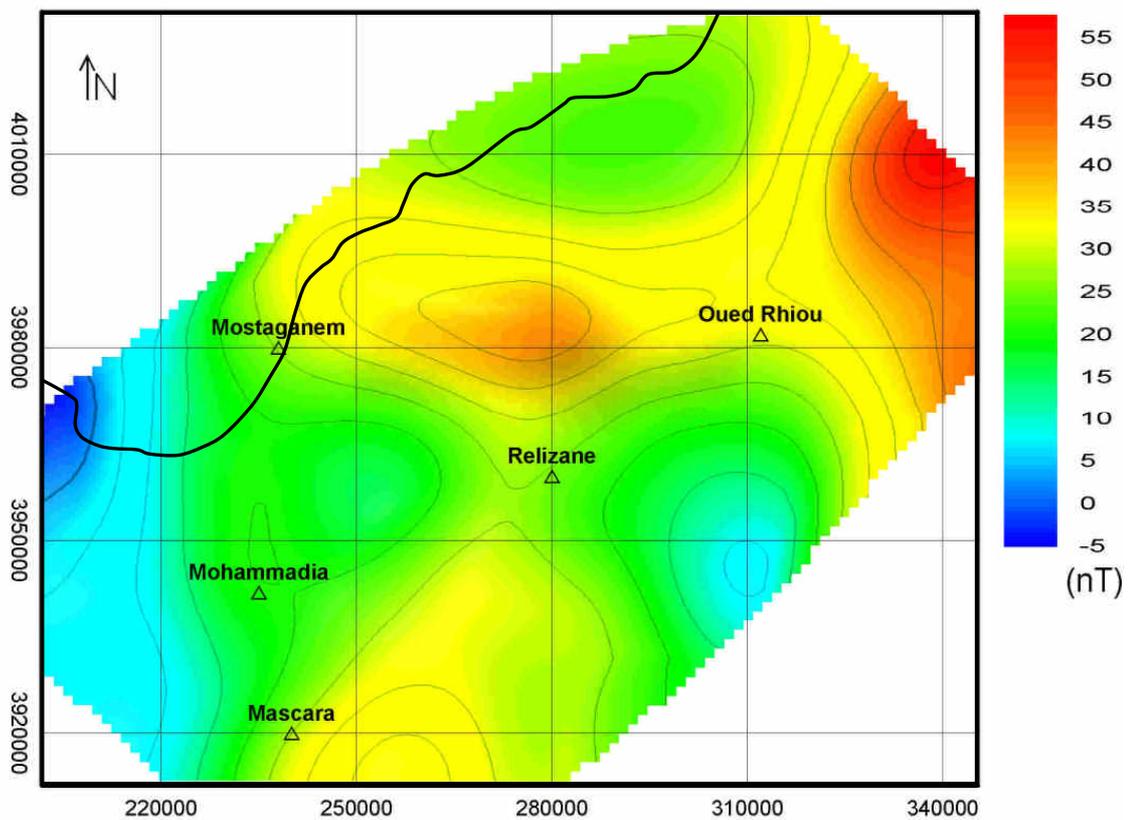


Figure III.37 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 10000 m, Projection UTM (m).

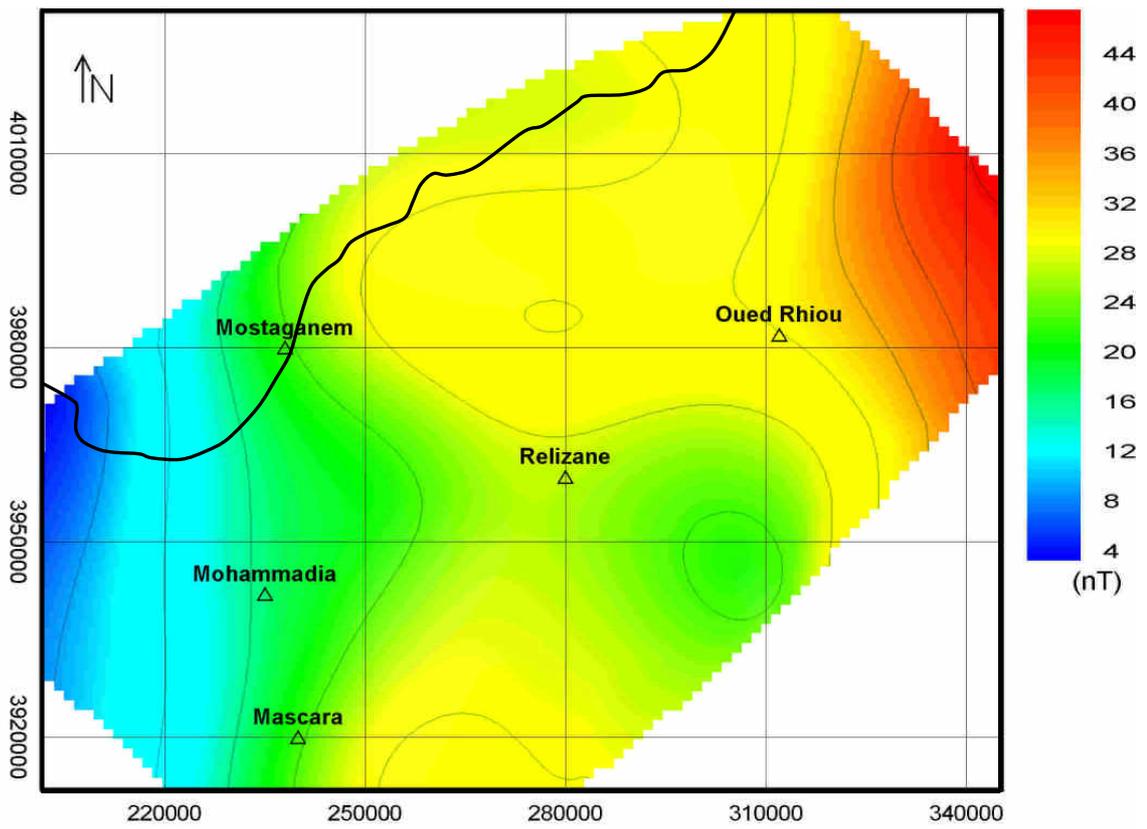


Figure III.38 : Carte du champ de l'anomalie magnétique réduit au pôle prolongé à 20000 m, Projection UTM (m).

Chapitre IV

Interprétation des données de champs de potentiel

IV. Interprétation des données de champs de potentiel

Dans ce chapitre nous avons réalisé une corrélation entre les données de champs de potentiel traitées et la géologie de la région étudiée.

IV 1. Interprétation des cartes gravimétriques

L'analyse de la carte d'anomalie de Bouguer nous a permis d'attribuer les axes négatifs à un maximum de sédimentation (*formation Plio-Quaternaire, série Miocène*), par contre les axes positifs sont la signature de la diminution d'épaisseur sédimentaire qui est à l'origine des remontées des socles cristallins ou métamorphiques. Ainsi, les résultats obtenus par les cartes d'anomalie de Bouguer et résiduelles, ont mis en évidence un certain nombre d'anomalies

L'analyse de la carte tectonique (*Figure IV.1*) montre que les anomalies gravimétriques sont généralement associées et contrôlées par des failles.

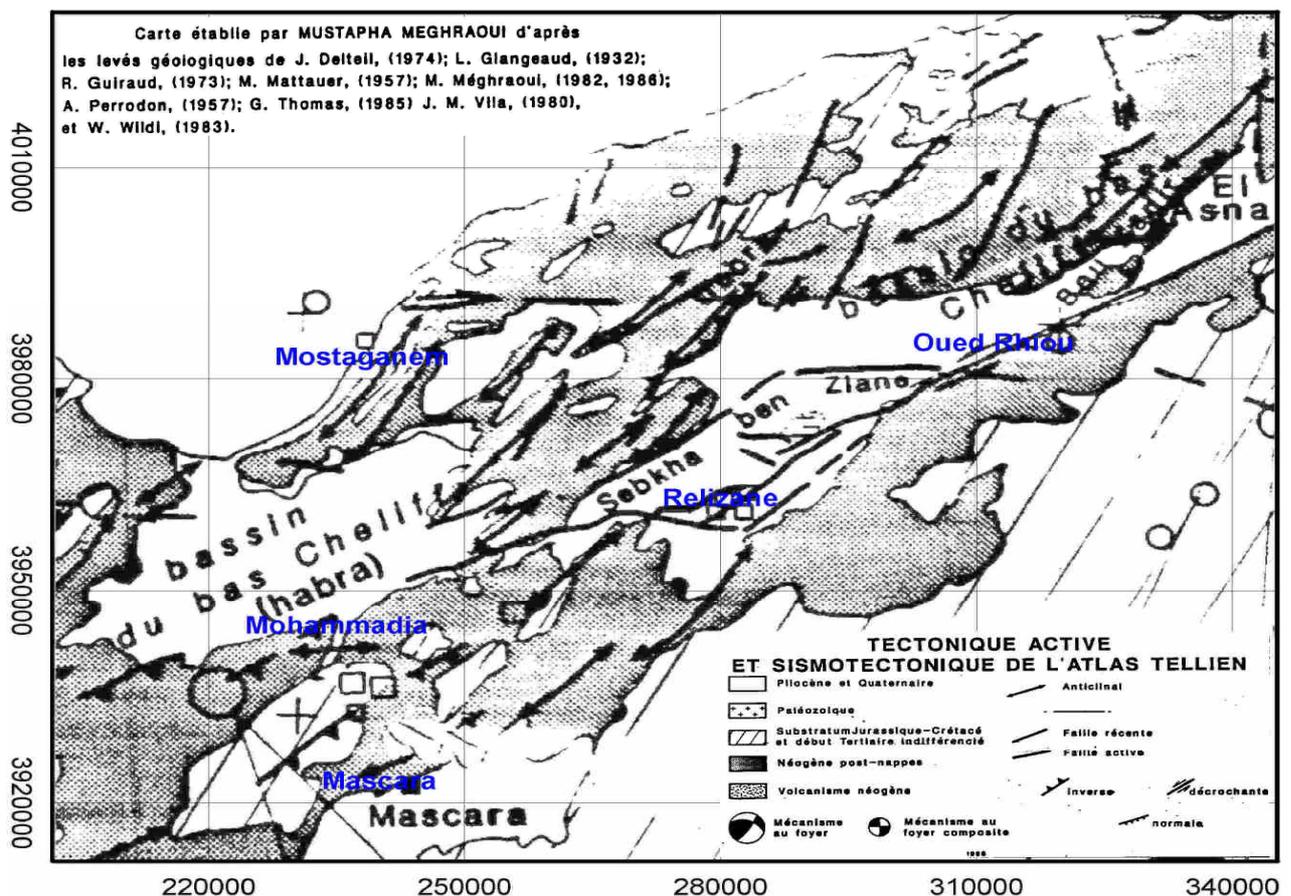


Figure IV.1 : Carte tectonique active et sismotectonique de la zone étudiée (Meghraoui, 1988)

Par l'analyse et l'interprétation des anomalies rencontrées sur les cartes gravimétriques, de l'Ouest en Est on distingue :

1. Anomalies gravimétriques positives AGP (Figure IV.2) ;
2. Anomalies gravimétriques négatives AGN (Figure IV.2) ;
3. Linéaments d'anomalies gravimétriques LG (Figure IV.3) ;

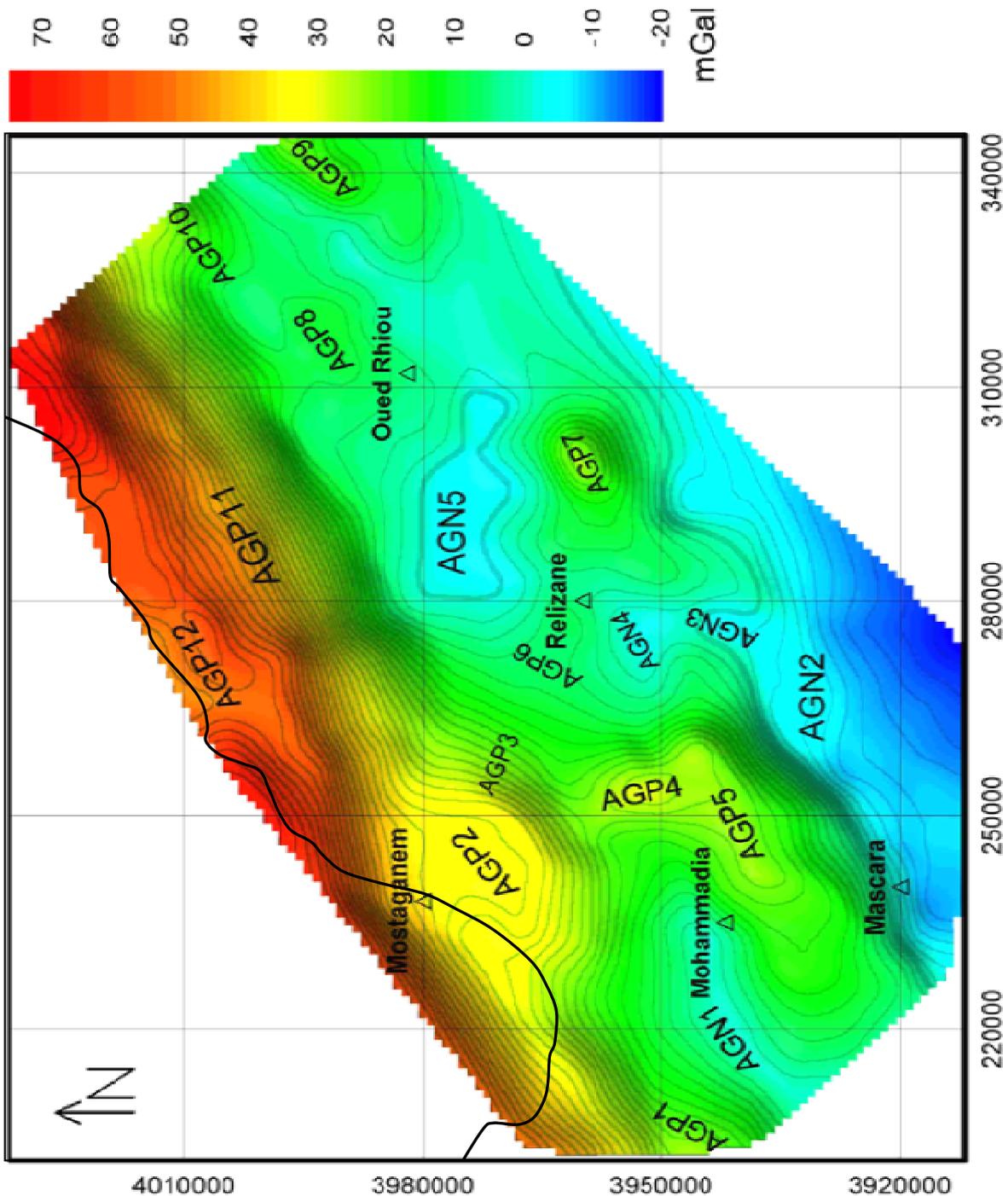


Figure IV.2 : Localisation des anomalies gravimétriques interprétées;
Projection UTM (m)

Anomalies gravimétriques positives AGP (Figure IV.2)

- AGP1 : Une anomalie positive située à l'extrême Ouest de la carte. Elle représente la partie orientale du Plateau de saint Louis d'Arzew ;
- AGP2 : Une anomalie positive. Elle représente le Plateau de Mostaganem ;
- AGP3 : Une anomalie positive uniforme allongée dans la direction NE-SW. Elle occupe le centre de la carte. Elle a un gradient de 10 mGals sur 10km. Elle représente le mont anticlinal de Bel-Hacel ;
- AGP4 : Une anomalie positive dans la direction NW-SE. Elle est localisée juste au sud ouest du mont de Bel-Hacel. C'est le mont anticlinal de Bouguirate. La structure de Bouguirate relevée par les affleurements géologiques, montre une anomalie de forme asymétrique allongée de Nord Est - Sud Ouest. Cette dernière est située au nord ouest de l'anticlinal de Tliouanet et se sépare de l'anomalie de Zemmora par la présence d'un axe négatif appelé axe de Guerbouça ;
- AGP5 : Une anomalie positive avec une forme allongée dans la direction NE-SW. Elle est localisée au sud ouest de la carte. Elle est bien visible sur le champ prolongé à 0.5 kilomètre. Elle est attribuée au massif de Beni-Chougrane ;
- AGP6 : Une anomalie positive de faible amplitude de 8 mGal, a une forme circulaire. Se localise à l'ouest de Relizane. Entourant le sondage HL1 qui a échoué dans les séries évaporites attribuées au Trias, cette anomalie persiste sur un champ prolongé à deux kilomètres. Cette anomalie a une origine probablement diapirique ;
- AGP7 : À l'Est de la ville de Relizane, il se présente une anomalie positive allongée dans la direction NE-SW. Elle représente l'anticlinal de Zemmora. Elle apparaît sur le champ prolongé à 5 kilomètres ;
- AGP8 : Une anomalie positive de faible amplitude allongée dans la direction NE-SW. Elle se situe au nord-est de la carte. Elle représente l'anticlinal d'Oued Rhiou qui est associé à un accident chevauchant (Meghraoui et al, 1996). Elle apparaît sur le champ prolongé à 2 kilomètres ;
- AGP9 : Une anomalie positive avec une amplitude maximum de 20 mgals, elle a une forme étirée dans la direction NE-SW. Elle se situe à l'extrême Est de la carte au dessus du créacé des monts de l'Ouarsenis. elle apparaît sur la résiduelle et sur la carte prolongée à 5 kilomètres. Elle peut montrer l'enracinement des monts de l'Ouarsenis dans cet endroit ;

- AGP10 : Une anomalie positive avec une amplitude maximum de 25 mgals. Elle se situe à l'extrême Nord-Est de la carte. Elle représente un anticlinal qui se suit par un synclinal vers les monts du Dahra. Elle apparaît sur la résiduelle et sur la carte du champ prolongé à 3 kilomètres et elle s'atténue à 5 kilomètres ;
- AGP11 : Une anomalie positive d'une variation d'amplitude monotone, rapide et importante qui atteint 75 mGals. Elle est située le long de la limite nord de la carte. Représente clairement le talus continental, et persiste sur toutes les cartes prolongées ;
- AGP12 : Une anomalie positive a une amplitude importante et une basse fréquence. Elle est située le nord du Dahra. Elle représente le plateau de Hachacha.

Anomalies gravimétriques négatives AGN (Figure IV.2)

- AGN1 : Une anomalie négative, elle représente la dépression de la plaine de Habra.
- AGN2 : Anomalie gravimétrique négative d'une amplitude qui atteint les -20 mGals, elle est située au sud ouest de la carte. Elle représente la dépression de Mascara ;
- AGN3 : cette anomalie est limitée par deux anomalies positives, l'une est au sud-ouest et l'autre est à l'Est. Elle est observable sur le champ prolongé jusqu'à 5 kilomètres donc elle est probablement liée à une structure sédimentaire très profonde. C'est la dépression qui sépare le plateau Miocène de Zemmora et le massif de Beni-Chougrane ;
- AGN4 : Anomalie gravimétrique de faible amplitude. Elle est située sur la plaine de Mina qui sépare le seuil de Bouguirate et le massif de Beni Chougrane où cette dépression est couverte par les dépôts quaternaires ;
- AGN5 : Sur la limite nord du bassin se dessine une anomalie négative sépare les monts du Dahra, représentée par une anomalie positive profonde de direction nord est - sud ouest, de la plaine de la Mina. C'est la plaine de Chellif.

Linéaments des anomalies gravimétriques LG (Figure IV.3)

L'analyse des différentes cartes gravimétriques fait ressortir plusieurs linéaments. Ces linéaments sont des failles en majorité, qui sont observées clairement sur la carte géologique.

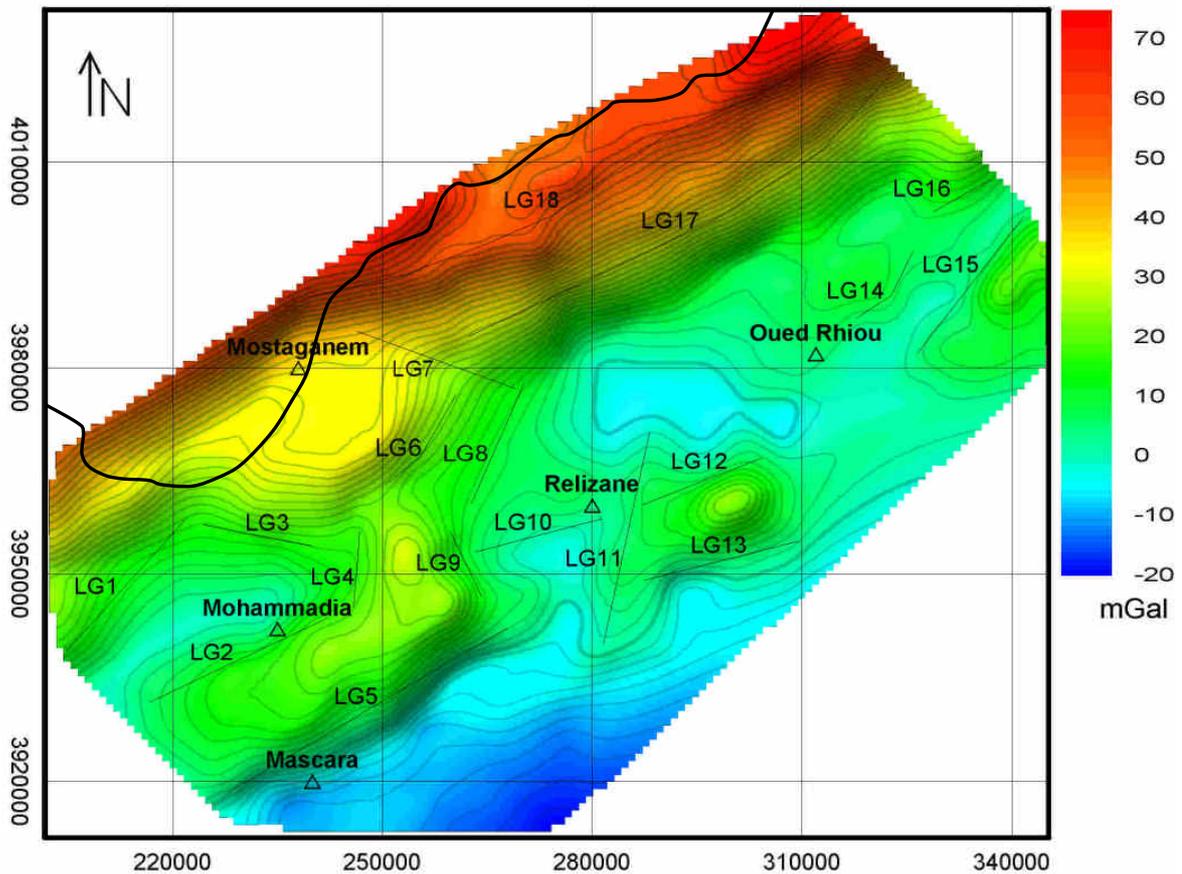


Figure IV.3 : Carte des linéaments gravimétriques.
Projection UTM (m)

Sur la carte (Figure IV.3), sont mis en évidence les linéaments gravimétriques suivants :

- LG1 : De direction NE-SW, il sépare le seuil du plateau de Saint Louis d'Arzew et la plaine de l'Habra ;
- LG2 : De direction NE-SW, il marque une zone de passage lente du massif de Beni-Chougrane à la plaine de l'Habra ;
- LG3 : De direction NW-SE, il sépare le seuil du plateau de Mostaganem et la plaine de l'Habra ;
- LG4 : De direction NNE-SSW, il marque le passage de l'anticlinal de Bouguirate vers la plaine de l'Habra ;
- LG5 : Ce linéament gravimétrique de direction NE-SW, il sépare le seuil de Beni Chougrane et la dépression de Mascara ;

- LG6 : Ce linéament gravimétrique de direction NE-SW, il sépare l'anticlinal de Bel-Hacel et le plateau de Mostaganem ;
- LG7 : il est orienté NW-SE, et marque la zone de passage des monts du Dahra vers le plateau de Mostaganem. C'est la cluse de Chellif ;
- LG8 : Ce linéament gravimétrique de direction NE-SW, il sépare le seuil de Bouguirat et la dépression centrale ;
- LG9 : il est orienté NW-SE, et marque la zone de passage du massif de Beni-Chougrane à la Plaine du Mina ;
- LG10 : De direction NE-SW est bien visible sur la dérivée horizontale en y et la dérivée verticale. Il demeure sur les prolongements à différentes altitudes. Bien qu'il n'est pas visible sur la carte d'anomalie résiduelle ;
- LG11 : orienté NNE-SSW, en corrélation avec les données sismiques, elle montre la faille inverse de Relizane qui affleure en surface juste à l'ouest de la ville. Cette faille épouse la limite ouest du plateau Miocène de Zemmora ;
- LG12 : il est orienté NE-SW, et marque le seuil nord du plateau miocène de Zemmora vers la plaine du Chellif ;
- LG13 : il est orienté NE-SW, et marque la bordure sud du plateau miocène de Zemmora ;
- LG14 : il est orienté NE-SW, et marque la limite de l'anticlinal de Oued Rhiou, représenté par la faille chevauchante vers le bassin ;
- LG15 : il est orienté NE-SW, et marque le seuil de la bordure sud de bassin, c'est l'Ouarsenis ;
- LG16 : il est orienté NE-SW, et marque le seuil de la bordure nord de bassin, c'est le Dahra ;
- LG17 : il est orienté NE-SW, et marque le Dahra, la bordure nord du bassin ;
- LG18 : il est orienté NE-SW le long du Dahra, il marque le contact Néogène – anténéogène au nord du Dahra. Il représente le plateau de Hachacha. Cette information est confirmée par les dérivées et le gradient horizontale.

IV 2. Interprétation des anomalies magnétiques

Pour cette interprétation nous essayerons de corréliser l'information à partir du champ magnétique avec les données gravimétriques, des puits et géologiques disponibles.

La carte du champ d'anomalie magnétique réduit au pôle (Figure IV.4) présente deux anomalies magnétiques importantes en forme des ceintures de fortes amplitudes et de basse fréquence relativement sur une grande échelle. Une dans la partie Nord de direction E-W, l'autre au centre de la zone étudiée dans la direction N-S. Elles sont confirmées par les puits de *Ain Zeft AZ1* et *Tliounet TL* (Perrodon, 1957), (Figure IV.4).

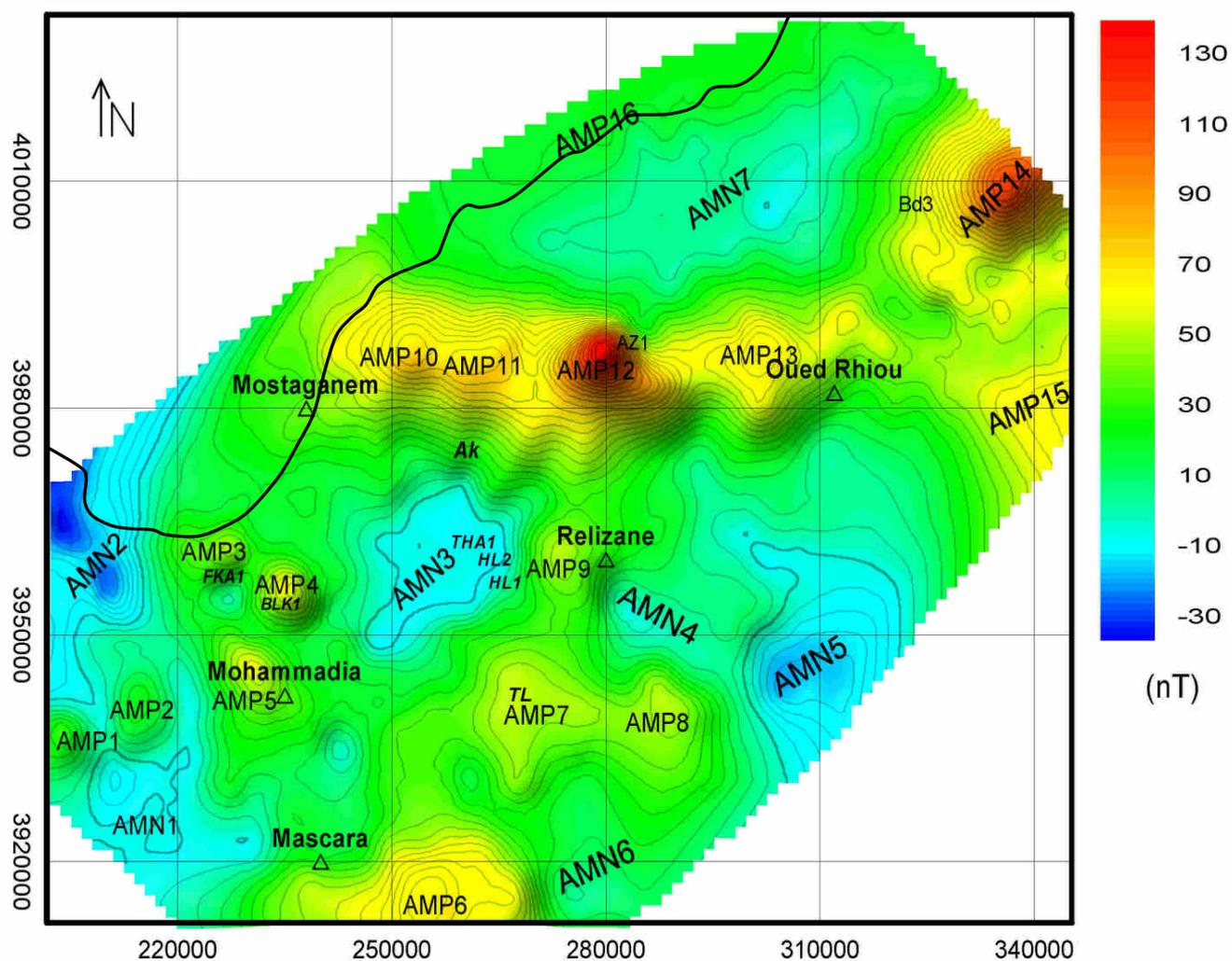


Figure IV.4 : Champ d'anomalies magnétiques réduit au pôle, Projection UTM (m).

Bd : puit de Biod, AZ : puit de Ain Zeft, THA : puit de Thaler, HL : puit de Hillil,

TL : puit de Tliouanet, FKA : puit de Farnakat, BLK : puit de Belkeir.

Plusieurs anomalies magnétiques positives, de fortes amplitudes et d'une forme circulaire (AMP6 à AMP14) sont superposées sur les deux anomalies en forme des ceintures (*Figure IV.4*). La persistance des anomalies positives sur le champ prolongé montre l'enfoncement des structures.

En outre, il y a cinq structures de hautes fréquences (AMP1 à AMP5) qui sont sporadiquement développées et séparées dans la partie de sud ouest, deux parmi ces cinq structures sont situées exactement au dessus des puits connus de *Fornaka FK1* et *Belkheir BLK1* (*Figure IV.4*) qui ont traversé des roches ignées (*Perrodon, 1957*).

Pour l'anomalie AMP15 située à l'extrême Est de la carte, positive et située au dessus des affleurements crétacé. Elle persiste sur le champ prolongé, elle peut prouver l'autochtonie du crétacé et l'enracinement des monts de l'Ouarsenis dans cet endroit, comme elle est en accord avec l'effet gravimétrique (*AGP9 ; Figure IV.3*) qui concorde le même résultat.

L'anomalie négative AMN4 située au centre de l'étude, elle est de grande longueur d'onde. La carte géologique (*Figure II.4 ; Meghraoui, 1982*) montre que le plateau de Zemmora est poste nappe, le fait que le magnétisme montre une anomalie très faible, alors que le champ gravitationnel montre une anomalie positive, ceci peut nous conduire à penser qu'il est charrié. Ce résultat est acceptable du moment que c'est un bassin poste nappe rempli par des couches allochtones.

De même pour l'anomalie magnétique négative AMN5, elle est située dans le sud-est de la carte sur des affleurements crétacés (*Figure II.1 ; page05*), également le champ gravitationnel montre une anomalie négative, ce qui peut supposer une couche épaisse de sédiments et que le socle est encore plus loin. Tous ça confirme et mettre en évidence l'hypothèse que le crétacé est allochtone dans cet endroit (*Polvéche, 1960*), (*Meghraoui et al, 1996*).

AMN6 : de faible amplitude positive. Elle est située beaucoup plus vers le sud sur la dépression de Mascara, également le champ gravitationnel montre une anomalie négative, lié à des sédiments épais et que le socle est encore plus loin.

AMN7 : Elle est située beaucoup plus vers le nord, c'est le Dahra. Le Crétacé remonte et affleure. Cette anomalie magnétique est de très faible amplitude, par contre l'anomalie gravitationnelle est fortement positive.

Linéaments magnétiques

Les cartes magnétiques montrent plusieurs linéaments de directions variées, ceux au nord semblent montrer la limite de l'effet du massif de Dahra. D'autres linéaments qui suivent la direction d'écoulement et les limites d'épanchements magmatiques tels que le secteur de Hillil, justifié par l'épaississement sédimentaire trouvée dans les puits HL1 vers HL2 de Hillil (*Perrodon, 1957*).

Beaucoup d'autres linéaments magnétiques ont été interprétés en générale comme étant des contacts géologiques, ils sont clairs sur les cartes des dérivées (*Figure III.26 à III.29*).

Les linéaments magnétiques au dessus des chaînes des remontées ignées peuvent montrer les alternances morphologiques de la superposition des magmas ou bien les limites de la diffusion magmatique. Une corrélation de la carte du champ d'anomalie magnétique avec la carte géologique montre que les limites magmatiques bordent à certaine mesure tous les monts et les plateaux adjacents.

En tenant compte de la compression du NNW - SSE au cours de la collision entre les deux plaques de l'Europe et de l'Afrique, la configuration du bassin est principalement sous forme de dépressions alternant avec des soulèvements. Chaque soulèvement est contrôlé par deux failles. La dépression de Mascara est bordée par le soulèvement de Tliouanet au NW à travers une faille inverse, alors que le soulèvement de Tliouanet borde la dépression de l'Habra au NW avec un plongement d'une faille normale (*Meghraoui, 1988*). Le nord-ouest de la plaine de Mina est limité par le chevauchement du soulèvement de Thaler qui est montré sur la carte sismotectonique de (*Figure IV.1 ; Meghraoui, 1988*)

Les failles sont définies dans ce secteur avec les données gravimétriques et magnétiques. On a constaté le développement des failles normales, des failles inverses et des failles chevauchantes. la plupart des failles sont orientées NE-SW. Toutes ces failles contrôlent le développement et l'extension des structures résiduelles. Egalement, l'information sismique (*figure V.6&V.7 base Miocène inférieur*) sur une petite partie de cette zone montre un modèle d'un anticlinal contrôlé par deux failles inverses.

Le champ résultant par l'interférence du champ du magma avec l'effet magmatique et l'effet des structures et des failles qui relativement faible peut fausser l'interprétation. Nous recommandons d'autres méthodes géophysiques d'investigation verticale telle que la sismique réflexion profonde afin de bien étudier la configuration structurale et stratigraphique du bassin.

IV 3. Répercussion par une combinaison géologique, gravimétrique et magnétique

La corrélation entre l'information géologique et le champ magnétique de la zone étudiée montre des amplitudes magnétiques faibles au dessus des affleurements mésozoïques, tandis que les deux hautes anomalies en forme des ceintures sont situées sous les plaines quaternaires et elles s'étalent approximativement le long des rivières de la région, principalement Oued Ech-Chlef et Oued Mina (*Figure IV.5*). D'après les prolongements du champ, les intrusions persistent sur toutes les cartes.

Les remontées magmatiques affectent et augmentent l'amplitude du champ d'anomalie magnétique. Ce champ magnétique au niveau des chaînes magmatiques apparaît très important en amplitude relativement à celui du substratum. L'information sur le substratum contenant est noyée dans le champ d'anomalie magnétique, ainsi une information magnétique claire sur le substratum contenant n'est pas facile à dégager.

L'enregistrement d'un effet magnétique important qui superpose un effet gravitationnel minime, spécialement le long des rivières et les basses altitudes peut expliquer un abaissement du socle, ainsi le charriage gravitationnel des nappes est vraisemblable. Ce résultat est en accord avec les résultats géologiques de (*Gourinard, 1954*) : Les plis des bordures Sud du Dahra et du plateau de Mostaganem relèvent de la tectonique superficielle proprement dite, qu'ils soient dus au un glissement par gravité de la bordure du bassin néogène (*Gourinard, 1954*). Cependant il semble bien par la sismique que la surface de base du Néogène soit effectivement à peu près un plan incliné entre l'embouchure du *Chellif* et *Noisy* (*Gourinard, 1954*).

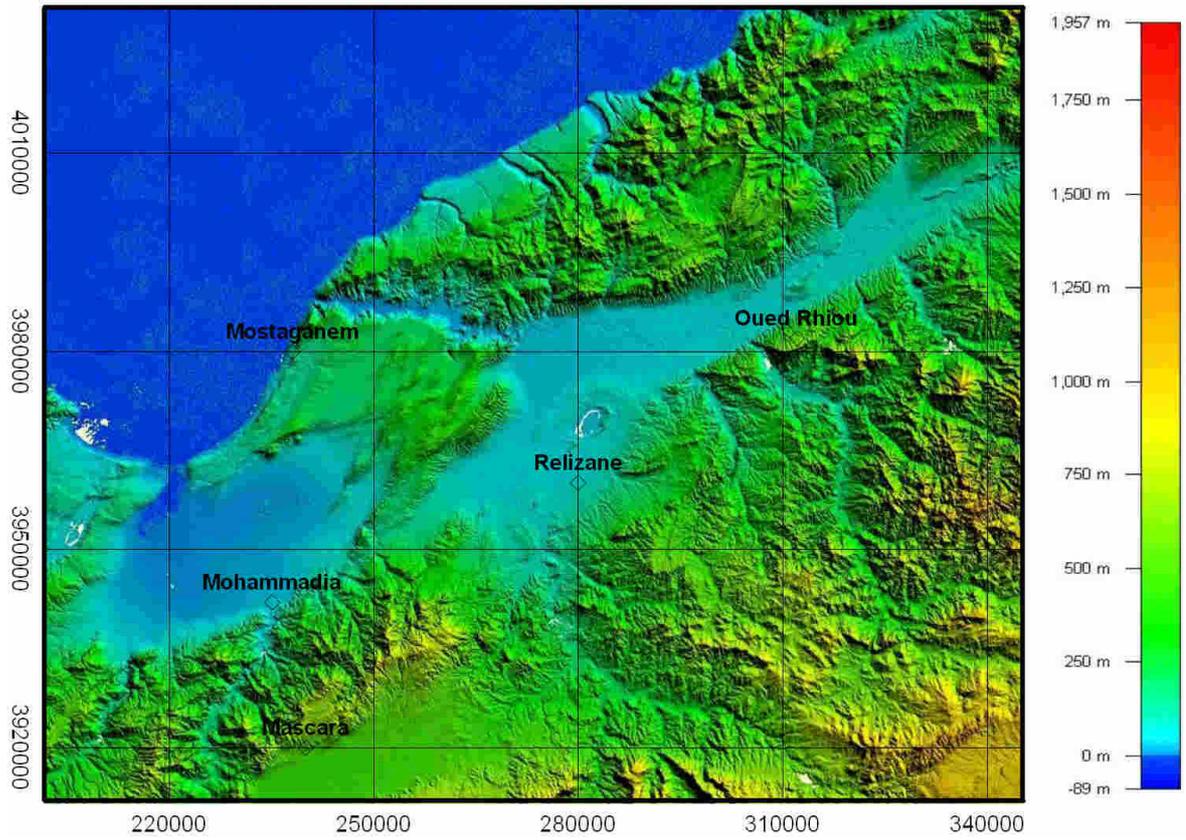


Figure IV.5 : Topographie de la zone étudiée;

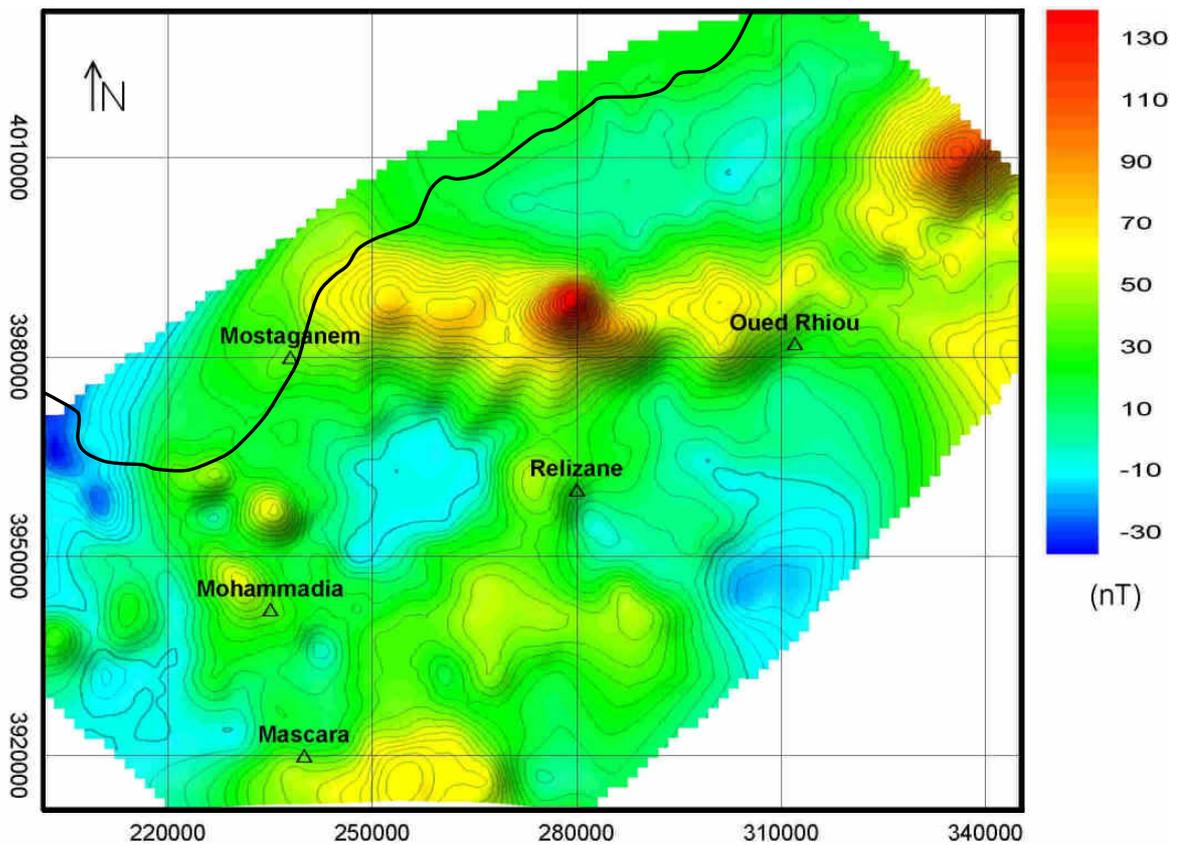


Figure IV.6 : Corrélation des altitudes avec les anomalies magnétiques;

Chapitre V

Les données de sismique réflexion

V 1. Introduction

Le principe de base de la sismique réflexion consiste à produire des ondes en surface et à mesurer le temps mis par ces ondes pour aller depuis le point d'émission jusqu'à une série de récepteurs placés à la surface du sol après réflexion sur les différentes couches du sous-sol.

Les enregistrements sur le terrain sont réalisés avec une mise en œuvre adéquate pour renforcer l'ondelette sismique et améliorer le rapport signal sur bruit en jouant sur la géométrie et les dimensions des nappes d'émission et réception.

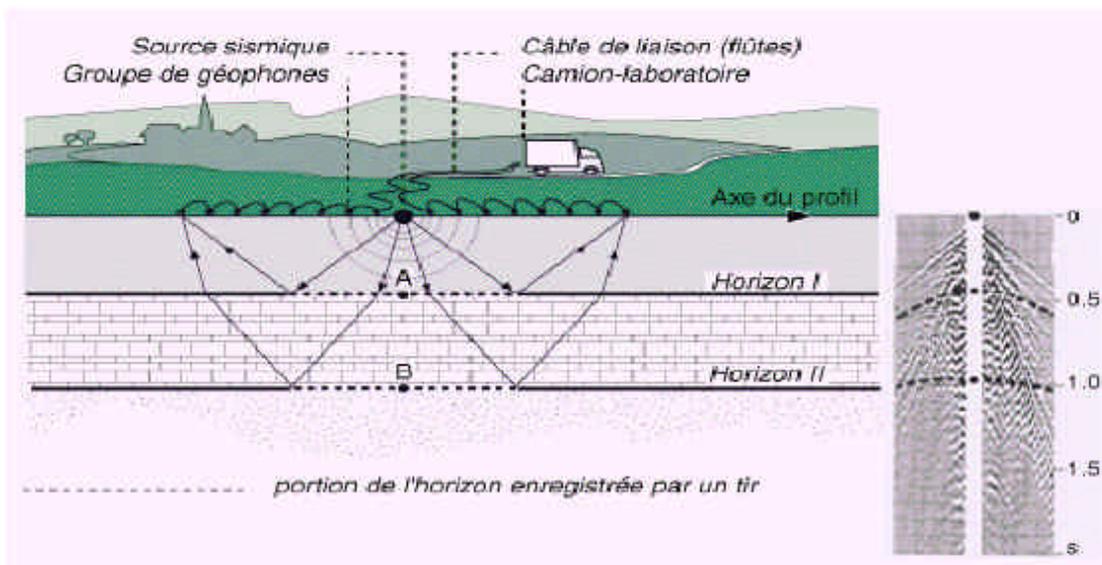


Figure V.1. Principe de la méthode sismique et acquisition des données (document IFP)

La figure ci-dessus (*Figure V.1*) illustre le principe de la sismique réflexion. Le milieu géologique est constitué de deux couches surmontant un substratum. Le dispositif source est situé au milieu du dispositif récepteur. La propagation des ondes réfléchies est matérialisée par des rayons obéissant aux lois de Descartes. La partie droite de la figure montre un exemple d'enregistrement. La distance horizontale du récepteur par rapport à la source représente le déport. Le temps d'arrivée de l'onde réfléchie augmente proportionnellement avec le déport. La mise en œuvre utilise le principe du filtrage spatial et de la directivité de l'énergie. Les enregistrements sont issus d'une mise en œuvre appropriée de manière à pouvoir faire des sommations en couverture multiple lors du traitement sismique.

Le film enregistré ne traduit pas uniquement des événements utiles représentés par des réflexions simples. Il est aussi l'enregistrement de bruits divers, qui se superposent aux signaux proprement dits, qu'on n'a pu atténuer complètement sur le terrain (réflexions multiples, réfraction, diffraction ...).

La méthode sismique comporte, comme toute méthode de prospection géophysique, trois phases : l'acquisition des données, le traitement de l'information et l'interprétation de résultat final.

L'énergie sismique émise par le dispositif source se propage dans le sous-sol sous forme d'ondes élastiques, cette énergie se répartit entre les ondes de volume et les ondes de surface.

Pour la résolution du problème de la prospection sismique tel que l'établissement section temps et l'étude stratigraphique de formation, il est nécessaire de connaître les vitesses de propagation des ondes élastiques dans les couches traversées.

Le traitement sismique se définit comme étant toute intervention mathématique sur un enregistrement sismique pouvant contribuer à la mise en évidence des réflexions primaires afin de faciliter l'interprétation sismique. L'ensemble des traitements élémentaires, appelé séquence de traitement, a pour but de convertir les données brutes enregistrées sur le terrain de la zone étudiée, en coupes sismiques montrant les différents réflecteurs sismiques correspondant aux horizons géologiques.

Ainsi, la méthode sismique réflexion fournit une image structurale de la sub-surface qui apparaît comme une coupe géologique.

V 2. L'étude sismique de Chellif2002

Introduction

L'étude sismique Chellif2002, est pour le compte de la SONATRACH Exploration-DRN. Cette étude est basée sur des anciennes études géologiques et géophysiques effectuées dans la région.

Ce programme sismique a été confié à l'équipe sismique de l'ENAGEO, dotée d'un laboratoire télémétrique de type I/O system II et de 5 vibrateurs de type I/O, équipés par une interface de contrôle DGPS.

Des tests d'instruments ont été réalisés pour évaluer leur fiabilité, des tests de choix des paramètres d'acquisition et ceux du traitement sismique ont été effectués durant le démarrage de cette étude. Le logiciel ProMAX Version 2003.0 a été utilisé pour le contrôle de qualité et le traitement sismique (*Semani et al, 2004*).

V 2 1. La séquence des paramètres d'acquisition

Les paramètres d'acquisition retenus après analyse des tests sont (Semani et al, 2004) :

<p>Recording Parameters: Channels Number: 360 Sample rate : 2Msec Tape Format : IEEE SEG D Listen Time : 5Sec Coverage : 18000%</p>	<p>Sweep Parameters: Frequency Band: 08-64Hz Sweep Length : 12Sec Listen Time : 05Sec Sweep type : Non-Linear (+03 DB/Oct) Taper start/end : 300Msec Peak Force : 80%</p>
<p>Source Parameters: Vibrators : 04 Sweeps Number: 02 Inter Vib : 13M Move up : 0M Flag length : 39M Inter VP : 20M</p>	<p>Receiver Parameters: Geophone Pattern: 02 Grapes X 12 Geon's en line Inter Geophones : 1.66m Length Pattern : 38.18m Gap : 01 (2x45m) Inter Trace : 20m</p>

V 2 2. La séquence de traitement (Semani et al, 2004)

Le traitement sismique consiste une succession de traitements élémentaires permettent de passer des données brutes du terrain à une section sismique.

La séquence de traitement appliquée à été déterminée après tests de plusieurs types et paramètres des modules de traitement :

- 1) Seg-D input and resample from 02 msec to 04 msec
- 2) Geometry preparation and loading the headers of traces
- 3) Equalization with AGC operator length = 500 Msec
- 4) DRM Refraction statics, calibrated with CVT CS
 - ✓ DP=300M
 - ✓ Vc=1800M/S
- 5) Notch filter.....50Hz
- 6) Prefilter band pass 08-12-55-65Hz
- 7) Predictive deconvolution
 - ✓ Operator length=120Msec
 - ✓ Prediction Gap=20Msec
- 8) NMO Application based on CVS;
- 9) Variable manual mute
- 10) Residual statics applied
- 11) 10- NMO Application 2eme passage
- 12) 11- DMO(FK)
- 13) CDP Stack 12000% # 18000%
- 14) Time migration
- 15) Time variant filter
 - ✓ 0000-1500 Msec-----16-20-40-45Hz
 - ✓ 2000-4000 Msec-----12-16-40-45Hz
- 16) Equalization with AGC operator length = 500 Msec

V 2 3. Interprétation sismique

L'analyse des données de surface combinées aux données de sub-surface nous a permis de dégager des structures intéressantes vers la bordure sud du bassin.

Une tentative d'interprétation sismique a été entamée à partir de quelques sections sismiques qu'on a traitées durant l'étude d'acquisition sismique de *Chellif2002*, réalisé par la compagnie ENAGEO, pour le compte de SONATRACH.

L'identification et la corrélation du niveau miocène inférieur ont été faite à partir des données des puits existant dans la région en combinaison avec les affleurements géologiques (*Figure V. 2, 3 et 4*).

Une interprétation sismique a été entamée sur la station *IESX* à la base des données sismiques de l'étude Chellif existante en format *SEGY*.

L'interprétation de la cartographie de la bordure sud faite à partir des données sismiques combinées aux données de surface (carte géologique), nous a permis de déceler une tectonique complexe affectée par de nombreux accidents de directions différentes, à caractère chevauchant.

La présence de ces accidents témoigne de mouvements compressifs, que la zone a subi entraînant une structuration plus prononcée au miocène inférieur.

Structure Relizane

La structure de Relizane est située au sud-est de la ville de Relizane, il s'agit d'un pli anticlinal orienté NNE-SSW associé à des failles de nature inverse de même direction. Ce dernier, montre un rejet pouvant atteindre les 400m. Combiné à la géologie de surface, cet accident semble être relié au grand accident de Zemmora qui affleure en surface (*Figure V.2, V.6 et V.7*).

A noter que la plus grande superficie repose vers le sud-ouest en biseautage contre un substratum d'âge crétacé qui affleure partiellement en surface.

Structure Zemmora

Dans la zone de Zemmora au sud-est de la ville de Relizane, se manifeste un soulèvement à cœur miocène inférieur de direction probable nord ouest - sud est, et dont le flanc SW repose en discordance sur les séries crétacé qui affleurent à ce niveau et son flanc sud adossé au grand accident de Zemmora relevé sur la carte géologique.

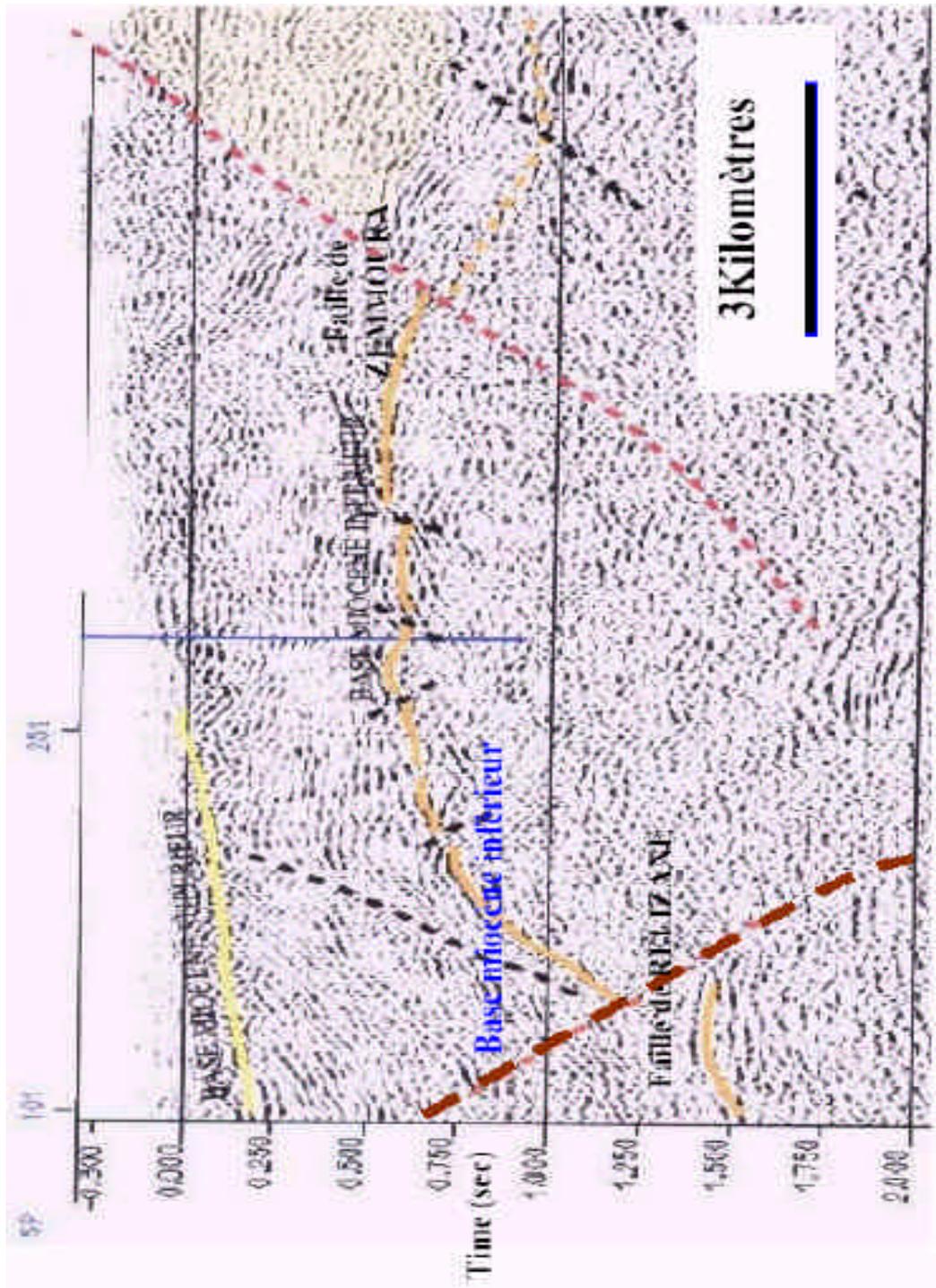


Figure V.2 : Profile sismique : 2002-CH-A

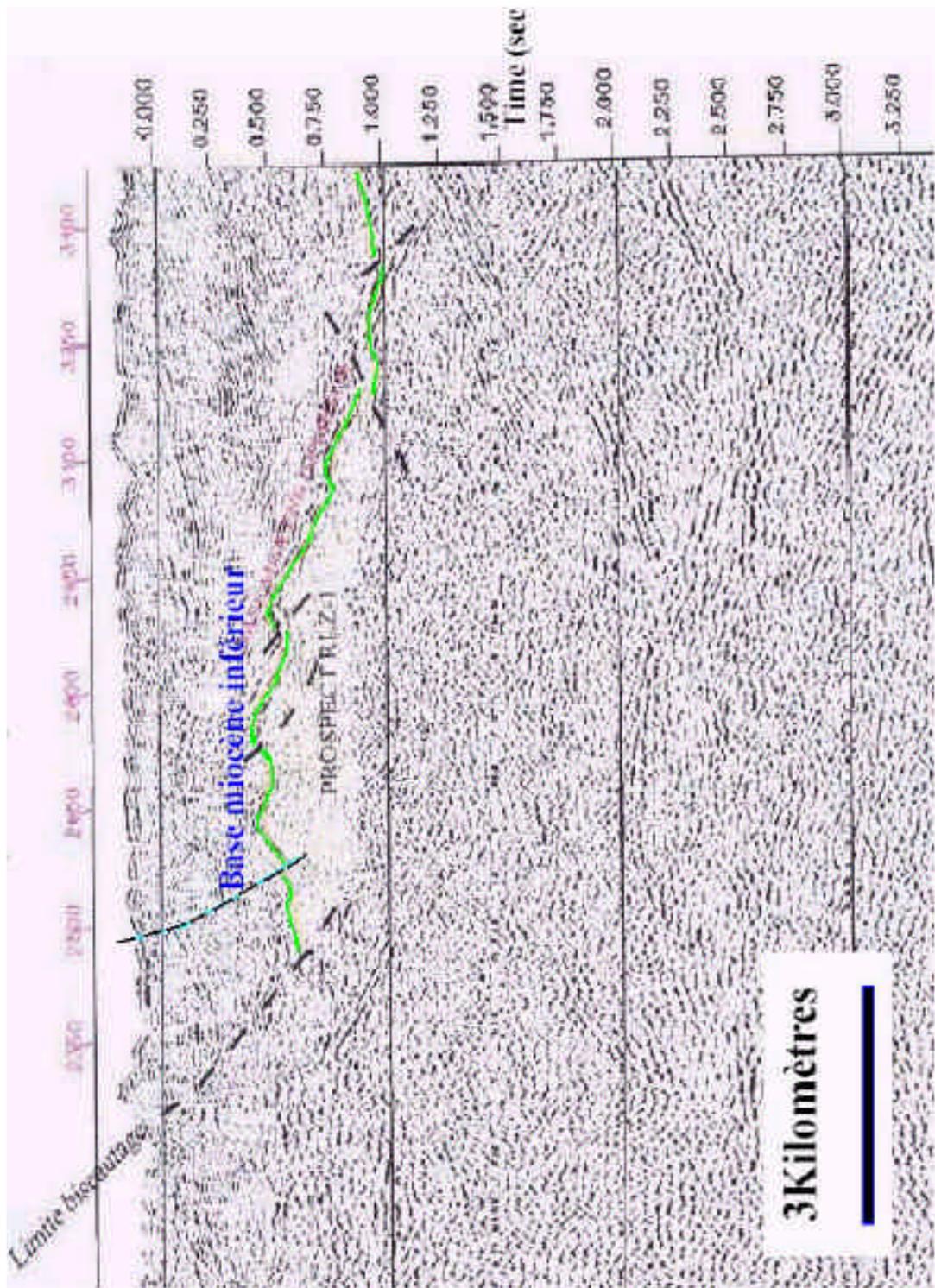


Figure V.3 : Profile sismique : 2002-CH-B

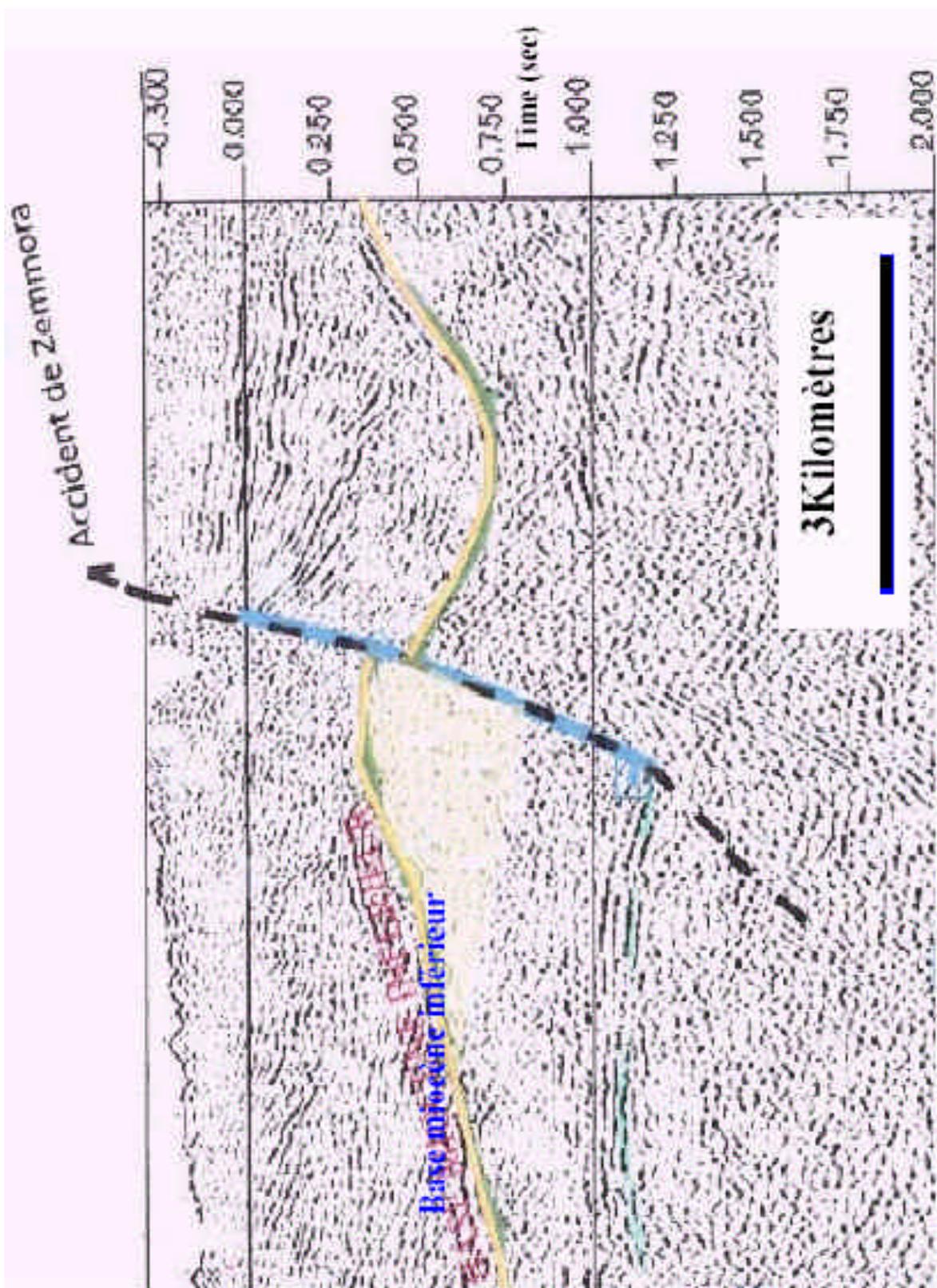


Figure V.4 : Profile sismique : 2002-CH-C

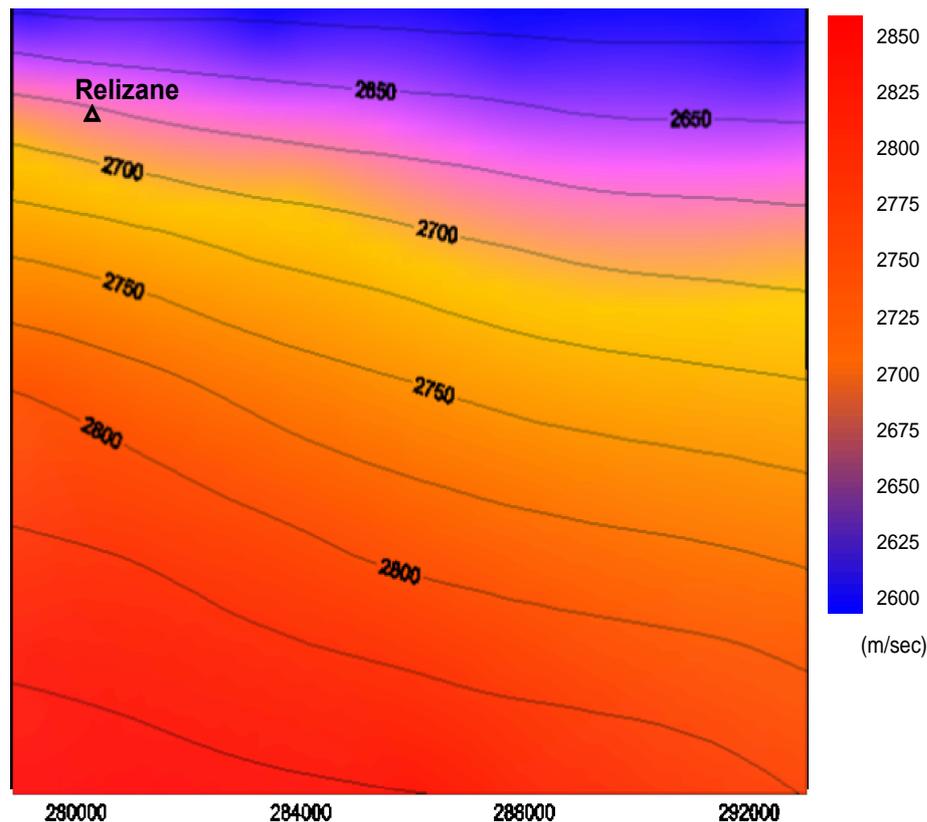


Figure V.5 : Carte iso vitesse du niveau base miocène inférieur

Le traitement des données sismiques nous a permis d'obtenir le champ de vitesse spatio-temporelle de la zone étudiée. Les valeurs de vitesses du miocène inférieur (Figure V.5) ont un gradient décroissant remarquable du flanc sud vers le Nord.

Ce gradient peut exprimer que la compaction a une distribution horizontale variable proportionnelle à la variation de vitesse. Cette variation de la compaction du milieu peut s'exprimer par l'effet compressif transféré par la convergence continentale de la plaque Africaine vers l'Européenne.

En conclusion la compaction horizontale se propage d'une façon décroissante, elle diminue en s'éloignant du flanc, du mont vers le bassin. Les endroits méridionaux les plus accidentés (failles de Relizane et Zemmora et le pli anticlinal de Relizane) expriment un taux élevé de compaction (Figure V.6 et V.7).

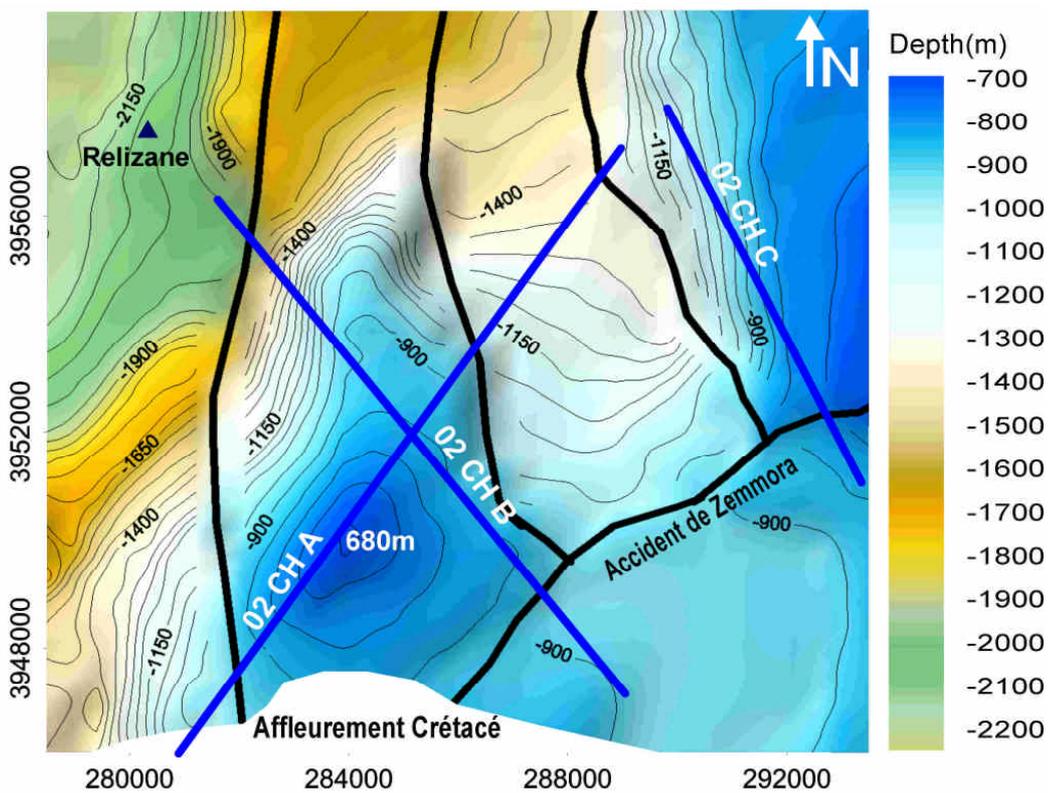


Figure V.6 : Carte iso profondeur du la base miocène inférieur ; les failles associées, et l’affleurement du crétacé ;

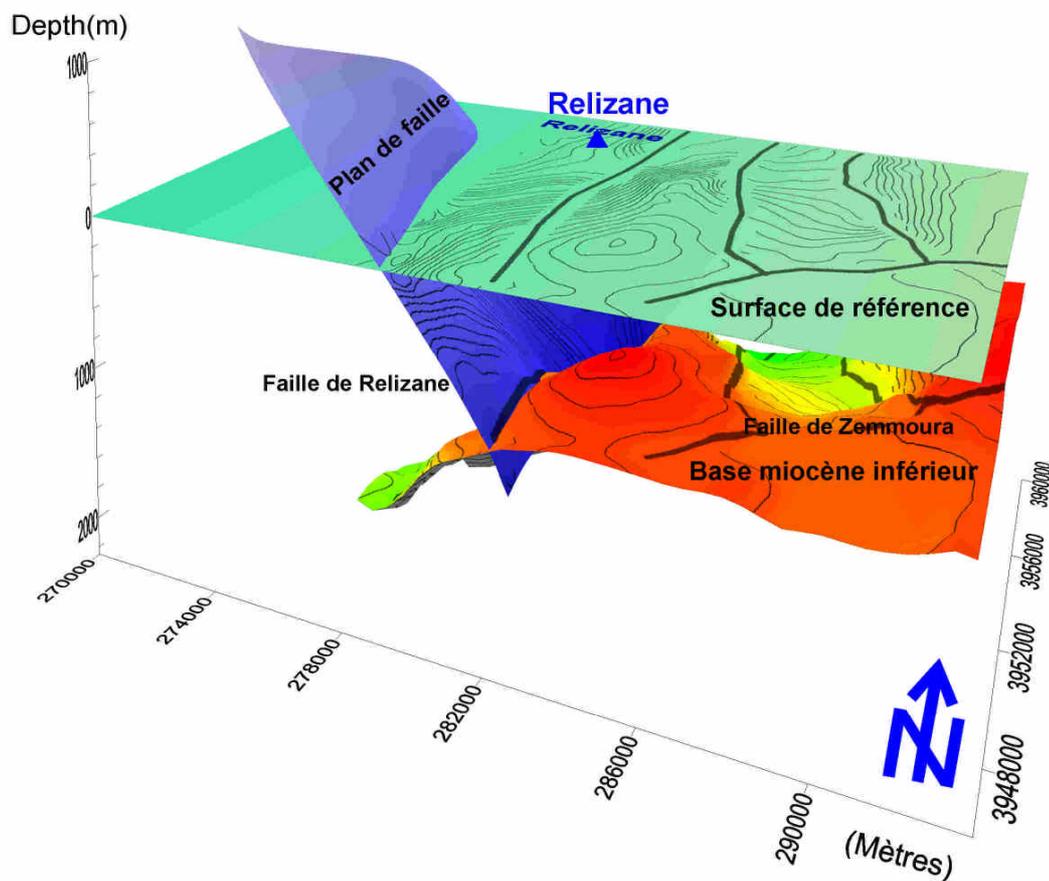


Figure V.7 : Représentation perspective du plan de faille de Relizane entre le miocène inférieur et la surface ;

V 3. Conclusion

L'accident géologique de Relizane (*Figure V.6 et V.7*) est un pli anticlinal associé à deux failles inverses. Cet accident complexe représente deux phénomènes synchrones, le premier peut être la manifestation de la force de compression transférée par la convergence continentale de la plaque Africaine vers l'Européenne (*Tapponnier, 1977*). Tandis que la deuxième peut s'exprimer par la compression E-W. Cette dernière accepte l'hypothèse du charriage gravitationnel du plateau de Zemmora citée auparavant.

L'interprétation précédente des champs potentiels a montré que la faille inverse de Relizane n'atteint pas le substratum, n'affecte que le paquet sédimentaire post-nappe et trace la limite Ouest du plateau de Zemmora. Tous ça peut montrer que le charriage du plateau de Zemmora est derrière la genèse de cette faille.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude structurale, que nous avons réalisé sur le bassin du Chellif est définie dans un cadre sismotectonique : il s'agit de mettre en évidence plusieurs structures géologiques. Le but était de fournir une image structurale de l'ensemble de la région et surtout de détecter les accidents qui l'affectent. La région se caractérise par un aspect structural compliqué et une importante variation latérale du faciès géologique.

Du point de vue structural, les investigations géophysiques nous ont permis de dégager un certain nombre de résultats à savoir : dans la zone orientale ont été mises en évidence les structures de Relizane et Zemmora. Elles se situent près de la marge sud du bassin du Chellif.

L'enregistrement d'un effet magnétique important coïncident avec un effet gravitationnel minime, spécialement le long des basses altitudes exprime un abaissement du socle métamorphique, ainsi la genèse des rivières et les plaines adjacentes. L'abaissement du socle favorise le charriage gravitationnel des nappes.

L'interprétation des champs pour la faille inverse de Relizane a montré qu'elle n'affecte que le paquet sédimentaire post nappe et qu'elle trace la limite Ouest du plateau de Zemmora, là où on a conclu que cette faille est provoquée par l'effet compressif de charriage.

La magnétométrie a levé beaucoup de zones d'ombres notamment sur les remontées magmatiques. Toutes les failles et les structures qui se trouvent sur la carte sismotectonique (*M. Meghraoui, 1982*) sont confirmées par la gravimétrie et certaines par la magnétométrie.

Le traitement des données sismiques nous a permis d'obtenir le champ de vitesse spatio-temporel de la zone étudiée. Les valeurs de vitesses du miocène inférieur ont un gradient décroissant remarquable du flanc Sud vers le nord. Ce gradient peut exprimer que la compaction du Miocène inférieur a une distribution horizontale variable proportionnellement à la variation de la vitesse de propagation des ondes.

Au niveau du miocène, la structure de Relizane est un pli anticlinal associé à deux failles inverses d'orientation N-S. Cet accident complexe qui représente deux phénomènes synchrones prouve la manifestation des forces de compression, une de direction N-S s'exprime par la convergence continentale de la plaque Africaine vers l'Européenne, et l'autre E-W entre le plateau de Zemmora et la chaîne des remontées magmatiques. Cette dernière on addition avec la pente régionale E-W du plan miocène inférieur renforcent les hypothèses de charriage gravitationnel et l'abaissement du socle.

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

[1] **Anderson R. V, 1936**

« Geology in the coastal atlas of western Algeria » *Memoir of the Geological Society of America*, New York 4: 1-450.

[2] **Anderson R.V, 1936**

« BASSIN DU CHELIF » *Cartes Géologiques A 1/200 000 Coupures Spéciales (Avec 1 Planche De Coupes)*.

[3] **Aouadi A. et al, 2006**

« Etude de la bordure Sud du bassin du Chellif » *DRN, SH-Exploration, Boumerdes, Algérie*.

[4] **Benhama Abdelouahab, 2000**

« Traitement sismique » *Réf: SH-IAP/GP2000/02. SONATRACH-Institut Algérien du Pétrole, Algérie*.

[5] **Burger J.J, 1952**

« Le bassin néogène du Chélif » *XIXème Congrès Géologique International CGI, Monographies régionales, première série : Algérie – Numéro 16*.

[6] **Burger J.J, 1954**

« L'activité du Département géologique de la Société Nationale de Recherche et d'Exploitation des Pétroles en Algérie de 1946 à 1954 » *Bulltin - 1 vol. 668 p., 68 fig., 9 diagr., 34*

[7] **Chai Yupi et al, 2005**

« Resulting report on gravity and magnetic survey » *Rapport d'acquisition CMPC-BGP, Algérie*.

[8] **Dalloni M, 1924**

« Note préliminaire sur les terrains crétaés des Monts de la Mina et du Massif des Beni Chougrane (Tell oranais) » 1 vol. *In-8°, pp. 91-119, 4 fig.*

[9] **Dalloni M, 1936**

« Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis » *I - Esquisse générale. In-8°, 42 p., 10 fig., 1 carte h-t. Deuxième Série : Stratigraphie*

[10] **Dalloni M, 1952**

« L'Atlas tellien occidental ». *Publication du XIXe Congrès international de Géologie, Alger, Monographie régionale, série 1, 24: 1-100*.

[11] **Dalloni M, 1954**

« La géologie de la région d'Orléansville et les séismes récents » *Bulltin 1 vol. 668 p., 68 fig., 9 diagr., 34 pl., 4 cartes, 3 tables*.

[12] **Delteil J, 1974**

« Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental » *Thèse de Doctorat d'État, université de Nice, France, 294 p.*

[13] **Delteil J, 1980**

« Oued El Abtal Ex Uzes Le Duc » *2ème éd., 1980. Cartes géologiques a 1/50 000 coupures régulières*.

[14] **Fenet B, 1974**

« Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin : les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral de l'oranais » *Thèse de Doctorat d'État, université de Nice, France, 301 p.*

[15] **Fenet B, 1975**

« Aperçu stratigraphique et structural sur le Djebel Santa Cruz (Est d'Oran, Algérie) » *Bulletin 193 p., 72 fig., 14 tabl., 11 pl., photos, 3 cartes*.

[16] **Ghazli R, 2002**

« Evolution structurale et pétrolière du bassin du bas Chélif » *Mémoire du Master IFP, France*.

[17] **Gourinard Yves, 1952**

« Le littoral oranais » *XIX^e Congrès International, Alger. Monographies régionales, 1re série, n° 22*.

[18] **Gourinard Yves, 1954**

« Isostasie et déformations quaternaires dans le Nord-Ouest Algérien » *Publication. XIXème Congrès Géologique International CGI, Alger 1952, pages 21-38.*

[19] **Gourinard Yves, 1958**

« Recherches sur la géologie du littoral oranais » *Publications du Service de la Carte géologique d'Algérie, nouvelle série, 6: 111 p.*

[20] **Guardia P, 1967**

« Esquisse structurale de la région côtière comprise entre le Cap Milonia et l'îlot d'El Moskreum (Algérie occidentale) » *Bulletin 130 p., 6 pl., 29 photos, 3 fig.*

[21] **Idres Mouloud, 1997**

« Apport des données gravimétriques et magnétiques à la connaissance de la géologie du Nord d'Algérie » *Thèse de Doctorat, USTHB, Algérie.*

[22] **Idres M, Lefort J.P et Aifa T, 1998**

« Modélisations gravimétriques et magnétiques des structures profondes du bassin du Chélif (Algérie) » *Bulletin Volume 9 n°1, (1998).- 92 p., 48 fig., 7 tabl., 4 pl.*

[23] **Kazi Tani N, 1986**

« Evolution géodynamique de la bordure nord-africain ; le domaine intra plaque nord-algérien ; approche mégasequentielle » *Thèse 3ème cycle, Université de Pau, France.*

[24] **Lagrula Jean, 1949**

« La prospection gravimétrique de l'Afrique du Nord » *Terre et Eaux, Alger 1^{er} trimestre. 1949, n 6, pages 31-39.*

[25] **Mari J. L, Glangeaud F, Coppens F, 1997**

« Traitement du signal pour géologues et géophysiciens » *Publication de l'Institut Français du pétrole IFP, Paris, France.*

[26] **Meghraoui M, 1982**

« Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam: relation avec le séisme du 10 octobre 1980 » *Thèse de Doctorat, 3e cycle, Université de Paris VII, France, 210 p*

[27] **Meghraoui M, 1988**

« Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. Paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique » *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, France.*

[28] **Meghraoui M and Doumaz F, 1996**

« Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold » *J.Geophys. Res., 101, 17617-17644*

[29] **Mitasova, Helena and Jaroslave Hofierka, 1993**

« Interpolation by Regularized Spline with Tension : II. Application to Terrain Modeling and Surface Geometry Analysis » *Mathematical Geology, volume. 25, numéro 6, pages 657-669.*

[30] **Nettleton L.L, 1973**

« Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists » *Society of Exploration Geophysicists, Monographie Series 1.*

[31] **Perrodon A, 1954**

« Contribution à l'étude stratigraphique de la région de Saint Denis du Sig » *Bulltin- 1 vol. 668 p., 68 fig., 9 diagr., 34 pl., 4 cartes, 3 tabl*

[32] **Perrodon A, 1957**

« Etude géologique des bassins Néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale » *Publication, Service Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin numéro 12.*

[33] **Perrodon A, Boulaine J, Gourinard Y, Nicod A, et Winnock E, 1957**

« Gdyl ex st. Cloud (2eme ed., 1957) » *Cartes Géologiques A 1/50 000 Coupures Régulières*

[34] **Perrodon A, Boulaine J, Nicod A, 1957**

« SIG ex ST. DENIS DU SIG (2ème éd., 1957) » *Cartes Géologiques A 1/50 000 Coupures Régulières.*

[35] **Perrodon A, 1957**

« Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale» *Bulltin* 328 p., 96 fig., 8 pl. photos, 4 dépl h.-t.

[36] **Polveche J, 1960**

« Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais» *Bultin* 2 vol., 577 p., 169 fig., 20 pl. photos h.-t., 1 carte géologique en couleurs à 1/200 000.

[37] **Semani N et al, 2004**

« Prospects du périmètre Chellif sur la base de la sismique » *DRN SH-Exploration, Boumerdes, Algérie.*

[38] **Tapponnier Paul, 1977**

« Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique [Tectonic Evolution of the Alpine system in the Mediterranean: punching and crushing rigid-plastic] » *Bull. Soc. Géol. France*, 7(2), 437-460

[39] **Telford W. M, Geldart L. P, Sheriff R. E, 1998**

« Applied geophysics » *Second edition, Cambridge University Press, 770p.*

[40] **Thomas Gerard, 1977**

« Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie, Algérie» *Revue de géographie physique et de géologie dynamique, Volume XIX, Paris, France.*

[41] **Thomas Gerard, 1985**

« Géodynamique d'un bassin intra montagneux : le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Moï-Plio-Quaternaire» *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pau et des Pays de l'Adour UPPA, France, 594 p.*

[42] **Trescartes J. Neurdin, 1992**

« Etude du remplissage sédimentaire du bassin Néogène du Chélif, modèle de référence de bassin intramontagneux » *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pau et des Pays de l'Adour UPPA, France.*

ملخص

منطقة الشلف تعرف بكثافة نشاطها الزلزالي. الهدف من هذا العمل يكمن في تحديد بعض الأوجه الهيكلية و التكتونية لحوض الشلف انطلاقا من معطيات جيوفيزيائية.

الدراسة الهيكلية التي قمنا بها على حوض الشلف تعرف داخل إطار سيسموتكتوني، تمثلت في توضيح عدة بنى جيولوجية. الهدف كان استخراج صورة هيكلية لمجموعة المنطقة و خاصة استكشاف الحوادث الموجودة. المنطقة تتميز بطابع هيكلية معقد وتغير جيولوجي كبير.

من الجانب الهيكلية فان الأعمال الجيوفيزيائية قادتنا لتبيين عدة نتائج المغناطيسية رفعت الغموض عن عدة أحداث جيولوجية خاصة صعود الحمم البركانية. عدة بنى و اتصالات جيولوجية مثلت على خرائط حقول الجاذبية و المغناطيسية.

دراسة الاستكشاف الزلزالي تمت داخل منطقة جد محددة على أساس الكثافة السكانية، المنطقة الصناعية و وجود حوادث زلزالية ظاهرة على السطح.

مقارنة بين المعلومات الجيولوجية، الجاذبية و المغناطيسية بينت انخفاض الصخر القاعدي على امتداد منطقة الحمم البركانية و التي تبدوا خلف نشأة الأودية و السهول المحاذية لها. و هكذا فان تقبل انتقال الطبقات بالجاذبية جد غلاني.

Abstract

The area of Chéelif is known by its important seismic activity. The goal of this work is to determine some structural and tectonic aspects Basin of Chellif using geophysical data.

The structural study that we carried out on the basin of Chellif is defined within a sismotectonic framework, it is highlights of several geological structures. The goal was to provide a structural image of the whole of the area and especially to detect the accidents which affect it. The area is characterized by a complicated structural aspect and an important lateral variation of the geological facies.

About the structural side, the investigations geophysics enabled us to release a certain number of results. Magnetometry raised much obscure regions on geological structures in particular on the magmatic rising. Several geological structures and contacts are interpreted on the charts of the potential fields.

The study of the seismic reflexion was carried out in a well defined area and considered as important looking to the population density, the industrial park and the presence of the geological accidents which appear on the surface.

A correlation between geological, gravimetric and magnetic information showed a lowering of the substratum along the magmatic chains which appears behind the genesis of the rivers and the plains adjacent. Thus the gravitational moving of the layers is probable.

Résumé

La région du Chéelif est connue par son importante activité sismique. Le but de ce travail est de déterminer quelques aspects structuraux et tectoniques du Bassin de Chellif à partir des données géophysiques.

L'étude structurale que nous avons réalisée sur le bassin du Chellif est définie dans un cadre sismo tectonique, il s'agit de mettre en évidence plusieurs structures géologiques. Le but était de fournir une image structurale de l'ensemble de la région et surtout de détecter les accidents qui l'affectent. La région se caractérise par un aspect structural compliqué et une importante variation latérale du faciès géologique.

Du point de vue structural, les investigations géophysiques nous ont permis de dégager un certain nombre de résultats. La magnéto-métrie a levé beaucoup de zones d'ombres sur des structures géologiques notamment sur les remontées magmatiques. Plusieurs structures et contacts géologiques sont interprétés sur les cartes des champs de potentiels.

L'étude de la sismique réflexion a été réalisée dans une région bien déterminée et jugée importante vu la densité de la population, la zone industrielle et la présence des accidents géologique qui affleurent en surface.

Une corrélation entre l'information géologique, gravimétrique et magnétique a montré un abaissement du substratum le long des chaînes magmatiques qui apparaît derrières la genèse des rivières et les plaines adjacentes. Ainsi le charriage gravitationnel des nappes est vraisemblable.