

# Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental

Lou Tinan Aurélie VANIÉ, Driss KHATTACH & Mohammed Rachid HOUARI

Université Mohamed I, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Laboratoire de Géophysique, Géodynamique, et Géoressources (L3G), B.P. 524, Oujda, Maroc. e-mail: [khattach@sciences.univ-oujda.ac.ma](mailto:khattach@sciences.univ-oujda.ac.ma); rozlyn75@yahoo.fr.

**Résumé.** Différentes techniques de filtrage (méthode du gradient horizontal, prolongement vers le haut, filtrage fréquentiel) ont été appliquées à la carte gravimétrique d'Oujda au 1/500.000 en vue de préciser le tracé et l'extension des accidents tectoniques, et de délimiter les autres structures géologiques, telles que les bassins sédimentaires. Ainsi : (i) la relation entre les différentes anomalies positives et négatives d'une part et les structures géologiques d'autre part a été établie ; (ii) quatre familles de direction structurale ont été déterminées ; N35-60, N65-75, N80-90 et N115-160 ; (iii) parmi les principaux accidents mis en évidence, on trouve les failles qui délimitent les chaînes de Kebdana et Beni-Snassen, la faille de Guéfait, l'accident medio haut-atlasique, l'accident nord-atlasique, l'accident sud-atlasique et les accidents délimitant le dôme de Tendirara.

**Mots clés :** Maroc, gravimétrie, filtrages, gradient horizontal, structures tectoniques cassantes.

Contribution of the filtering of the gravimetric anomalies to the study of the deep structures of eastern Morocco.

**Abstract.** Various techniques (horizontal derivative, upward continuation, filtering) have been applied to the Bouguer anomaly map of eastern Morocco (1/500.000) to delineate the major geological structures such as faults and basins. Some of these structures are totally or partially hidden by the Mesozoic and Cenozoic cover. Thus, (i) the relationship between gravity highs and lows and known geological structures have been established; (ii) four major fault orientations N35-60, N65-75, N80-90 and N115-160 have been determined ; (iii) the major faults are: the faults delimiting Kebdana and Beni-Snassen belts, Guéfait fault, medio high-atlas fault, north atlas fault, south atlas fault ; faults delimiting the Tendirara dome. These faults, inherited from the Variscan structural pattern, would have participated to the evolution and structuring of the Mesozoic and Cenozoic basins.

**Key words:** Morocco, gravimetry, filtering, horizontal derivative, brittle tectonic structures.

## INTRODUCTION

Situé entre le craton africain au sud et le littoral Méditerranéen au nord, le Maroc oriental couvre plusieurs zones morphostructurales, qui sont du sud au nord : le Haut Atlas oriental, les Hauts plateaux, le pays des Horsts, le couloir Oujda-Taza, la vallée de la Moulouya et le Rif oriental. En raison de ses richesses minières, cette région a suscité depuis le début du XX<sup>ème</sup> siècle l'intérêt de nombreux géologues (cf. Tabyaoui 2000 et références citées). Cependant, le tracé et l'extension des accidents qui affectent la région, ainsi que la géométrie des bassins qu'ils délimitent ne peuvent être approchés uniquement par les données de surface. C'est pourquoi, dans le présent travail, nous avons eu recours à la gravimétrie comme outil d'investigation. La carte de l'anomalie de Bouguer au 1/500.000 du Maroc oriental présente de forts contrastes (gradients) qui seraient le reflet de discontinuités ou interfaces telles que les failles et les flexures. Pour l'étude de ces discontinuités, nous avons procédé à une analyse multi-échelle (Archibald & Bochetti 1999, Khattach et al. 2004) basée sur le couplage de la méthode du gradient horizontal avec celle du prolongement vers le haut. Cette approche, qui s'est avérée efficace dans études de détail (Khattach et al. 2004), devrait nous permettre de mettre en évidence les structures géologiques majeures et de cartographier les différents accidents tectoniques qui affectent la zone d'étude tout en déterminant leur degré d'importance et leur pendage. La zone d'étude concerne uniquement la région couverte par la feuille gravimétrique d'Oujda au 1/500.000, située entre les latitudes 32° et 35°N et les longitudes 1,50° et 4° W (Fig. 1).

## APERÇU GEOLOGIQUE

### Cadre structural

Le Maroc oriental est un système de plaines, de plateaux et de chaînes de montagnes façonnant une couverture méso-cénozoïque. La région d'étude (Fig. 1) s'étend sur les parties est des domaines meseto-atlasique et rifain. Le premier, bâti sur un socle hercynien (Meseta orientale), est une chaîne alpine développée sur un système de rift intracontinental majeur (Laville & Piqué 1991, Beauchamp et al. 1999) d'obédience téthysienne. Il est représenté par le Haut Atlas oriental, le Moyen Atlas qui se prolongerait à travers le bassin de Guercif (Zizi 1996a et b) jusqu'aux Beni Snassen, la vallée de la Moulouya, le couloir Oujda-Taza, le Pays des Horsts et un bloc crustal sans déformation alpine notable qui constitue les Hauts Plateaux. Le second, situé vers le nord, le Rif, fait partie de la ceinture bético-rifaine et de la chaîne alpine péri-méditerranéenne (Durand Delga & Fontboté 1980). Il est représenté par une partie du massif des Bokkoya, l'unité des Flyschs de Tisirène, l'unité de Ketama (Andrieux 1971) et le Rif externe (s.s.) avec les Tamsamane, le massif de Beni Ifrou, les Kebdana, la plaine de Triffa et le Gareb. Avec les Atlas, ces zones morpho-structurales résultent de la superposition de plusieurs phases tectoniques d'âge alpin, compressives et distensives, qui se sont succédées depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'actuel (Mourier 1982). La plupart de ces zones sont orientées suivant la direction ENE-WSW à E-W (par ex., Pays des Horsts, Haut Atlas oriental, Kebdana) et NE-SW (Moyen Atlas, vallée de la Moulouya, Ride de Mechakour), ce qui reflète une partie de l'évolution géologique alpine empruntant un canevas structural

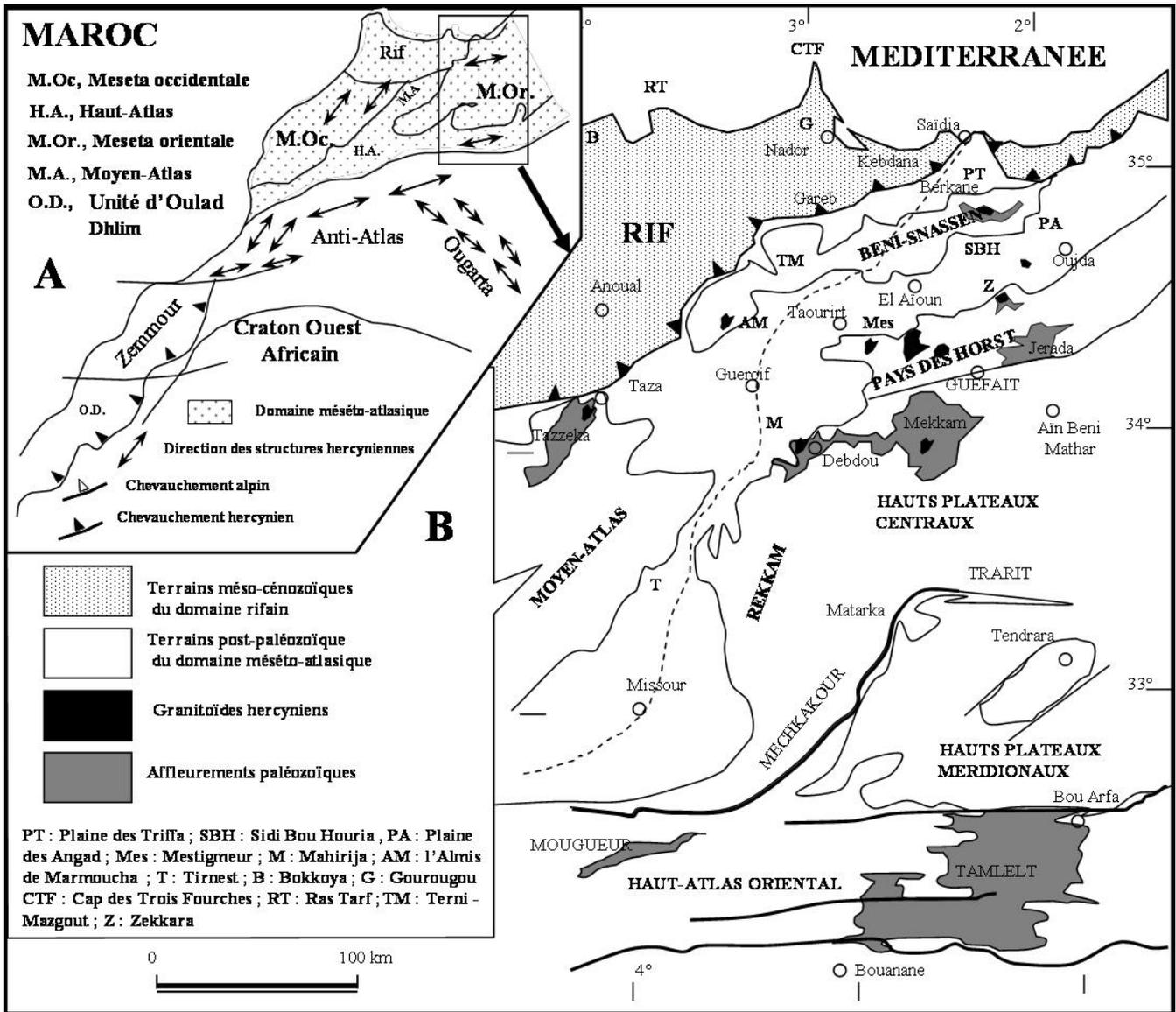


Figure 1. Localisation (a) et carte géologique simplifiée du domaine d'étude (b).

hercynien et probablement panafricain (Choubert 1963, Michard 1976, Piqué et al. 1998). Les principaux affleurements des terrains de la zone étudiée s'inscrivent dans l'histoire atlasique et bético-rifaine.

#### La couverture méso-cénozoïque dans le contexte atlasique

Comme dans le Haut Atlas, l'histoire alpine de la région étudiée s'est déroulée en trois périodes : pré-rift ; syn-rift et post-rift (Beauchamp et al. 1999). Les terrains méso-cénozoïques reposent en discordance sur un socle déformé, granitisé et métamorphisé par l'orogénèse hercynienne dont les terrains affleurent dans des boutonnières éparées (Tazekka, Beni Snassen, Mekkam, Debdou, Tamlelt...). Les plus anciens terrains paléozoïques sont représentés par des pitons rhyolithiques attribués au Néoprotérozoïque dans le Tamlelt (Choubert et al. 1950, Du Dresnay 1963, Houari 2003). Le Cambrien, le Cambro-Ordovicien, l'Ordovicien et le Silurien se rencontrent dans différentes boutonnières, tandis que des flyschs dévoniens n'affleurent que dans les

boutonnières de Mekkam – Debdou et Beni-Snassen. Les terrains anté-carbonifères sont déformés par la phase éovarisque (Hoepffner 1987). Ils sont recouverts en discordance par une série carbonifère à caractère volcanosédimentaire et à niveaux charbonneux bien connus à Jerada (Owodenko 1976). Cette série est plissée suivant la direction ENE-WSW par une deuxième phase compressive tardi-hercynienne. Cette phase s'inscrit dans un contexte transpressif dextre guidé par un réseau de failles de direction N70-90 reconnu dans la boutonnière de Tamlelt (Houari & Hoepffner 2003). L'évolution hercynienne se termine par la mise en place de massifs granitiques (Tazekka, Mekkam, Beni Snassen ...), suggérés par l'étude gravimétrique comme le granite de Chott Tigri (Kergomard 1973, Van Den Bosch 1981). Ces manifestations magmatiques sont syn- à tardi-tectoniques, à signature calco-alcaline à shoshonitique (El Hadi et al. 2003).

La période syn-rift débute pendant le Trias et continue durant le Jurassique (Michard 1976, Manspeizer et al. 1978, Laville 1988). La séquence syn-rift débute avec les dépôts

clastiques continentaux triasiques, composés d'argiles rouges, et d'évaporites, et de basaltes doléritiques (Salvan 1968, 1974, Rakus 1979, Oujidi 1994). Les épaisseurs sont variables : 40 m dans le Pays des Horsts, 1746 m à Tendirara. La transgression franche sur le socle dépose une série mésozoïque représentée par des dépôts essentiellement carbonatés marins au Jurassique inférieur et moyen ; il s'agit soit de dépôts de plate-forme (dalle des Hauts-Plateaux) ou de bassin subsident (marnes de Talsinnt), soit de sédiments détritiques grésos-conglomératiques et argileux rouges au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Ph. Russo & L. Russo 1930, Owodenko, 1946, 1976, Horon 1952, Du Dresnay 1965, 1967, Samson 1965, Hottinger 1967, Medioni 1967, 1971, Elmi 1972, 1973, Manspeizer et al. 1978).

La sédimentation de la période post-rift a lieu du Cénomaniens à l'Eocène ; les affleurements se rencontrent spécialement dans le Haut Atlas oriental, le sud des Hauts Plateaux et la vallée de la Moulouya. Les sédiments marins du Crétacé sont peu profonds, transgressifs, clastiques ou carbonatés. Ils sont localement coiffés en discordance majeure par des dépôts cénozoïques (Paléogène/Néogène) particulièrement au nord des Hauts Plateaux et le Rif oriental.

La surrection de la chaîne atlasique débute au Crétacé (Faure Muret & Choubert 1971). La tectonique alpine se déroule durant deux phases importantes : une phase finicrétacée, et une phase oligocène à miocène. Cette dernière correspond à l'inversion tectonique atlasique et serait guidée par la convergence entre les plaques Eurasie et Afrique (Brede et al. 1992, Laville & Piqué 1992, Morel et al. 1993, 2000). Elle s'exprime différemment selon les secteurs : forte dans le Hauts Atlas oriental, conduisant à la surrection de la chaîne atlasique (Laville et al. 1977), modérée dans les Beni Snassen et les pays des horsts, très faible à inexistante dans les Hauts Plateaux.

#### Le Rif oriental

La partie orientale de la ceinture arquée du Rif est structurée par des contacts de nappes et des plissements ; elle appartient pour une grande partie au domaine mésorifain. Cependant, le côté nord-ouest de la région étudiée s'étale sur du Rif central. Ce dernier est subdivisé en trois domaines distincts (Wildi 1983), du nord vers le sud :

- (1) la Zone interne, représentée ici par le massif de Bokkoya, est constituée par des unités tectoniques formant le soubassement cristallin et ses couvertures du Paléozoïque et du Méso-Cénozoïque (Andrieux 1971, Mourier 1982, Azzouz 1992) ;
- (2) le domaine des Flyschs, unités déposées dans un environnement marin profond, localement sur une zone de transition croûte – océan, du Jurassique au Burdigalien (Durand Delga et al. 2000) ;
- (3) la Zone externe, qui comprend plusieurs unités structurales ; elle est représentée dans la zone étudiée par la nappe d'Aknoul, constituée par des unités tectoniques de la marge continentale africaine, et les unités du Mésorif schisto-carbonatées, d'âge probablement crétacé, représentées par l'unité de Tamsamane.

Le Rif oriental a subi une déformation polyphasée pendant l'orogénèse alpine, du Crétacé au Néogène terminal, avec une déformation migrant vers les zones externes en position méridionale (Wildi 1983, Chalouan et al. 2001). Des failles majeures transpressives senestres telles que l'accident du Nekor sont parallèles à celles du nord du Moyen Atlas et constituent des rampes latérales du front de chevauchement majeur (Leblanc & Olivier 1984, Hernandez et al. 1987, Tejera de Leon 1997, Bernini et al. 1999, 2000). Le tracé du front externe principal de la chaîne est moins précis que dans le Rif ; il jalonne la chaîne du Gareb jusqu'à Saïdia, passant au sud de la chaîne de Kebdana. En outre, l'unité mésorifaine, représentée par les terrains des Tamsamane, Kebdana jusqu'à la frontière algéro-marocaine est affectée par une déformation synschisteuse associée à un événement tectono métamorphique fini-crétacé (Azdimoussa et al. 1998). Le style, l'absence des séries équivalentes aux trois domaines, et la typologie des bassins post nappes (Boudinar, Kert) associés au magmatisme néogène dans le massif de Gourougou et le cap des Trois Fourches, sont en relation avec le fonctionnement du couloir de décrochement trans-Alboran (Hernandez et al. 1987). En outre, le Rif oriental est reconnu être la région sismique la plus active du Maroc (Ramdani & Tadili 1982, Aït Brahim et al. 1990, Cherkaoui 1991, Vaccari et al. 2001). La structure des bassins post-tectoniques comme l'avant pays-rifain a été profondément tributaire de la réactivation compressive d'anciennes failles crustales de direction NE -SW et E-W (Piqué et al. 1987, 1998, Zouhri et al. 2001).

Devant le grand contraste structural entre les différentes parties de la zone d'étude, on peut supposer que des accidents crustaux les séparent. Le tracé et l'inclinaison de ces structures ne peuvent être cernés en se basant uniquement sur les données de surface ou de sismique réflexion (mauvaise réponse profonde comme dans le bassin de Guercif), d'où la nécessité d'utiliser d'autres méthodes d'investigation telles que la gravimétrie.

#### APPORT DE L'ANALYSE DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

##### La feuille gravimétrique d'Oujda

La carte gravimétrique générale du Maroc ( $d=2,67$  ; intervalle 5 mgal) a été publiée en sept feuilles au 1/500 000 (Van Den Bosch 1971, 1981). Elle a été réalisée à partir de nombreux levés de détail et de semi-détail pour le compte de la Direction des Mines et de la Géologie, et de mesures isolées. Toutes les mesures ont été ramenées à un réseau de bases gravimétriques constituant le réseau gravimétrique général du Maroc (RGGM) et l'intégration des anciennes études (cartes au 1/200.000 à la densité 2,2 et 2,67) a été effectuée par la Compagnie Africaine de Géophysique (CAG) par un procédé graphique. Cette carte n'est pas homogène : la densité de mesure est de l'ordre de 1 station par 2 km<sup>2</sup> dans les bassins sédimentaires, et de 1 station par 40 km<sup>2</sup> sur le reste du territoire. Dans les zones montagneuses, cette densité de mesure est quelquefois encore plus faible. La densité des points de mesure ainsi que l'hypsométrie portée sur la carte éditée permettent de différencier les régions de moindre précision ; mais le fait

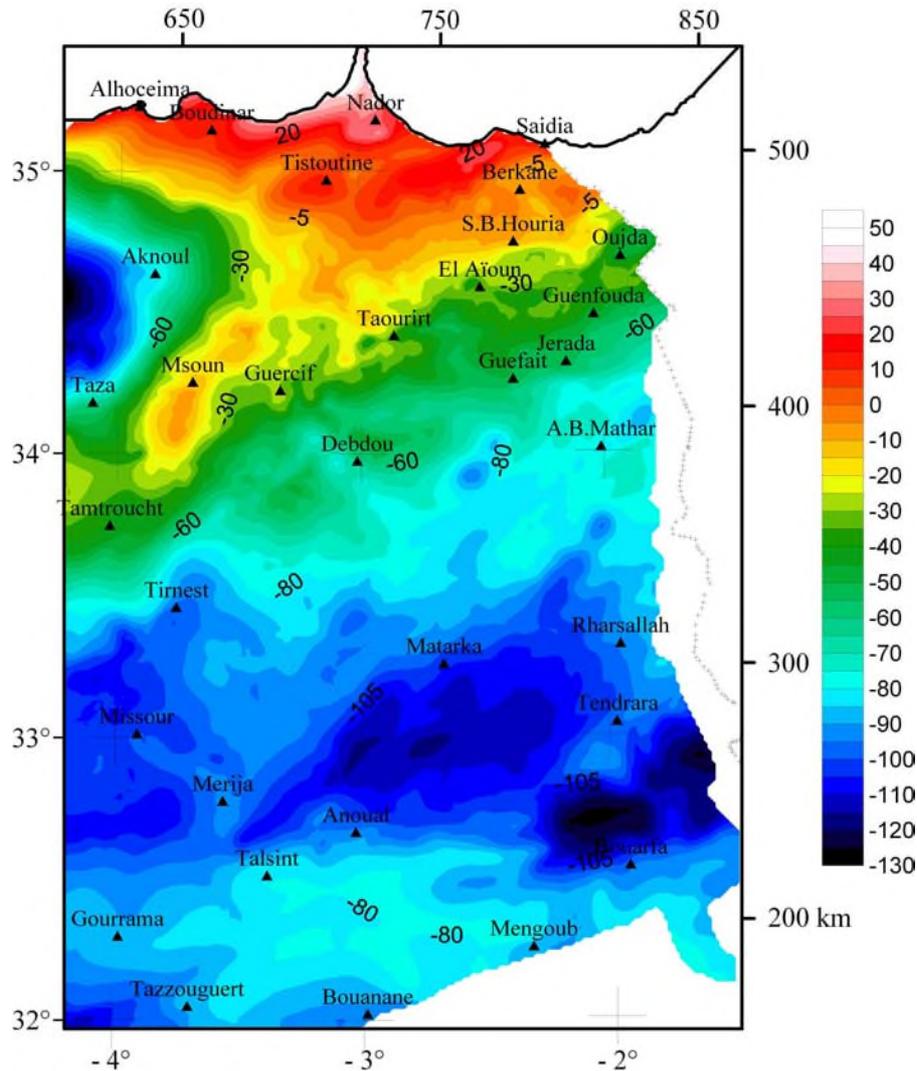


Figure 2. Carte des anomalies gravimétriques (anomalies de Bouguer intervalle 5 mgal).

qu'elles soient intégrées dans le levé d'ensemble présente l'intérêt de fournir un tableau complet dans lequel le rôle des différentes unités structurales apparaît, surtout lorsqu'il s'agit de reconnaître les structures profondes à l'échelle d'un bassin sédimentaire par exemple.

Dans le cas de la feuille gravimétrique d'Oujda, la densité des mesures est de l'ordre de 1 à 5 stations par km<sup>2</sup>. Cette carte gravimétrique présente des valeurs allant de -125 mgal dans la partie sud à +50 mgal dans la partie nord, et traduit les variations latérales de la densité dans le sous-sol. Aussi, montre-t-elle des anomalies négatives qui sont dues à des structures géologiques de dimension et de profondeur variables et des anomalies positives situées le long de la côte méditerranéenne. Cette zone positive côtière est probablement due en partie à l'effet isostasique de la mer liée à une remontée de la discontinuité de Mohorovicic, ce qui veut dire une remontée de masses lourdes du manteau (Ben Sari 1978, Van Den Bosch 1981, Tadili et al. 1986).

#### Traitement des données gravimétriques

La carte des anomalies de Bouguer est le résultat de la superposition des effets de structures géologiques

régionales et de structures locales de faible extension. Il est donc nécessaire de séparer ces deux composantes qui sont la régionale et la résiduelle. Cette carte renferme également des informations sur les discontinuités présentes dans le sous-sol, qui peuvent être extraites en analysant les gradients entre les anomalies. Pour effectuer les différents traitements, la carte gravimétrique de la zone d'étude a été numérisée avec le souci de la reproduire le plus fidèlement possible. Une grille carrée régulière de 1,5 km a été calculée à partir du semis de points numérisés par interpolation à l'aide de la technique de krigeage. La figure 2 représente la carte ainsi reproduite avec un intervalle de 5 mgal.

#### Les anomalies régionales

En l'absence d'hétérogénéités intra-crustales, l'anomalie de Bouguer ( $\Delta g_B$ ) peut être considérée comme la résultante d'anomalies dues principalement à trois discontinuités de densité situées à des profondeurs distinctes : le Moho (croûte/manteau), la discontinuité de Conrad (croûte supérieure /croûte inférieure) et la base de la partie superficielle de la croûte, ou toit du socle. Ainsi, on peut écrire :  $\Delta g_B = \Delta g_M + \Delta g_c + \Delta g_s$ .

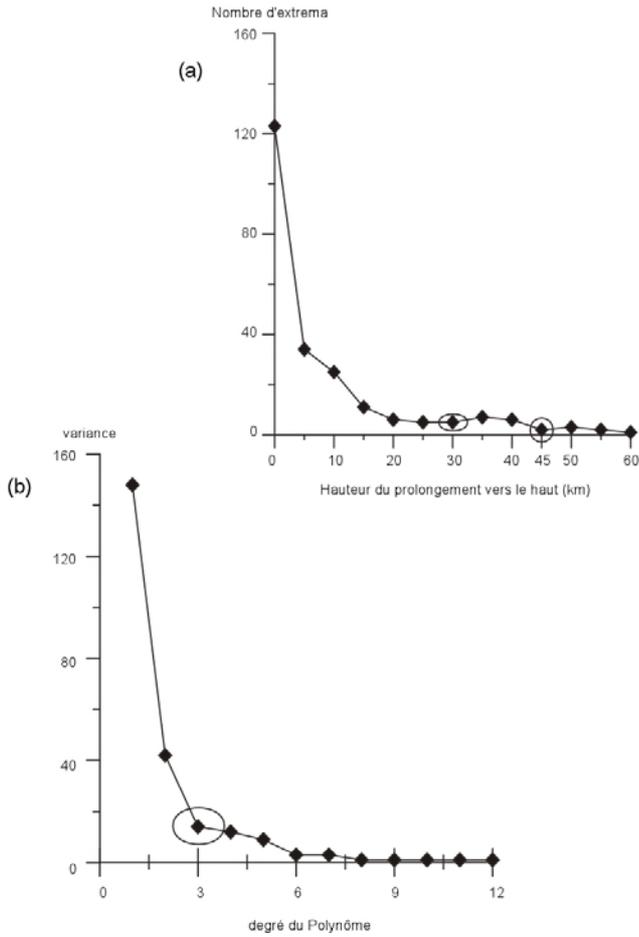


Figure 3. (a) Courbe de la variation du nombre d'extrema en fonction de la hauteur du prolongement vers le haut; (b) graphe de la variance en fonction du degré du polynôme.

Pour extraire  $\Delta g_M$  due au Moho, le lissage polynomial par la méthode des moindres carrés est une méthode efficace ; cependant, cette efficacité dépend de la sélection du degré du polynôme qui va représenter cette anomalie régionale. Le prolongement vers le haut, qui est un puissant filtre passe-bas, est également utilisé pour déterminer la régionale ; toutefois, cette méthode présente également un handicap qui réside dans la difficulté à déterminer l'altitude de prolongement appropriée en vue d'avoir la meilleure approche de la régionale. Dans le cas de la présente étude, nous avons adopté la méthode de Zeng (1989) qui est un compromis entre le prolongement vers le haut et le lissage polynomial. Cette méthode permet de déterminer le degré optimal de la surface polynomiale qui donne la meilleure estimation de la tendance régionale à partir de la carte d'anomalie de Bouguer. Elle consiste tout d'abord à évaluer la hauteur  $H$  au-delà de laquelle les anomalies gravimétriques prolongées vers le haut restent semblables en forme mais ne changent que dans l'amplitude. Ainsi plusieurs prolongements vers le haut de la carte de Bouguer sont calculés à des altitudes croissantes de 5, 10, ..., 60 km. Pour chacune des cartes prolongées, le nombre d'extrema (points où le gradient est nul)  $N$  est compté. La hauteur  $H_m$  retenue est telle que le nombre d'extrema des cartes prolongées à des hauteurs supérieures à  $H_m$  reste approximativement constant (Fig. 3a). Dans ce cas, elle correspondrait à 30 km ( $H_{30}$ ).

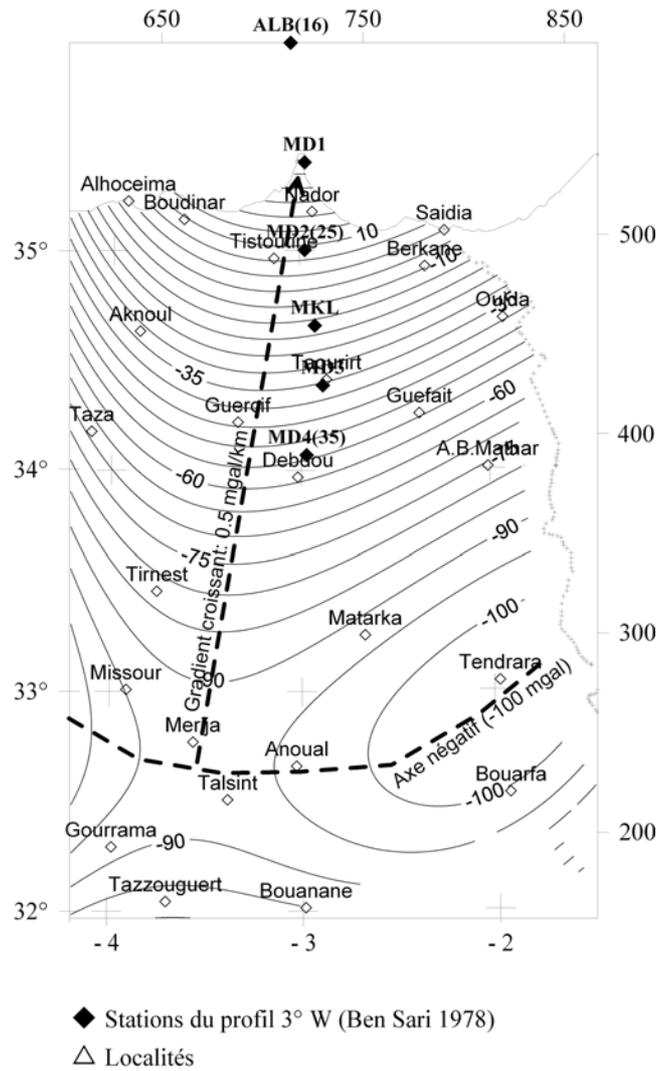


Figure 4. Carte des anomalies régionales (intervalle 5 mgal).

Un lissage polynomial par des surfaces de degré  $d$  variant de 1 à 12 est ensuite appliqué aux anomalies issues du prolongement vers le haut de la Bouguer à 30 km. Le degré approprié du polynôme régional est estimé à partir du point de discontinuité sur le graphe de la variance en fonction du degré du polynôme (Fig. 3b). Le degré optimum du polynôme représentant les anomalies issues des prolongements vers le haut à 30 km est de 3. Le traitement de la carte prolongée à 45 km donne aussi le même degré. Le polynôme de degré 3 sera donc utilisé pour faire un lissage de la carte d'anomalies de Bouguer en vue d'extraire la tendance régionale qui serait liée aux ondulations de la discontinuité de Moho (Fig. 4). A titre indicatif, nous notons que Jallouli & Mickus (2000) ont également adopté un polynôme d'ordre trois pour représenter les anomalies liées aux ondulations du Moho sous la Tunisie en se référant aux travaux de Bunes et al. (1992).

La figure 4 présente dans sa partie sud un axe négatif avec une valeur minimale de  $-100$  mgal et un gradient croissant vers le nord qui donne dans la région de Nador  $+40$  mgal, soit une variation d'environ  $0,5$  mgal/km. Ce gradient traduit un amincissement de la croûte du sud vers le nord. En effet, des études de sismique profonde (Ben Sari 1978, Tadili et al. 1986) donnent des valeurs de profondeur pour

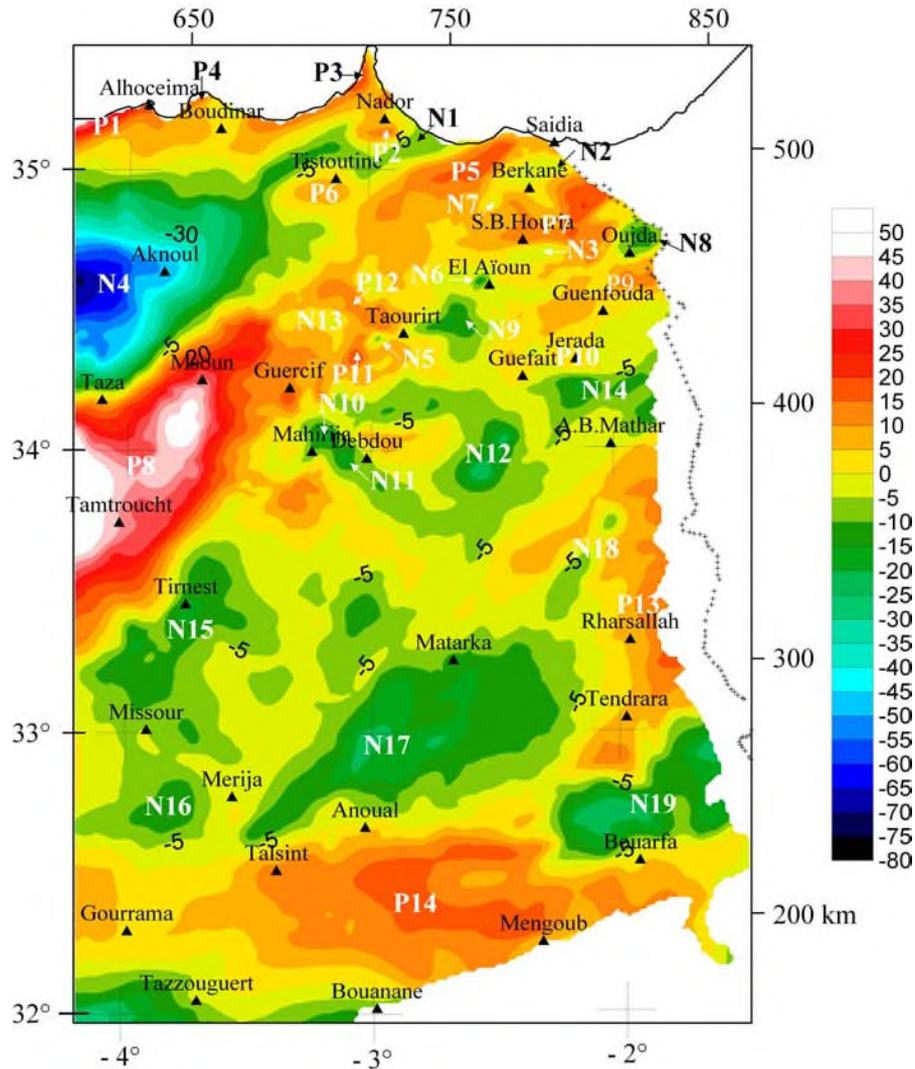


Figure 5. Carte des anomalies résiduelles (intervalle 5 mgal).

la discontinuité de Moho d'environ 25 km le long de la côte méditerranéenne (station MD2, Fig. 4), de 35 km au niveau de Debdou (station MD4, Fig. 4) et les valeurs maximales de 30 à 40 km se trouvent sous le Haut Atlas. On a donc une remontée de la discontinuité de Mohorovicic du sud vers le nord pour atteindre 16 km sous l'île d'Alboran (station ALB, Fig. 4). Les variations constatées au niveau de l'anomalie régionale reflètent donc les ondulations du Moho.

#### Les anomalies résiduelles

Les anomalies résiduelles (Fig. 5) sont issues de la soustraction de l'anomalie régionale de l'anomalie de Bouguer. Elles représentent principalement les variations de densité au niveau de la croûte supérieure comprenant la variation d'épaisseur et de densité des roches sédimentaires qui reposent sur les roches du socle et aussi les contrastes de densités induits par les corps intrusifs.

La figure 5 met en évidence de manière beaucoup plus claire les anomalies négatives et positives, ce qui permet de les corréliser efficacement avec des structures géologiques connues. Le tableau I résume les principales anomalies dont certaines ont été déjà déterminées et interprétées par Van Den Bosch (1981). Les anomalies négatives sont liées à des

bassins néogènes (N1, N2, N3, N8, N14) ou triasiques (N17) ou bien à des diapirs de sel (N5, N6, N7) à de granite (N10, N11, N12). L'extrême nord du Maroc est marqué, d'après la carte gravimétrique générale, par une vaste anomalie négative  $N_4$  dont la partie Est se retrouve sur la feuille gravimétrique d'Oujda. Cette anomalie coïncide avec une partie du domaine rifain (zone rifaine et pré-rifaine) du schéma structural (Choubert & Marçais 1952 in Van Den Bosch 1981) et couvre également le sillon rifain (faisant partie du domaine atlasique). S'agissant de l'anomalie N17 (O14) couvrant la partie sud des Hauts Plateaux, les forages TE-1 et TE-2 (Salvan 1974) y ont révélé une section triasique de l'ordre de 1500 m à prédominance salifère dont l'effet s'associerait à celui de la couverture.

Les anomalies positives, quant à elles, sont dues à une remontée du socle paléozoïque (P1, P5, P6, P7, P9, P13, 14) et à des massifs volcaniques (P2, P3, P4, P11, P12).

#### Les filtrages de la carte gravimétrique

##### 1. Filtrage passe-haut

Afin de mieux cerner les structures géologiques relativement peu profondes, nous avons procédé à un filtrage passe-haut appliqué à la carte des anomalies de

Tableau I : les principales anomalies gravimétriques de la feuille d'Oujda.  
Anomalies négatives (N) et positives (P) (O : nomenclature de Van Den Bosch 1981)

Anomalies	Localisation	Cause
N1 (O1) N2 (O11) N3 (O12)	Nord des Kbdana Plaine des Triffa Sud de Sidi Bou Houria	Dépression remplie de sédiments néogènes
N4 (R1)	Rif	Comblement sédimentaire centré sur le Rharb
N5 (O6) N6 (O7) N7 (O8)	ouest de Taourirt ouest d' El Aioun WSW de Berkane	Présence de sel à faible profondeur
N8	Région d'Oujda Plaine des Angad	Dépression remplie de sédiments néogènes
N9 (O9)	Mestigmeur	Dépôts néogènes et influence d'un granite hercynien
N10 (O5) N11 N12	Mahirija Debdou Mekkam	Granite
N13 (O13)	NE d'Almis de Marmoucha bordure nord du Moyen Atlas	Influence du Trias qui affleure
N14 N15 N16	Nord de Aïn Beni Mathar Région de Tirnest Région de Missouri	Bassins
N17 (O14)	Hauts Plateaux méridionaux	Bassin triasique salifère
N18 (O15)	Hauts Plateaux centraux	Granite ou diapir?
N19 (O16)	Nord-Est de Bou-Arfa	Granite ?
P1	Bokkoya	Remontée du socle
P2 P3 P4 P11 P12	Gourougou cap des Trois Fourches Ras Tarf région de Guercif massif de Taourirt	Massifs volcaniques Roches magmatiques
P8	Moyen Atlas plissé, le bassin de Guercif les massifs de Tazzeke et de Terni - Mazgout	Soulèvement possible de l'écorce
P7 P9 P5 P6 P13 P14 P10	Zekkara Pays des Horsts Kbdana Gareb Sud de Beni Mathar au sud de Tendrara Massif du Tamlelt Région de Jerada	Socle paléozoïque affleurant ou à faible profondeur

Bouguer avec une longueur de coupure choisie à 50 km (Fig. 6). L'examen de l'allongement des anomalies obtenues montre la dominance de la direction ENE-WSW dans la zone nord (Kbdana, Beni Saïd, Touzine et Bou Ifrou, les Kbdani, au sud des Bokkoya, les Beni Snassen et la chaîne des horsts), de la direction NE-SW au niveau des Hauts Plateaux et de la direction E-W dans le Haut Atlas oriental. On note également la présence de directions N-S (Msoun – Tirnest) et NW-SE définies par l'alignement des roches magmatiques de Debdou, Mahirija et Taourirt.

## 2. Analyse des gradients

La gravimétrie joue un rôle important dans l'identification des failles profondes, leurs limites et leurs ramifications (Everaerts & Mansy 2001). En effet, comme nous l'avons déjà mentionné en introduction, les forts contrastes (gradients) que montre la carte gravimétrique résulteraient de discontinuités, ou interfaces telles que les failles, les

flexures, les contacts des roches intrusives... L'application de la méthode du gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut permet la localisation des failles et la détermination de leur pendage (Archibald & Bochetti 1999). Les contacts linéaires correspondent à des failles alors que les contacts de forme circulaire sont les limites de diapirs ou de corps intrusifs.

L'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical (Fig. 7a) 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. Si le contact a un pendage non vertical (Fig. 7b), les maxima du gradient horizontal se déplacent dans le sens du pendage, mais, ceux-ci resteront près de ce contact pour des valeurs de pendage élevées. Blakely & Simpson (1986) ont proposé une méthode pour déterminer de manière automatique les

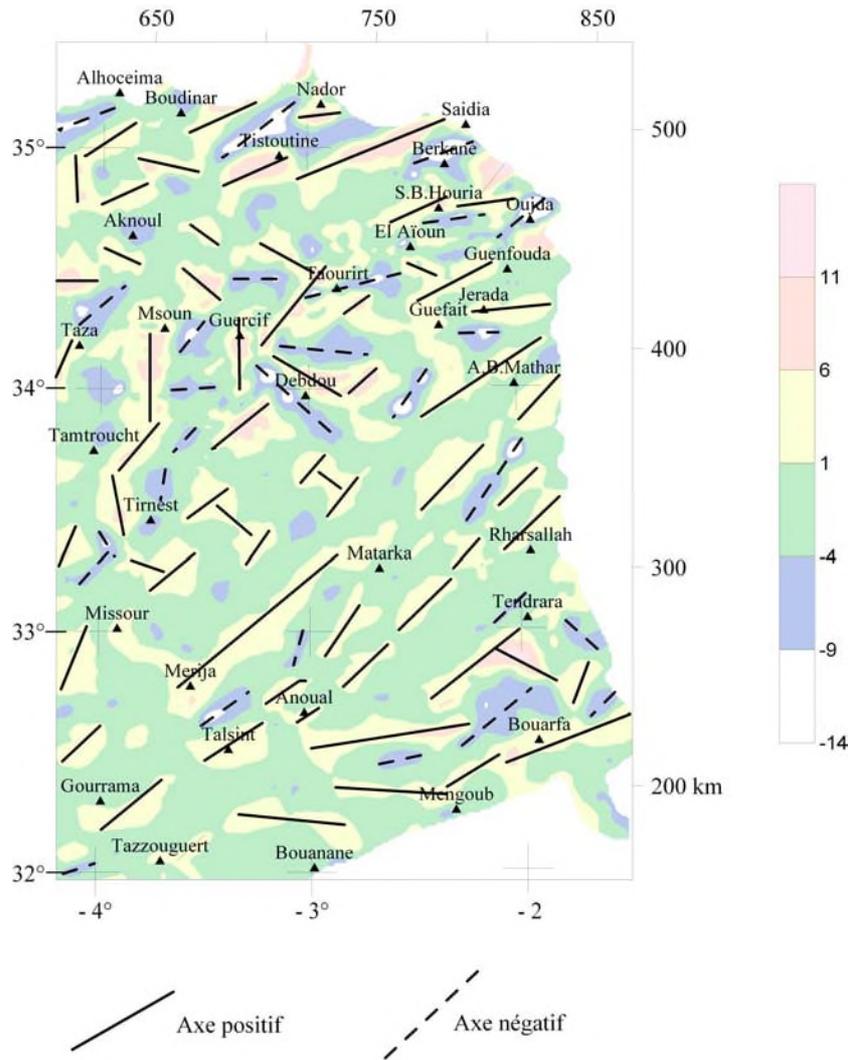


Figure 6. Carte résultant du filtrage passe-haut pour une longueur d'onde de coupure de 50 km.

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.

Pour déterminer le sens du pendage des différents contacts, la carte de Bouguer est prolongée vers le haut à différentes altitudes. A chaque niveau, les maxima du gradient horizontal sont localisés. En principe, les niveaux de prolongement les plus élevés correspondent aux contacts les plus profonds et vice-versa. Si les structures sont verticales, tous les maxima se superposent. En revanche, le déplacement des maxima avec le prolongement vers le haut indique le sens du pendage.

L'application de cette méthode à la carte gravimétrique d'Oujda a permis de mettre en évidence les différents contacts présents sur la zone d'étude comme le montre la figure 8a.

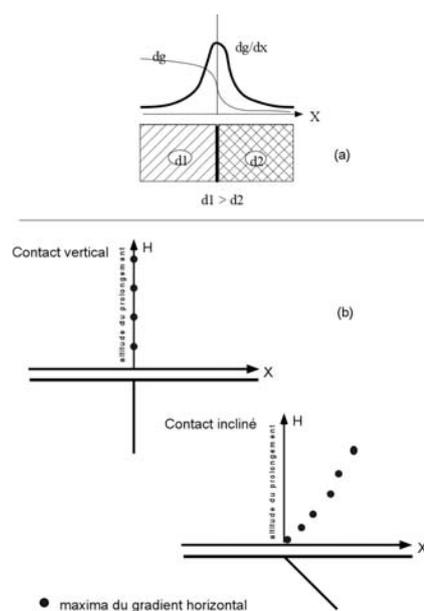


Figure 7. Méthode du gradient horizontal (a) et analyse des pendages (b).

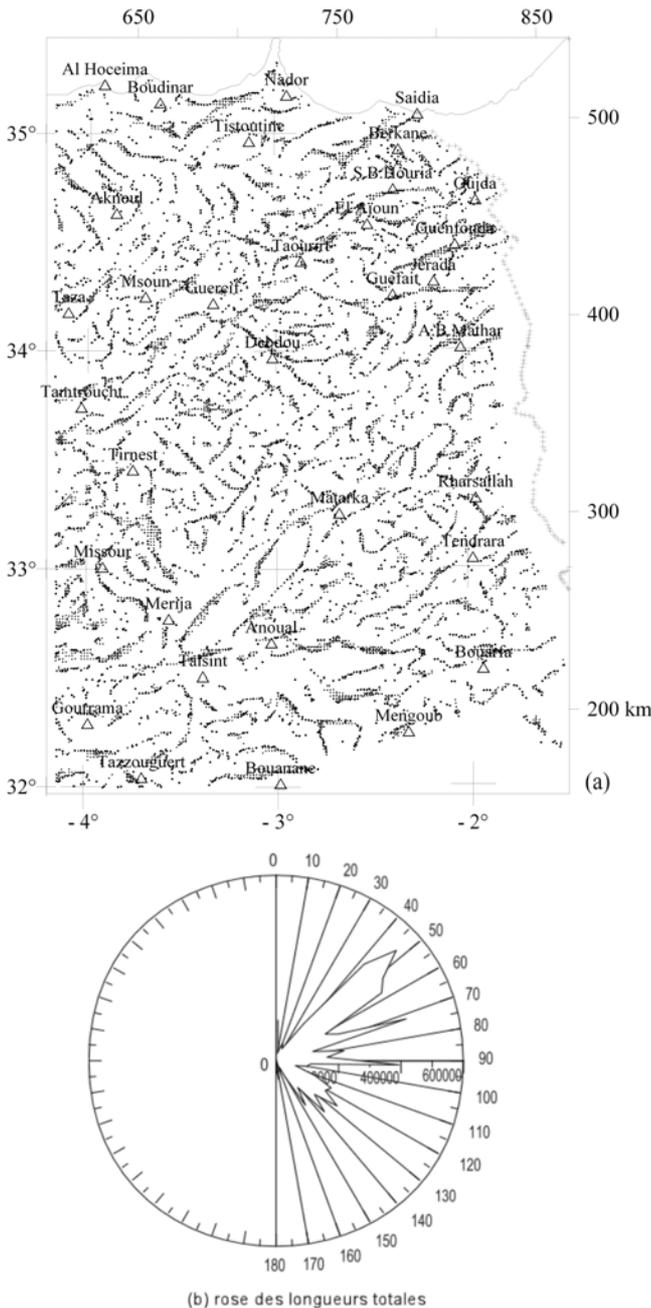


Figure 8. a, Localisation des maxima locaux du gradient horizontal déterminés sur l'anomalie de Bouguer et ses prolongées vers le haut à 2, 4, 6, 8 et 10 km ; b, Rose des longueurs totales.

Cette carte représente la superposition des maxima locaux du gradient horizontal déterminés sur la Bouguer et ses prolongées vers le haut à une série d'altitudes allant jusqu'à 10 km. La numérisation des contacts interprétés comme étant des failles et leur traitement statistique ont révélé l'existence de quatre familles de direction N35-60, N65-75, N80-90 et N115-160 (Fig. 8b). Les contacts de direction N40 à N60 se retrouvent dans le Rif, le Moyen Atlas et dans presque toute la Meseta orientale. Ceux de direction N115 à N160 se rencontrent principalement au NW de la Meseta orientale et à l'ouest des Hauts-Plateaux. Quant aux linéaments N80 à N95, ils sont présents au niveau de la chaîne des Horsts (accident de Guefaït) et dans le Haut Atlas oriental (accident nord-atlasique).

La figure 9 présente les accidents majeurs affectant la zone d'étude ; il s'agit de :

- la faille de Nekor (1) de direction NE-SW ; elle ne présente pas un fort contraste de densité (en particulier dans sa partie NE) ; par contre, l'effet de son jeu décrochant est bien visible par le décalage des failles qu'elle traverse (Fig. 8a) ;
- la faille Melilla (2) : parallèle à celle de Nekor, elle délimite le massif de Gourougou à l'ouest ;
- deux failles (3 et 3') de direction NE-SW délimitant le massif des Kebdana ;
- la faille de Sidi Bou-Houria – El Aïoun – Taourirt (4), de direction générale NE-SW, passe à E W au niveau de Sidi Bou-Houria ;
- la faille de Guenfouda (5) de direction ENE-WSW ;
- la faille de Guefaït (6) de direction EW limitant le Pays des Horsts des Hauts-Plateaux et s'étend plus à l'ouest, au sud de Guercif
- deux failles (7 et 7') orientées NE-SW de part et d'autre de Ain Béni Mathar ;
- la faille de Debdou (8), curviligne à convexité vers le sud ;
- la faille majeure de Merija – Matarka (9) de direction NE-SW traversant les Hauts-Plateaux ;
- la faille Missouri–Tirnest (10) de direction NW-SE ;
- la faille nord-atlasique (11) orientée E W et passant au voisinage de Bou arfa, Anoual, Talsint ;
- la faille médio-atlasique (12) orientée ENE-WSW, relativement plus discrète, s'étend depuis le nord de Bouarfa jusqu'au nord de Tazzouguert ;
- la faille sud-atlasique (13) orientée E-W au nord de Bouanane.

La majorité de ces failles est de pendage vertical ou subvertical ; elles ne sont inclinées que localement (Fig. 10).

## DISCUSSION ET CONCLUSION

Les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude apportent des éléments nouveaux permettant ainsi d'améliorer nos connaissances sur les structures géologiques du Maroc oriental. Ces résultats peuvent être résumés dans les points suivants :

- 1) L'établissement d'une carte des anomalies régionales reflétant les ondulations du Moho sous la zone d'étude ; celle-ci confirme les résultats obtenus par les expériences de sismique profonde (Ben Sari 1978, Tadili et al. 1986) montrant l'amincissement de la croûte terrestre en allant du Haut Atlas oriental vers la Méditerranée.
- 2) L'obtention d'une carte des anomalies résiduelles dont l'interprétation qualitative a permis de montrer la relation étroite d'une part, entre les anomalies positives et les remontées de massifs anciens et les édifices magmatiques (volcans), et d'autre part entre les anomalies négatives et les bassins, les diapirs et les plutons granitiques.
- 3) L'établissement d'une carte filtrée montrant les structures géologiques relativement peu profondes et de faible extension latérale qui s'allongent, selon les domaines de la zone d'étude, suivant les directions principales NE-SW, ENE-WSW et E-W.

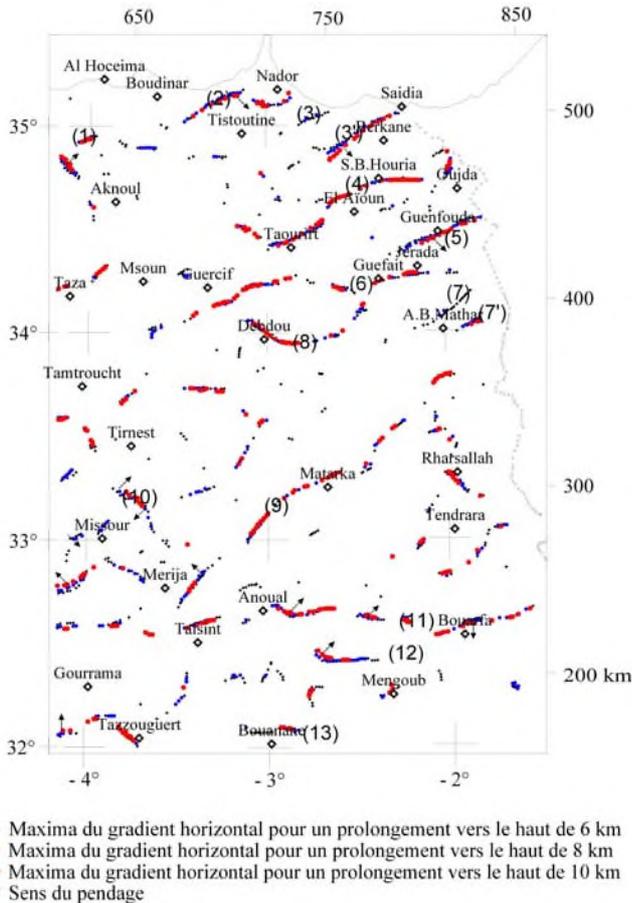


Figure 9. Localisation des maxima du gradient horizontal sur les cartes prolongées vers le haut à 6, 8 et 10 km.

4) Les principaux accidents tectoniques qui sont responsables de la structuration de la zone étudiée sont mis en évidence et bien localisés par l'analyse multi-échelle des gradients gravimétriques horizontaux. En plus de la cartographie de leur tracé, des indications ont été obtenues sur leur pendage. L'accident nord-atlasique apparaît comme une structure fondamentale par rapport à l'accident sud-atlasique : il séparerait le domaine mésétien (s.s.) du Maroc dans sa partie orientale du craton africain. Par contre, l'accident médio-atlasique qui aurait joué le même rôle est, du point de vue gravimétrique, relativement plus discret ; il ne présente pas de forts contrastes de densité. L'accident de Guefait est une structure fondamentale, séparant les Hauts Plateaux du pays des « Horsts ». Dans le Rif oriental, des accidents NE-SW (Nekor) décalent des failles NW-SE sans qu'on puisse reconnaître un front fondamental de chevauchement.

5) Les quatre familles d'accidents de direction N35-60, N65-75, N80-90 et N115-160 déterminées dans la zone d'étude sont en bon accord avec les résultats des études structurales classiques (Choubert 1963, Michard 1976). Ces directions sont globalement bien corrélables avec les structures géologiques du domaine meséto-atlasique (NE-SW, ENE-WSW et E-W), et voire même avec la structuration panafricaine pour la direction NW-SE dans le domaine anti-atlasique.

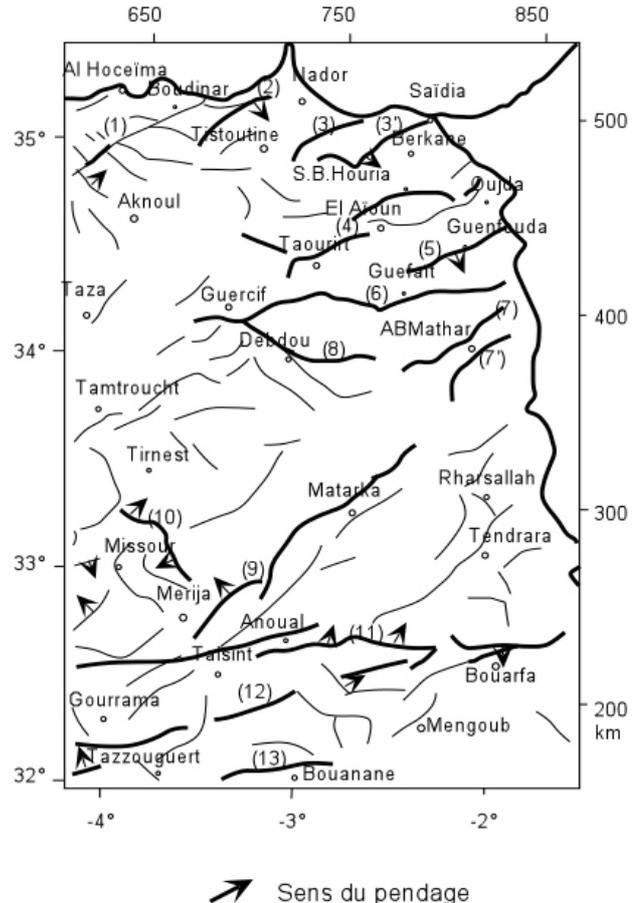


Figure 10. Carte structurale interprétative réalisée d'après les figures 8a et 9.

Les résultats de la présente étude montrent l'intérêt d'approfondir l'interprétation des cartes gravimétriques en appliquant des filtrages adéquats. Ces derniers montrent que la carte gravimétrique d'Oujda dont l'interprétation, par les travaux antérieurs, est restée au stade d'analyse qualitative, est en réalité riche de renseignements sur les structures géologiques de la zone d'étude. L'approche méthodologique adoptée dans le cadre de cette étude mérite donc d'être appliquée à d'autres régions du pays et voire même à l'ensemble du Maroc.

#### Remerciements

Les auteurs remercient Mr. Christian Hoepffner (faculté des Sciences, Rabat) et un évaluateur anonyme pour leurs commentaires et suggestions qui ont permis d'améliorer la version initiale du manuscrit

#### Références

Aït Brahim L., Chotin P., Ramdani M. & Tadili B. 1990. Failles actives dans le Rif central et oriental (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 310, sér. II, 1123-1129.  
 Andrieux J. 1971. La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Notes & Mem. Serv. géol. Maroc, 235, 155 p.

- Archibald N. & Bochetti F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Explor. Geophys.*, 30, 38-44.
- Azdimoussa A., Bourgeois J., Poupeau G. & Montigny R. 1998. Histoire thermique du massif de Kétama (Maroc) : sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, 847-853.
- Azzouz O. 1992. Lithostratigraphie et tectonique hercynienne des terrains paléozoïques ghomarides du massif des Bokoya (Rif interne, Maroc). Thèse 3ème Cycle, Fac. Sci. Rabat, 208 p.
- Beauchamp W., Allmendinger R., Barazangi M., Demnati A., Alji M.E. & Dahmani M. 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18, 163-184.
- Ben Sari D. 1978. Connaissance géophysique du Maroc. Thèse d'Etat, Univ. Grenoble, 262 p.
- Bernini M., Boccaletti M., Gelati R., Moratti G., Papani G. & El Mokhtari J. 1999. Tectonics and sedimentation in the Taza-Guercif basin, northern Morocco: implications for the Neogene evolution of the Rif - Middle Atlas orogenic system. *Petr. Geol.*, 22, 115-128.
- Bernini M., Boccaletti M., Moratti G. & Papani G. 2000. Structural development of the Taza-Guercif basin as a constraint for the Middle Atlas shear zone tectonic evolution. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 391-408.
- 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 tectonic and intracratonic mountain ranges in Morocco - The Mesozoic-Cenozoic development of the Central High-Atlas and Middle -Atlas. *Geol. Rundsch.*, Stuttgart, 81/1, 127-141.
- Buness H. et al. (19 auteurs). 1992. The EGT'85 seismic experiment in Tunisia : a reconnaissance of deep structures. *Tectonophysics*, 207, 245-267.
- Chalouan A., Michard A., Feinberg H., Montigny R. & Saddiqi O. 2001. The Rif Mountain building (Morocco), new tectonic scenario. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 5, 603-616.
- Cherkaoui T.E. 1991. Contribution à l'étude de l'aléa sismique au Maroc. Thèse, Univ. Grenoble, France, 247 p.
- Choubert G. 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Tome I. Notes & Mem. Serv. géol. Maroc, 162, 352 p.
- Choubert G., Du Dresnay R. & Hindermeyer J. 1950. Sur les calcaires à *Collenia* de la région Safsaf-Aïn Chair. *Notes Serv. géol. Maroc*. 232, 997-999.
- Dresnay R. Du. 1963. Carte géologique du Haut Atlas oriental, feuille de Bou Arfa, Iche, Talzaza et Figuig au 1/200 000. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 158.
- Dresnay R. Du. 1965. Notice géologique sur la région de Bou Arfa. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 181.
- Durand Delga M. & Fontboté J.M. 1980. Le cadre structural de la Méditerranée Occidentale, 26<sup>e</sup> congrès Géol. intern., Colloque C5, Paris, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 115, 67-85.
- Durand Delga M., Rossi P., Olivier P. & Puglisi D. 2000. Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *C.R. Acad. Sci.*, 331, 29-38.
- El Hadi H., Tahiri A. & Reddad A. 2003. Les granitoïdes hercyniens postcollisionnels du Maroc oriental: une province magmatique calco-alcaline à shoshonitique. *C.R. Géoscience*, 335, 959-967.
- Elmi S. 1972. L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Algérie occidentale) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 5, 220-222.
- Elmi S. 1973. Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (monts de Rhar Rouban). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, 1521-1524.
- Everaerts M. & Mansy J.L. 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques ; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Bolonais et de l'Artois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 267-274.
- Faure Muret A. & Choubert G. 1971. Le Maroc, Domaine Rifain et atlasique. UNESCO, Tectonique de l'Afrique (Sciences de la Terre, 6), 17-46.
- Hernandez J., Larouzière F.D. De, Bolze J., & Bordet P. 1987. Le magmatisme néogène béticorifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, 257-267.
- Hoepffner C. 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse d'Etat, Univ. Strasbourg, 280 p.
- Horon O. 1952. Le prolongement oriental du Bassin de Jerada. Rapp. Inédit, ONAREP, n° 30452.
- Hottinger L. 1967. Zur Grossforaminifera des Niesenflysches am Niesengipfel. *Bull. Schweiz Petrol. Geol. Ing.*, 33/84, 70-71.
- Houari M.R. 2003. Etude de la boutonnière paléozoïque de Tamlelt (Haut Atlas oriental) : sa place dans la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse d'Etat, Fac. Sci. Oujda, 353 p.
- Houari M.R. & Hoepffner C. 2003. Late Carboniferous wrench dominated transpression along the northern African margin. *J. Afr. Earth Sci.*, 37, 11-24.
- Jallouli C. & Mickus K. 2000. Regional gravity analysis of the crustal structure of Tunisia. *J. Afr. Earth Sci.*, 30, 1, 63-78.
- Kergomard D. 1973. Permis Hauts Plateaux. Rapport de synthèse. B.R.P.M. Dépt. Pétrole. 55 p.
- Khattach D., Keating P., Mili E.M., Chennouf T., Andrieux P & Milhi A. 2004. Apport de La gravimétrie à l'étude de la structure du bassin des Triffa (Maroc nord-oriental) : implications hydrogéologiques. *Geoscience*, 336, 1427-1432.
- Laville E. & Piqué A. 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162, 1161-1171.
- Laville E. & Piqué A. 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): A tectonic model - Structural and orogenic inversions. *Geol. Rundsch.*, 81, 157-170.
- Laville E., Lesage J.L. & Seguret M. 1977. Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 19, 499-523.
- Laville E. 1988. A multiple releasing and restraining stepover model for the Jurassic strike-slip basin of the central High Atlas (Morocco). In: Manspeizer W. (éd.) - Triassic-Jurassic rifting, continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean. Elsevier, pp. 499-523.
- Leblanc D. & Olivier P. 1984. Role of Strike-slip faults in the Betic-Rifan Orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- Manspeizer W., Puffer J. & Cousminer H. 1978. Separation of Morocco and eastern North America : A Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 901-920.
- Medioni R. 1971. Projet de prospection des réservoirs aquifères profonds du Maroc oriental. Notes complémentaires sur la campagne de sondages 1969-70 (HP1, HP2, HP3). Serv. Carte. Géol. 14 p.
- Michard A. 1976. Eléments de Géologie marocaine. Notes & Mem. Serv. géol. Maroc, 252, 408 p.
- Morel J.-L., Zouine E.M. & Poisson A. 1993. Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc) : un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 164, 79-91.
- Morel J.-L., Zouine E., Andrieux J. & Faure-Muret A. 2000. Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut-atlasique (Maroc) : rôle du socle et conséquences structurales. *J. Afr. Earth Sci.*, 1, 119-131.
- Mourier T. 1982. Etude géologique et structurale du massif des Bokkoya (Rif oriental, Maroc). Thèse, Univ. Paris XI, 267 p.
- Oujidi M. 1994. Complexe volcano-sédimentaire rouge du Trias et de la base du Lias des pays des Horsts (Maroc oriental). Thèse d'Etat, Fac. Sci. Oujda.

- Owodenko B. 1946. Notice explicative de la feuille au 1/100.000 de Jerada et les monts du Sud d'Oujda. *Mém. Soc. géol. Belgique*, 70, 162 p.
- Owodenko B. 1976. Bassin houiller de Jerada (Maroc Oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. *Notes et Mem. Serv. géol. Maroc*, 207, 148 p.
- Piqué A., Dahmani M., Jeannette D. & Bahi L. 1987. Permanence of structural lines in Morocco since Precambrian to Present. *J. Afr. Earth Sci.*, 6, 247-256.
- Piqué A., Aït Brahim L., El Azzouzi M., Maury R., Bellon H., Semroud B. & Laville E. 1998. Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, 326, 575-581.
- Rakus M. 1979. Evolution et position paléogéographique des monts d'Oujda au cours du Mésozoïque. *Mines, Géol. et Energie*, Rabat, 46, 75-78.
- Ramdani M. (1991) Etude sismotectonique du Nord du Maroc. Thèse Univ. Oujda, 250 p.
- Ramdani M. & Tadili B. 1982. Risque sismique dans la région de Nador. *Bull. Inst. Sci.*, 6, 53-61.
- Russo Ph. & Russo L. 1930. La jonction de l'Atlas et du Tell dans le couloir Taza-Oujda. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), sér. 4, 30, 1121-1159.
- Salvan H. 1968. L'évolution du problème des évaporites et ses conséquences sur l'interprétation des gisements marocains. *Mines et Géol.*, Rabat, 27, 5-30.
- Salvan H. 1974. Les séries du Trias marocain; caractères généraux et possibilités d'interprétation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XVI, 6, 724-731.
- Samson Ph. 1965. Le gisement plombo-zincifère de Touissit : monographie et Interprétation géologique. In : « Colloque gisements stratiformes plomb zinc manganèse Maroc ». *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 181, 69-92.
- Tabyaoui H. 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.
- Tadili B., Ramdani M., Ben Sari D., Chapochnikov K. & Bellot A. 1986. Structure de la croûte dans le Nord du Maroc. *Ann. Geophys.*, 4 B1, 99-104.
- Tejera de Leon J. 1997. Signification de la limite Jebha – Arbaoua (Maroc nord-occidental) : une rampe latérale au-dessus d'une discontinuité crustale héritée de la période de "rifting". *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 4, 455-472.
- Vaccari F., Tadili B., El Qadi A., Ramdani M., Aït Brahim L. & Limouri M. 2001. Deterministic seismic hazard assessment for North Morocco. *JSEE*, 3, 1, 1-12.
- Van Den Bosch J.W.D. 1971. Carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 234.
- Van Den Bosch J.W.D. 1981. Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 234 bis, 219 p.
- Wildi W. 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24, 201-297.
- Zeng H. 1989. Estimation of the degree of polynomial fitted to gravity anomalies and its application. *Geophys. Prospecting*, 37, 959-973.
- Zizi M. 1996a. Triassic-Jurassic extension and Alpine inversion in northern Morocco. In Ziegler P.A. & Horvath F. (eds.) - *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and prospects of Alpine basins and forelands*. *Mém. Muséum natl. Histoire nat.*, Paris, 87-101.
- Zizi M. 1996b. Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in northern Morocco (the Rides Prerifaines and Guercif basin). Ph.D. thesis, Rice University, Houston, Etats-Unis, 231 p.
- Zouhri L., Lamoureux C. & Buret C. 2001. La Mamora, charnière entre la Meseta et le Rif: son importance dans l'évolution géodynamique post-paléozoïque du Maroc. *Geodinamica Acta* 14, 361-372.

Manuscrit déposé auprès du Comité BSM-17 le 5 mai 2004

Transmis au Comité éditorial le 29 novembre 2004

Version modifiée acceptée le 6 octobre 2005