

Apports de la gravimétrie dans la caractérisation des structures effondrées dans la région de Nebeur (Nord Ouest de la Tunisie)

IMEN HAMDI NASR¹, ABDELHAMID BEN SALEM¹, MOHAMED HEDI INOUBLI¹, JAMEL DHIFI¹,
R. ALOUANI¹, ABDELHAK CHAQUI¹ & VINCENT PERTHUISOT²

Key words: gravity anomalies, structures, graben, North Tunisia

RÉSUMÉ

L'étude des données gravimétriques relatives à la région de Nebeur conduit à une meilleure compréhension de l'organisation de ses structures profondes. Pour cela l'anomalie de Bouguer a subi différents types de traitements: calcul de prolongements, de résiduelles, et de dérivées selon différentes directions. La combinaison des différents résultats issus de l'interprétation des cartes gravimétriques et des données de la géologie de surface conduit à définir des directions et des structures majeures pour la région. Plusieurs directions ont été confirmées et d'autres ont été mises en évidence, notamment, un fossé d'effondrement de direction NO–SE au niveau de la zone de l'Oued Tessa-Bled el Ghorfa. Ce résultat constitue une extension vers le Nord de la zone des fossés décrite au niveau des affleurements.

Introduction

La Tunisie a constitué durant les époques géologiques une marge passive de la Téthys méridionale. Sa disposition en blocs basculés a favorisé, au cours des époques postérieures, la montée des matériaux évaporitiques du Trias. Ces matériaux ont percé leurs couvertures à partir de l'Albien (Kujawsky 1969; Crampon 1973; Perthuisot 1978) et ont jalonné les accidents de direction NE–SO connus en Tunisie septentrionale.

Lors de la convergence des plaques africaine et eurasiatique (Dercourt et al. 1968) aboutissant à la fermeture téthysienne, la marge tunisienne a été soumise à des contraintes compressives. Cette phase, dont les effets sont particulièrement sensibles pendant le Miocène, a largement contribué à la déformation de la zone d'étude (Chihi 1995; Rouvier 1977).

L'accentuation de la déformation et l'inversion des accidents a provoqué la transformation d'une partie des structures triasiques en lames plus ou moins déversées (Perthuisot 1978) et a contribué à l'ouverture des grabens caractérisant l'Atlas

ABSTRACT

Gravity data were analysed in the Nebeur area to better understand the organization of its underlying structures. Analysis of the gravity data included the computation of a complete Bouguer anomaly, upward continuations, as well as residual and derivative maps.

Comparison of gravity maps, geological and structural maps allows the identification of major structural directions and trends of the study area. It confirms some structural elements gathered from outcrops and defines new ones. In particular, the Oued Tessa – Bled el Ghorfa area that is characterized by a negative gravity anomaly, corresponds to a collapsed structure limited by two NW–SE fault systems. This result extends to north the graben zone that is described from outcrops.

tunisien. Ces structures, de type «pull apart», sont de direction NO–SE (Jauzein 1967; Ben Ayed 1986; Chihi 1995).

L'étude de la carte géologique 1/500 000 (fig. 1) de la Tunisie montre que ces grabens se présentent comme un enchaînement en escalier avec une diminution de leur extension latérale du Sud vers le Nord. Dans la partie Ouest de la zone des diapirs, cet enchaînement est représenté par le fossé de Siliana, le fossé du Sers et le fossé du Kef (Ben Ayed 1975; Chihi 1995) suivi par l'ensemble Laroussa – Bouarada – Fahs. Ces fossés qui sont esquissés dès l'Eocène (Jauzein 1967; Ben Ayed 1975) ont fonctionné pendant tout le Néogène et une partie du Quaternaire, dont les dépôts présentent souvent des épaisseurs importantes.

Notre secteur d'étude fait partie de ce domaine de la zone des dômes. Il correspond à la coupure à 1/50000 de Nebeur. Les auteurs (Perthuisot 1978; Ghanmi 1981; Chikaoui 2002; Ben Haj Ali 1979; Dali 1981; Turki 1985; Chikhaoui 1988, 2002; Vila 1998; Ghanmi *et al.* 2001) s'accordent sur le fait que cette zone correspond à un domaine de sillon profond («sillon tuni-

¹ Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie, Unité de Recherche de Géophysique Appliquée aux Minerais et aux Matériaux, Tunis 1060 Tunisie.

² Ecole Polytechnique d'Orléans, France.

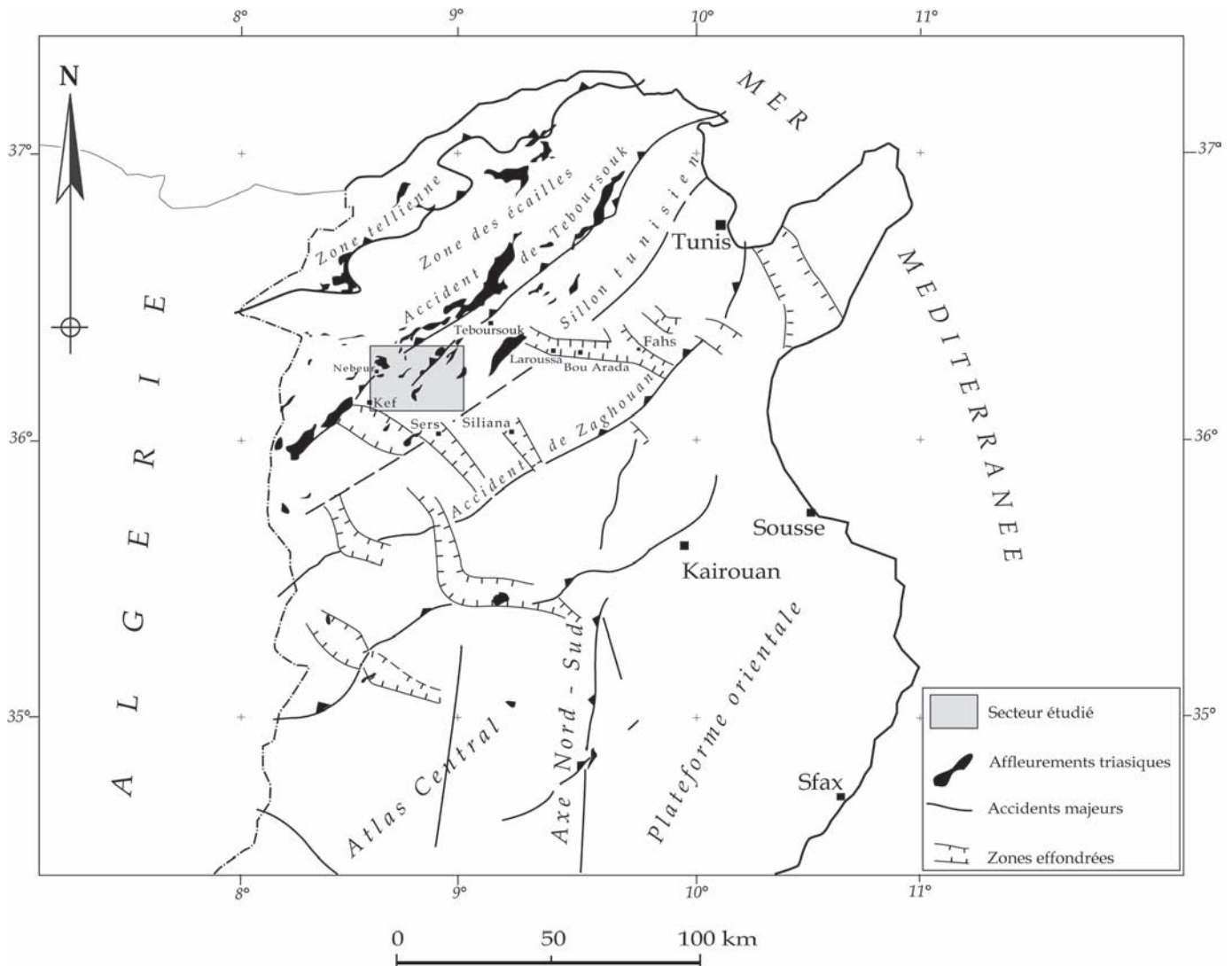


Fig. 1. Localisation de la zone d'étude sur la carte structurale simplifiée du Nord de la Tunisie.

sien», Burollet 1956) au cours du Crétacé inférieur et qui a été perturbé à partir de l'Aptien par des mouvements diapiriques diversement interprétés, aboutissant à une structuration complexe en dômes et en gouttières.

Les affleurements triasiques, de direction NE-SO, occupent généralement, le cœur de structures anticlinales. Les réseaux de failles sont essentiellement de direction NE-SO, N-S, E-O et NO-SE (Burollet 1956; Chikhaoui 1988, 2002).

L'intégration des données de terrains et des données gravimétriques a permis de dégager les différents alignements structuraux de la zone, et étendre le style structural de l'atlas tunisien plus au Nord de sa limite actuelle.

L'étude et la superposition de cartes gravimétriques (prolongements, dérivées, calcul de résiduelle,...) à la carte géologique, permettent de définir les directions et les structures

majeures de la zone et confirment dans une large mesure les observations de terrain et les modèles géologiques régionaux.

Cadre géologique

Les principales structures de la région (fig. 2) sont représentées par des anticlinaux à cœur triasique (J. Ghazouane, J. Ghoulane, J. Kebouch), des synclinaux à cœurs d'Eocène inférieur et les fossés à remplissage de Mio-Plio-Quaternaire (Fakraoui et al. 1993). Ces structures sont hachées par des accidents de différentes directions NO-SE, NE-SO, N-S et E-O (Burollet 1956; Chikhaoui 1988 et 2002).

Aperçu stratigraphique

La série stratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire. Les terrains affleurants sont essentiellement d'âge crétacé, encaissant des noyaux d'âge triasique.

La série crétacée à sédimentation monotone est représentée par des alternances marno-calcaires de la formation Fahdène surmontées par les marnes et les calcaires marneux de la formation Aleg. L'ensemble est couronné par les deux barres de calcaires crayeux de l'Abiod. L'épaisseur de cette série est importante qui peut atteindre plus que 4000 m dans la région du Kef (Burolet 1956), sauf à proximité des affleurements triasiques où elle montre des puissances réduites (Chikaoui 1988).

Le Paléocène est représenté par des marnes grises (formation El Haria) qui montrent des épaisseurs réduites par rapport au domaine septentrional subsident (Jauzein 1967; Kujawski 1969; Perthuisot 1977, 1978). Cette réduction d'épaisseur, témoigne d'un soulèvement général du domaine qui s'amplifie au cours de l'Oligocène dont les dépôts sont absents dans toute la région. Le Mio-Plio-Quaternaire à faciès continental est discordant sur les terrains plus anciens.

Aperçu structural

La perturbation des séries stratigraphiques sensible dès le Paléocène, prouve que notre domaine était sous l'influence de diverses contraintes tectoniques. Les mouvements correspondants, responsables de la formation de plis à grand rayon de courbure (Crampon 1973; Ben Ayed 1986), et l'ascension salifère, ont largement contrôlé le style tectonique de la région (Jauzein 1967; Ben Ayed 1975, 1986; Perthuisot 1978; Ben Haj Ali 1979; Dlala 1981; Fakraoui 1993, 1994; Chikhaoui 2002;).

Ce domaine a par ailleurs subi au cours du Trias la phase distensive responsable de l'ouverture de la Téthys (Dercourt et al. 1968, Chihi 1995; Ben Ayed 1986; Perthuisot 1978). Un bassin de type rift se met en place au cours du Trias (Adil 1993; Alouani 1991). Il poursuivra sa subsidence au Jurassique grâce à la réactivation des accidents hercyniens dans un contexte de rifting (Chikhaoui 2002). Cette phase de rifting s'est poursuivie durant tout le Crétacé permettant la persistance d'un sillon subsident profond (Burolet 1956). L'inversion tectonique tertiaire (Jauzein 1967; Crampon 1973; Castany 1952; Kujawski 1969) a contribué au soulèvement de notre domaine qui se présentait pendant l'Eocène comme une plate-forme nummulitique (Burolet 1956; Chihi 1995; Ben Ayed 1986; Jauzein 1967; Rouvier 1977; Crampon 1973; Castany 1952; Kujawski 1969; Er Raoui 1994; Zair 1999). La phase compressive du Néogène a engendré l'exhaussement du bassin, la formation de la chaîne atlasique, et l'installation des bassins résiduels marins ou continentaux qui se combrent par des dépôts néogènes (Rouvier 1977).

Dans la zone d'étude, appartenant à ce domaine, ces mouvements tectoniques sont attestés par des réductions de l'épaisseur des séries et des lacunes sédimentaires à proximité des affleurements triasiques – J. Kebbouch, Nebeur – (Fakraoui 1994; Ghanmi 1981) alors que des séries épaisses et complètes, à composante principalement marneuse, se sont déposées dans les gouttières synclinales.

Les structures édifiées ont été reprises au cours des différentes phases tectoniques, de sorte que la disposition actuelle peut enregistrer la signature de cette évolution et surtout les événements majeurs. Ainsi, notre domaine montre des structures plissées, largement bouleversées par le jeu de failles de direction variables avec une dominance des directions NE-SO, E-O et NO-SE (Chikhaoui 1988, 2002; Fakraoui et al. 1994;

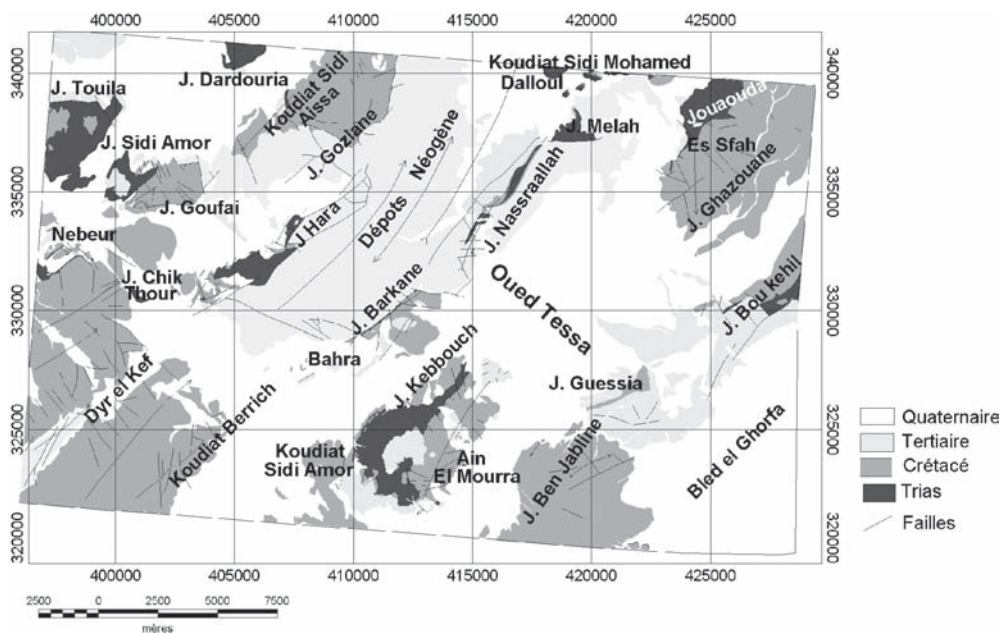


Fig. 2. Carte géologique simplifiée de la région étudiée (Fakraoui et al. 1994).

Ghanmi 1981; Ghanmi et al. 2001; Hammami 1999). Ces failles de différents types sont responsables de la structuration actuelle du domaine et ont défini un style tectonique transpressif.

Données gravimétriques

Les données gravimétriques couvrent la coupure à 1/50000 de Nebeur. L'acquisition a été effectuée en 1997 par la compagnie Val D'Or Sagax pour le compte de l'Office National des Mines (ONM) dans le cadre de l'établissement de l'Atlas gravimétrique de la Tunisie. 660 mesures ont été réalisées sur une superficie de 640 km², soit une station par km².

Le positionnement des stations gravimétriques est effectué par un système GPS bi-fréquentiels de type Leica. La projection adoptée est Lambert Nord en utilisant l'ellipsoïde de Clark 1880 et le datum Carthage. La latitude origine est 9° 54' Nord et la longitude origine est 36° Est; le «false Easting» est de 500000 m et le false Northing est de 300000 m.

Le gravimètre est du type Scintrex du modèle CG3. 4 bases gravimétriques, rattachées au réseau tunisien, ont été implantées dans la zone d'étude. Les tolérances soulignées sont de 0.02 mGal pour les mesures gravimétriques et 0.1 m pour le positionnement des stations.

Durant toute la campagne, le contrôle de qualité des données mesurées est effectué au quotidien. Les mesures gravimétriques sont vérifiées sur la base des dérives instrumentales et des répétitions. Environ 10% des mesures gravimétriques ont été remesurés à un intervalle de temps d'au moins une journée. Les circuits comportant des dérives instrumentales élevées ou bien des répétitions non satisfaisantes ont été repris; il en est de même des mesures GPS.

La correction de latitude adoptée fait intervenir la gravité théorique obtenue à partir de l'équation définie par l'Association Internationale de Géodésie en 1967. Les corrections topographiques ont été faite jusqu'à 21 km. Les cartes 1/50000 fournies par l'Office de Topographie et de Cartographie de la Tunisie ont été utilisées, après numérisation, dans le processus de calcul des corrections Topographiques (zones D à M). Le contrôle de qualité des données numérisées a été réalisé en comparant avec des levés GPS.

La figure. 3 représente le modèle numérique de terrain de la coupure 1/50000 de Nebeur.

Pour l'ensemble des corrections effectuées, la densité de compensation choisie est de 2.4 g/cm³. Le choix de cette valeur résulte de la comparaison des résultats de plusieurs méthodes (ONM 2000).

- Des mesures directes de densités effectuées sur 150 échantillons provenant de 5 sondages fournis par l'O.N.M. La densité moyenne des formations a été évaluée à 2.4 g/cm³.
- Méthode indirecte par profils de Nettleton: 3 profils sont produits. Ils ont été réalisés sur les formations représentatives de la zone d'étude et présentant un important dénivelé. la bonne corrélation entre la densité de Nettleton et les

densités mesurées a permis de choisir une densité régionale de 2.4 g/cm³.

Anomalie de Bouguer

La cartographie de l'anomalie de Bouguer est réalisée en utilisant la méthode de courbure minimale (Briggs 1974). La carte d'Anomalie de Bouguer montre des isoanomalies de différentes directions qui présentent une amplitude maximale d'environ 35 mGal, réparties entre -25,5 mGal et +9.7 mGal (fig. 4).

On distingue deux zones anomaliqes:

- une zone positive composite localisée dans la partie septentrionale de la carte (J. Jouaouda, J. Ghazouane Koudiat Sidi Aïssa, J. Touila et – J. Sidi Amor).
- une zone négative couvrant la partie sud et centrale de la carte. Elle présente les anomalies concaves d'Oued Tessa et de Bled el Ghorfa qui occupent plus de la moitié de la zone négative. Elles sont de direction générale NO-SE. Cet ensemble forme une méga-anomalie scindée en deux parties; la plus importante, de 25 mGal environ, couvre Oued Tessa; Celle de Bled el Ghorfa, moins étendue mais de même amplitude, constitue son prolongement vers le SE (Hamdi 2003).

D'autres anomalies positives de forme convexe, plus nombreuses et de petites tailles, se situent au Sud de la carte de Nebeur (Anomalie du J. Ben Jabline, Anomalie d'Ain El Mourra, Anomalie de J. Kebbouch – Koudit et Sidi Amor).

Filtrage et analyse des données gravimétriques

Un des avantages des levés gravimétriques réside dans leur traitement. La décomposition du signal gravimétrique en fonction de la profondeur permet d'identifier les structures profondes et de comprendre leur agencement dans l'espace. Ceci facilite le suivi de la structuration de ce domaine et la mise en place des traits structuraux majeurs de la région. Ainsi, différentes transformations de champs ont été réalisées: des prolongements vers le haut qui conduisent à la séparation en anomalie régionale et en anomalie résiduelle et des dérivations.

A l'intérieur de toute région de l'espace ne contenant pas la source, le prolongement vers le haut du champ de potentiel observé est décrit dans le domaine spatial par l'intégrale suivante (Jacobsen 1987):

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \iint \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} dx' dy' , \Delta z > 0.$$

U est le champ de potentiel; z_0 est le plan d'observation initial; Δz est la distance de prolongement. La distance verticale z est positive vers le bas.

Dans le domaine de Fourier la transformation devient une simple multiplication:

$$F[U_p] = e^{-\Delta z|k|} F[U]$$

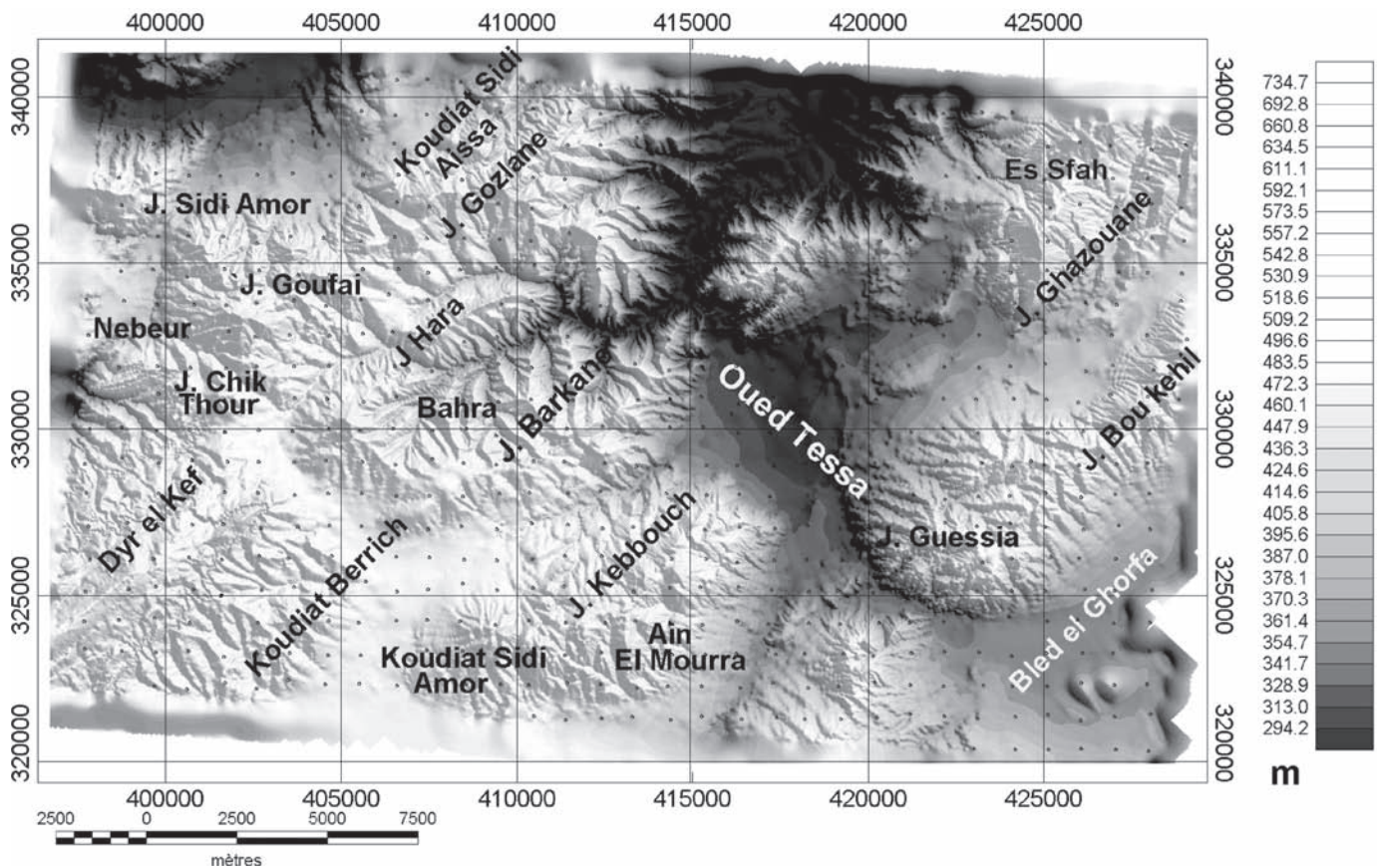


Fig. 3. Carte topographique de la région montrant la position de la plaine de l'Oued de Tessa par rapport aux reliefs adjacents; les points représentent la localisation des stations gravimétriques. (Carte topographique de Nebeur).

F représente la transformée de Fourier. Up est le champ prolongé vers le haut. k est le nombre d'onde radial (radian/km). Le facteur exponentiel constitue l'opérateur du prolongement. Cet opérateur atténue l'amplitude des composantes du champ, en fonction de leurs nombres d'onde. Pour les nombres d'onde élevés, l'opérateur tend vers Zéro, et aboutit à une importante réduction de l'amplitude des composantes du champ de courtes longueurs d'onde (Blakely 1996). La transformée de Fourier inverse de constitue, alors, le champ prolongé.

Ainsi, plus la source est profonde, plus elle prend du poids à mesure que l'on augmente la distance de prolongement vers le haut; on peut construire ainsi un gradient régional. Ce dernier servira au calcul des cartes d'anomalies résiduelles par soustraction de la valeur de l'anomalie de Bouguer. L'établissement des cartes d'anomalies résiduelles, qui peut s'effectuer à différents niveaux, permet de faire apparaître l'intensité de différentes anomalies en fonction de la profondeur choisie.

Les dérivées souvent utilisées pour rehausser les données du champ de potentiel. Elles augmentent les amplitudes pour les nombres d'ondes élevés du champ par rapport à celles aux petits nombres d'onde (Annechhione 1996).

La distinction et la localisation des accidents sont établies à partir des cartes de dérivées du premier et du second ordre

suivant plusieurs directions. Le changement de leur intensité et leur géométrie aide à la conception de la structuration géologique de la zone.

Prolongements vers le haut

Dans un premier temps nous avons procédé aux prolongements vers le haut à différentes altitudes. Pour un prolongement d'un kilomètre (fig. 5A), les courbes isogales sont plus lisses et les valeurs de l'anomalie de Bouguer diminuent d'amplitude. Différentes anomalies positives fusionnent en une anomalie unique, simple et régulière. L'anomalie Oued Tessa – Bled El Ghorfa occupant le SE de la carte prend une forme plus régulière tout en gardant sa direction d'allongement NO–SE. Au NO, les anomalies d'Aïn Mourra et de Koudiat Sidi Amor – J. Kebbouch fusionnent.

Avec un prolongement de trois kilomètres (fig. 5B), l'anomalie Oued Tessa – Bled El Ghorfa migre davantage vers le Sud-Est et s'approprie les valeurs minimales du côté Sud-Ouest.

L'anomalie est subdivisée en deux parties: une partie NO correspondant à une source superficielle et une partie SE correspondant à une source profonde.

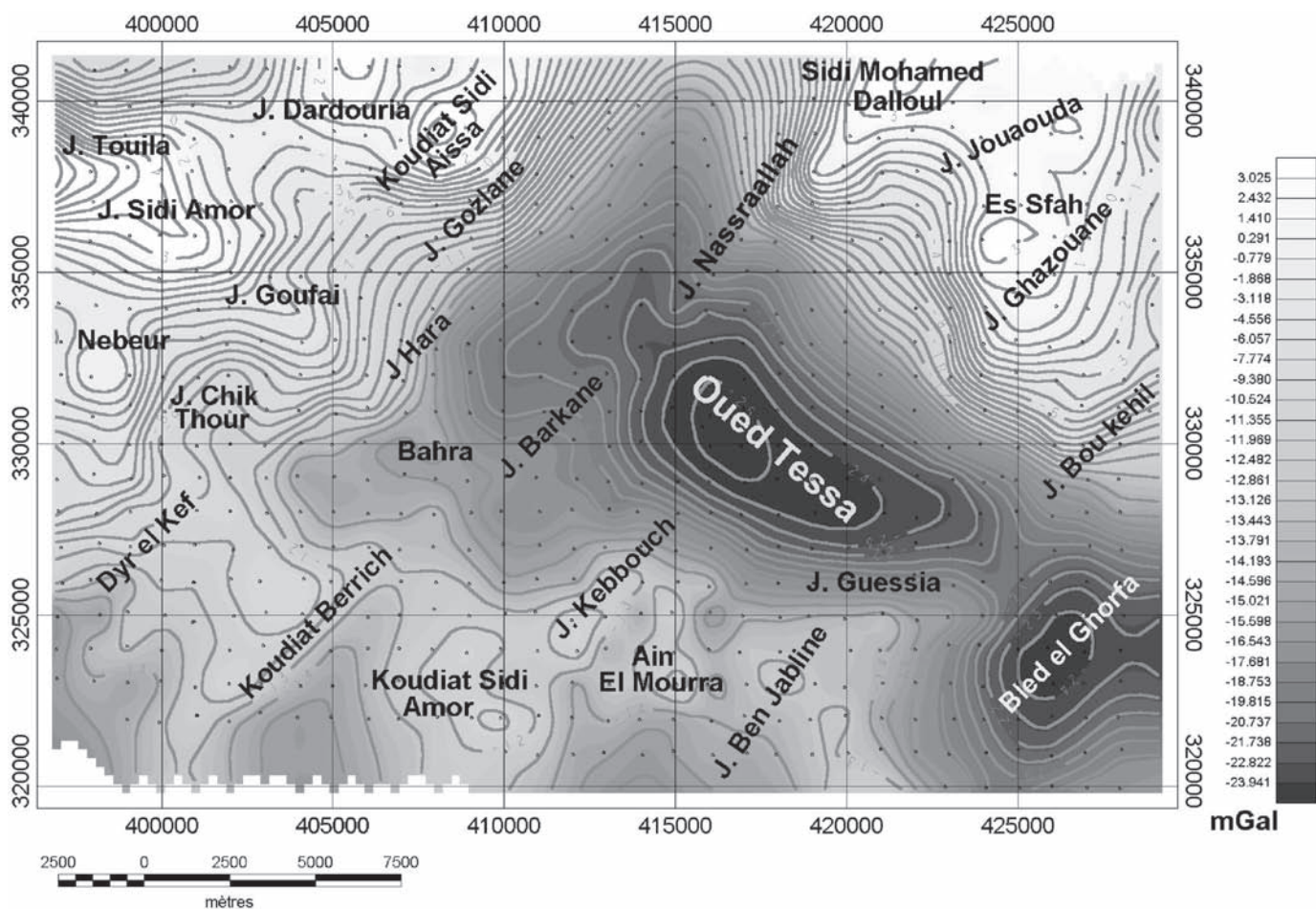


Fig. 4. Carte de l'anomalie de Bouguer de la région obtenue avec une densité 2.4; les courbes isogals sont réparties tous les mGal; les points représentent les stations de mesure (une station / km²). La plaine de Oued Tessa présente une anomalie négative significative.

Les anomalies positives occupant le Nord de la carte fusionnent et montrent un étranglement central.

A 10 km (fig. 5C), le lissage est bien plus exprimé. Le champ garde cependant une légère flexuration au Centre et au Centre Nord de la carte. Cette inflexion correspondrait à la réponse d'une source régionale profonde. A 20 km (fig. 5D), la carte complètement lisse montre une pente régionale de direction ENE-OSO. Le champ de pesanteur, de gradient constant, évolue du Sud vers le Nord vers des valeurs de plus en plus fortes.

A l'échelle de la zone d'étude, cette disposition serait la traduction d'une structure monoclinale d'extension régionale de direction EO. L'évolution reflète un déficit de masse relatif et progressif en direction du Sud.

Les prolongements vers le haut (fig. 5) expriment des directions structurales régionales. La direction NE-SO qui s'étend de la région du Koudiat Sidi Mohamed Delloul à Koudiat Berrich correspond en affleurement à un réseau de failles et de plis de même direction. Cette direction correspond à un accident profond puisqu'elle persiste sur les cartes prolongées. En

surface, cet accident est matérialisé par des lentilles triasiques occupant le cœur de structures anticlinales (J. Nasrallah.) et d'écaïlles éocènes (au niveau de la région de Bahra) de même direction (Hamdi 2003).

Champs résiduels

La soustraction de la composante régionale du champ aboutit à la carte de l'anomalie résiduelle. Ces cartes aident à mieux comprendre les réponses des structures et des ensembles lithologiques superficiels. Plusieurs cartes résiduelles ont été calculées. La plus marquante est celle générée à partir d'un prolongement vers le haut de 50 m (fig. 6). Celle calculée pour des prolongements vers le haut même de 20 km présentent essentiellement des changements d'amplitude mais garde des formes très proches de la première.

Les résidus (fig. 6), relativement importants avec une distribution variable, sont sensés exprimer les premières dizaines de mètres de sédiments sous la surface du sol. Les valeurs in-

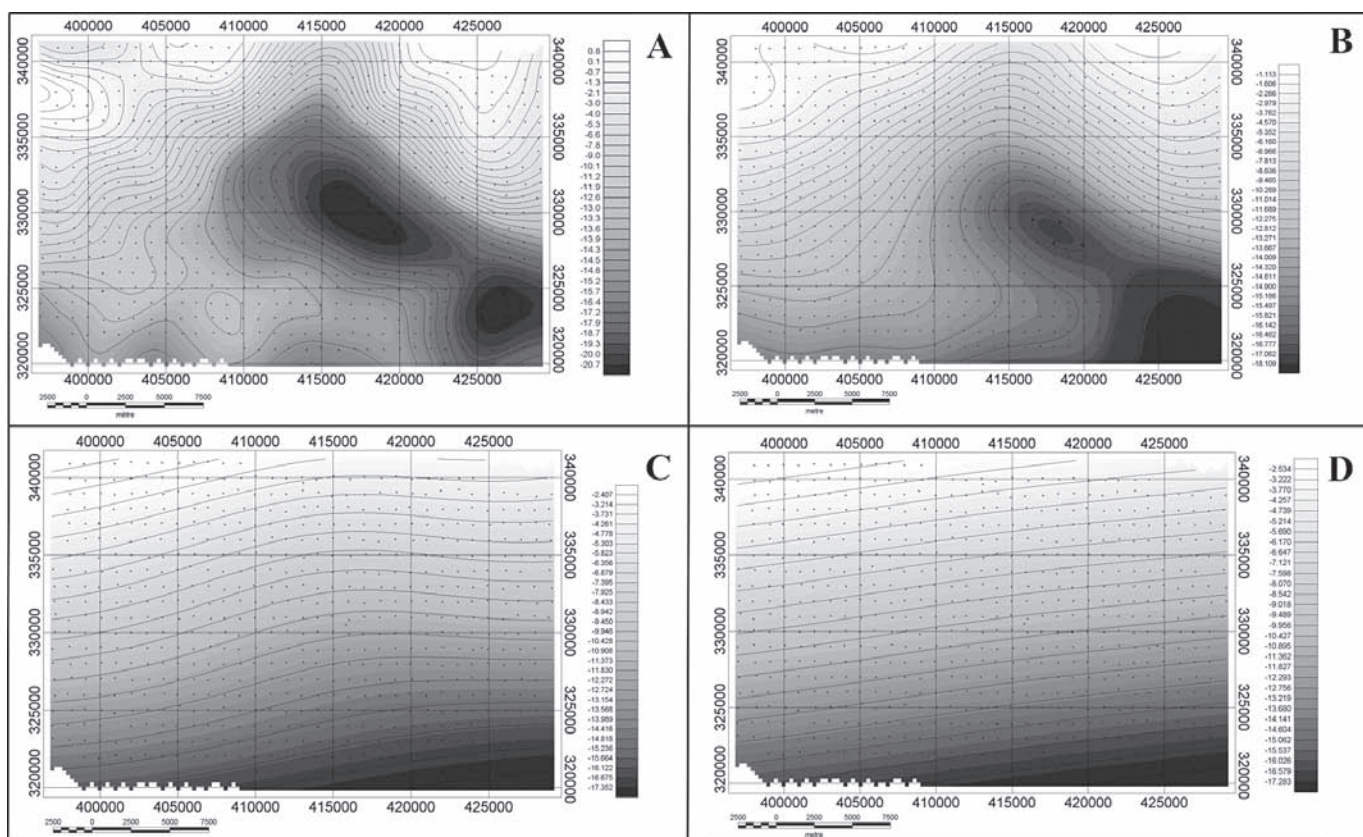


Fig. 5. Cartes de prolongements vers le haut:

A 1 km de prolongement (A) l'anomalie de Bouguer est plus lisse, seules les anomalies de courtes longueurs d'ondes disparaissent. A 3 km (B), on assiste à la fusion des anomalies positives et une migration de l'anomalie négative de Oued Tessa vers le SE. A 10 km (C), on obtient un espacement régulier des isoanomalies avec une légère flexuration à l'aplomb de l'emplacement de Oued Tessa. Cette flexuration disparaît pour une distance de prolongement vers le haut de 20 km (D).

diquées par la résiduelle expriment des variations latérales de densité des sédiments superficiels qui doivent être directement liées aux variations latérales des faciès géologiques.

Certaines anomalies (fig. 6) deviennent plus localisées avec une géométrie bien définie – c'est le cas de celles de Oued Tessa – Bled El Ghorfa, et de Koudiat Sidi Aïssa –; d'autres ont subi une translation et de nouvelles anomalies se sont individualisées telle l'anomalie de Nebeur. Les anomalies de Koudiat Sidi Amor – J. Kebbouch, de J. Ben Djabline et de Aïn El Mourra changent de signe.

Superposée à la carte géologique de surface, la résiduelle proche montre que les anomalies d'Oued Tessa – Bled el Ghorfa, et l'anomalie du bassin néogène de direction NE–SO deviennent nettement séparées par des directions NE–SO. L'alignement Touila – J. Sidi Amor – J. Goufai est mieux exprimé.

L'accident de Chikh Thour se manifeste par un fort gradient de direction NS. Plus au Sud, au niveau de la région de Dyr el Kef, la structure synclinale et les anticlinaux qui lui sont parallèles correspondent à des axes anomaliés, respectivement, négatif et positif.

La faille de direction NO–SE, délimitant la zone de Dyr el Kef au NE, se manifeste par un alignement de même direction. Cet alignement s'estompe peu avant l'emplacement des dépôts quaternaires situés à l'est de Koudiat Sidi Amor.

Dérivées

La gravimétrie joue un rôle important dans l'identification des failles profondes, leurs limites et leurs ramifications (Everaerts & Mansy 2001). La détermination des directions est déduite des cartes de dérivées; la figure 8 en est un exemple.

La carte de dérivée seconde verticale (fig. 7) met en évidence toutes les directions et les alignements exprimés par le champ gravifique. La direction NS est représentée principalement par un alignement qui s'étend sur plusieurs kilomètres du côté Est de J. El Ghazouane. Cette direction est exprimée aussi au niveau de l'accident de Chikh Thour.

La direction E-O est présente au niveau de J. Guessia. Cette direction qui dessine la limite sud de l'anomalie d'Oued Tessa correspondrait à une faille E-O. D'autres alignements de même

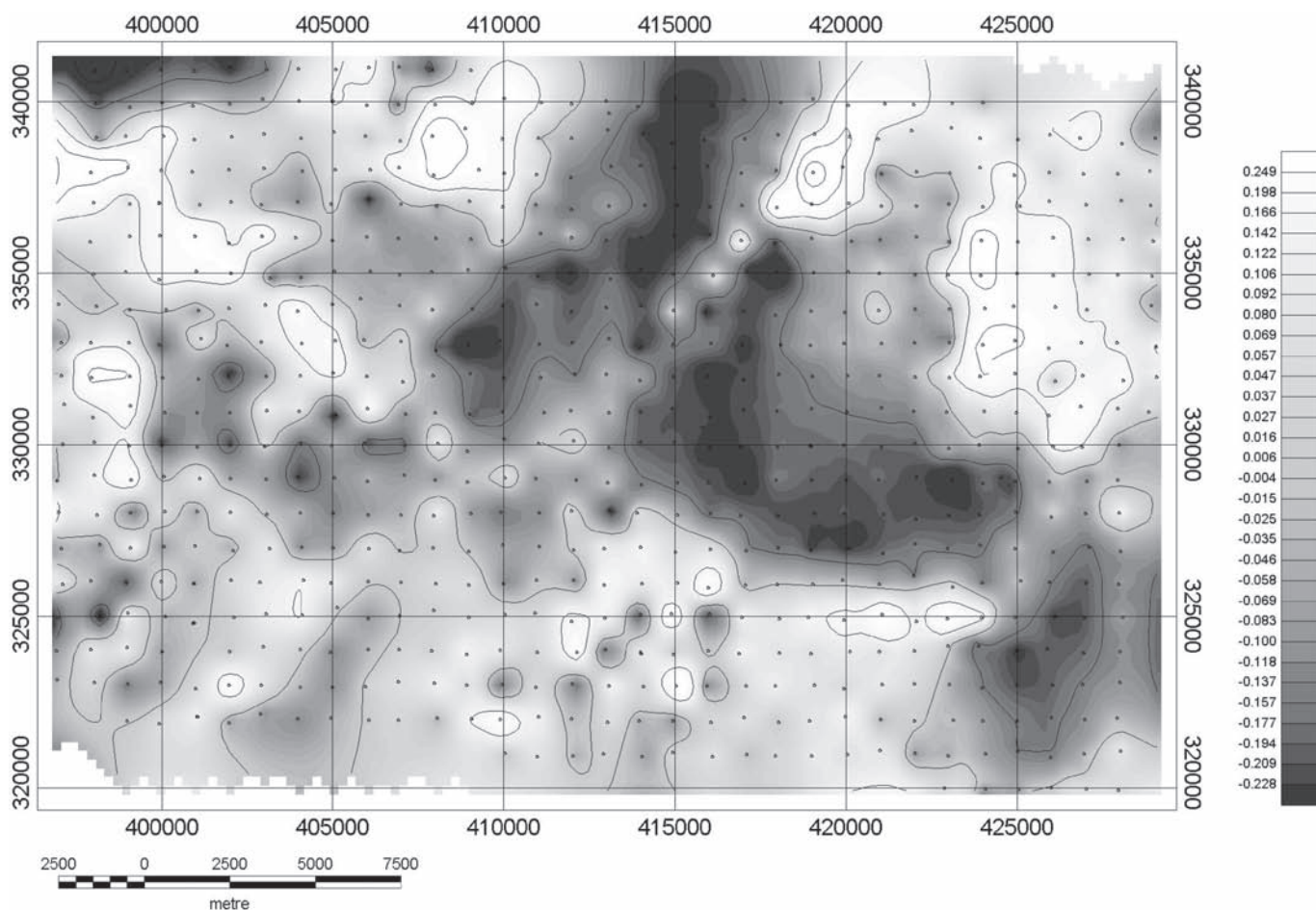


Fig. 6. Carte des anomalies résiduelles à partir d'un prolongement de 50 m. Elle exprime les premières dizaines de mètres de sédiments sous la surface du sol.

direction, au niveau du J. Tell Ghozlane, au Sud de J. Melah, J. Touila, correspondent à des failles délimitant les affleurements triasiques.

La direction NE–SO est visible à l'Est de la région de Dyr el Kef. Deux alignements NE–SO illustrent la signature gravimétrique des systèmes de failles de même direction séparant les anomalies de Bled el Ghorfa, Oued Tessa et les dépôts néogènes. Le gradient le plus important s'étend de Koudiat Berrich – à proximité de Dyr el Kef – jusqu'à la région de Sidi Mohamed Dellol.

D'autres alignements de mêmes directions sont visibles; ils correspondent aux failles de J. Hara, Koudiat Sidi Aissa, de J. Bou Kehil, et les deux flancs du synclinal de Dyr El Kef. L'alignement de J. Kebbouch se prolonge du côté sud à l'Ouest de Koudiat Sidi Amor.

La direction NO–SE est également observée. Cette direction majeure s'étend de J. Touila jusqu'à la limite de J. Hara.

Les directions NE–SO et NO–SE sont bien exprimées sur la carte. Elles permettent, en particulier, de dessiner les limites des différentes anomalies telles que celle de Oued Tessa – Bled el Ghorfa.

Discussions

L'étude des cartes gravimétriques autorise le tracé des différentes structures géologiques de la région. Elles sont représentées par des structures plicatives de direction NE–SO, largement bouleversées par le jeu de failles de différentes directions.

L'agencement de certaines failles de directions différentes donne naissance à des structures particulières (fig. 8). Il s'agit par exemple du système de failles de Oued Tessa – Bled el Ghorfa. Dans cette zone, l'anomalie négative, déjà bien visible sur la carte d'anomalie de Bouger, correspond à une dépression de direction NW–SE. Elle est délimitée par un certain nombre de linéaments interprétés comme des failles observés sur les cartes de dérivées. Il s'agit de la faille E–W de J. Guessia, la faille NW–SE limitant J. Kebbouch au NE et de la faille NW–SE traversant J. Bou Kehil.

Au NE de Dyr el Kef une autre dépression, révélée par les différentes cartes gravimétriques, est limitée par deux accidents NW–SE. Ces deux structures effondrées sont reliées par l'accident majeur NE–SW passant par le J. Nassrallah, cet enchaî-

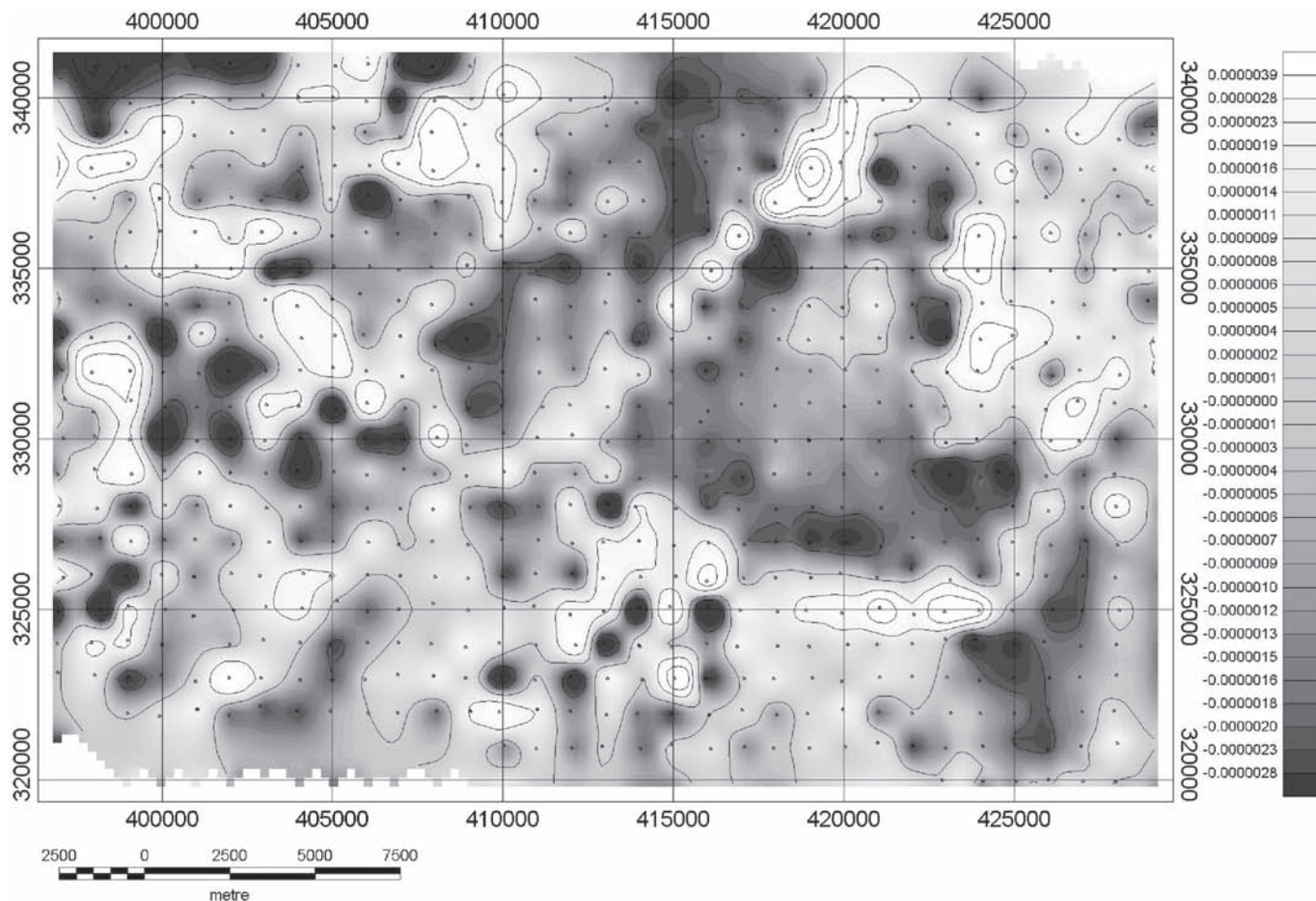


Fig. 7. Carte de dérivée seconde verticale (mGal/m²) qui révèle les alignements.

nement en baïonnette nous suggère un dispositif de fossés en pull apart.

Ce style tectonique est bien connu dans l'Atlas tunisien (Jauzein 1967; Ben Ayed 1975; Chihi 1995).

Ainsi dans la région du Sers (feuille Les Salines), un fossé d'effondrement de même direction (Ben Ayed 1975) présente une réponse gravimétrique semblable à celle observée au niveau de Oued Tessa. Il s'agit du fossé de Sers faisant partie du système de graben Kef-Sers-Siliana dont l'ouverture est reliée à un jeu décrochant d'accidents profonds de direction sensiblement NE-SW, à mouvement dextre. Ce fait plaide en faveur d'une parenté structurale entre ce système de graben et celui mis en évidence ici par l'étude gravimétrique.

La cinématique générale montre que les failles NE-SW sont de nature chevauchante-décrochante alors que celles NW-SE présentent un jeu normal et sont responsable du morcellement de la région en blocs.

A l'échelle de la Tunisie septentrionale, ces directions correspondent aux grands accidents tracés par les affleurements triasiques à savoir l'accident de Téboursook, l'extrémité SW de l'accident de Zaghouan. Ces accidents sont apparus dès la

phase de rifting alors que les failles qui leur sont perpendiculaires sont apparus au cours de l'Eocène basal (Er Raoui 1994): c'est le début de la mise en place des grabens de l'Atlas tunisien (Jauzein 1967).

A l'échelle de la Tunisie septentrionale, ces décrochements dextres correspondent aux grands accidents tracés par les affleurements triasiques dont l'accident de Téboursook (Perthuisot 1978) et l'extrémité SO de l'accident de Zaghouan (Turki 1985). Ces accidents sont apparus dès la phase de rifting alors que les failles qui leurs sont perpendiculaires sont apparus au cours de l'Eocène basal (Er Raoui 1994): c'est le début de la mise en place des grabens de l'Atlas tunisien (Jauzein 1967).

L'existence d'un système de grabens dans notre région prouve que le régime transpressif, largement étudié au niveau de l'Atlas Tunisien, a atteint la zone des dômes.

L'atténuation de l'effet transpressif et la diminution de l'ouverture des fossés dans le domaine septentrional sont dues à la prédominance des accidents NE-SO. Ces directions présentent une composante chevauchante bien plus importante que celle décrochante (Ben Ayed 1998). Ce fait nous permet

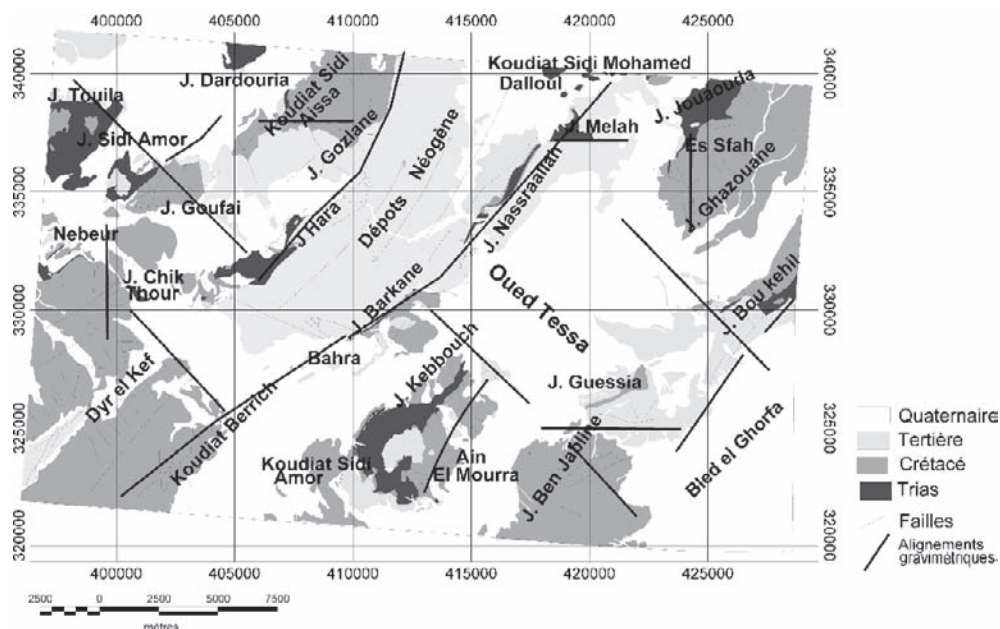


Fig. 8. Carte structurale de la région de Nebeur (1/50000) éditée à partir des données gravimétriques.

d'expliquer la réduction de l'ouverture latérale des fossés révélés par les données gravimétriques.

L'ensemble de ces discussions est déduit de l'interprétation conjuguée de l'anomalie de Bouguer (fig. 4) et des cartes associées (figs. 6 et 7) tout en intégrant une contrainte principale induite par la géologie de surface.

L'anomalie résiduelle est sensée représenter la réponse des niveaux superficiels dans la mesure ou l'anomalie prolongée vers le haut représente la réponse des niveaux profonds. Le spectre en nombre d'onde de l'anomalie résiduelle est d'autant plus élevé que le filtrage passe-bas de l'opérateur de prolongement vers le haut est élargi vers les nombres d'onde élevés. Ainsi, la résiduelle faisant intervenir un prolongement vers le haut de 50 m est sensée représenter les quelques premières dizaines de mètres. Ses valeurs fortes (fig. 6) coïncident avec les séries marno-calcaires du Crétacé et les séries chaotiques triasiques pour les valeurs positives ou bien avec les sédiments argilo-gréseux tertiaires ou quaternaires pour les valeurs négatives.

La dérivation constitue un opérateur de rehaussement des variations du signal gravimétrique. Ces méthodes qui amplifient les réponses des sources superficielles, sont bonnes pour localiser les limites des corps géologiques. Elles sont sensées faciliter l'interprétation (Butler 1984a et b). Même si la dérivée seconde est plus sensible aux bruits, aux erreurs de mesures et aux irrégularités topographiques, elle n'a été utilisée, dans la présente étude, que pour une interprétation à grande échelle pour détecter les alignements les plus étendus comparés au pas d'échantillonnage des mesures gravimétriques.

Ainsi, comme le signal représenté par la figure 6 et celui de la figure 8 caractérisent les niveaux géologiques superficiels, il est naturel que la résiduelle proche et la dérivée seconde soient comparables.

Conclusions

Les données gravimétriques disponibles ont servi, à l'établissement de la carte d'anomalie de Bouguer. Cette carte de base ainsi que les traitements appliqués (prolongements, dérivées, calcul de résiduelle,...) ont conduit à la définition de directions et d'alignements qui sont en étroite relation avec le régime tectonique Atlasique. D'autres faits ont été également mis en évidence:

- La direction NE-SO, définie par les études géologiques de surface et qui s'étend de Sidi Mohamed Dellol passant par le J. Nasrallah et qui continue jusqu'au Koudiat Berrich se révèle comme une direction majeure dans la zone d'étude. Cette direction persiste sur toutes les cartes de dérivées.
- La direction NO-SE est bien caractérisée par la réponse gravimétrique. Un nouvel alignement le long de J. Touila, J. Sidi Amor a été défini.
- La faille NO-SE, limitant Dyr el Kef, du côté NE. Sur la carte géologique, elle est prolongée par une branche hypothétique et s'estompe du côté SE.
- L'alignement NE-SO de J. Kebouch se prolonge du côté sud à l'Ouest de Koudiat Sidi Amor.
- La faille EO au niveau de J. Guessia, avec seule la partie centrale observée et les deux bouts supposés (données de terrain), est gravimétriquement bien individualisée avec une extension plus importante du côté Ouest.

Les directions NE-SO limitant l'anomalie d'Oued Tessa forment les limites d'une structure effondrée, ouverte en pull apart. Cette structure représente l'extension vers le Nord du domaine des fossés en Tunisie.

Remerciements

Les auteurs remercient vivement Mr. Olivier Raymond et Mr. Pierre Keating pour leurs commentaires et suggestions qui ont permis d'améliorer la version initiale du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Adil, S. 1993: Dynamique du Trias dans le Nord de la Tunisie: bassins en relais multiples de décrochement, magmatisme et implications minières. Doctorat de spécialité, Université de Tunis, 249 pp.
- Alouani, R. 1991: Le Jurassique du Nord de la Tunisie, marqueurs géodynamiques d'une marge transformante: turbidites, radiolarites et métamorphisme. Thèse de Spécialité, Université de Tunis, 179 pp.
- Annechhione, M.A. 2000 La contribution de la gravimétrie à l'étude hydrogéologique de la Moraine OAK Ridgrs. Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal.
- Ben Ayed, N. 1975: Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central). Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle, Université de Paris VI. 82 pp.
- Ben Ayed, N. 1986: Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Thèse d'Etat, Université de Paris Sud – Centre d'Orsay.
- Ben Ayed, N.; 1998: Les décrochements – chevauchements de la Tunisie septentrionale: géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformations, ETAP 1998.
- Ben Haj ALI, M. 1979: Etude géologique du Jebel Gora (Région de Teboursook, Atlas tunisien). Thèse de 3^{ème} cycles, Université de Paris VI.
- Blakely, R.J. 1996: Potentiel theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 441 pp.
- Briggs, I. 1974: Machine contouring "using minimum curvature". *Geophysics* 39, 39–48.
- Burrollet, P.F. 1956: Contribution à l'étude géologique de la Tunisie centrale, *Annales des Mines et de la Géologie Tunis*, 18, 352 pp.
- Butler, D.K. 1984a: Gravity gradient determination concepts: *Geophysics* 49, 828–832.
- Butler, D.K. 1984b: Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities: *Geophysics* 49, 1084–1096.
- Castany, G. 1952: Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. *Mémoires géologiques régionales*, 2^{ème} série: Tunisie-N°1. 63 pp.
- Chihî, L. 1995: Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie de la mer pélagienne: leur signification dans le cadre géodynamique de la méditerranée centrale. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Tunis II, 324 pp.
- Chikaoui, M. 1988: Succession distension-compression dans le sillon Tunisien. Secteur de Nebeur, El Kef, Tunisie centre Nord «rôle des extrusions triasiques précoces lors des serrages alpins». Thèse Sciences Université de Nice, 143 pp.
- Chikaoui, M. 2002: La zone des diapirs en Tunisie: cadre structural et évolution géodynamique de la sédimentation méso-cénozoïque et géométrie des corps triasiques. Thèse es Sciences Université de Tunis, 323 pp.
- Crampon, N. 1973: Disposition et modalités de mise en place du complexe salifère M. Solignac. *Annales des Mines et de la Géologie Tunis*, 26, 269–272.
- Daly, K. 1981: Position tectonique du bassin néogène de Jendouba. Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre.
- Dercourt, J., Zenshaain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.C., Grandjaquet, C., Ssbortchikov, I.M., Geyssand, J. Lepunier, C., Pechersky, D.H. Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostain, C.A. Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J. P.; & Biju-Duval, B. 1968: Geological evolution of tethys from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- Dlala, M. 1995: Evolution géodynamique et tectoniques superposées en Tunisie: Implication sur la tectonique récente et la sismicité. Thèse es Sciences, Université de Tunis, 389 pp.
- Er Raoui S. 1994: Environnement sédimentaire et géochimie des séries de l'Eocène du nord de la Tunisie, Thèse 3^{ème} cycle, Université de Tunis II. 244 pp.
- 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. *Bulletin de la Société Géologique de France*. 3, 267–274.
- Fakraoui M. 1993: Synthèse stratigraphique et structurale de la feuille de Nebeur. 5^{ème} Journées de Géologie Tunisienne. Tunis, 24–27/06/1993.
- Fakraoui M., Ghanmi M. & Chikhaoui 1994: Carte géologique de la Tunisie 1/50000, Feuille de Nebeur (N°39).
- Ghanmi, M. 1981: Analyse et structurale du Jebel Kebbouch (Zone des diapirs). Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre. Tunis, Tunisie.
- Ghanmi, M., Ben Youssef M., Jouirou M., Zargouni F. & Vila J.M. 2001: Halocinèse crétacée au Jebel Kebbouch (Nord-Ouest tunisien): mise en place à fleur d'eau et évolution d'un « glacier de sel » albin, comparaisons. *Eclogae geologicae Helveticae* 94, 153–160.
- Hamdi Nasr, I. 2003: Apport de la gravimétrie dans la caractérisation des traits géostructuraux de la région de Nebeur. Diplôme des Etudes Approfondies; Université de Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis. 106 pp.
- Hammami, M. 1999: Tectonique, Halocinèse et mise en place de la minéralisation dans la zone des diapirs (Tunisie septentrionale). Thèse d'Université de Tunis II. 183 pp.
- Jacobsen, 1987: A case for forward continuation as a standard separation filter for potential field maps. *Geophysics* 52, 1138–1148.
- Jauzein, A. 1967: Contribution à l'étude des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale). *Annales des Mines et de la Géologie Tunis* 22, 475 pp.
- Kujawsky, J. 1969: Contribution à l'étude géologique de la région des Hedil et du Béjaoua oriental, *Annales des Mines et de la Géologie Tunis* 24, 280 pp.
- ONM 2000: Campagne gravimétrique CG3: Coupures 1/50000 de Nebeur, Jendouba, Saline et Teboursook.
- Perthusot, V. 1977: La structure diapirique du Djebel Nasseur Allah. Notes du service Géologique de Tunisie 43, 35–43.
- Pertuisot V. 1978: Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale – Thèse de doctorat d'état, Ecole Normale Supérieure de Paris, Travaux du Laboratoire de Géologie, N° 12, 312 pp.
- Rouvier, H. 1977: Géologie de l'extrême Nord tunisien: tectonique et paléogéographie superposées à l'extrême orientale de la chaîne nord maghrébine. Thèse es Sciences. Université de Paris VI. 898 pp.
- Turki, M.M. 1985: Poly cinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse es Sciences, Université de Tunis, 262 pp.
- Vila, J.M., Ben Youssef M., Bouhlel S., Ghanmi M., Kassaa S., Miadi F. 1998: Tectonique en radeaux en toit d'un « glacier de sel » sous marin Albin de Tunisie du Nord-Ouest: exemple du secteur minier de Guern El Halfaya. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris* 327, 563–570.
- Zaier, A. 1999: Evolution tectono-sédimentaire du bassin phosphaté du Centre-Ouest de la Tunisie. *Minéralogie, pétrographie, Géochimie et Genèse des phosphates*. Thèse de Doctorat es Sciences géologiques. Université de Tunis II, 370 pp.

Manuscript received February 14, 2007

Revision accepted August 18, 2007

Editorial Handling: François Marillier, Stefan Bucher