



UNIVERSITE SIDI MOHAMED BEN ABDELLAH
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES FES, MAROC

Département de l'Environnement

Diplôme Universitaire de Technologie

Génie Minéral et Environnement

DUT GME

PROJET TUTEORE

*Applications des méthodes
gravimétriques en prospection*

Réalisé (e) par : Jaouad Choukrad
Mohamed hicham Serji
Otmame Amrani Hanchi

Jury et Date de Soutenance : Le 04 Avril 2013

Pr. Rais N.

Pr. Jabrane R.

Pr. El Garouani A.

Pr. Ghfir Y.

Année universitaire 2012 - 2013

Remerciement

On tient à remercier infiniment tous ceux qui participent de près ou de loin à notre formation, ceux qui nous aident à nous réaliser, ceux qui fond de nous les femmes et les hommes de demain et ceux qui veillent sur nous et sur notre bien.

*On remercie également Mr **GHFR** **YOUNES** notre encadrant Qui nous à aidé à préparé ce Projet de fin d'étude*

On remercie enfin nos familles pour leur soutien moral et financier et On leur présente pour la même occasion notre sentiment d'amour et de reconnaissance.

Sommaire

Introduction :	4
Objectifs du travail :	4
CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	5
I-1. Les grands ensembles structuraux du Maroc	5
I-2. Cadre géologique	7
I-4. Cadre stratigraphique et tectonique de la région d'étude.....	7
I-4-1. Le Paléozoïque	7
I-4-2. Le Méso-Cénozoïque	8
I-4-3. Plio-Quaternaire	9
Chapitre II. Etude gravimétrique.....	11
II-1 Introduction	11
II-2 acquisition et interprétation des données gravimétriques.....	11
II-2-1 Numérisation de la carte gravimétrique.....	11
II-2-2 interpolations sous forme d'une grille unique : Carte de l'anomalie de Bouger	11
II-2-3 : Interprétation qualitative	13
II-3- Prolongements vers le haut de la carte gravimétrique de Bouguer	13
II-3-1 : Interprétation qualitative.....	15
II-4-Traitement des données : Méthode du gradient horizontal	16
4-1 Analyse des gradients et interprétations	16
Chap III : Délimitations des discontinuités : Les failles	19
I. Raccords régionaux des failles.....	22
Conclusion Générale	30
Bibliographie	31

Introduction :

Le Maroc orientale est reconnu par ses zones morpho-structurales :

Le Haut Atlas oriental, les Haut Plateaux, la Chaîne des Horsts, le couloir Oujda Taza, la vallée de la Moulouya et le Rif oriental. Cependant, le tracé et l'extension des accidents qui affectent cette région ne peuvent être approchés uniquement par les données de surface mais aussi par celles de la profondeur. D'où la gravimétrie comme outil d'investigation.

Objectifs du travail :

- Etablir le lien entre le Moyen Atlas et la partie extrême nord orientale du Maroc.
- Chercher des raccords entre les boutonnières paléozoïques des Hauts Plateaux et de la chaîne des Horsts.

CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

I-1. Les grands ensembles structuraux du Maroc

Le Maroc situé dans la partie nord occidentale du continent africain, est subdivisé en trois domaines structuraux (Choubert et Macais, 1956 ; Michard, 1976 ; piqué et Michard ; 1989 ; piqué, 1994) (**Fig1**)

1. **Le domaine rifain** au nord caractérisé par une tectonique essentiellement tangentielle affectant les dépôts secondaires et tertiaires.

2. **Le domaine atlasique et mesetien** à socle paléozoïque intensément plissé et fracturé, et à couverture méso-cénozoïque déformée lors des cycles ultérieurs. Ce domaine atlaso-mesetien se subdivisé en deux unités structurales majeures :

❖ Une unité représentée par des plaines et des plateaux, où la couverture méso-cénozoïque est peu plissée mais fracturée lors du cycle Alpine.

❖ Une unité formée de terrains à sédiments variés ayant été plissés et soulevés, fracturés lors des phases Atlasiques c'est les chaînes atlasiques qui, correspondent au Haut atlas.

3. **le domaine saharien et anti-atlasique** : Le domaine anti-atlasique et saharien au sud : correspond à la chaîne paléozoïque de l'Anti-Atlas et au bouclier Reguibat d'âge précambrien qui forme le tronçon NW du craton Ouest Africain.

Le domaine anti-atlasique et ses confins sahariens que limite au nord le Haut Atlas, et au sud le bouclier Reguibat et la chaîne des Mauritanides.

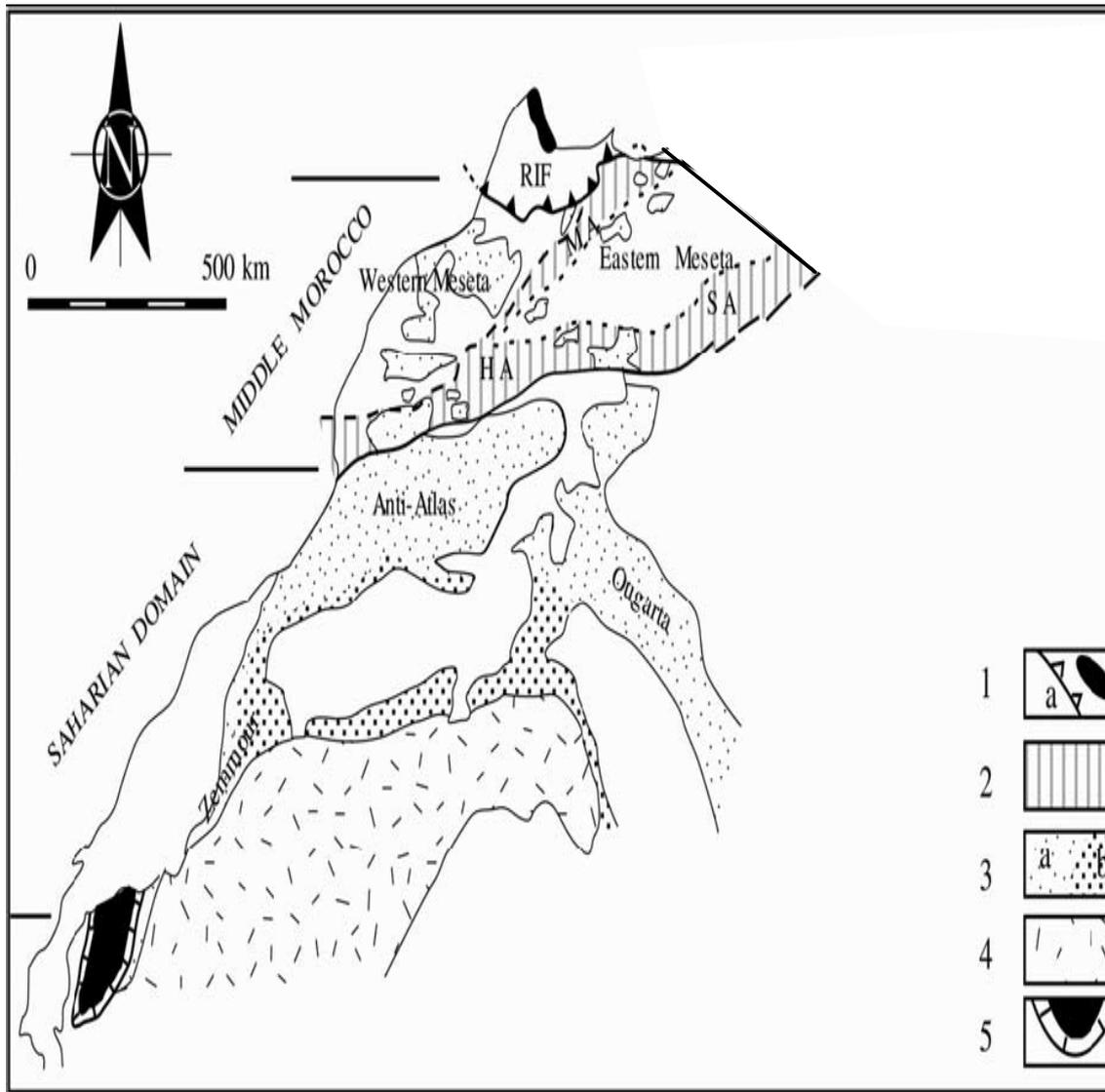


Figure1 : Les grands domaines structuraux du Maroc

1: Rifian-; b: Paleozoic allochthonous terranes of the internal zones. 2: Atlasic belt (HA: High Atlas, SA: Saharian Atlas, Atlas, MA: Middle Atlas). 3: Paleozoic, a: deformed by variscan orogeny, b: undeformed. 4: West African craton (Archean and Proterozoic massifs). 5: Mauritanides allochtones.

I-2. Cadre géologique

Le secteur d'étude correspond à la jonction entre trois unités structurales. La chaîne des Horsts, les Hauts Plateaux et le bassin de Guercif (**Fig2**).

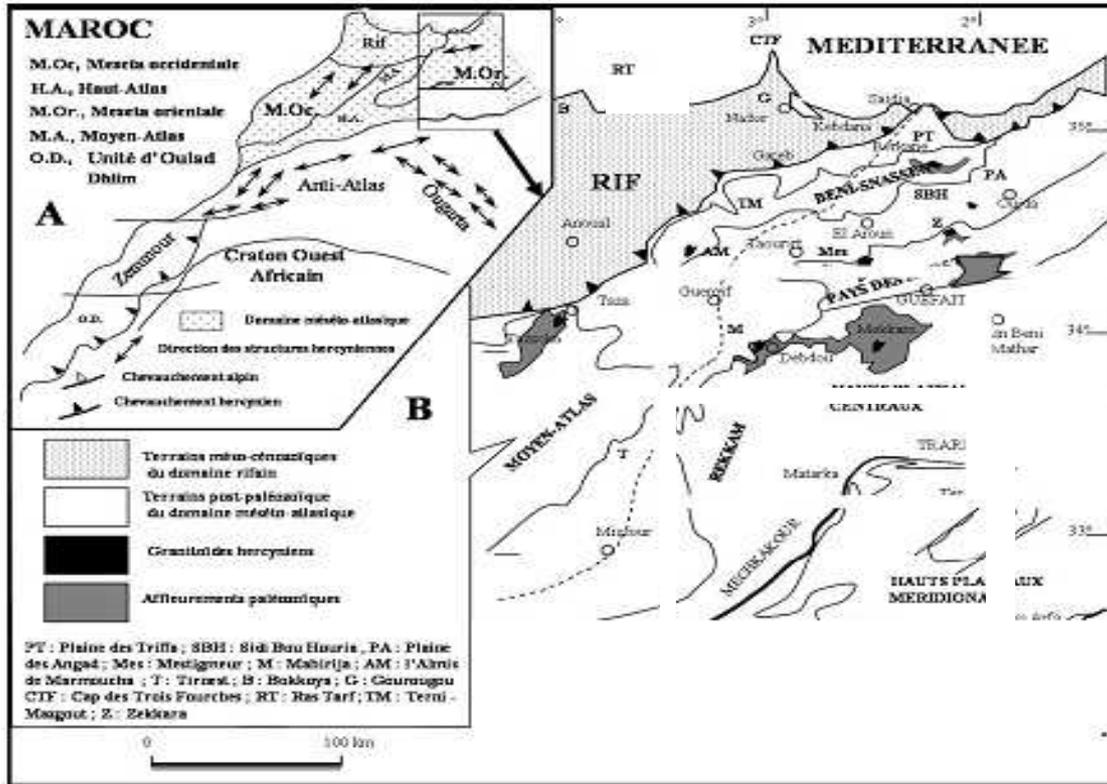


Figure2: carte géologique de la région d'étude

I-4. Cadre stratigraphique et tectonique de la région d'étude

I-4-1. Le Paléozoïque

Les séries paléozoïques rencontrées dans les boutonnières de Debdou, Mekkam et de Tanecherfi sont au cours de deux phases majeures de déformation (Hoepffner, 1987 et Torbi, 1988) :

Celles de l'Ordovicien, Silurien et de Dévonien sont structurées au cours d'une phase majeure éovarisque suivant un régime compressif équatorial. Elle se termine par une activité magmatique qui se poursuit jusqu'au Viséen supérieur.

Les séries carbonifères sont déformées au cours de déformation tardi-hercynienne sous un champ de contraintes compressif NW-SE à NNW-SSE donnant des plis vastes subéquatoriaux. Des granitoïdes se sont mis en place à la fin de cette phase.

I-4-2. Le Méso-Cénozoïque

La distension mésozoïque qu'a connue la région ; s'est manifestée par la réactivation des failles normales des accidents paléozoïques (héritage tectonique).

I-4-2-1. Au Trias

La distension s'est accentuée plus exactement au Trias supérieur (Michard, 1976 ; Rakus, 1979 ; Laville et Feddan, 1989 ; Laville et al, 1995 ; Charroud et al 1997 et Oujidi 1994). Elle a provoquée l'individualisation de Hauts fonds (Debdou, Mekkam...) Et des faussés subsidents (NE de Moyen Atlas sous les bassin de Guercif et les hauts plateaux). Les sédiments sont des dépôts rouges détritiques et argilo-évaporitiques intercalés de coulées basaltiques tholeitiques (Van Houten , 1977 ; Manspeizer et al, 1978 ; Biron, 1982 et Salvan 1984) qui accompagnent la distension.

I-4-2-2. Au Jurassique

Au cours de Jurassique inférieur (Lias inférieur et moyen) s'est installée une plate-forme carbonatée avec des dolomies et des calcaires au cours d'une période transgressive (Termier, 1936 ; Colo, 1961 ; Dresnay 1962-63, Benzaquen et al, 1965 ; Medioni, 1971).

Au Lias supérieur, l'approfondissement s'accroît par la continuation du jeu normal des failles syn-sédimentaires activées dès le Trias, notamment sous le bassin de Guercif correspondant au prolongement nord est du Moyen Atlas (Laville et Feddan, 1989 ; Laville et al, 1995 ; Charroud et al 1997) et dans le bassin de L'gharas au nord de Mekkam (Charroud, 2002). Ces dépressions sont comblées par une épaisse sédimentation marneuse au Bajocien inférieur (Termier, 1936). Elles bordent un haut fond stable avec une plate-forme carbonatée au Sud Est (Debdou, Mekkam et Mekkam). Il s'agit de la partie nord occidentale des Hauts Plateaux (Charroud, 2002)). L'installation d'une plate-forme carbonatée restreinte au Bajocien supérieur marque le ralentissement de la subsidence et le comblement des bassins (Termier, 1936 et Dresnay, 1962-63).

A partir du Bathonien, les terrigènes s'annoncent indiquant la fin du comblement (Charroud, et al, 1999) tendance vers l'émersion.

I-4-2-3 Au Crétacé-Paléogène

La région a été probablement émergée. Il n'y a pas de séries correspondantes. L'émergence pourrait être reliée aux :

- Compression EW (N80-N110) du Crétacé supérieur (Hervouet 1985 et Chotin et al, 2000) ; conséquence directe du déplacement dextre de l'Afrique par rapport à l'Ibérie (Dercourt et al 1985).
- Compression NS de l'Eocène due au rapprochement des plaques africaine et Eurasiatique (Cattanéo, 1980 ; Hervouet, 1985 ; Naciri, 1986 ; Torbi, 1997 et Tabyaoui, 2000).

I-4-2-4. Néogène

La sédimentation s'active de nouveau à partir d'oligocène avec des conglomérats et des calcaires lacustre dans les hauts plateaux (Sud est du secteur d'étude) (Russo, 1926 et 1928) et du Miocène inférieur et moyen avec des dépôts continentaux et lagunaires, qui deviennent marins au Miocène supérieur en atteignant les 2000m dans le bassin de Guercif (Benzquen, 1965 et Medioni, 1972). Les aires de sédimentations nettement individualisées au Tortonien sont liées au jeu normal des failles N40-N60 du socle et des failles subéquatoriales (Tabyaoui, 2000). Le bassin de Guercif en est une conséquence (Benzquen, 1965 et Medioni, 1972).

Une compression NS fin Tortonien-Pliocène basal relative à la détention définitive du Bloc d'Alboran met en jeu des décrochements conjugués NE-SW et NW-SE et des failles inverses ENE-WSW (Ait Brahim, 1992 et Tabyaoui, 2000).

I-4-3. Plio-Quaternaire

Au Pliocène, une compression NW-SE donne des plis NE-SW à vergence NW associés à des failles inverses de même direction, des décrochements senestres NW-SE et dextres ENE-WSW et des failles normales NS. Cette compression NW-SE associée à une distension NE-SW persiste au cours du quaternaire (Ait Brahim, 1992 et Tabyaoui, 2000),

Âges (Ma)	Étages-Périodes	Volcanisme	Directions des contraintes	Jeux des accidents	Déformations caractéristiques et styles
2	Quaternaire	Alcalin Néogène			<p>Compression NW-SE à NNW-SSE Pliocène à Quaternaire Décrochements dextres EW et senestres NNW-SSE. Failles inverses NE-SW, Plis dysharmoniques d'axe NE-SW. Phénomènes de coulissage et de convergence. Chevauchements vers le NW. Surrection des monts, deuxième coulée volcanique alcaline</p>
	Pliocène				
	Messinien				
6.7	Miocène supérieur	Alcalin Néogène			<p>Compression N-S Fini-Tortonien-Pliocène basal Décrochements conjugués, Fentes de tension, failles inverses, plis E-W, surrection des monts. Blocage d'ouverture des bassins tortoniens et dépôts détritiques. Première coulée volcanique.</p>
	Tortonien				
11	Miocène moyen	Alcalin Néogène			<p>Compression N-S Tortonien Décrochements conjugués dextres N-S à NNE-SSW et senestres ENE-WSW à EW. Failles inverses NW-SE Plis NW-SE Fentes de tension. <i>Extension NW-SE</i> : restructuration en horsts et grabens, ouverture de bassins subsidents, transgression tortonienne</p>
15	Miocène inf				
25	Oligocène				
35	Eocène	alcalin			<p>Compression N-S Eocène Plis décimétriques longitudinaux, Décrochements transverses conjugués dextres NW-SE et senestres NE-SW. Failles inverses ENE-WSW à E-W.</p>
65	Crétacé sup.				<p>Compression E-W Crétacé supérieur Décrochements conjugués dextres ENE-WSW et senestres NW-SE. Failles inverses NS.</p>
100	Crétacé inférieur	Tholéitique			<p>Distension bidirectionnelle *Tectonique en blocs basculés vers le NW. failles normales synsédimentaires, <u>slumping</u>, <u>brèches intrafonnationnelles</u> *Tectonique en horsts et grabens, basculement synsédimentaire de blocs faillés, glissements synsédimentaires *Bassins à subsidence différentielle et paléoseuils. Coulées tholéitiques fissurées, filons de calcédoines, failles normales synsédimentaires, seismites</p>
	Malm				
141	Dogger	Tholéitique			
	Lias				
195	Tria supérieur	Tholéitique			

Tableau1 : Tableau synthétique de l'évolution des paléo-contraintes méso-cénozoïques et quaternaires enregistrés au Maroc Nord-oriental (D'après Tabyaoui, 2000)

Chapitre II. Etude gravimétrique

II-1 Introduction

La carte des anomalies de résiduelle représente les zones à contraste de densité. Elle est le résultat de la superposition des effets de structures géologiques régionales et de structures locales généralement de faible extension.

II-2 acquisition et interprétation des données gravimétriques

II-2-1 Numérisation de la carte gravimétrique

Les données qui sont à notre disposition sont sous forme d'une carte présentant l'anomalie de Bouguer qui couvre la Meseta orientale ; elle correspond à l'une des sept feuilles (1/500 000) constituant la carte gravimétrique générale du Maroc (d= 2,67 ; intervalle 5mgals) (Van Den Bosh 1981). Nous avons scanné la carte correspondante à cette zone. C'est un domaine compris entre -4.23° à -1.73° de longitudes et de 32.97° à 35.43° de latitude.

La numérisation a été effectuée à l'aide du logiciel Mapviewer. Une fois la carte géoréférenciée nous avons numérisé toutes les courbes d'iso intensité. Les résultats sont ensuite stockés dans un fichier *.dat.

II-2-2 interpolations sous forme d'une grille unique : Carte de l'anomalie de Bouger

Pour faciliter les transformations des cartes gravimétriques, il est indispensable que les points issus de la digitalisation soient distribués aux nœuds d'une grille à maille constante et dont la longueur est choisie de manière à restituer les anomalies observées sur les cartes originelles sans lisser les anomalies de courtes longueur d'ondes ni en créer. Une grille carrée régulière de 1 km a été calculée à partir des points numérisés par interpolation à l'aide de la fonction «kriging». La figure 2a représente la carte ainsi reproduite avec un intervalle de 2.5mgal. Les figures 2b sont des présentations à trois dimensions.

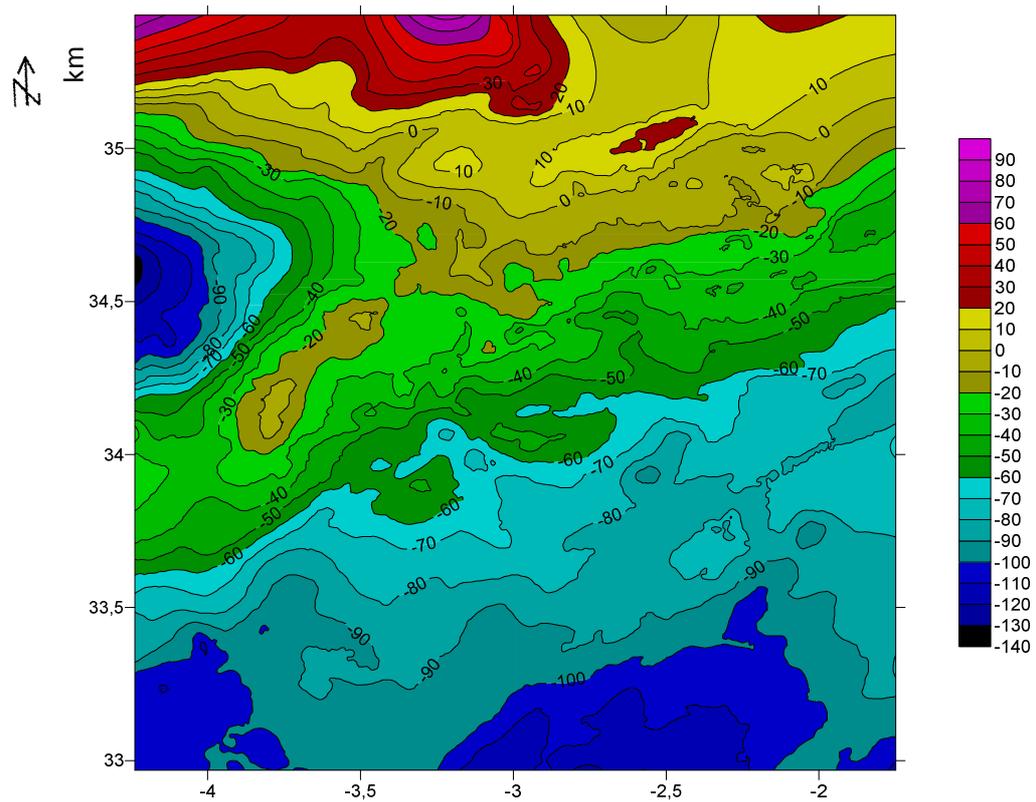


Figure 3 : Carte de gravimétrie de Bouguer (espacement 1 km, coordonnées kilométriques)

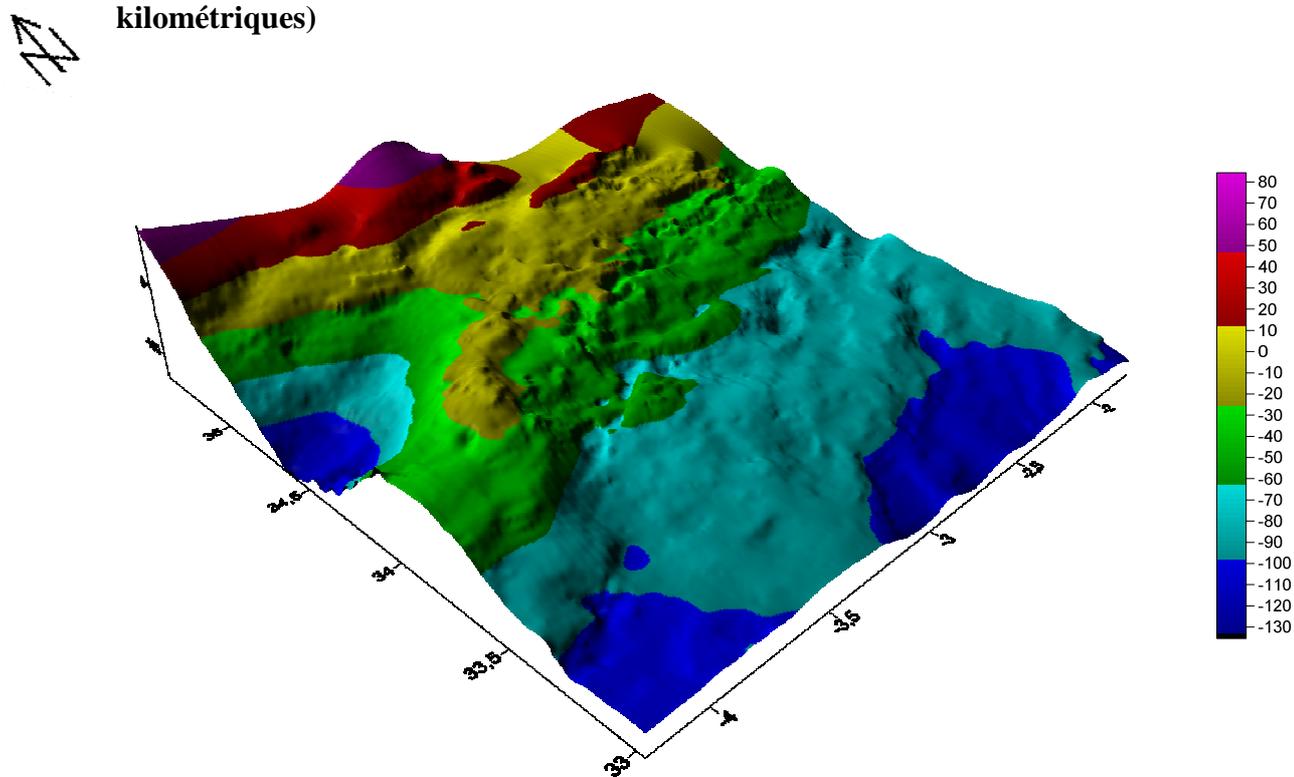


Figure 4 b : Carte d'anomalie résiduelle (vue 3D)

II-2-3 : Interprétation qualitative

Les figures 3 et 4 mettent en évidence de des anomalies négatives et positives de dimensions, d'intensités et d'orientations variables. Les anomalies positives sont limitées dans la partie Nord témoignant du rapprochement de structures profondes du manteau vers la surface. Alors que dans les parties Sud et Ouest de la région d'étude, l'intensité des anomalies négatives de Bouguer est inférieure à -100 mgals . Elles témoignent d'un niveau très bas du Moho en faveur de l'approfondissement des formations de la couverture méso-cénozoïques à situées aux emplacements actuelles des chaines du Haut Atlas et du sillon sud-rifain. Les autres anomalies négatives comprises entre -100 et -20 mgals correspondent aux formations méso-cénizoïques voir quaternaires constituant les vastes étendus des Hauts-Plateaux.

II-3- Prolongements vers le haut de la carte gravimétrique de Bouguer

Les prolongements vers le haut mettent en évidence les structures profondes. On cite entre autres les failles régionales profondes, couvertes par les dépôts récents de la couverture. C'est la raison pour laquelle nous avons procédé à une série de prolongements vers le haut de la carte la carte gravimétrique de Bouguer (1km, 2Km, 4km et 6Km).

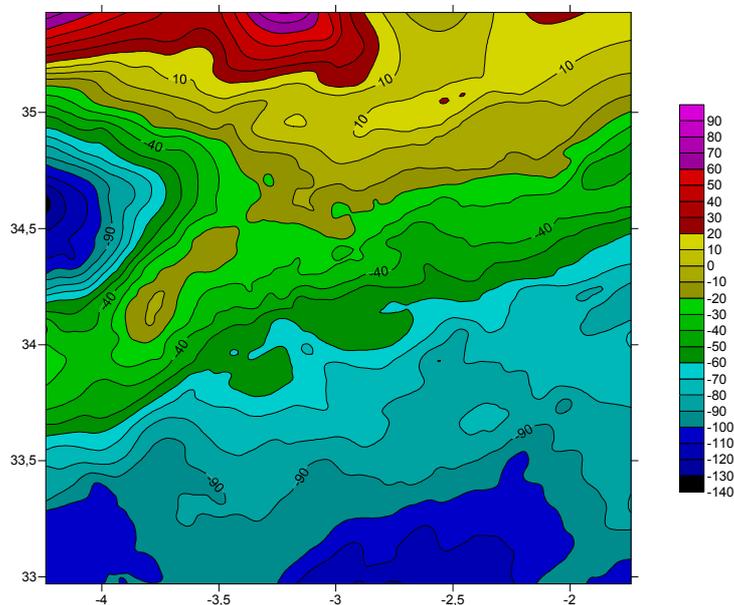


Figure 5: Carte de gravimétrie de Bouguer prolongée vers le haut de 1Km (espacement 1 km, coordonnées kilométriques)

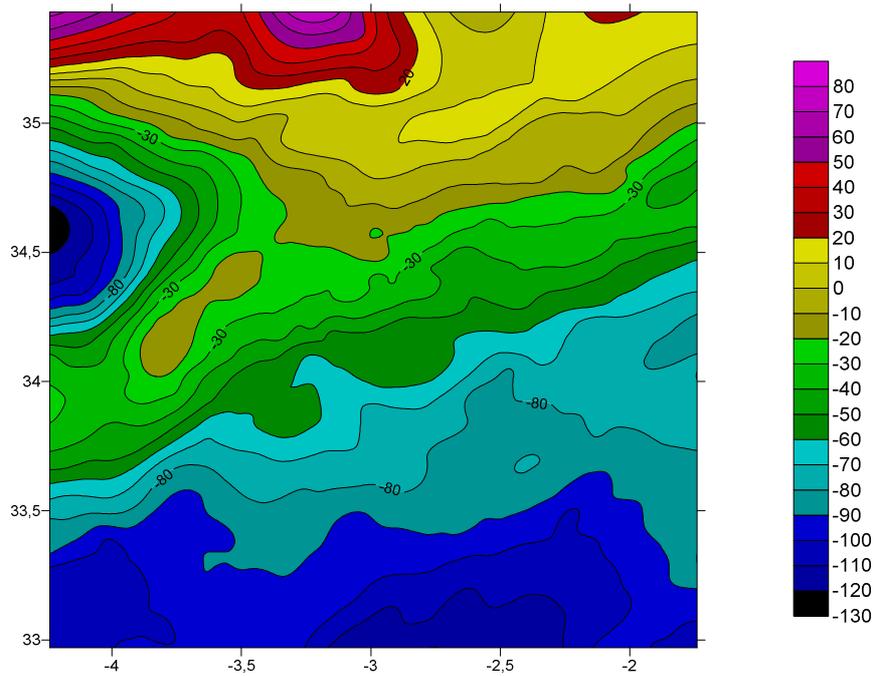


Figure 6 : Carte de gravimétrie de Bouguer prolongée vers le haut de 2Km (espacement 1 km, coordonnées kilométriques)

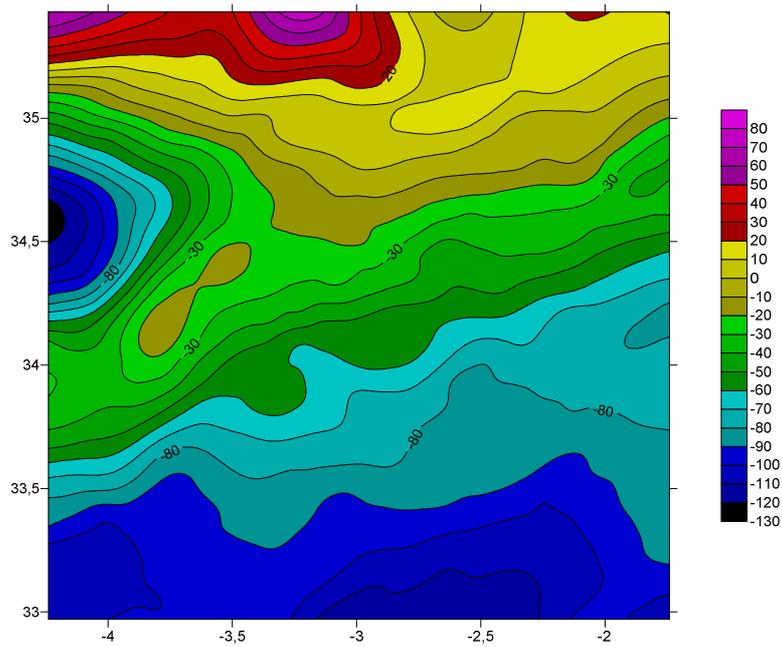


Figure 7: Carte de gravimétrie de Bouguer prolongée vers le haut de 4Km (espacement 1 km, coordonnées kilométriques)

II-3-1 : Interprétation qualitative

L'opération du prolongement vers le haut de la carte gravimétrique de Bouguer à différentes altitudes (1Km, 2km, 4Km et 6Km) montre une élimination progressive des anomalies de petites tailles et de fortes intensités correspondant à sources gravimétriques superficielles. Les anomalies deviennent grandes et de moindres intensités reflétant le caractère profond de leurs sources. La figure 8 illustre bien cette situation. On y distingue des grandes anomalies de formes allongées, de direction hercynienne NE-SW à ENE-WSW. Leur intensité décroît du Nord au Sud et de l'Est vers l'Ouest. Leurs limites coïncident avec les failles régionales qui jalonnent la région étudiée (Fig9). Pour mettre en évidence d'autres failles régionales profondes non cartographiées, nous avons recours à la méthode du gradient horizontal.

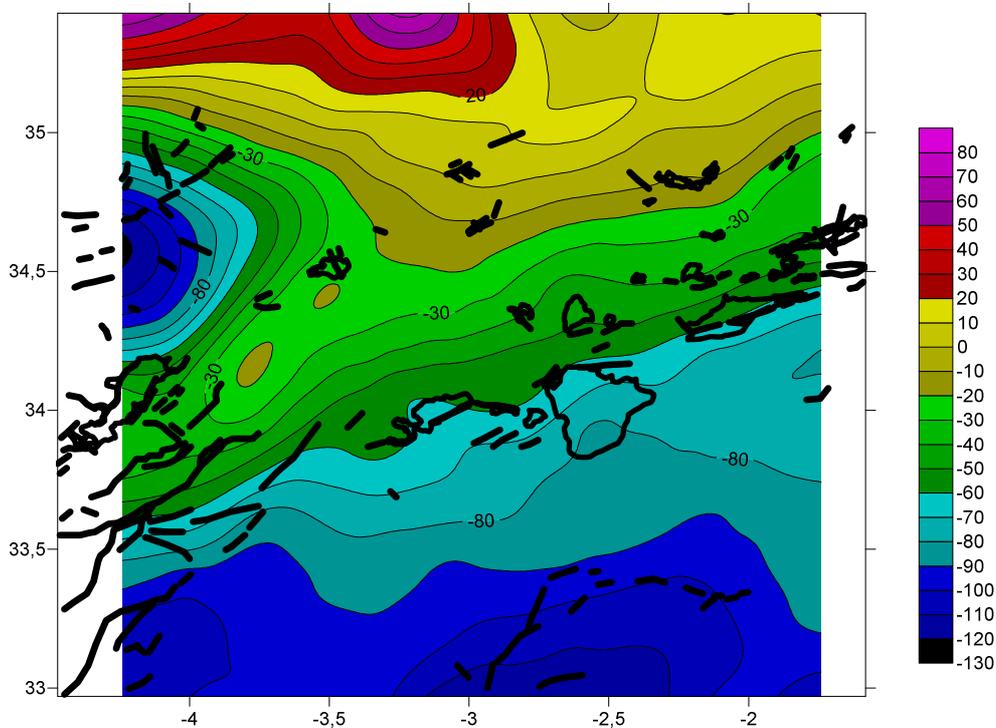


Figure 9: Failles tectoniques régionales et limites de boutonnières paléozoïques superposées à la carte de gravimétrie de Bouguer prolongée vers le haut de 6Km (espacement 1 km, coordonnées kilométriques), superposées

II-4-Traitement des données : Méthode du gradient horizontal

L'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical (Fig. 5) est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact matérialisant ainsi le maximum du gradient horizontal.

Blakely & Simpson (1986) ont proposé une méthode pour déterminer de manière automatique les maxima du gradient horizontal. Ceux-ci sont déterminés à partir d'une grille de valeurs présentées dans une fenêtre 3x3. L'application de cette méthode à une carte gravimétrique montre que les maxima locaux des gradients horizontaux forment des rides étroites au-dessus des changements abrupts de densité. Ces positions des points d'inflexion sont aussi facilement déterminées par la localisation du point culminant dans l'amplitude du module $((\delta g/\delta x)^2 + (\delta g/\delta y)^2)^{1/2}$ du gradient horizontal.

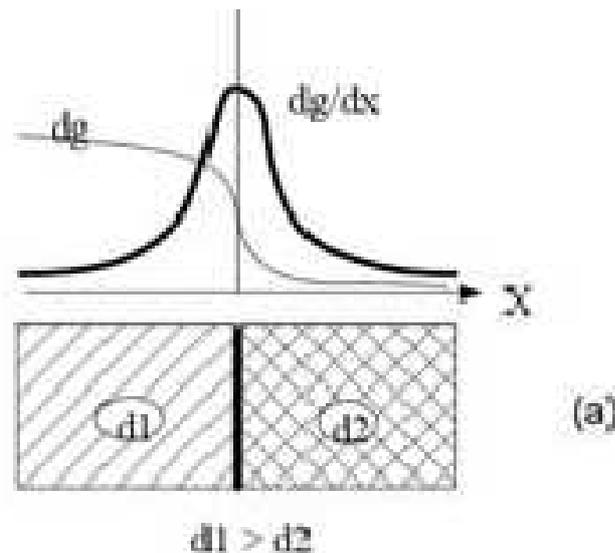


Fig 10: Méthode du gradient horizontal

4-1 Analyse des gradients et interprétations

La carte classique des anomalies de Bouguer n'apporte pas suffisamment d'éléments ; cependant, elle contient des informations comme l'amplitude des gradients horizontaux présents entre les anomalies ou encore des anomalies de faible amplitude, souvent masquées par des anomalies régionales. Les forts contrastes que montrent les données gravimétriques

sont supposés résulter de discontinuités ou interfaces telles que les failles, les flexures, les contrastes des roches intrusives, etc.

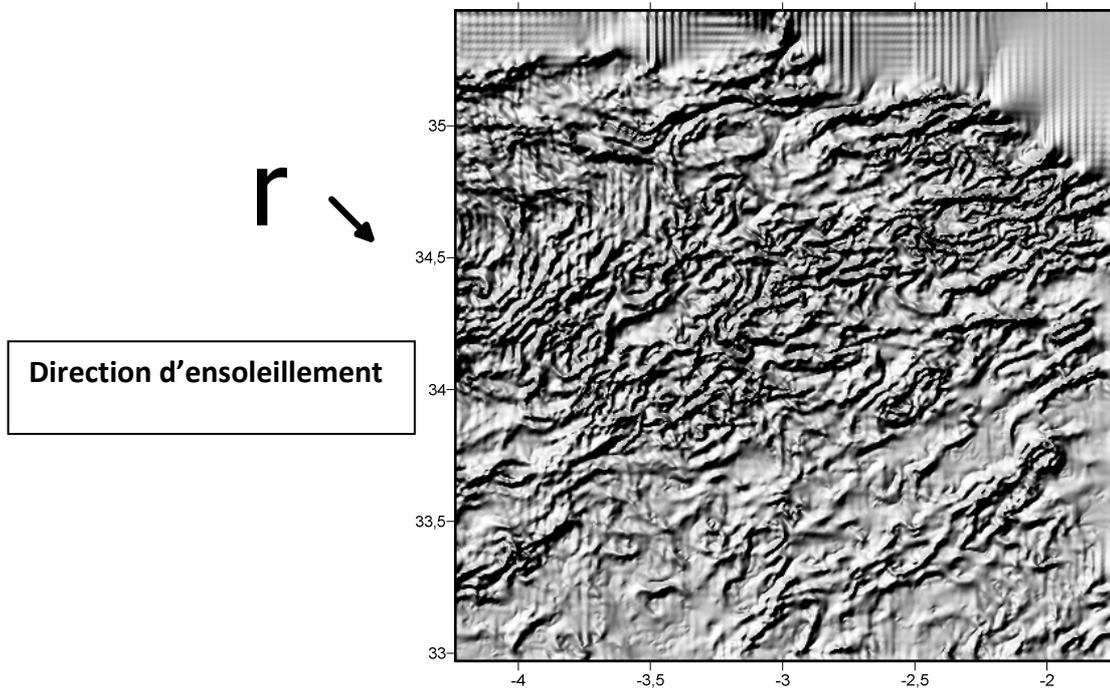


Fig 11 : Carte du gradient horizontal déterminée à partir d'une carte d'anomalies de Bouguer prolongée de 1Km vers le haut.

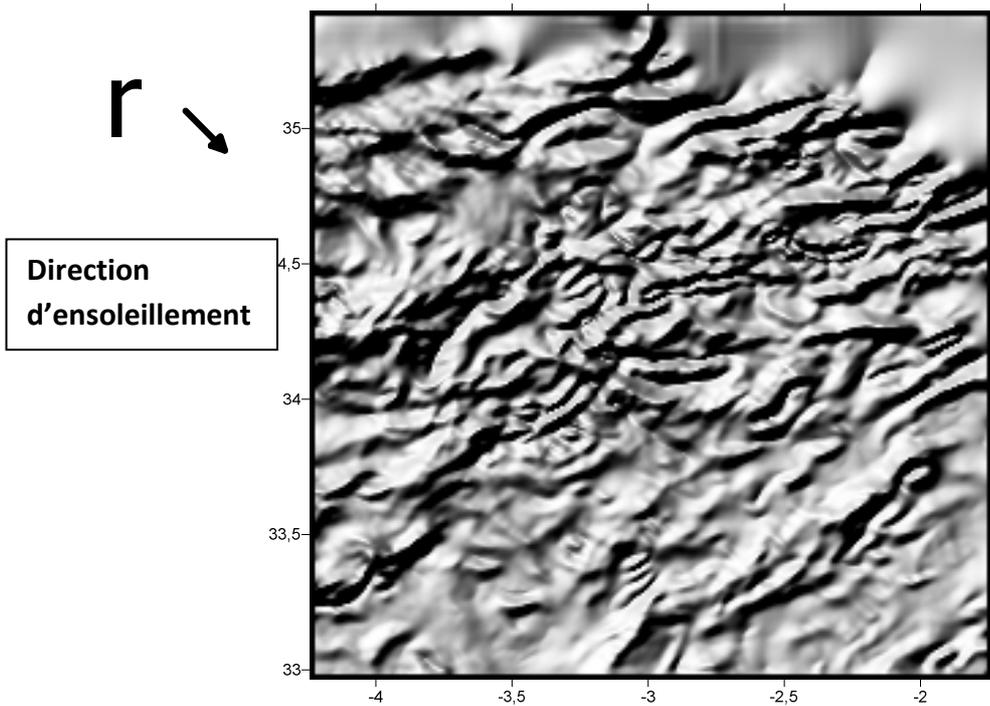


Fig 12 : Carte du gradient horizontal déterminée à partir d'une carte d'anomales de Bouguer prolongée de 2Km vers le haut.

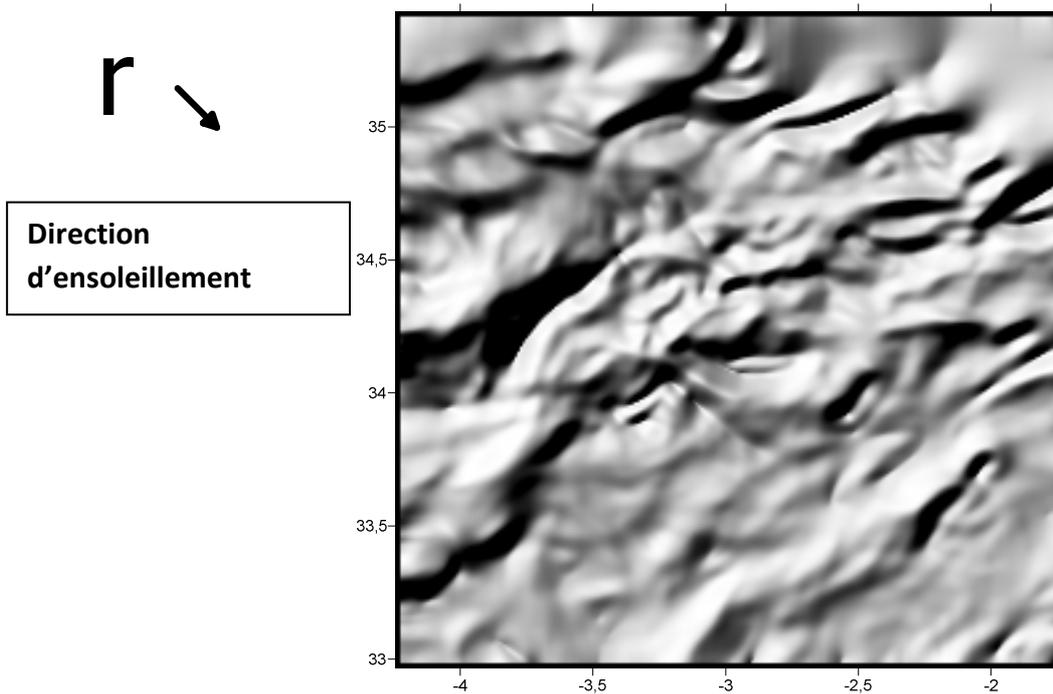


Fig 13: Carte du gradient horizontal déterminée à partir d'une carte d'anomales de Bouguer prolongée de 4Km vers le haut.

Chapitre III : Délimitations des discontinuités : Les failles

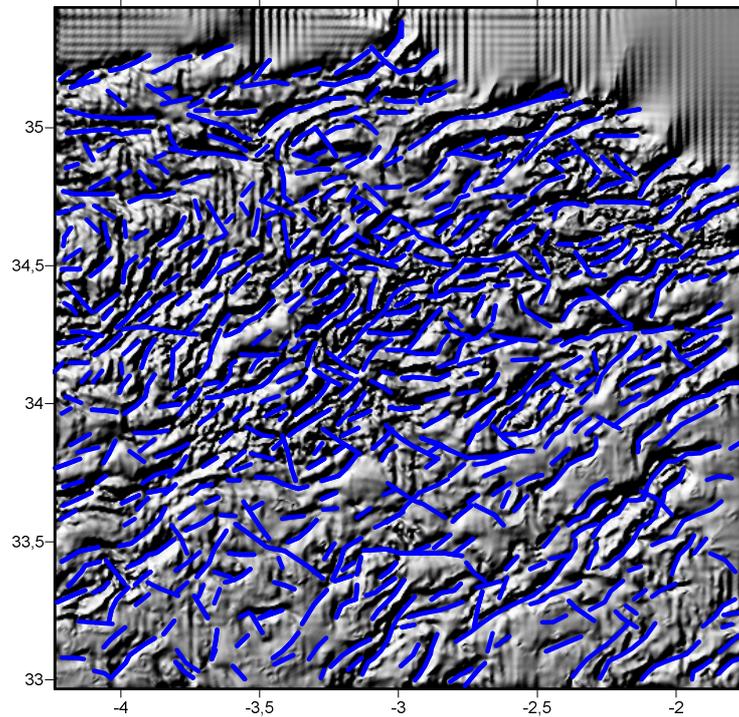


Fig 14 : Réseau de failles déterminées à partir de la carte du gradient horizontal issue d'une carte d'anomales de Bouguer

Les linéaments gravimétriques obtenus à partir des anomalies gravimétriques du domaine d'étude montrent leurs répartitions suivant plusieurs directions (Fig 14). Les plus fréquents sont de direction NE-SW à ENE-WSW. Ils sont recoupés ou décalés par d'autres de directions NW-SE et NNE-SSW. Ils sont soit récents et superficiels, soit anciens profonds, issus d'un héritage tectonique hercynien. C'est pourquoi nous procédons à des prolongements vers le haut des cartes des gradients horizontaux pour déceler ces failles profondes.

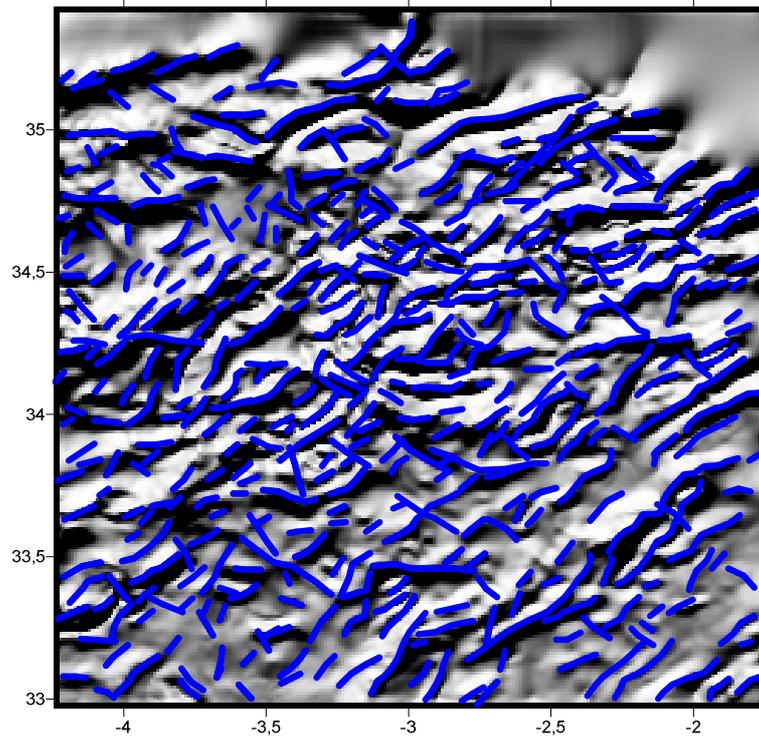


Fig 15 : Réseau de failles déterminées à partir de la carte du gradient horizontal issue d'une carte d'anomales de Bouguer prolongée de 2Km vers le haut.

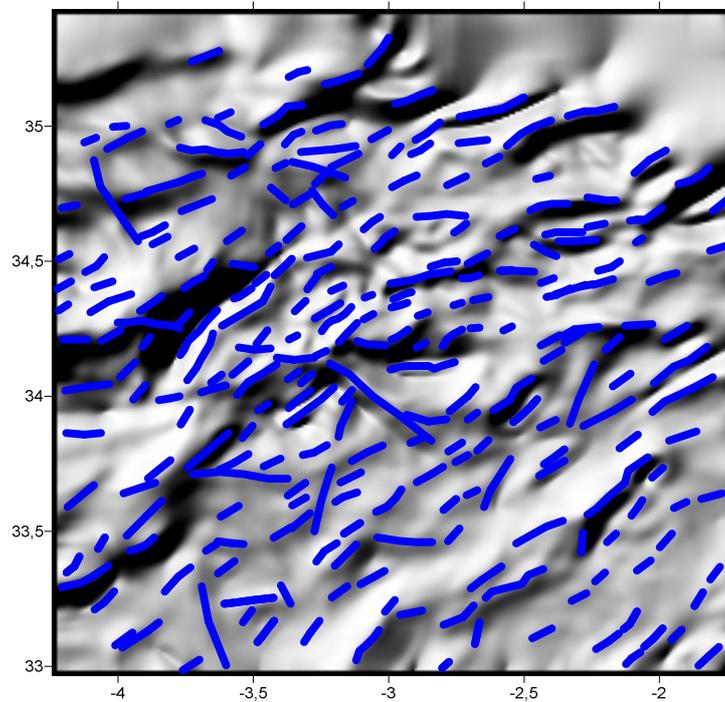


Fig 16 : Réseau de failles déterminées à partir de la carte du gradient horizontal issue d'une carte d'anomales de Bouguer prolongée de 4Km vers le haut

L'analyse de ces cartes (prolongements de 2k et 4km vers le haut) (Fig15, 16) montre une disparition progressive d'un nombre important de linéaments qui témoigne de leur caractère superficiel. Il n'y a pas de direction préférentielle des accidents qui disparaissent. Cependant, on note toujours cette prédominance de direction hercynienne pour les failles profondes. Ces résultats confirment et précisent le tracé d'anciennes failles déjà cartographiées, et mettent en évidence de nouveaux accidents profonds dans la région étudiée (Fig 17).

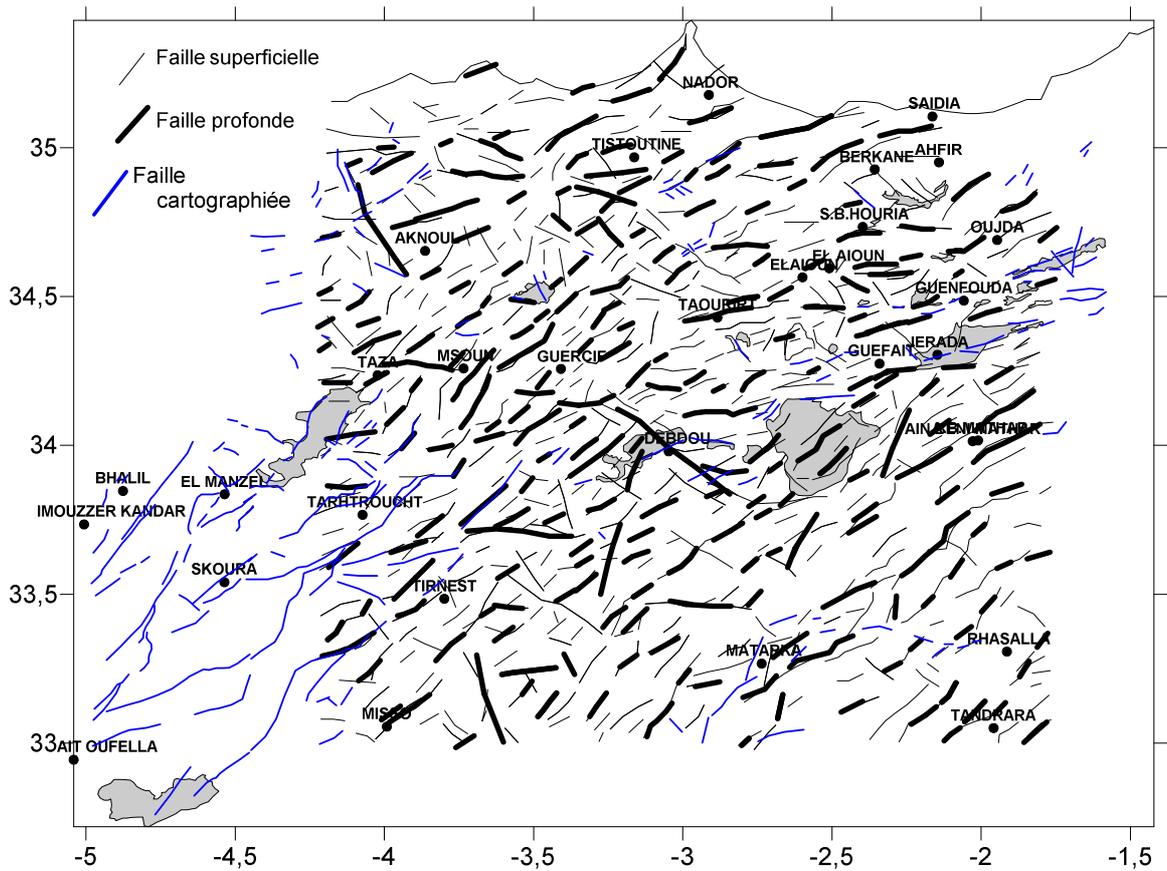


Fig 17 : Réseau de failles superficielles et profondes déterminées à partir de la carte du gradient horizontal de la région d'étude associées aux failles régionales cartographiées

I. Raccords régionaux des failles

La détermination des failles par l'utilisation des méthodes classiques est très difficile dans les zones tabulaires. C'est pourquoi l'utilisation de la méthode du gradient horizontale appliquée à la carte gravimétrique de Bouguer s'avère très efficace pour les mettre en évidence. Et comme il a été signalé dans les objectifs de l'étude, nous essayerons par le biais de cette méthode d'établir les liens entre le Moyen Atlas et l'extrême nord oriental du Maroc à travers les zones subtabulaires du bassin de Guercif, ainsi que les raccords entre les boutonnières paléozoïques des Haut Plateaux tabulaires et de la chaîne des Horsts (Fig 18).

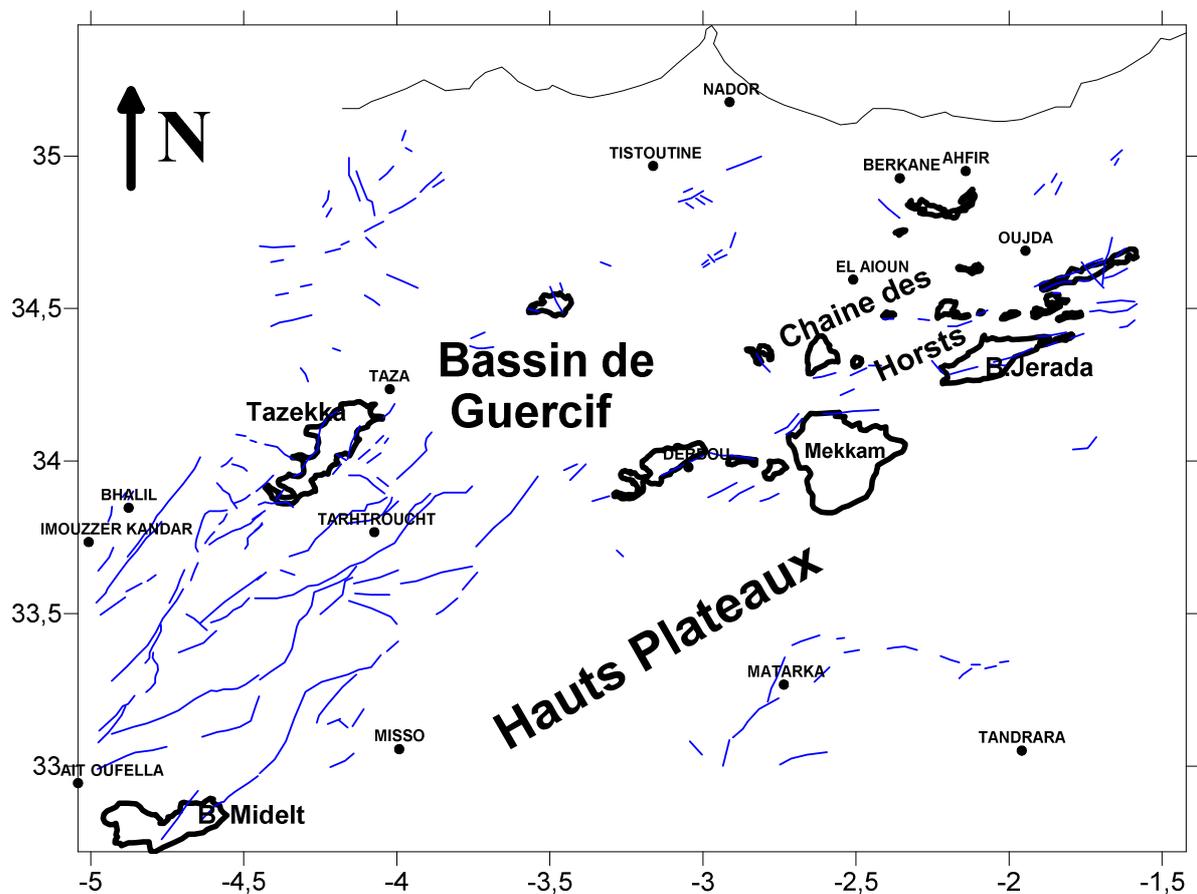


Fig 18 : Carte simplifiée montrant l'absence de failles régionales cartographiées dans les zones tabulaires des Hauts plateaux et du bassin de Guercif.

Comme le montre la figure 19 un réseau assez important de failles profondes est mis en évidence. Cependant, nous nous intéresserons plus à celles qui ont joué un rôle important dans l'évolution paléogéographique de la région notamment celles du bassin de Guercif (Fig 20).

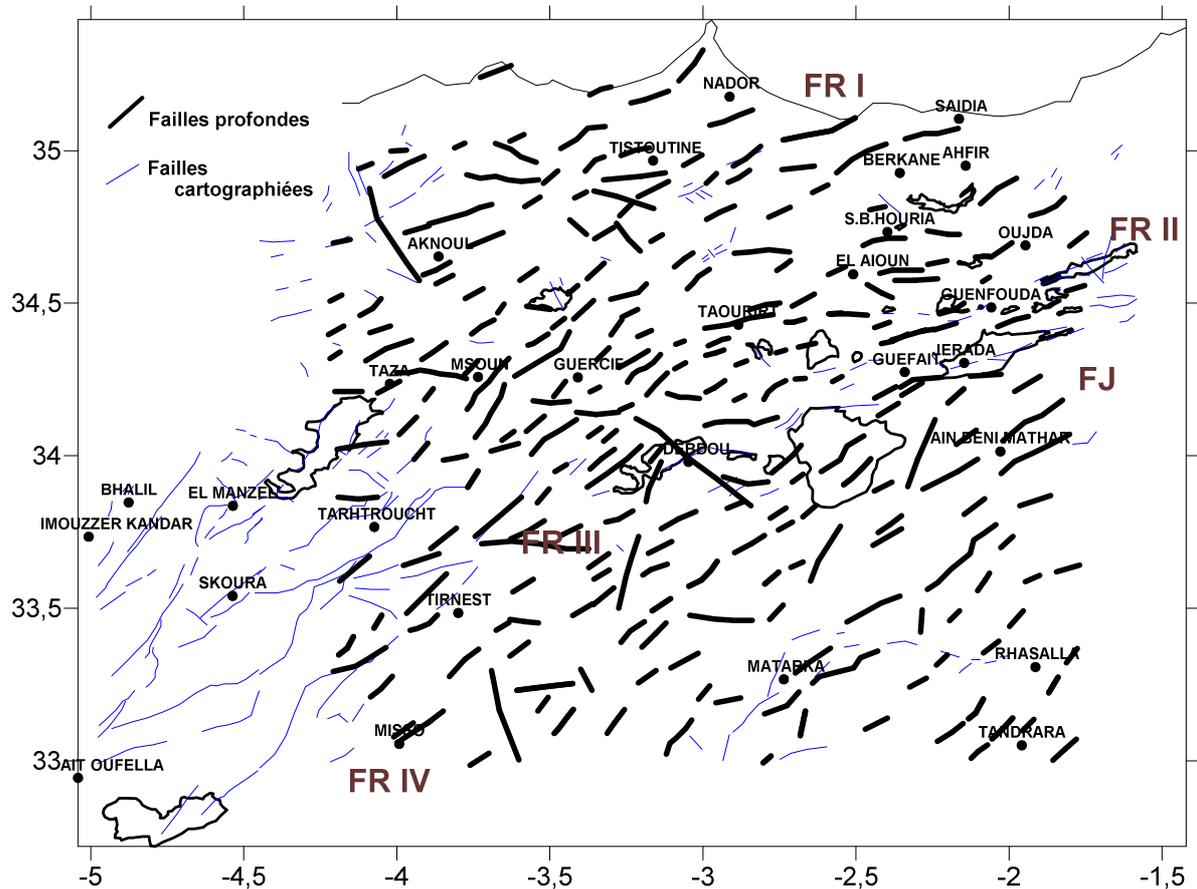


Fig 19: Réseau de failles déterminées à partir de la carte du gradient horizontal issue de carte d'anomales de Bouguer prolongée de 4Km vers le haut (Feuille d'Oujda), associées à des failles régionales cartographiées.

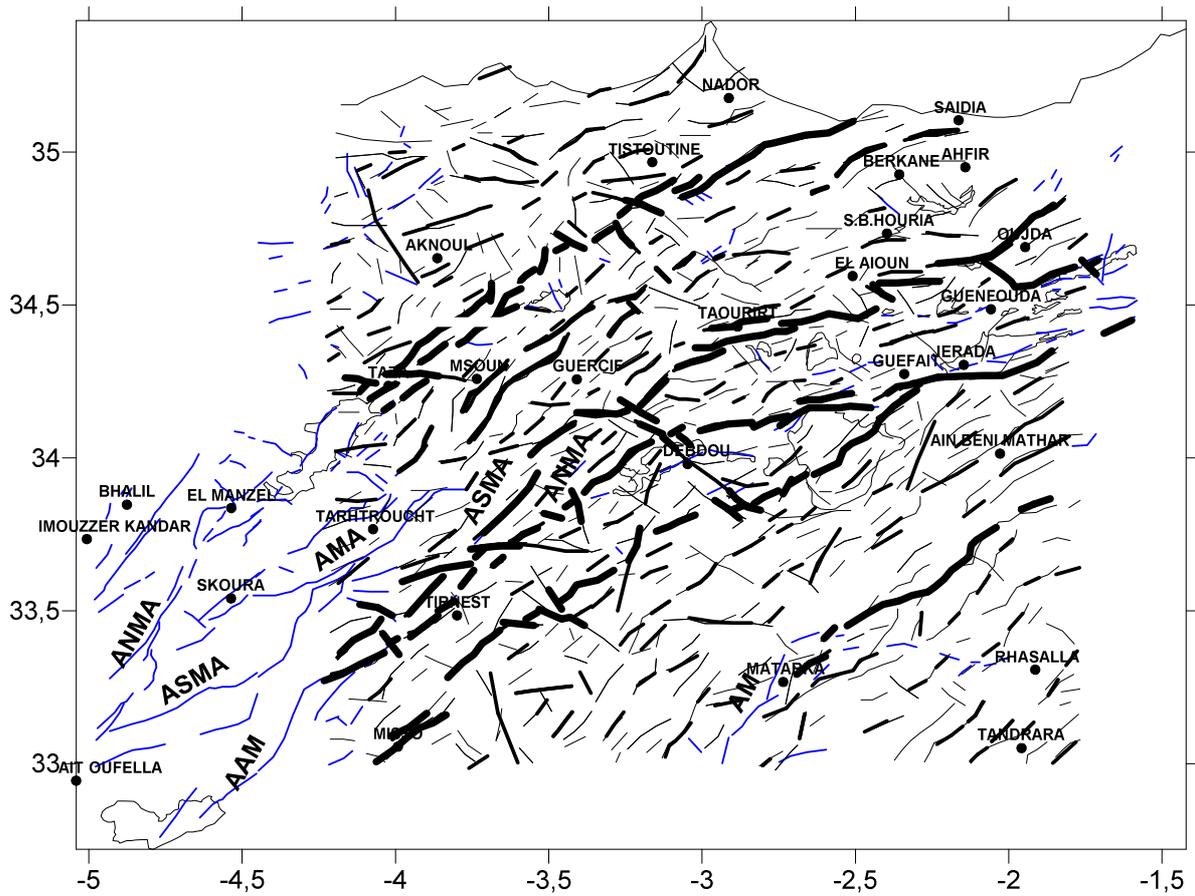


Fig 20 : Réseau de failles profondes correspondant aux prolongements des failles régionales cartographiées.

ATT : accident de Tizi N'Tretten, ANMA : accident nord moyen atlasique, AMA : accident moyen atlasique, ASMA : accident sud moyen atlasique, AAM : accident Aouli Mibladène et AM : accident de Mechkekkour.

Les failles régionales majeures qui longent le Moyen Atlas (ANMA, AM et ASMA) se prolongent vers le Nord- Est par les linéaments profonds FR I, FR II et FR III, la faille d'Aouli Mibladène par le linéament FR IV et la faille de Mechkekkour par le linéament FR VI (Fig 21). Le linéament FR V ne prolonge aucune faille régionale. Mais, il va nous aider à comprendre les raccords entre les boutonnières de Mekkam, Debdou et Midelt.

Le premier accident FR I se raccorde parfaitement à la faille nord moyen atlasique (ANMA) (Fig 23). Il débute à Taza, se continue au sud-est d'Aknoul juste à l'ouest de la boutonnière paléozoïque de Boudoufoud . Son prolongement vers le nord-est s'étend jusqu'à la rive méditerranéenne en passant au sud'est de Tistoutine. Cette faille est d'une importance majeure. Elle correspond à la limite occidentale du grand bassin subsident du Dogger qui suit

orientale de cet accident FR III présente quand à elle une direction est nord ENE-WSW. Elle passe au sud de Taourirt, se continue au sud d'El Aioun avant de se bifurquer en deux branches à l'ouest d'Oujda. Le changement de direction de FR III est lié au jeu vraisemblablement sénestre de la faille NE-SW qui passe par Debdou (Fig 23). D'ailleurs, Le bloc constituant la chaîne des Horsts est limité par la partie nord orientale de l'accident RF III (Fid 24).

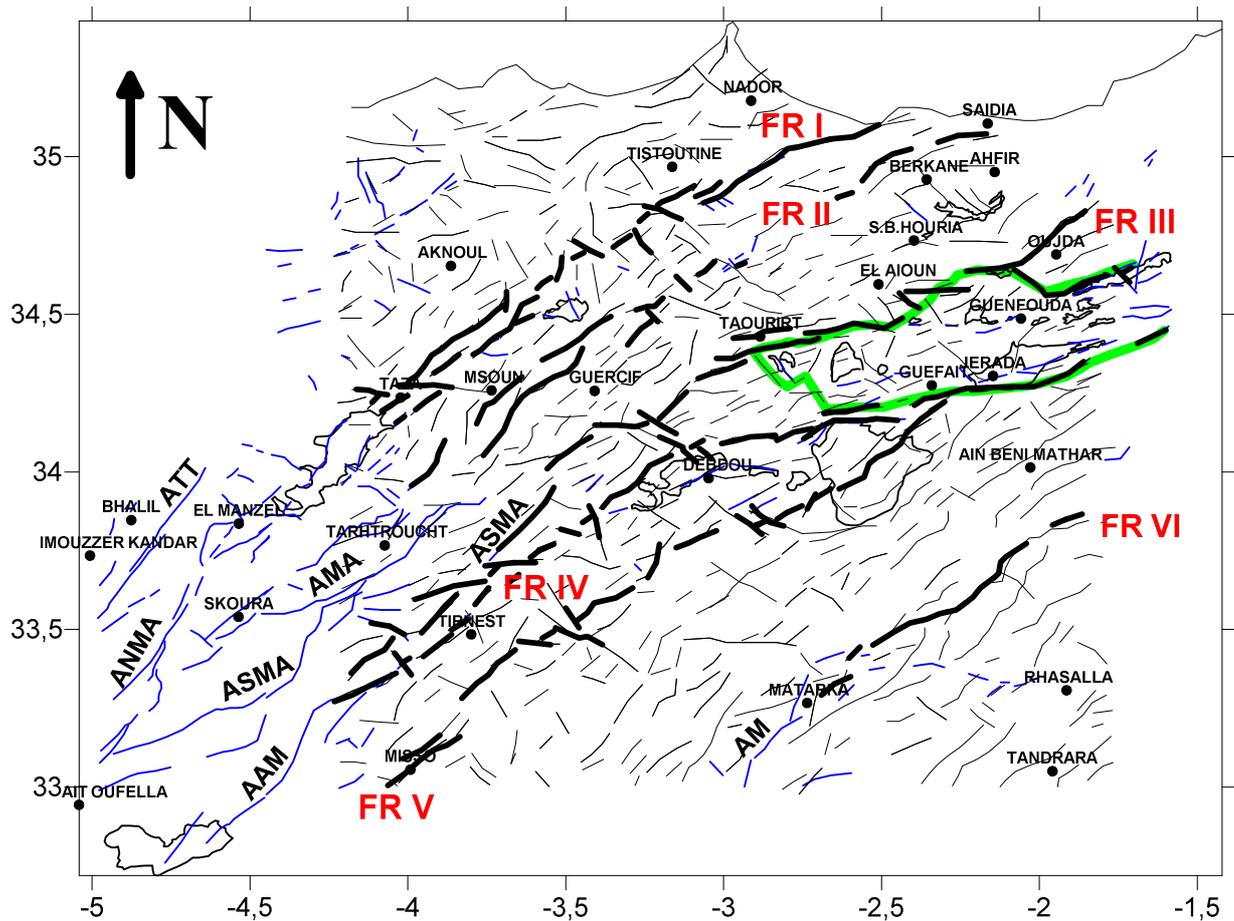


Fig 24 : Relation de la chaîne des Horsts et les grands linéaments profonds majeurs et la limites de la chaîne des Horsts.

L'accident FR IV, confirme dans sa partie nord orientale la faille de Jerada qui borde la chaîne des Horsts par le sud, se continue au nord de la boutonnière de Mekkam et change de direction à l'ouest de la boutonnière de Debdou suite au jeu sénestre de la faille NW-WE citée plus haut. Cette partie de linéament explique donc pourquoi il y a une flexure juste à l'ouest de Debdou. L'accident RFIII se continue vers le SW en passant par l'ouest de Tinnest

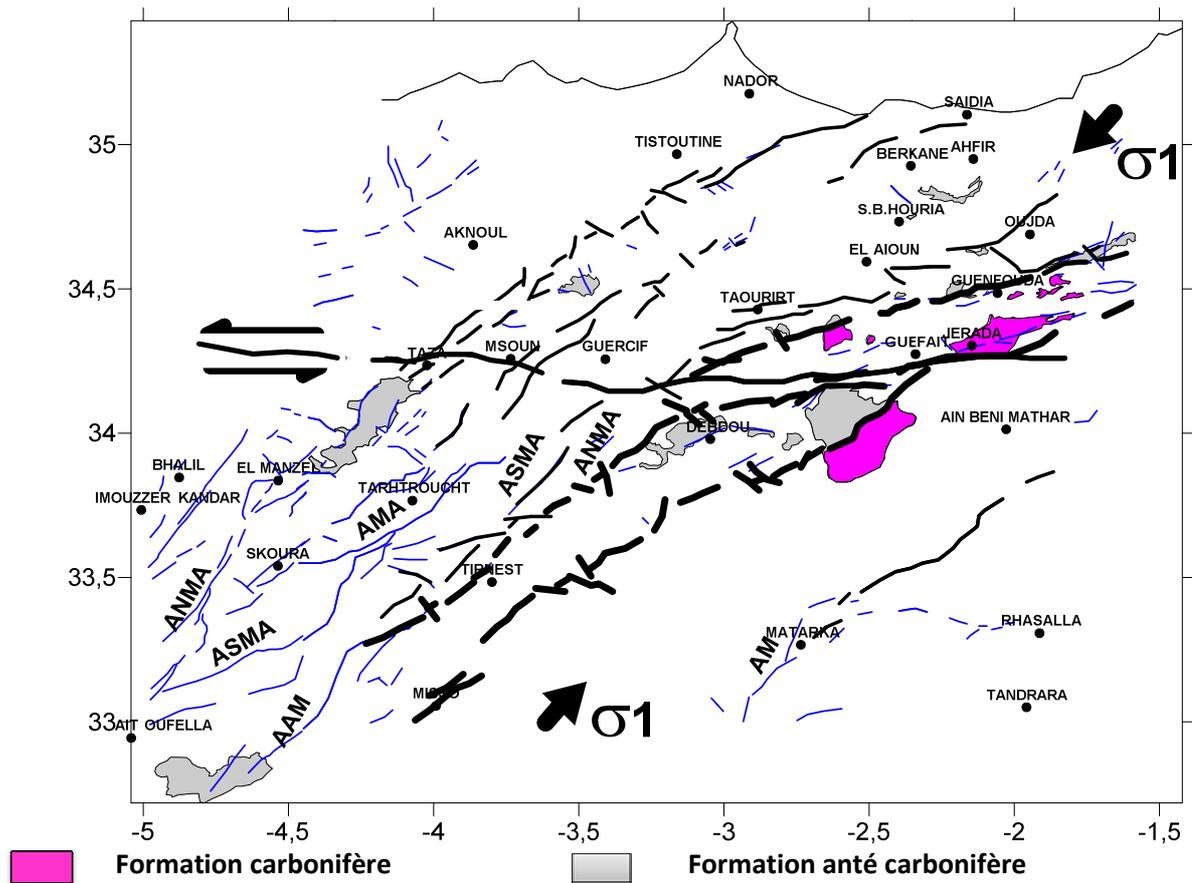


Fig 26 : Esquisse montrant les raccords structuraux entre les boutonnières du secteur d'étude et les boutonnières avoisinantes.

N : Nerguechoum, T : Tancherfi Z : Zekkra σ1: correspond à la compression NE-SW du Tortonien qui aurait causé le jeu senestre de la faille régionale Jerada - Taza

L'accident FR IV passe à l'ouest immédiat de la boutonnière de Debdou. IL se prolonge vers le SW par l'accident d'Aouli Mibladène qui traverse la boutonnière de Midelt. Si on tient compte de l'âge anté carbonifère de ses terrains et de ceux de Debdou, on peut déduire que l'ouest de Mekkam, Debdou et Midelt appartiennent à la même ride. Cette déduction peut être appuyée si on considère la faille d'Ait Oufella comme une branche de l'accident FR IV (Fig 25). La boutonnière de Midelt va se trouver au cœur de la ride limitée par les accidents FR IV et FRV. Ce résultat vient appuyer les similitudes qui réunissent ces boutonnières aussi bien de point de vue style et âge de la déformation. En effet, elles ont enregistré les mêmes phases de déformation anté-viséenne du domaine interne du bâti hercynien marocain (Huvelin, 1970 et Hoepffner, 1987). Les raccords de ces boutonnières

avec celles de la chaîne des Horsts situées au nord de l'accident équatorial de Jerada-Taza (Fig 25) semblent par contre plus difficiles ; Il faut supposer que le bloc portant ces boutonnières s'est décalé vers l'ouest suite aux jeux sénestres qu'aurait connu la faille de Taza-Jerada au Jurassique moyen (Dogger) et au Miocène supérieur (Tortonien) lors d'une compression régionale NE-SW (Fig 25). En effet, l'accident FR VI sépare du côté Nord les formations anté carbonifères de Nerguechoum, Ghar Rouban et les parties nord des boutonnières de Zekkara et de Tancherfi, et du côté Sud les formations carbonifères de Jerada et les parties sud des boutonnières de Zekkara et de Tancherfi (Fig 25). Il s'agit là aussi d'une limite entre ride et bassin qu'on peut relier à l'accident FRV. Cependant, il n'y a pas de similitude de faciès entre les formations carbonifères pour confirmer cette hypothèse.

L'accident FR IV (Fig 23) se relie à la faille régionale de Mechkekkour qui a joué un rôle important dans la formation du bassin de Mechkekkour au cours du Dogger (Charroud, 1997, 2000). Il semble qu'il fait partie d'une grande faille d'origine hercynienne dans la moitié sud occidentale a rejoué en transtention par héritage tectonique au cours du Jurassique moyen (Fig 25).

Conclusion Générale

Nous retenons de cette étude que l'application de la méthode du gradient horizontal à la carte gravimétrique de Bouguer nous a permis :

- De confirmer les tracés de plusieurs failles régionales et de détecter d'autres ;
- De sélectionner les failles profondes qui ont joué un rôle important dans l'évolution paléogéographique de la région ;
- De raccorder le Moyen Atlas et la partie nord orientale du Maroc d'une manière plus précise par le biais de failles profondes recouvertes par les formations récentes du bassin de Guercif ;
- De déterminer les liens entre les boutonnières paléozoïques des Hauts Plateaux ;
- D'essayer d'expliquer la répartition des boutonnières paléozoïques de part et d'autre de la faille régionale équatoriale de Taza-Jerada.

Bibliographie

Archibald & Bochetti (1999). Multiscale edge analysis of potential field data. *Explor. Geophys.*, 30, 38-44.

Ben Sari, (1978) *Connaissances géophysique du Maroc* ». Thèse Doctorat Sci. Univ. Grenoble I, Fr. 262 pages

Benzaquen, (1965). Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de guercif. Rapport inédit. archives D M G, Rabat.

Biron, (1982). Le permio-tras de la region de l'Ourika, Haut Atlas Central de Marrakech. Lithostratigraphie+, Sédimentologie, tectonique et minéralisations. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 170.p.

Blakely R.J. & Simpson R.W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies *Geophysics*, 51, 1494-1498. Brede R., Hauptmann M., Herbig B. & Marburg 1992. Plate

Cattanéo, (1980) sédimentation carbonatée liasique, chronologique et interprétation des événements tectonique cénozoïques dans les Béni Snassen orientaux (Maroc Nord oriental).- *Bull.soc.Géol.France*, 7, t.XXII, n° 2 ,PP.1856191.

Charroud et al (1997). Place des Hauts Plateaux marocaine dans l'évolution géodynamique mésozoïque de la marge sud téthysienne. 14^e Colloque des Bassins sédimentaires marocains, Sept. Kenitra, Maroc.

Charroud, et al. (1999)- place des hautes plateaux marocains dans l'évolution géodynamique jurassique de la marge sud téthysienne. actes du 1^e colloque national sur le jurassique marocain. M.A.P.G., Sept., Rabat.

Chotin et al, (2000)-The southern Tethyan margin in northeastern morocco, sedimentary characteristics and tectonic control.-IN: *S. sedimentary basins*, Mem .Mus .Natn .Hist. 182:107-128.Paris.

Choubert et Macais, (1952). Aperçu structural, Géologie du Maroc. Notes et Mém. Ser. Géol. Maroc, n 100 fasc. 1., 1^{ère} partie, pp. 9-73.

Colo, (1961). Contribution à l'étude du jurassique du Moyenne-Atlas septentrional. Notes et Mém.Serv. Géol. Maroc, 2 vol, n 139, p. 226.

De Dresnay, (1962-63). Phénomènes sédimentaires lités à la paléogéographie des mers du jurassique inférieur et moyen dans le haut- Atlas marocain oriental. Colloque sur les seuils en géologie. 87^e Congr. Soc. Sav., Poitiers, pp. 859-856.

Demnati (1972) Di Giofis. Teor. Ed. appli., 14, 203-236) -.....

Dercourt et al (1985) – Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du lias à l'actuel.- Bull. soc.Géol. Fr., 8, t.I, n° 5.p.637-652.

Galdéano, (1980) -La cartographie aéromagnétique du Sud-Ouest de l'Europe et de la région Afar : réalisation, méthode de traitement applications géodynamiques. Thèse ès Sciences physiques à l'université de Paris VII.

Hervouet (1985)- Géodynamique alpin (trias actuel) de la marge septentrional de l'afrique au nord du bassin de gyercif (Maroc oriental).-Thèse d'Etat,Pau,367p.

Hoepffner, (1987)- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse Doct. Sc. Strasbourg, 280 p. (inédit).

Laville et al, (1995)- Inversion négative et rifting atlasique :l'exemple du bassin triasique de kerrouchène (Maroc).Bull.Soc.géol.France, 1995,t.166,n°4 ,pp.365-374.

Laville et Feddan, (1989)-le système atlasique marocain au Jurassique : évolution structurale et cadre géodynamique.-Sci.Geol.Mem., 84,3-28.

Lou Tinan Aurélie VANIÉ, Driss KHATTACH & Mohammed Rachid HOUARI. (2005). Université Mohamed I, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Laboratoire de Géophysique, Géodynamique, et Géoressources (L3G), B.P. 524, Oujda, Maroc.

Manspeizer et al, (1978). Separation of Morroco and Eastern North America: a Trias-LKiasic stratigraphic record. – Geol. soc. Amer. Bull. 89, 901-920.

Medioni, (1971). Travaux cartographiques et études géologiques dans la Méseta orientale.C. R. activités, Serv. Carte géol. Maroc. p. 67-70.

Medioni, (1972). Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Debdou.

Michard, (1976) – Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. serv. Géol. Maroc N° 252 ,408P.

Michard, (1976). Eléments de éologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N 252, 408p.

Oujidi (1994). Le complexe Volcano- sédimentaire Rouge du Trias et de la base du lias des pays des Horsts (Maroc oriental).- Doctorat és- Sciences. Univ. Mohammed I. Oujda. Maroc.

piqué et Michard ; (1989) Moroccan hercynides: a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa.

Rakus, (1979). Evolution et position paléogéographique des monts d'Oujda au cours du Mésozoque.- mines, Géol. El Energie, Rabat, n 46, p75-78.

Russo, (1926). Recherches géologiques sur le territoire des Hauts-Plateaux (Maroc oriental). A. Univ. Lyon, Nouvelle Série., Fasc. 46.

Russo, (1928). Observations nouvelles dans la Moulouya et grandes Atlas oriental. Bull. Soc. Géol. Fr., 4^{ème} série, t. 28, fasc. 3-5, pp.

Salvan (1984). Les formations évaporitiques du trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. Quelques réflexions. –rev géol Dyn. Géol. Phys. , Vol. 25, fasc. 3,p. 187-203, paris.

Tabyaoui, (2000) - Apport des données satellitaires à la cartographie des structures géologiques du Maroc nord –oriental. Tectonique cassante, cinématique et contexte géodynamique du Trias à l’actuel. Thèse, Fac. Sci. Rabat,338 p.

Termier, (1936). Etudes Geologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas Septentrinal. Thèse, Paris, Notes et Mém. Serv. Min. et Cartes Géolo. Maroc, n 33, Vol. 1, II et III.

Tmap D.Gibert et A.Galdeano, (1985) - A computer program to perform transformation of gravimetric and aeromagnetic surveys. Computers and Geosciences Vol 11 n°5.

Torbi, (1988) - Analyse structurale et étude de la fracturation du socle hercynien et de sa couverture, dans les Monts du SE d’Oujda, Meseta orientale, Maroc. Thèse soutenue le 13\7\1988 à l’Université de Poitiers.

Van Den Bosch (1972) –Mémoire explicative de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord)au 1/500.000.- Notes et Mémoire .du Service Géologique,Rabat,Maroc n° 234 bis,219p.

Van Houten , (1977). Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern North America: Comparaison. –Amr. Assoc. Petrol. Geol.Bull., 61, 1, 79-99.%