

# **PROPOSITION D'UN MODÈLE DE MORPHOLOGIE DU SOCLE SOUS LE BASSIN DE TINDOUF, ALGÉRIE, À PARTIR DE L'INVERSION 3D DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES.**

**Mouloud IDRES\*, Samir BELABBES\*, Amar BOURMATTE\*,  
Hamid HADDOUM\* et Sadek SAMAI \***

---

## **RÉSUMÉ**

Dans le but de mieux connaître la morphologie du socle du bassin de Tindouf, une carte de l'anomalie de Bouguer a été tracée à partir de 9000 points gravimétriques. L'interprétation de cette carte, en accord avec la géologie, montre un socle peu profond au sud, qui s'approfondit progressivement vers le nord avant de se redresser. La profondeur maximale est atteinte au nord-ouest du bassin.

La carte de l'anomalie résiduelle, obtenue par la soustraction d'un gradient régional, montre généralement les mêmes anomalies que sur la carte de Bouguer mais avec des amplitudes réduites. La plus importante, négative et située au nord-ouest du bassin est encadrée par deux discontinuités gravimétriques de direction générale E-W et NW-SE. Elle semble se scinder en deux, ce qui indiquerait un effondrement du socle à ce niveau. Cet effondrement, de forme allongée et sensiblement convexe, coïncide avec la suture entre le Craton Ouest Africain et les domaines de l'Anti-Atlas et de la Plate-forme Saharienne. Il serait lié à l'existence d'un aulacogène rempli de sédiments paléozoïques.

La carte du gradient horizontal, calculé dans la direction perpendiculaire aux structures, a permis de mettre en évidence quatre discontinuités dont trois sont situées au sud du bassin et une au nord. Ce qui suggère que le bassin s'approfondirait par paliers au sud et qu'il se redresserait brusquement dans sa partie nord. La partie centrale du bassin qui est la plus profonde, semblerait s'ouvrir en éventail vers l'est. Le modèle, calculé à partir de l'inversion 3D des données gravimétriques a permis de mieux observer la forme du socle du bassin. En effet, le bassin s'approfondit lentement au sud et remonte légèrement avant d'atteindre sa partie la plus profonde. L'ouverture en éventail de cette partie du bassin est en réalité moins importante que ce qui est observé sur la carte du gradient.

**Mots clés** - Gravimétrie - Modélisation inverse 3D - Bassin de Tindouf - Plate forme Saharienne.

---

\*USTHB – FSTGAT, BP. 32, Bab-Ezzouar, El-Alia, 16000 - Alger (Algérie).  
- *Manuscrit déposé le 15 Mars 2008, accepté après révision le 07 Septembre 2009.*

## PROPOSITION OF A MORPHOLOGICAL MODEL FOR THE BASEMENT BENEATH THE TINDOUF BASIN, ALGERIA, USING 3D INVERSION OF THE GRAVITY DATA.

### ABSTRACT

In order to know the morphology of the basement beneath the Tindouf Basin (Algeria), we performed a Bouguer Anomaly map, using 9000 gravity measurements. The analysis of this map, in agreement with geological results, shows a basement, shallow in the South, which deepens progressively northwards before reaching sub-vertical dips. The maximum modelled depth is located in the North-Western part of the basin. The residual map, obtained by the subtraction to the Bouguer Anomaly of a regional gradient, shows roughly the same anomalies as for the Bouguer map, but with reduced amplitudes. The most important anomaly, negative and located in the North-Western part of the basin, is limited by two E-W and NW-SE gravity gradients. It seems to be composed of two anomalies, explained by the collapse of the basement. This collapse, a lengthened and convex shape, has the same shape as the suture between the West African Craton, the Anti-Atlas domains and the Saharan Platform. It could be related to the existence of an aulacogen, infilled with Palaeozoic sediments.

The horizontal gradient map, computed in the perpendicular direction of the structures, shows four discontinuities of which three are located in the South of the basin and one in its northern part. It suggests that the basin is deepened by steps southward and is abruptly tilted to the sub-vertical in its northern part. Its central part, which is the deepest, seems to open in a fanning pattern towards the East. The model, computed using 3D inversion on gravity data, shows a basement deepening slowly in the South and tilting slightly before reaching its deeper part. The fanning range opening of this zone is relatively less important than observed on the gradient map.

**Keywords** - Gravity - 3D Inversion modelling - Tindouf Basin - Saharan Platform.

### I- INTRODUCTION

Le bassin de Tindouf, d'une superficie d'environ 130000 km<sup>2</sup>, est un bassin péricratonique, de forme dissymétrique avec un flanc sud, sub-horizontale et un flanc nord très redressé et fortement tectonisé. Les études géologiques dont il a fait l'objet, ont permis de montrer une structuration typique d'un domaine de l'avant pays, d'âge hercynien, en relation avec le soulèvement de l'Anti-Atlas (Aliev et al., 1971). La structure du bassin de Tindouf est caractérisée, à l'approche des chaînes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta, par des plissements et des failles, alors que la forme du socle du bassin y montre d'importantes va-

riations. La zone de jonction entre ces deux ensembles (région de Zemmoul-Adhim filou) est très fracturée et plissée. C'est une zone de cisaillement orientée NE-SW à jeu décrochant dextre accompagnée de flexures de même orientation.

Cette étude, basée sur le traitement et l'interprétation des données gravimétriques, a pour objectif de compléter les résultats précédents en s'intéressant à la morphologie du socle du bassin, particulièrement dans la partie nord occidentale où sa profondeur maximale est atteinte. Une carte du gradient moyen horizontal calculée suivant la direction orthogonale aux structures, déterminée à partir de la

PROPOSITION D'UN MODÈLE DE MORPHOLOGIE DU SOCLE SOUS LE BASSIN DE TINDOUF, ALGÉRIE, À PARTIR DE L'INVERSION 3D DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

carte résiduelle, nous permettra de localiser les discontinuités gravimétriques. Nous utiliserons un code d'inversion 3D basé sur l'algorithme de Parker-Oldenburg (Gomez-Ortiz et Agarwal, 2005) pour mettre en évidence la géométrie des structures sous-jacentes du bassin de Tindouf.

## II- CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin de Tindouf, situé dans la partie occidentale du Sahara algérien, est une vaste dépression orientée globalement selon la direction est-ouest (fig.1). Il est limité au sud, par le massif cristallin et cristallophyllien précambrien des Eglab (Dorsale Reguibat), au nord et

au nord-est, par les chaînes hercyniennes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta et à l'est par l'ensellement de Krettamia-Boubernous. Il appartient à la synclise Tindouf-Reggane. La nature des accidents affectant le bassin évoque une structuration typique d'un domaine d'avant pays en relation avec le soulèvement de l'Anti-Atlas au cours de l'événement hercynien, vers la fin du Carbonifère (Aliev *et al.*, 1971; Ennih et Liégeois, 2001).

D'une manière générale, la structure du bassin de Tindouf est relativement « calme », sauf à l'approche des chaînes de l'Anti-Atlas et de l'Ougarta, au nord et au nord-est où l'on note des plissements et des failles. C'est à l'aplomb

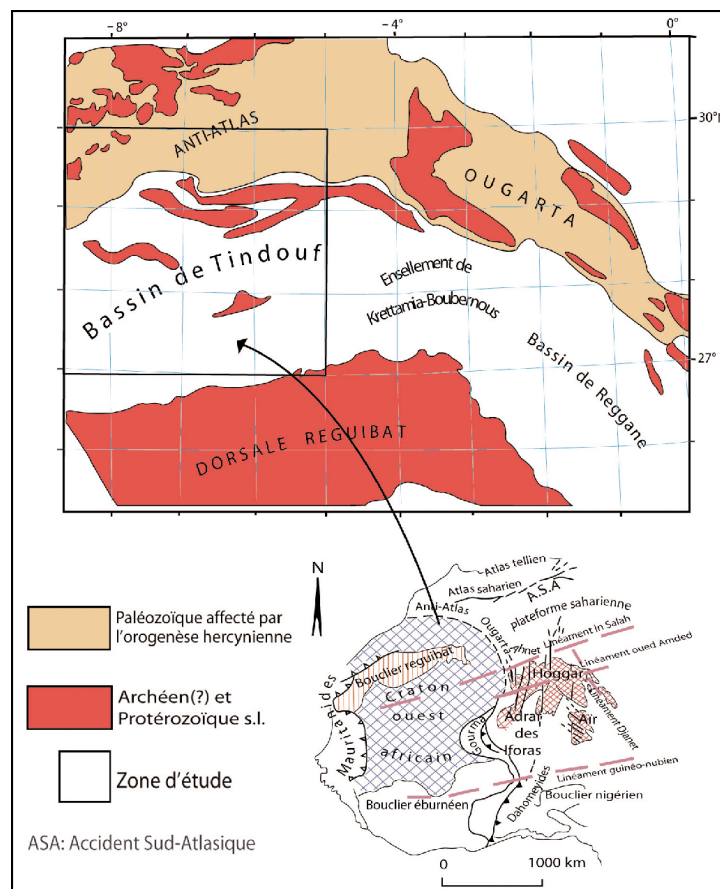


Fig. 1 - Cadre géologique de la zone d'étude (d'après Aliev *et al.*, 1971)

**Geological map of the study area (after Aliev *et al.*, 1971)**

des zones de passage entre ces deux chaînes que la forme du socle du bassin de Tindouf montre d'importantes variations. La zone de passage, encore appelée «zone de jonction», dont fait partie la région de Zemoul-Adhim Filou est très intensément fracturée et plissée. Donzeau et Zellouf (1973) décrivent dans cette partie une importante zone de cisaillement orientée NE-SW à jeu décrochant dextre («Eperon de la Daoura») accompagnée de flexures de même orientation. D'autre part, Choubert et Morçais (1952) montrent que la zone de jonction est bordée au nord, par une zone de cisaillement majeur dit «accident majeur de l'Anti-Atlas».

Les formations qui constituent le bassin de Tindouf vont du Cambro-Ordovicien au Carbonifère (Stéphanien), le tout recouvert en discordance par les dépôts du Cénozoïque. Ces séries du Paléozoïque reposent sur un socle cristallin et cristallophyllien d'âge précambrien, prolongement probable du massif des Eglab. Ces formations montrent des biseaux au niveau du socle de la dorsale de Réguibat, témoins d'une surrection probable de ce domaine, accompagnant la subsidence du bassin de Tindouf dès le Cambrien. Ce socle est composé de roches magmatiques (granites, granodiorites et dolérites) et de roches métamorphiques (gneiss et schistes). Les données précises sur sa profondeur et sa morphologie font défaut. En effet, Aliev *et al.* (1971) estiment que la profondeur de la zone axiale débiterait à 8500 m environ et elle atteindrait 10000 m selon Choubert et Morçais (1952). Cette dernière valeur a été estimée en se basant sur l'épaisseur totale des formations paléozoïques de sa bordure nord.

Le bassin de Tindouf semble avoir été individualisé au moins au cours du Cambrien, période durant laquelle une forte subsidence a régné sur toute l'étendue de l'Afrique du Nord-Ouest (Fabre, 2005). Sa structure actuelle a

donc été acquise par les remobilisations successives des failles du socle, au cours des événements tectono-sédimentaires et orogéniques qui ont affecté la région. Caby (1996) fait débiter l'histoire du bassin de Tindouf, notamment en sa bordure nord, au Néoprotérozoïque, par le dépôt de sédiments (de 4 à 5 km d'épaisseur) dans un environnement marin peu profond. Ces sédiments ont subi un métamorphisme du faciès schiste vert moyen. D'autre part, Ennih et Liégeois (2001) retracent l'évolution de l'Anti-Atlas pendant le Néoprotérozoïque et font débiter l'histoire de la marge nord du bassin par la formation d'un aulacogène, supposé être contemporain de celui du Gourma (Mali). Dans cette même étude, les auteurs envisagent une autre limite pour le Craton Ouest Africain (WAC) au nord et au nord-est : la nouvelle limite passerait au nord de l'Ougarta. Dans ce cas, la faille majeure de l'Anti-Atlas correspondrait à une faille de bordure d'un aulacogène formé sur la marge du craton pendant le Néoprotérozoïque.

### III- PRÉSENTATION DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

Pour cette étude, nous avons utilisé les données gravimétriques disponibles réalisées par la compagnie générale de géophysique (CGG). Elles se présentent sous forme d'une carte de position de 9000 points de mesures, représentant les valeurs de l'anomalie de Bouguer (CGG, 1954). Leur distribution, irrégulière, est globalement de 1 point tous les 20 km<sup>2</sup>. 5% des stations, situées en bordure du bassin, ont une correction topographique supérieure à 0,10 mgal. 66% des corrections topographiques sont inférieures ou égales à 0,03 mgal. Ailleurs, la correction topographique est systématiquement nulle. La précision sur l'anomalie de Bouguer a été évaluée pour les points situés dans les zones à faible correction topographique ( $\leq 0,10$  mgal). L'erreur moyenne quadratique (Emq) entre deux points voisins est de 0,04

PROPOSITION D'UN MODÈLE DE MORPHOLOGIE DU SOCLE SOUS LE BASSIN DE TINDOUF, ALGÉRIE, À PARTIR DE L'INVERSION 3D DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

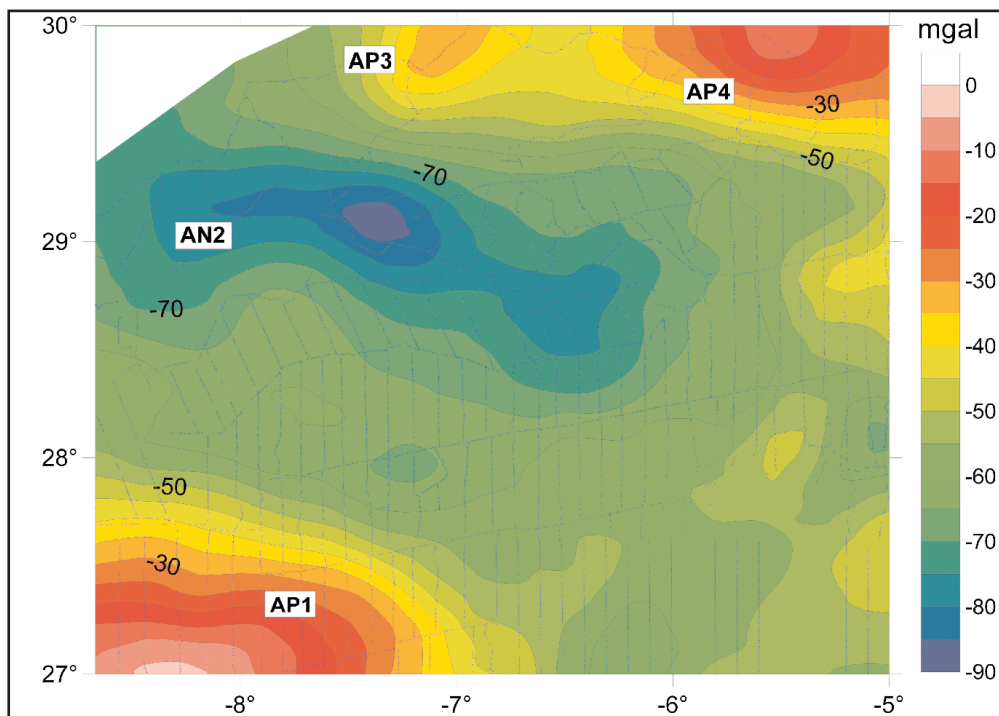
mgal, elle est de 0,34 mgal entre deux points distants de 300 km. Connaissant l'importante amplitude des anomalies observées sur la carte de Bouguer (-90 à 0 mgal), cette erreur n'est pas significative.

La valeur de la densité utilisée dans le calcul de l'anomalie de Bouguer a été estimée à partir des méthodes du profil de Nettleton et des triplets. Elle est égale à  $2,3 \text{ g/cm}^3$  et semble être assez proche de la densité moyenne des terrains de couverture au centre du bassin (CGG, 1954).

#### IV- LES CARTES GRAVIMÉTRIQUES

Au vu de la distribution des points de mesures qui ne permet pas de mettre en évidence des structures locales, nous avons choisi de tracer la carte de l'anomalie de Bouguer (fig.2) à partir d'une grille régulière de  $10\text{km} \times 10\text{km}$ .

L'analyse de cette carte montre une importante anomalie négative (AN2), d'une amplitude de 90mgal, encadrée par trois anomalies positives (AP1, AP3 et AP4). Située au nord-ouest du bassin et marquant sa partie la plus profonde, elle présente une forme légèrement convexe qui pourrait coïncider avec l'allure de la suture entre le WAC et les domaines de l'Anti-Atlas et de la Plateforme Saharienne, envisagé par Ennih et Liégeois (2001). L'approfondissement brutal du socle, au nord du bassin de Tindouf, serait le témoin de la distension généralisée pré-panafricaine, déjà signalée sur le WAC (Boullier, 1982). Pour rappel, Ennih et Liégeois (2001) ont évoqué l'existence d'un aulacogène, rempli de sédiments paléozoïques. Les anomalies positives AP3 et AP4, bordant le bassin au nord, sont liées à la remontée du socle à ce niveau, recouvert d'une épaisseur sédimentaire de 4 à 5 km (Caby, 1996). L'anomalie positive AP1, située



**Fig. 2 - Carte de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude (intervalle des isanomaes : 5 mgal)**  
**Bouguer Anomaly map of the study area (isonomal intervals: 5 mgal)**

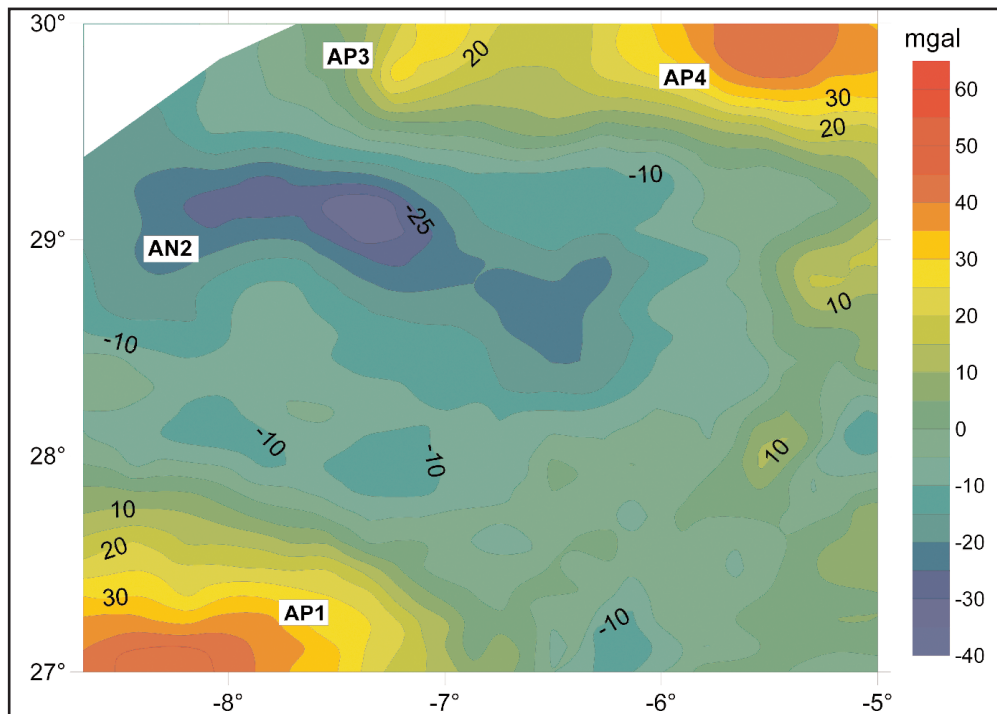


au sud du bassin de Tindouf indique une remontée du socle, en relation avec la surrection de la dorsale Réguibat, accompagnant la subsidence du bassin de Tindouf dès le Cambrien.

Comme on peut le constater, la carte de l'anomalie de Bouguer est affectée par un gradient régional que nous avons soustrait pour obtenir l'anomalie résiduelle. La carte obtenue (fig.3) montre les mêmes anomalies observées sur la carte de Bouguer, mais avec des amplitudes réduites. Cependant, on remarque que l'anomalie AN2 semble se scinder en deux ou trois parties, indiquant que le bassin, dont la profondeur pourrait atteindre sa valeur maximale au nord-ouest, présente un socle à topographie variable. Les autres anomalies significatives gardent la même forme sur cette carte.

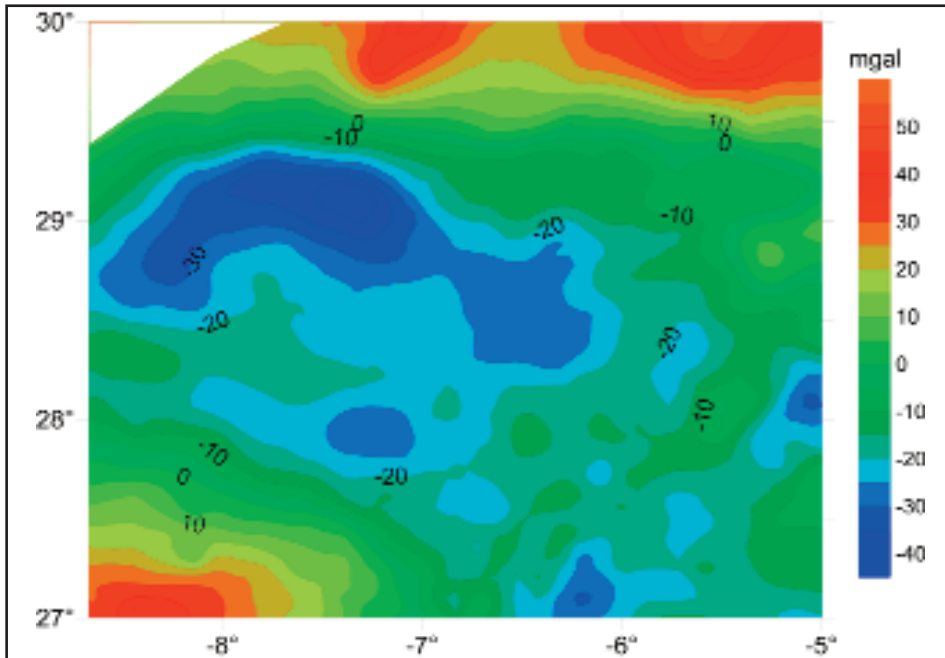
La carte de l'anomalie isostatique (fig.4) a été obtenue en ajoutant à l'anomalie de Bouguer la correction isostatique. Cette correction, qui a permis de corriger l'effet de structures situées dans la croûte inférieure, a été déterminée à partir des tables calculées dans le système d'Airy-Heiskanen avec une épaisseur de croûte de 30 km et une densité moyenne de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Lejay et Corron, 1950). Comme on s'y attendait, elle montre des anomalies de même amplitude et de même signe que celles observées sur la carte de la résiduelle, ce qui conforte notre choix de la régionale.

Pour mieux observer les limites des structures du bassin, nous avons choisi de tracer la carte du gradient horizontal (fig.5), calculé suivant la direction SW-NE, perpendiculairement aux structures. Cette carte montre trois discontinuités notées D1, D3 et D4. La pre-

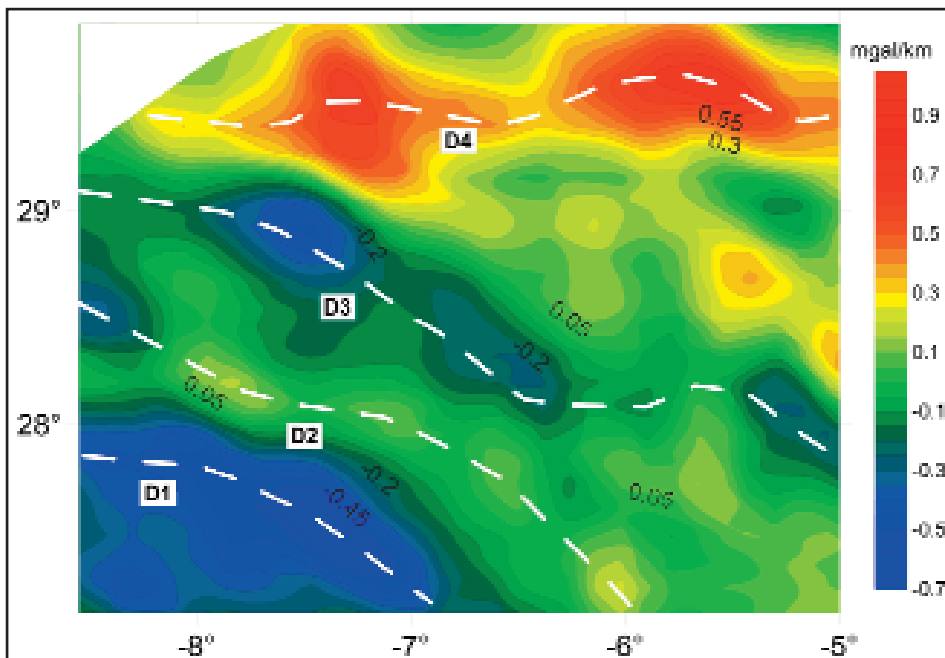


**Fig. 3** - Carte de l'anomalie résiduelle de la zone d'étude (intervalle des isanomaes : 5 mgal)  
**Residual Anomaly map of the study area (isanomal intervals: 5 mgal)**

PROPOSITION D'UN MODÈLE DE MORPHOLOGIE DU SOCLE SOUS LE BASSIN DE TINDOUF, ALGÉRIE, À PARTIR DE L'INVERSION 3D DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES



**Fig. 4 - Carte de l'anomalie isostatique de la zone d'étude (intervalle des isanomales : 5 mgal)**  
***Isostatic anomaly map of the study area (isanomal intervals : 5 mgal)***



**Fig. 5 - Carte du gradient horizontal de la zone d'étude (intervalle des isanomales : 0.05 mgal/km),**  
**D1 à D4 : discontinuités gravimétriques.**

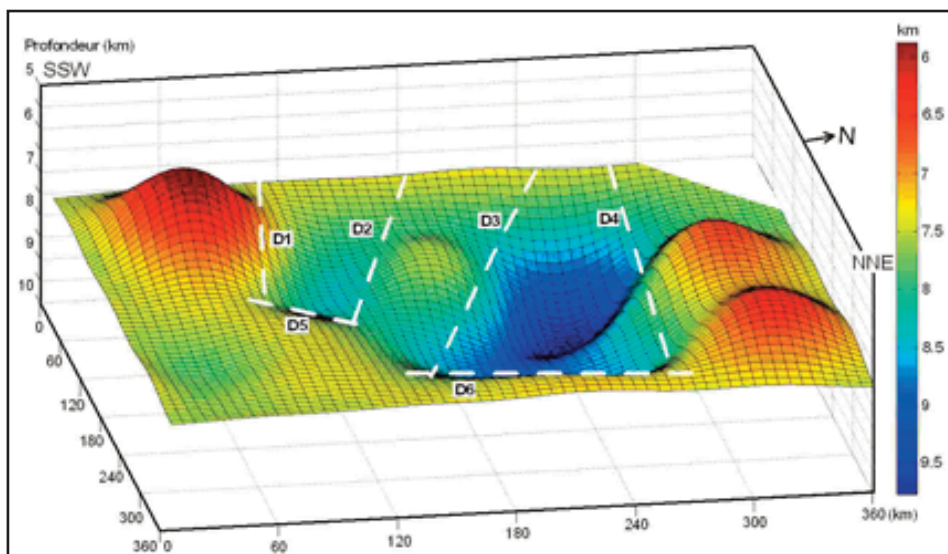
***Horizontal gradient map of the study area (isanomal intervals : 0.05 mgal/km),***  
***D1 to D4 : gravity discontinuities.***

mière marque la limite méridionale du bassin de Tindouf, alors que les deux autres précisent les limites de sa partie la plus profonde qui s'ouvrirait en éventail vers l'est. L'existence d'une autre discontinuité (D2), située entre D1 et D3, suggérerait un approfondissement par paliers du bassin au sud. La discontinuité D4 qui est marquée par un gradient d'amplitude plus importante confirme, comme il a été observé sur la carte résiduelle, le redressement brusque du socle du bassin au nord.

### V- LE MODÈLE GRAVIMÉTRIQUE

Pour mieux observer la géométrie du socle, à divers endroits du bassin, nous avons calculé un modèle à trois dimensions par l'inversion des données gravimétriques extraites de la carte de l'anomalie résiduelle. Le programme utilisé (Gomez-Ortiz et Agarwal, 2005), basé sur l'algorithme de Parker-Oldenburg, nécessite la connaissance de deux paramètres qui sont le contraste de densité entre le socle et la

couverture sédimentaire ainsi que la profondeur moyenne de l'interface qui les sépare. Sachant que le socle est essentiellement constitué de roches magmatiques (granites, granodiorites et dolérites) et de roches métamorphiques (gneiss et schistes), nous avons estimé sa densité moyenne à  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . La densité moyenne de la couverture sédimentaire ( $2,3 \text{ g/cm}^3$ ) ayant été déterminée à partir des méthodes de profil de Nettleton et des triplets, nous avons donc choisi pour contraste de densité, la valeur de  $0,4 \text{ g/cm}^3$ . La profondeur moyenne du modèle ( $7,5 \text{ km}$ ) a été estimée à partir des profondeurs maximale au centre du bassin ( $10 \text{ km}$ ) (Choubert et Morçais, 1952) et minimale dans sa bordure nord-est ( $4 \text{ km}$  à  $5 \text{ km}$ ) (Caby, 1996). Le modèle obtenu (fig.6) montre du SSW vers le NNE un socle qui remonte avant de s'approfondir légèrement, limité par les discontinuités D1 et D2 (figs. 5, 6). Précédant la partie la plus profonde du bassin, un léger bombement du socle qui n'a pas été relevé sur les autres cartes gravimétriques est observé. Le centre du bassin, encadré par les discontinuités D3 et



**Fig. 6** - Modèle gravimétrique 3D de la zone d'étude calculé à partir de l'anomalie résiduelle; D1 à D6 : Discontinuités gravimétriques.

**3D Gravity model computed using the residual anomaly data;  
D1 to D6 : gravity discontinuities.**



D4 (figs.5,6) et présentant une légère forme convexe, est plus profond dans sa partie ouest. Il s'élargit sensiblement vers l'est, en accord avec ce qui est observé sur la carte du gradient horizontal (fig.5). Il semble donc, que l'approfondissement du bassin de Tindouf du sud vers le nord ne s'effectue pas de manière régulière et sa partie centrale est encadrée, au sud et au nord, par deux flancs à forts pendages opposés. On peut aussi noter sur ce modèle, deux autres discontinuités (D5 et D6) qui limitent le bassin à l'est. Remarquons enfin, que les profondeurs du socle, données par le modèle, ne représentent pas des valeurs précises puisqu'elles dépendent de la valeur moyenne choisie pour la profondeur de l'interface.

## CONCLUSION

Le bassin de Tindouf est un bassin péricratonique ayant évolué durant le Paléozoïque en bassin subsident d'abord, avant d'être le siège, notamment à ses limites nord et nord-est, d'une structuration très intense pendant l'hercynien, en particulier au Moscovien (Haddoum *et al.*, 2001). En effet, cet événement a eu pour conséquences la remobilisation des failles héritées de l'orogénèse panafricaine, engendrant des déplacements latéraux qui se sont manifestés dans la couverture par des structures très complexes (décollements, empilements de nappes, plissements, etc...). Le socle du bassin est constitué de horsts et de grabens, globalement orientés est-ouest parallèlement à la dorsale de Réguibat, qui en aurait contrôlé l'allure en sub-surface. Les limites de ces structures, ainsi que celles du bassin, sont bien précisées par les discontinuités gravimétriques (figs. 5,6).

Cette étude confirme que le bassin de Tindouf qui s'est individualisé à partir du Cambrien, avec un épaissement des séries sédimentaires du sud vers le nord et un fort taux de

subsidence au centre, présente effectivement une forme dissymétrique. Au sud du bassin, l'épaississement des séries sédimentaires ne se fait pas de manière régulière, comme cela est avancé par les études géologiques, mais il est contrôlé par des variations de la profondeur du socle assimilées à des horsts et des grabens. La partie centrale du bassin (fig. 6) qui est encadrée, au sud et au nord, par deux flancs à forts pendages opposés (discontinuités D3 et D4), présente une légère forme convexe. C'est un argument en faveur de l'existence d'un aulacogène étroit au NW du bassin et qui s'élargit en éventail vers l'est. L'approfondissement de cette partie à l'ouest contrairement à sa partie orientale pourrait être expliqué par la surrection de la chaîne atlasique au nord (bassin d'arrière chaîne), plus proche de sa partie occidentale. La disposition des données utilisées dans cette étude ont été globalement réalisées selon des profils nord-sud, séparés en moyenne de 10 km, alors que la distance moyenne entre les points de mesure est de 1 km. Cela ne permet pas de mettre en évidence des anomalies générées par des structures géologiques locales en relation avec le potentiel pétrolier et minier du bassin. Toutefois, l'interprétation des données disponibles a permis de : 1- mieux connaître la morphologie structurale du socle du bassin; 2- préciser ses limites, en particulier sa limite septentrionale, méconnue jusque-là et 3- contribuer à la connaissance de son évolution géodynamique. En perspective, il serait utile de compléter la couverture gravimétrique du bassin par l'acquisition de nouvelles données suivant un maillage plus dense dans le but de : 1- cartographier les zones à potentiel minier et 2- contribuer à la recherche de zones fracturées qui peuvent être des pièges structuraux.

**Remerciements :** Nous remercions les rapporteurs, en particulier M<sup>r</sup>. T. Aïfa, pour leurs utiles suggestions. Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet CNEPRU N°G1601/11/2006.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALIEV, M., AÏT LAOUSSINE, N., AVROV, V., ALEKSINE, G., BAROULINE, G., LAKOV-LEV, B., KORJ, M., KOUVYKINE, J., MAKAROV, V., MAZANOV, V., MEDVEDEV, E., MKRTCHIANE, O., MOUSTAFINOV, R., ORIEV, L., OROUDJEVA, D., OULMI, M. ET SAÏD, A. 1971.** Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. Tome 1, *Altamira-Rotopress, S.A., Madrid, Espagne*, 68 fig. 275 p.
- BOULLIER, A. M. 1982.** Etude structurale du Précambrien du centre de L'Adrar des Iforas (Mali) : mylonites et tectogenèse. *Thèse de Doct. Etat, INPL, Nancy, France*, 327p.
- CABY, R. 1996.** Rapport de la mission de terrain dans le grand Sud-Ouest algérien. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 8, pp. 49-51.
- C.G.G. 1954.** Reconnaissance par la méthode gravimétrique et magnétique dans le bassin de Tindouf. *Rapport CGG*, tome I (56p.) et tome II (43p.).
- CHUBERT, G. ET MORÇAIS, J. 1952.** Géologie du Maroc. *Monographies Régionales*, 3<sup>ème</sup> série Maroc, 52p.
- DONZEAU, M. ET ZELLOUF, K. 1973.** La jonction Ougarta-Anti-Atlas, structures de la région de Tadaouelt El Berhil (Sahara occidental algérien). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord, Alger*, 69, 3/4, pp. 134-172.
- ENNIH, N. AND LIÉGEOIS, J.P. 2001.** The Moroccan Anti-Atlas : The West African Craton passive margin with limited Pan African activity. Implications for the Northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112, pp. 289-302.
- FABRE, J. 2005.** Géologie du Sahara occidental et central. *Tervuren african geoscience collection, Musée royal de l'Afrique centrale, Belgique*, 108, 572p.
- GOMEZ-ORTIZ, D. AND AGARWAL, B.N.P. 2005.** 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computers and Geosciences*, 31, pp. 513-520.
- HADDOUM, H., GUIRAUD, R. AND MOUSSINE-POUCHKINE, A. 2001.** Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform : *far-field stress effects of the Late Paleozoic orogeny. Terra Nova*, 13, 3, pp. 220-226.
- MÉDAOURI, M. 2004.** Etude structurale de la jonction Ougarta-Anti-Atlas, région de Zemoul-Adhim Filou (Plateforme saharienne occidentale, Algérie). *Thèse de Magister, USTHB, Alger*, 160p.
- LEJAY, P. ET CORRON, S. 1950.** Tables pour le calcul des corrections isostatiques compte tenu de l'effet indirect. Publ. Spec. N°4, *Assoc. int. Géod., Paris*, 121p.