

Contribution de la gravimétrie à l'étude de la partie sud du bassin sédimentaire côtier onshore du Bénin

^{1,2}YALO, N., ²LAWIN, A. E., ^{1*}D'ALMEIDA, G. A. F., ¹GONÇALVES, T. P. et ³DAGBA, G. F.

¹Département des Sciences de la Terre, Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526, Cotonou, Bénin

²Laboratoire d'Hydrologie Appliquée (LHA) Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 4521, Cotonou, Bénin

³Direction Générale des Hydrocarbures et autres Combustibles Fossiles, 06 BP 2049, Cotonou, Bénin

*Correspondance: almeidafranck@hotmail.com

(First received 30 September, 2013; modified version accepted 28 November, 2013)

Résumé – Le bassin sédimentaire côtier onshore du Bénin a fait l'objet de plusieurs études qui ont permis d'avoir des précisions sur son histoire géologique. Basée sur l'analyse et l'interprétation de données gravimétriques, la présente étude gravimétrique vise à améliorer la connaissance de la structure de la partie sud du bassin sédimentaire côtier onshore du Bénin. La carte des anomalies gravimétriques résiduelles réalisée par la méthode de la moyenne mobile en utilisant la carte d'anomalie de Bouguer, met en évidence aussi bien des zones d'anomalies négatives et positives, que des zones à fort gradient. Cette carte fournit des informations sur la variation de la densité du sous-sol. Les anomalies négatives peuvent refléter l'existence de bassins, de chenaux ou de l'effondrement du socle, tandis que les anomalies positives sont associées à une surrection du socle. Dans la localité de Sèhouè, l'anomalie positive orientée N-S à NE-SW a été liée à une remontée du socle alors que l'anomalie négative caractériserait le graben d'Allada. Le calcul du gradient horizontal a permis d'identifier, à l'Ouest de l'anomalie positive de la localité de Sèhouè, un linéament gravimétrique de direction NNE-SSW. Ce linéament est matérialisé par un contraste de densité et apparait comme la signature gravimétrique de la faille de Sèhouè. L'analyse spectrale réalisée sur trois profils choisis transversalement aux anomalies dans la région d'étude, a permis d'estimer les profondeurs moyennes des sources d'anomalies à 1870, 1820 et 2300 m de l'ouest vers l'est du bassin sédimentaire côtier onshore du Bénin confirmant ainsi l'affaissement du socle dans sa partie sud est.

Mots clés - gravimétrie, anomalie, bassin sédimentaire côtier du Bénin, onshore, gradient horizontal, analyse spectrale, profondeur.

Contribution of gravimetry to the study of the south part of the onshore coastal sedimentary basin of Benin

Abstract – The onshore coastal sedimentary basin of Benin has been an object of several studies which provide insights into his geological history. Based on gravimetric data analysis and interpretation, the present gravimetric study aims to improve knowledge of the structure of the southern part of the onshore coastal sedimentary basin of Benin. The map of residual gravimetric anomalies realized by the method of the mobile average using Bouguer anomaly map, highlight as well zones of negative and positive anomalies, as zones of strong gradient. This map provides information of the density variation of the subsurface. The negative anomalies may reflect the existence of basins, channels or basement collapse, while the positive anomalies are associated to basement uplift. In Sèhouè locality, the positive anomaly of N-S to NE-SW direction was linked to basement uplift while the negative anomaly should characterize the Allada graben. The calculation of the horizontal gradient allows the identification in the West of the positive anomaly of Sèhouè locality, a gravimetric lineament of NNE-SSW direction. This lineament is materialized by a contrast of density and seems to be the gravimetric signature of the Sèhouè fault. The spectral analysis carried out on three profiles chosen transversely to the anomalies of the study area permits to evaluate the averages of depths of the sources of anomalies at 1870, 1820 and 2300 m from west towards the east part of the onshore coastal sedimentary basin of Benin confirming thus the profundity of the basement in its southern part.

Keywords: gravimetry, anomaly, coastal sedimentary basin of Benin, onshore, horizontal gradient, spectral analysis, depth.

INTRODUCTION

Le bassin sédimentaire côtier (BSC) du Bénin se situe entre les parallèles 6°20' et 7° de latitude Nord et les méridiens 2° et 2°45' de longitude Est (Fig. 1). Il comprend quatre plateaux septentrionaux d'âge Crétacé supérieur (Turonien-Coniacien) et trois plateaux méridionaux d'âge Tertiaire à Quaternaire. Le bassin sédimentaire côtier du Bénin a fait l'objet de différentes études qui ont permis d'avoir des informations sur son évolution géologique, structurale, et sur son potentiel en ressources minérales, en eau et en hydrocarbures (RESO-BSC, 2001). Les études menées dans la partie onshore, ont montré que le socle du bassin s'affaisse progressivement vers le Sud-est (Slansky, 1962), ce qui fait que l'épaisseur des sédiments est plus importante dans la partie Sud-est du bassin qu'au Nord. En conséquence, le Sud-est de la partie onshore du BSC pourrait représenter une zone d'intérêt pour la recherche pétrolière. L'étude de cette partie du bassin par la méthode gravimétrique constitue l'objectif majeur de ce travail. La gravimétrie est une méthode géophysique basée sur des mesures très précises de variation de la pesanteur. Cette variation est engendrée par les changements de densité des roches du sous-sol. L'objectif principal de cette technique est de détecter les variations appelées anomalies (Cady, 1980 ; Grant et Elsharty, 1962 ; LaFehr, 1980). L'anomalie de Bouguer reflète la présence des masses rocheuses à densités distinctes.

La carte de l'anomalie de Bouguer au 1/200.000 du bassin sédimentaire côtier, présente de forts contrastes (gradients) qui seraient le reflet de discontinuités ou interfaces telles que des failles et des flexures. La méthode d'analyse multi-échelle basée sur l'orientation du gradient horizontal permet d'étudier ces discontinuités. Ces méthodes se sont avérées efficaces dans des études similaires aussi bien dans le bassin de Triffa que dans l'Anti-Atlas du Maroc (Khattach *et al.* 2004, 2006 ; Vanié *et al.* 2005, 2006 ; Chennouf *et al.*, 2007 ; El Gout *et al.*, 2010).

Ainsi, il apparaît évident que l'étude gravimétrique de la structure Sud-est de la partie onshore du BSC a pour but de mettre en évidence et de caractériser les accidents tectoniques majeurs.

CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Le BSC du Bénin est caractérisé par des formations sédimentaires déposées en strates monoclinales avec un pendage de 2° à 7° vers le sud. Les formations du Crétacé supérieur affleurent au Nord du bassin et forment en grande partie les plateaux septentrionaux. On y distingue les formations du Turonien-Coniacien (constituées de sables quartzeux et de galets) et du Maestrichtien (sableuses à la base puis argilo-marneuses au sommet). Le Paléocène et l'Eocène moyen, sont essentiellement représentés par des argiles et des marnes, parfois par des calcaires qui affleurent par endroits dans la dépression de la Lama. Le « Continental terminal », sableux et sablo-argileux, daté du Miocène supérieur au Pléistocène, recouvre les plateaux du Sud. Cette formation est par endroits recouverte par de la terre de barre d'âge Quaternaire ancien (Pléistocène). Le Quaternaire récent (Holocène) y est essentiellement représenté par des formations sableuses qui constituent les cordons sableux du littoral, ainsi que par des vases et alluvions présentes au niveau des vallées de cours d'eaux et des fleuves. Ce bassin est caractérisé par une subsidence différentielle croissante vers le SSE (Dray *et al.*, 1988). Huit unités stratigraphiques y ont été dénombrées sur la base des repères lithologiques et sédimentologiques qui témoignent des variations successives du niveau marin (Institut de Recherche Breda, 1978).

L'**Unité I** (Turonien - Coniacien) est directement transgressive sur le socle cristallin. Elle affleure le long de la bordure des plateaux septentrionaux et occupe entièrement le plateau de Zagnanado. L'**Unité II** (Maestrichtien - Paléocène inférieur et moyen) est transgressive sur l'Unité I et occupe la plupart des plateaux du Nord (sauf celui de Zagnanado), ainsi que la partie septentrionale de la dépression de la Lama. A cheval sur le Paléocène supérieur (Thanétien) et l'Eocène inférieur (Yprésien), l'**Unité III** (Paléocène supérieur - Yprésien) occupe la partie centrale de la dépression de la Lama. L'**Unité IV** occupe la partie Sud de la dépression de la Lama et rejoint les premières pentes des plateaux méridionaux. Elle est datée de l'Eocène moyen (Lutétien et Bartonien). L'**Unité V** (Miocène inférieur) n'affleure pas. Elle a été étudiée par sondage à l'extrémité méridionale du Bassin Sédimentaire Côtier dans la localité Pahou à l'ouest de Ouidah (Fig. 1).

L'Unité VI (Miocène supérieur) se rencontre sur les plateaux méridionaux du Bassin Sédimentaire Côtier avec une épaisseur maximale mesurée sur la verticale de Pahou d'environ 120 m. Cette unité représente en outre le terme inférieur du Continental Terminal (Slansky, 1962). D'une faible épaisseur (quelques mètres environ), l'Unité VII (Pliocène – Pléistocène) est présente dans les parties méridionales des plateaux d'Allada, Sakété et dans les vallées des grands fleuves. L'unité VII est strictement rapportable au terme supérieur du Continental Terminal (Slansky, 1962 ; Houessou et Lang, 1978). Enfin l'Unité VIII (Holocène), présente aussi bien dans la plaine littorale que dans les dépressions, rassemble deux types de dépôts : des dépôts

alluvionnaires de grands fleuves et des cordons littoraux et lagunaires.

Les accidents tectoniques sont peu visibles dans le bassin. Deux familles de failles ont été décrites (Slansky, 1962). La plus importante, d'âge postérieur au Lutétien et antérieur au Mio-Pliocène, est orientée NNE-SSW, avec un rejet pouvant atteindre 100 m. La seconde famille de failles, d'orientation ENE-WSW, a abaissé d'une quarantaine de mètres le compartiment Sud du bassin par rapport au compartiment Nord (Fig. 2). Des failles de directions secondaires N-S, E-W et SW-NE ont été également mises en évidence. Ces accidents ont morcelé le socle, occasionnant, particulièrement en ce qui concerne ceux orientés ENE-WSW, des affaissements en touches de piano.

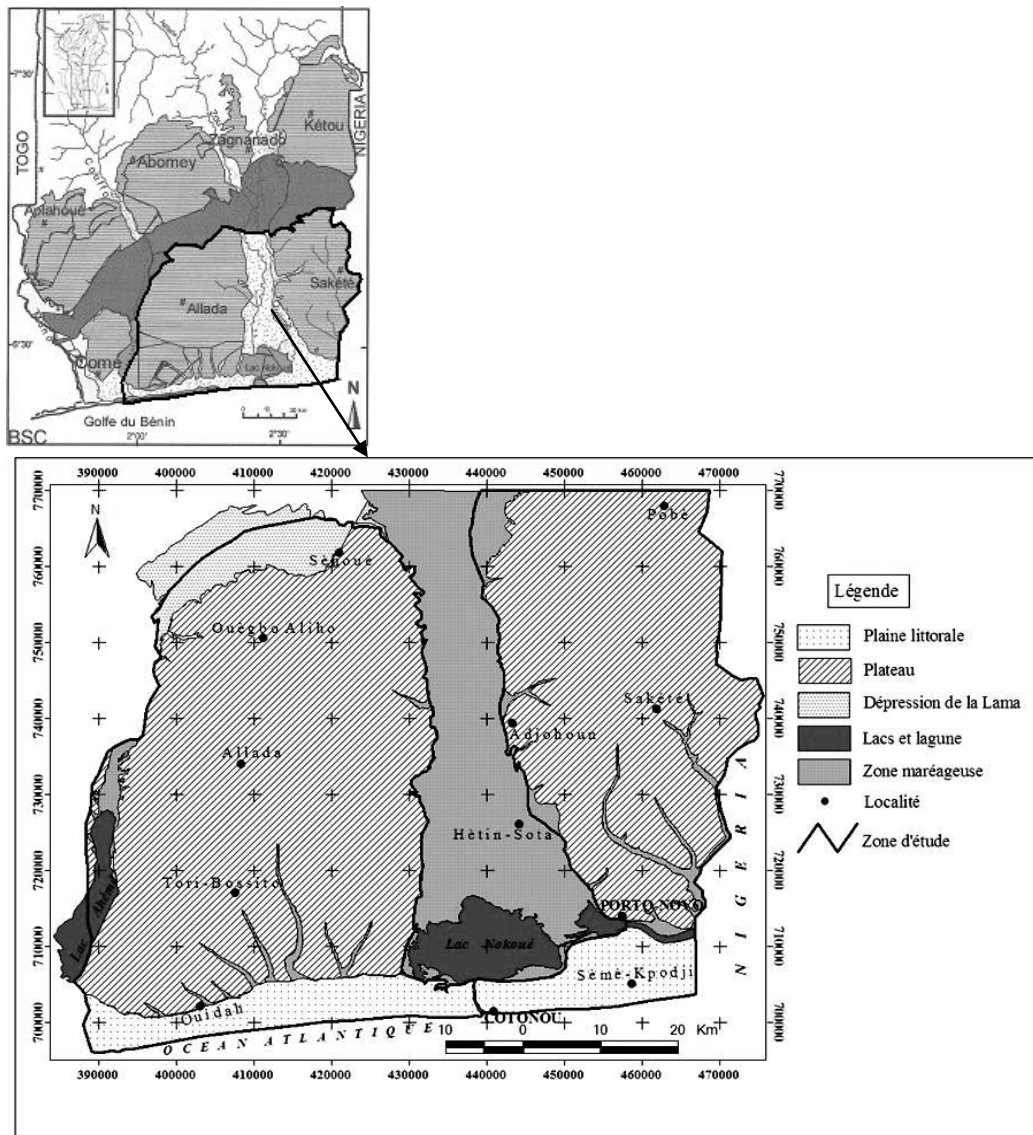


Figure. 1. Carte géomorphologique de la zone d'étude (Slansky, 1962).

Figure. 1. Geomorphologic map of the study area (Slansky, 1962).

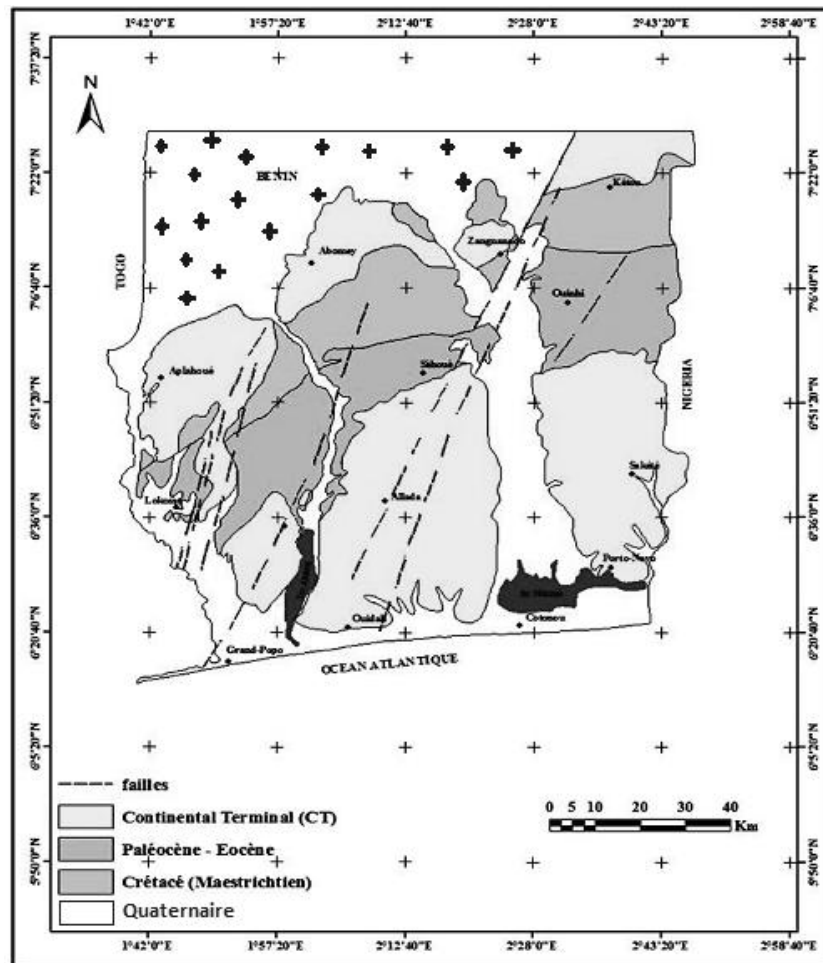


Figure 2. Carte géologique montrant les principales failles affectant la partie onshore du Bassin Sédimentaire Côtier du Bénin (Slansky, 1962).

Figure 2. Geological map showing the main faults affecting onshore part of the coastal sedimentary basin of Benin (Slansky, 1962).

Ainsi, selon la direction Nord-Sud, on assiste, par compartiments successifs, à un approfondissement progressif des couches sédimentaires.

ETUDE GRAVIMÉTRIQUE

La gravimétrie est une méthode géophysique basée sur des mesures très précises qui indiquent des variations de la pesanteur due aux changements des masses de densité (Ducque *et al.*, 2008).

En 1987, un contrat d'exploration et de partage de production est signé entre le Bénin et une société Canadienne : Trylogy Resource Corporation, sur les trois concessions à terre, le 31 Décembre 1987. Trylogy Resource Corporation a procédé à des campagnes gravimétriques, puis à des études géologiques. A la suite de ces travaux, trois structures ont été mises en évidence (rapport Trylogy Resource Corporation, 1991). Après les études réalisées par cette société dans la partie onshore du BSC

en 1991, ces blocs n'ont plus fait l'objet d'autres travaux de recherche. Ceci montre encore la nécessité de mener notre étude sur la partie onshore du BSC du Bénin.

Les données gravimétriques

Les données gravimétriques utilisées dans le cadre de cette étude proviennent de la campagne gravimétrique de 1988 réalisée par une compagnie canadienne : Géoterrex Limited, pour le compte de Trylogy Resource Corporation. Cette campagne a couvert la partie Est du BSC du Bénin, en dehors du lac Nokoué et des marais au Nord, pour un total de 804 stations de mesures, (Fig. 3).

Traitement des données

L'intérêt de la transformation des cartes gravimétriques a été évoqué depuis longtemps et plusieurs méthodes de calcul ont été développées (Gérard & Griveau, 1972).

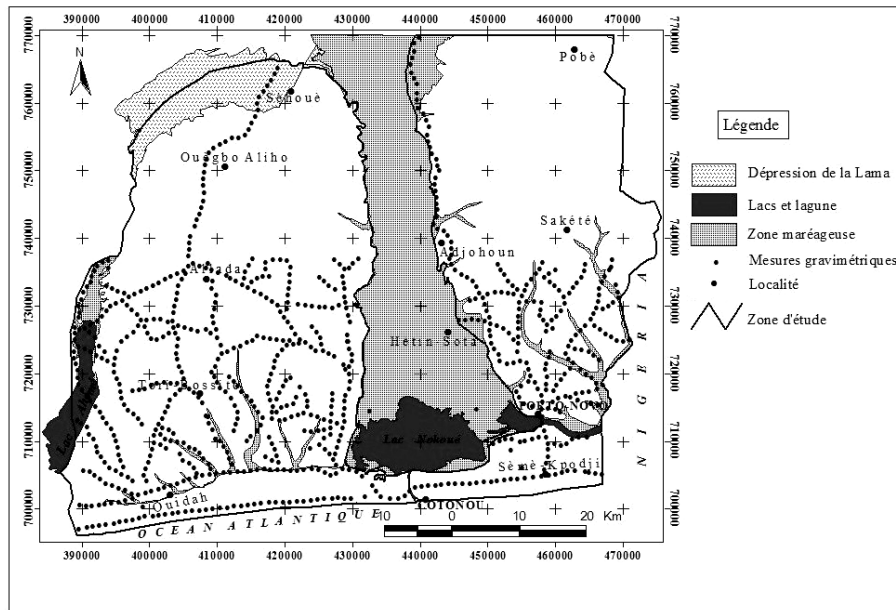


Figure 3. Répartition des points de mesures gravimétriques dans la région d'étude.

Figure 3. Distribution of gravimetric measure points in the study area.

Le succès de l'application de ce traitement a été démontré par de nombreuses études (Debeglia & Weber, 1985, Everaerts, Khattach *et al.*, 2004). Les cartes gravimétriques d'anomalie de Bouguer représentent l'anomalie de la gravité de la Terre en ce qui concerne un ellipsoïde de référence et sont corrigées pour des sources non géologiques de variation de pesanteur. L'anomalie de Bouguer reflète la présence des excès et des déficits de masses par rapport à la densité distincte moyenne de la Terre (2670 kg/m^3). Une anomalie régionale est due seulement aux changements à grande échelle tels que l'épaississement ou l'amincissement de la croûte. Une anomalie résiduelle est la différence entre les deux autres anomalies ($A_{\text{Résiduelle}} = A_{\text{Bouguer}} - A_{\text{Régional}}$) et exprime la présence des corps géologiques locaux sans influence des changements de propriétés dans la croûte (Duque *et al.*, 2007).

Dans cette étude, trois étapes de traitement de données ont été utilisées dans le but de localiser de failles, mesurer leur longueur et calculer leur profondeur.

La première étape du traitement des données débute par l'élaboration de la carte d'anomalie de Bouguer, qui est l'élément de base de l'interprétation gravimétrique. Le tracé manuel d'une telle carte varie d'une personne à une autre, et pour une personne, d'une fois à l'autre (Tidjani, 2000). Pour cette raison, l'on fait le plus souvent appel au tracé automatique sur ordinateur. Ce procédé nécessite au préalable, une interpolation entre les données irrégulièrement réparties afin d'obtenir une

grille régulière de valeurs. Comme méthode d'interpolation, le krigeage développé par Krige en 1952 puis par Matheron (Matheron, 1965 ; Matheron, 1971) a été utilisé. Le krigeage est précédé d'une analyse structurale, caractérisant la variabilité spatiale de l'anomalie de Bouguer dans la zone d'étude. L'outil principal de cette analyse est le variogramme (γ) qui se calcule dans la pratique, pour un processus bidimensionnel représenté par une fonction aléatoire (F.A.) Ψ prenant la valeur $\Psi(x)$ au point x , par l'équation :

$$\gamma_e(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} [\psi(x+h) - \psi(x)]^2 \quad (1)$$

N_h représente le nombre de couples de points de mesure (i, j) tels que la distance les séparant est donnée par:

$$h_{ij} = \|x_i - x_j\| \in \left[h \pm \frac{\Delta h}{2} \right] \quad (2)$$

Avec Δh le pas de découpage des classes. La modélisation du variogramme est faite par la méthode automatique (Lawin, 2007) et qui est basée sur le maximum du critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970).

La figure 4 montre les variogrammes expérimental et modélisé de l'anomalie de Bouguer.

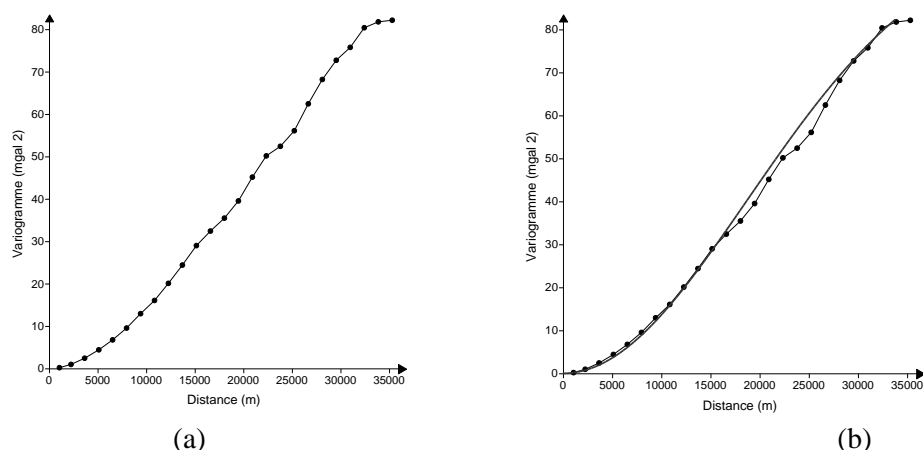


Figure 4. Variogrammes expérimental (a) et modélisé (b) de l'anomalie de Bouguer dans la zone d'étude.

Figure 4. Experimental (a) and modeling (b) variograms of Bouguer anomaly in the study area.

Le modèle a été utilisé pour kriger les valeurs d'anomalie de Bouguer sur une grille carrée de 500 m ayant permis d'obtenir la carte d'anomalie de Bouguer de la figure 5.

La deuxième étape du traitement a été consacrée à la séparation des anomalies 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 (Vanié *et al.*, 2005).

La séparation régionale-résiduelle peut être obtenue grâce à divers procédés. Dans tous les cas, il s'agit de tirer de la carte, une ou plusieurs régionales et une ou plusieurs résiduelles. Les régionales englobant les variations à grand rayon de courbure alors que les résiduelles mettent en évidence les anomalies restreintes. Les anomalies résiduelles sont obtenues en soustrayant les valeurs de la carte ou du profil régional aux valeurs originelles (De Stadelhofen, 1991). Dans la présente étude, la séparation régionale – résiduelle a été effectuée par la méthode des moyennes mobiles. Le filtrage par cette méthode présente un avantage en ce qui concerne la qualité de l'information géologique (Séguin *et al.*, 1988). Cependant, contrairement aux méthodes de traitement numérique qui donnent comme produit final une formule mathématique, la moyenne mobile ne présente pas une facilité de stockage des résultats et de nouveaux traitements. Les résultats obtenus par cette voie sont les valeurs dans les nœuds de la grille choisie. Chaque autre configuration de la grille exige un nouveau traitement. Cette méthode a été appliquée et

développée au Maroc central hercynien. L'idée principale de cette méthode consiste à construire une grille et à calculer des valeurs moyennes sur les nœuds (Fig. 5). Pour chaque point de cette grille sur la superficie étudiée, on calcule une moyenne des valeurs observées autour du nœud, valeurs renfermées à l'intérieur d'une fenêtre (carré ou circulaire) de dimension choisie.

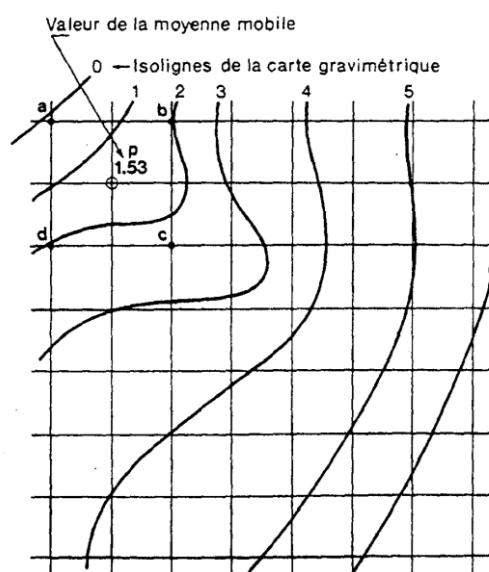


Figure 5. Carte montrant le principe de la moyenne mobile (De Stadelhofen, 1991).

Figure 5. Map showing the Principle of the mobile average (De Stadelhofen, 1991).

$$\text{Valeur de l'anomalie régionale en } p = \frac{a+b+c+d+2p}{6}$$

(De Stadelhofen, 1991).

$$\text{Value of regional anomaly in } p = \frac{a+b+c+d+2p}{6}$$

(De Stadelhofen, 1991).

La carte d'anomalie de Bouguer renferme également des informations sur les discontinuités présentes dans le sous-sol, qui peuvent être extraites par analyse des gradients entre les anomalies (Vanié *et al.*, 2005).

Conformément aux études gravimétriques menées par les chercheurs (Cordel *et al.* 1985 ; Blakely *et al.* 1986 ; Archibald *et al.* 1999 ; Everaerts & Mansy, 2001 ; Khattach *et al.*, 2004 et 2006), le calcul du gradient horizontal est effectué dans l'objectif de mettre en évidence sur une carte, les zones de failles, de discontinuités. L'analyse du gradient est également souvent employée pour localiser les changements brusques en profondeur des sources magnétiques et/ou des propriétés magnétiques qui peuvent être produites par les failles géologiques (Hansen et de Ridder, 2006). Le calcul du gradient horizontal est tout à fait efficace pour la détection des failles (Grauch et Hudson, 2007; Phillips et al., 2007). La valeur du gradient est obtenue en calculant la dérivée première de la composante horizontale Δg_x . L'axe des gradients maximum est indicatif de la direction des interfaces verticales de densités ou de structures de failles.

Le calcul du gradient horizontal à partir de l'anomalie résiduelle est très utile pour la localisation des contacts géologiques, du fait que la limite entre deux blocs de densités différentes correspond au maxima de ce gradient (Blakely, Chennouf *et al.*, 2004 ; Cordell, Khattach *et al.*, 2004). En effet, au-dessus d'un contact vertical entre des roches de densités différentes, le champ gravimétrique se manifeste par un changement de niveau marqué par le passage des valeurs faibles au-dessus des roches de faible densité, vers des valeurs plus élevées à l'aplomb des roches de forte densité. Le point d'inflexion marquant le passage entre les deux zones se situe à la verticale du contact entre les deux types de roches. Cette caractéristique des anomalies gravimétriques peut être utilisée pour localiser les changements abrupts de densité. Les maxima locaux des gradients horizontaux constituent des rides étroites au-dessus des contacts géologiques marqués par des contrastes de densité.

Les contacts linéaires correspondent à des failles alors que les contacts de forme circulaire sont les limites de diapirs ou de corps intrusifs. Blakely et Simpson (1986) ont proposé une méthode pour déterminer de manière automatique les maxima du gradient horizontal. 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. Les positions des points d'inflexion sont aussi facilement déterminées par la localisation du point culminant dans l'amplitude du module du gradient horizontal (Fig. 6).

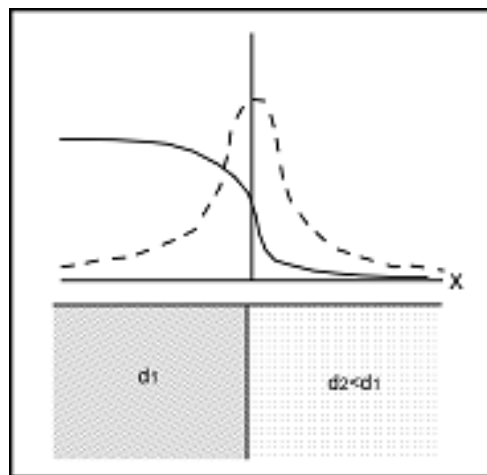


Figure 6. Localisation des discontinuités de densité à partir du gradient gravimétrique horizontal

Figure 6. Localisation des discontinuités de densité à partir du gradient gravimétrique horizontal

La quatrième étape du traitement des données a consisté à estimer les profondeurs des sources d'anomalies. La méthode utilisée dans le cadre de cette étude est l'analyse spectrale. Cette méthode a été appliquée sur des profils réalisés sur la carte d'anomalies résiduelles.

L'analyse spectrale est une technique d'interprétation basée sur l'étude des propriétés du spectre de puissance ou densité spectrale de puissance. Elle permet d'estimer les contrastes de densité majeurs et par conséquent les profondeurs moyennes des masses perturbatrices. La profondeur moyenne d'une source d'anomalie gravimétrique ou magnétique est estimée à partir du spectre d'énergie du signal correspondant (Spector et Grant, 1970).

L'étude de ce spectre permet d'estimer la profondeur moyenne des sources d'anomalies. La profondeur H du plan d'approximation des sources anomaliques peut être calculée à partir de la formule proposée par Gérard et Griveau (1972) :

$$H = \frac{\Delta \log P}{4\pi \Delta f} \quad (\text{m})$$

où $\Delta \log P$ est la variation du logarithme népérien du spectre de puissance (ou d'énergie) sur un intervalle de variation de fréquence Δf ; c' est une quantité sans dimension.

RESULTATS ET DISCUSSIONS

Interprétation qualitative des anomalies

La carte d'anomalie de Bouguer obtenue par tracé automatique sur ordinateur, à partir d'une grille de valeurs interpolée par krigeage montre des valeurs comprises entre 28 et 55 mGals (Fig. 7). La carte présente des anomalies de différentes longueurs d'ondes. Les anomalies de faibles amplitudes expriment une faible densité et les anomalies de fortes amplitudes, une densité élevée. Les anomalies d'amplitude élevée se localisent dans les zones de Sèhouè, Allada, Ouidah et au Sud du lac Nokoué. Dans l'extrême Ouest de la carte, on note la présence d'une anomalie de faible amplitude et un fort gradient.

Cette carte présente des similitudes avec la carte d'anomalie de Bouguer réalisée par Trilogy Resource Corporation (1991) obtenue suivant la méthodologie décrite ci-dessus. Les faibles amplitudes sont observées dans les parties Ouest et Est de la carte. La partie Nord est caractérisée par des amplitudes moyennes à fortes.

La méthode de la moyenne mobile appliquée à partir de la carte de Bouguer a conduit à l'obtention de la carte d'anomalies régionales (Fig. 8a). La carte d'anomalies résiduelles (Fig. 8b) a été obtenue par la soustraction de cette régionale de la carte d'anomalies de Bouguer. Cette carte expose une série d'anomalies fermées, isolées, plus distinctes et en nombre plus important que sur la carte de Bouguer. Les plus évidentes de ces anomalies sont décrites et interprétées qualitativement en s'appuyant sur les connaissances géologiques de la région.

La carte d'anomalies résiduelles de la région étudiée (Fig. 7b) montre des valeurs qui varient de -11.5 à 2.5 mGals. On y distingue des zones d'anomalies positives et des zones d'anomalies négatives, ainsi qu'une zone à fort gradient observée également sur les cartes de Bouguer et la carte d'anomalie régionale.

Les anomalies négatives sont liées à des sous-bassins locaux ou à des grabens. Les anomalies positives, quant à elles, sont dues à une remontée du socle cristallin ou à des horsts.

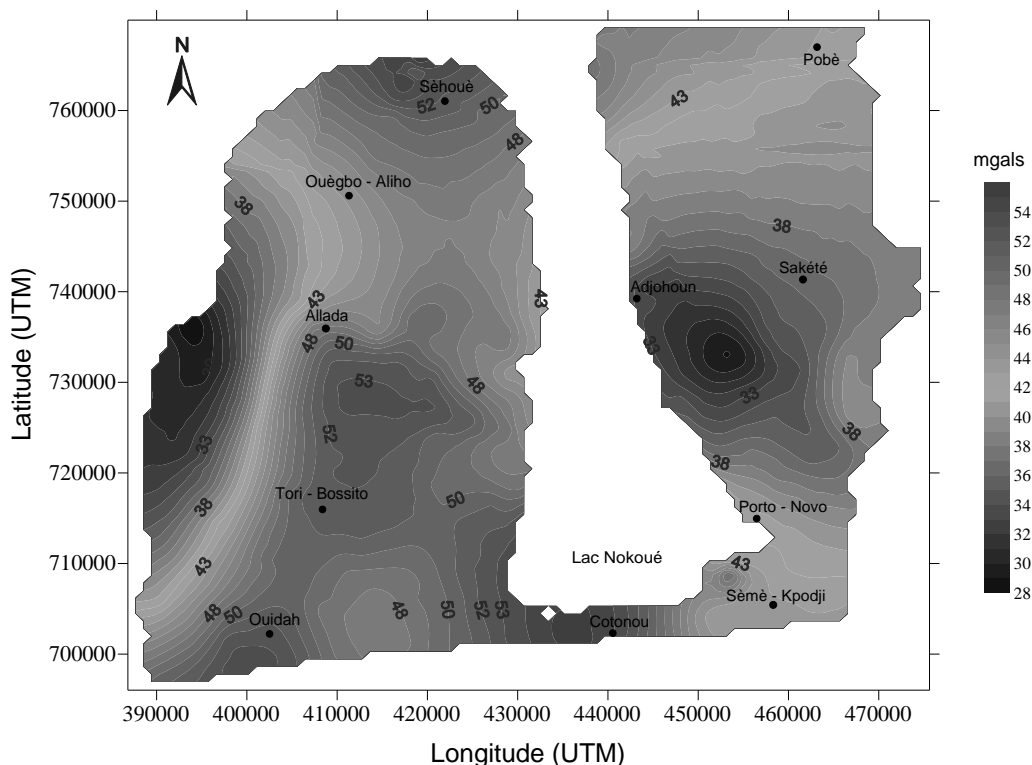


Figure 7. Carte d'anomalies de Bouguer, $d = 2,4 \text{ g / cm}^3$, Intervalle = 1 mgal ; zone blanche = zone d'absence de mesures.

Figure 7. Map of Bouguer anomalies: $d = 2,4 \text{ g / cm}^3$, Interval = 1 mgal ; white area = area of lack of measures.

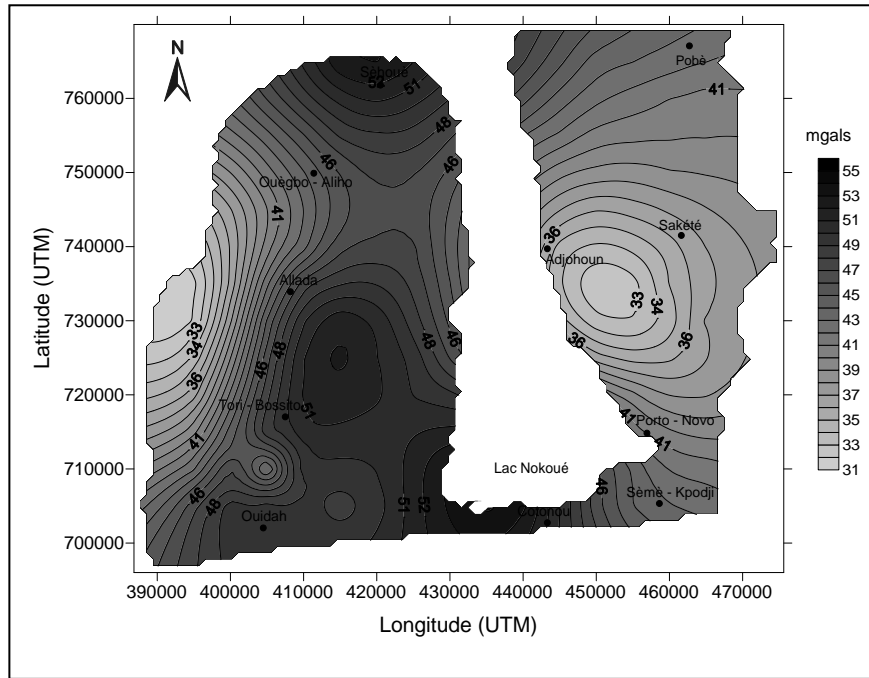


Figure 8a : Carte d'anomalies régionales (intervalle de 1 mgal).

Figure 8a: Map of regional anomalies (interval of 1 mgal).

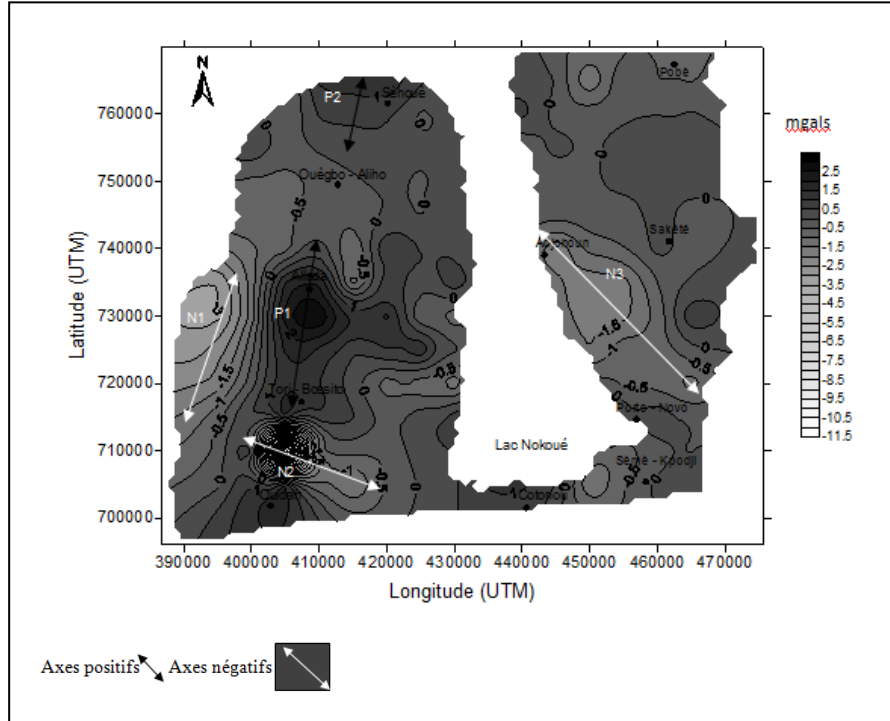


Figure 8b : Carte d'anomalies résiduelles (intervalle de 0.5 mgal).

Figure 8b: Map of residual anomalies (interval of 0.5 mgal).

❖ Les zones d'anomalies positives

On distingue trois secteurs gravimétriques positifs dans la zone d'étude.

L'anomalie positive (P1) de la région d'Allada qui culmine à 2.5 mgals, est caractérisée par une direction N-S à NNE-SSW. Cette anomalie semble être englobée dans une anomalie de plus grande extension limitée par l'isomale 0 mgal et correspond probablement à une remontée du socle. Cet excès de masse pourrait aussi être dû à une réduction de l'épaisseur des sédiments sur un socle qui ne se serait pas suffisamment surélevé. Dans ce cas une dépression serait observée dans la région d'Allada.

L'anomalie positive de la région de Sèhouè (P2) a un maximum local de 1 mgal. La carte gravimétrique du Togo – Bénin réalisée par l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en coopération en 1995 indique un prolongement de cette anomalie dans une direction ENE-WSW. Cette anomalie pourrait être due à l'effet du socle. Le sondage de Sèhouè aurait atteint le socle, qui serait à plus de 255,5 m (Slansky, 1962). En outre, les mesures gravimétriques effectuées de 1953 à 1955 par Crenn laissent supposer que le socle se trouve à une faible profondeur dans cette région. Les formations de socle qui ont une densité importante et dont l'existence est connue au Nord du bassin seraient la cause de cette anomalie.

Dans la partie méridionale de la carte, située entre les méridiens 430 km et 450 km de longitude Est, on observe une anomalie positive (P3), dans la région de Cotonou, avec un minimum de 0.5 mgal. Cette anomalie est également observée sur les cartes de Bouguer et régionale et a été liée à l'effet isostasique de la mer liée à une remontée de la discontinuité de Mohorovicic, c'est à dire une remontée de masses lourdes du manteau (Ben Sari 1978 ; Van Den Bosch 1981 ; Tadili *et al.* 1986).

Les études gravimétriques réalisées par Trilogy Resource Corporation dans la partie Sud-est du BSC ont mis en évidence d'importantes anomalies positives qui ont été interprétées comme la structure du socle. Ces interprétations viennent confirmer les résultats obtenus dans la présente étude.

❖ Les zones d'anomalies négatives

Trois secteurs d'anomalies négatives sont identifiés dans la zone d'étude.

A l'Ouest d'Allada, une anomalie négative (N1) est observée, celle-ci semble être allongée dans la direction NE-SW. Elle est séparée de

l'anomalie positive P1 par une zone de fort gradient. Le lac Ahémé, ainsi qu'une zone marécageuse borde la région d'étude à l'Ouest de cette anomalie négative. Cette zone est donc caractérisée par un apport de sédiments ; l'anomalie pourrait donc être associée à une épaisseur de sédiments assez importante. En outre des études géophysiques réalisées par Trilogy Resource Corporation ont mis en évidence une structure, un graben de direction générale NE-SW dans la région d'Allada. Cette structure peut être corrélée à l'anomalie observée, puisque ladite anomalie est limitée à l'Est par une faille parallèle à la faille de Kandi. Cependant le manque de données gravimétriques dans la partie Ouest ne nous permet pas d'affirmer avec certitude la présence d'un graben. Toutefois, la carte géologique du BSC indique la présence d'une faille dans la partie Ouest de l'anomalie négative constatée. La formation de ce graben serait liée au prolongement continental de fractures liées à l'ouverture diachronique de l'Atlantique équatoriale.

Par ailleurs, des études aéromagnétiques réalisées dans la zone étudiée indiquent que le socle s'approfondit graduellement vers le Sud sans présenter des discontinuités importantes jusque dans la zone Allada, où une remarquable anomalie positive marque vraisemblablement la présence d'un graben orienté E-W dont la profondeur maximale serait de 1700 m (Institut de Recherche Breda, 1978). Toutefois, au sud de Sèhouè la profondeur moyenne des puits devient insuffisante pour confirmer les interprétations réalisées. Les seuls sondages profonds (Ouègbo et Avakpa) existants témoignent seulement en faveur d'une augmentation du pendage du toit du socle qui atteint des valeurs d'environ 20 millièmes vers le SE (Institut de Recherche Breda, 1989).

L'anomalie négative au Sud de Tori-bossito (N2) se présente plus ou moins en forme de poire, de direction WNW-ESE, se caractérisant par une couronne interne quasiment circulaire atteignant -11.5 mgals. Cette anomalie peut être associée à un bassin néogène.

La troisième anomalie négative (N3), également en forme de poire, est observée dans la partie Est de la carte, dans la région de Adjohoun, au Sud-ouest de Sakété. L'orientation de cette anomalie reflète l'allure générale du bassin, ce dernier présentant une allure monoclinale caractérisée par une subsidence différentielle croissante vers le SSE (Dray *et al.*, 1988). La coupe structurale réalisée

par l'Institut de Recherche Breda (IRB) montre une structure qui peut être assimilée à un ancien chenal, dans la région de Kétonou. L'anomalie susmentionnée peut donc être corrélée à cette structure. En outre, la coupe réalisée par Slansky (1962) vers Kétou montre que, dans la région de Pobè, l'épaisseur des sédiments est importante.

Les unités lithologiques mises en évidence à travers les sondages réalisés par Slansky, généralement peu profonds, dans la zone d'étude sont majoritairement constituées d'argiles, de sables, de marnes. Les valeurs de densités de ces formations étant très proches, les anomalies observées seraient liées aux variations d'épaisseur des sédiments et aux contrastes de densité entre le socle et les sédiments.

Le tableau 1 résume les principales anomalies résiduelles de la zone d'étude, ainsi que les sources probables et leurs localisations.

Les résultats obtenus à l'aide du traitement des anomalies gravimétriques (calcul du gradient horizontal à partir de la carte d'anomalies de Bouguer) du domaine étudié confirment et précisent le tracé de structures cassantes reconnues par les études géologiques, et mettent en évidence de nouveaux accidents. Les maxima d'amplitude de la Magnitude du Gradient Horizontal (MGH) renseignent sur l'emplacement des contrastes de densité qui sont représentés par des linéaments (Guidara Abir *et al.*, 2010). Certaines principales limites entre des zones présentant un contraste important de densité correspondraient à des accidents non cartographiés (Fig. 9).

Tableau 1. Principales anomalies gravimétriques de zone d'étude : anomalies Négatives (N) et Positives (P).

Table 1. Main gravimetric anomalies of the study area: Negative (N) and Positives (P) anomalies.

Anomalies	Direction	Localisation	Source
N1	NE-SW	Bopa – lac Ahémé	zone de sédiments (graben probable)
N2	WNW-ESE	Sud Tori-Bossito	bassin néogène
N3	NNW-SSE	Est Sakété (Adjohoun)	ancien chenal
P1	N-S à NE-SW	Allada	remontée du socle (horst probable)
P2	ENE-WSW	Sèhouè	socle

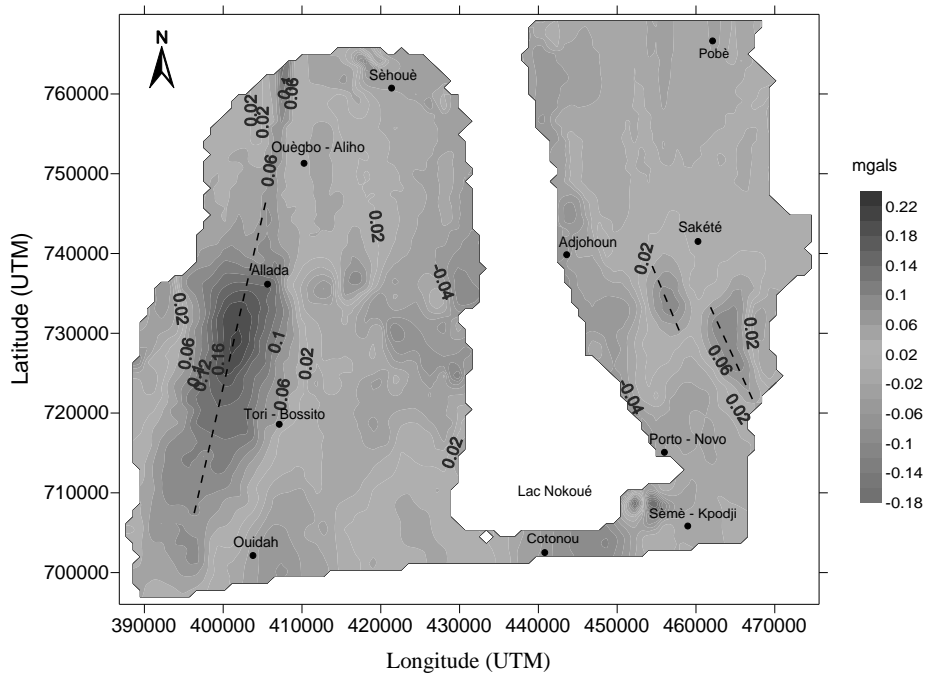


Figure 9. Carte du gradient horizontal (en mgal/m) ; \ linéament gravimétrique.

Figure 9. Map of horizontal gradient (in mgal/m) ; \ gravimetric lineament.

Linéaments gravimétriques

Dans l'ensemble du bassin, la photogéologie a décelé de nombreux linéaments structuraux regroupés en systèmes de failles, dont le contrôle au sol a été effectué par puits et sondages. Mais dans la zone d'étude, les failles sont peu visibles. Néanmoins une faille cartographiée géologiquement, passant dans la zone de Sèhouè y est observée. Le linéament gravimétrique de direction NNE-SSW, mis en évidence sur la carte serait la signature gravimétrique de ladite faille. Cette faille est provoquée par le système de failles I (Institut de Recherche Breda, 1987), qui est aussi actif le long de la portion occidentale de la bordure du bassin. La faille de Sèhouè met l'Eocène inférieur en contact avec le Maestrichtien et est caractérisée par un rejet vertical d'environ 150 m (Institut de Recherche Breda, 1987).

Les faibles gradients dans la partie Est, peuvent être associés à de petites fracturations dans le bassin ou à des limites géologiques, mais elles ne sont pas mises en évidence par les données géologiques. Sur le plateau de Sakété, les dépressions lagunaires situées près du lac

Nohoué occupent les rejets des failles orientées NW-SE.

Interprétation quantitative des anomalies

La profondeur moyenne d'une source d'anomalie gravimétrique ou magnétique peut être estimée à partir du spectre d'énergie du signal correspondant. Les courbes obtenues par l'analyse spectrale permettent, en général, de définir deux types de sources : l'une dans les hautes fréquences équivalant à des structures superficielles ; l'autre dans les basses fréquences témoignant de l'effet des structures plus profondes. A l'aide de trois profils réalisés sur la carte d'anomalies résiduelles (Fig. 10), les profondeurs des principales structures anomaliques ont été estimées. Lorsqu'on trace le logarithme de l'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence (Fig. 10), on choisit des segments de droite dont les pentes sont proportionnelles à la profondeur des masses perturbatrices selon la relation de Gérard et Griveau (1972).

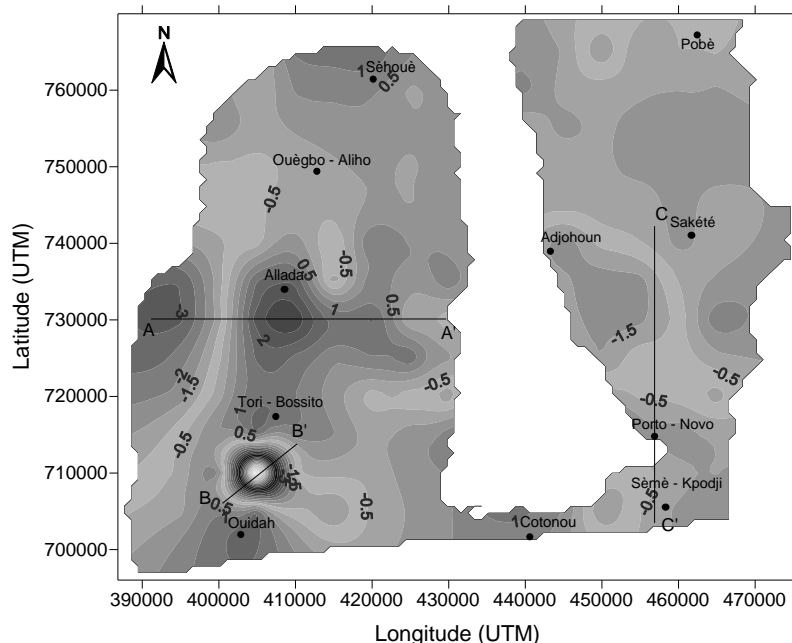


Figure 10. Carte d'anomalies résiduelles montrant les profils gravimétriques.

Figure 10: Map of residual anomalies showing gravimetric profiles.

Le spectre d'énergie au centre du plateau d'Allada (Fig. 11a) présente deux pentes : l'une dans les basses fréquences correspondant à une profondeur moyenne de 1870 m ; l'autre dans les fréquences plus élevées correspondant à une valeur moyenne de 820 m. La profondeur 1870 est attribuée à l'anomalie interprétée comme un

graben, dans la partie Ouest de la carte, non loin d'Allada. Cette valeur est proche de la profondeur du graben (1700 m) mis en évidence par les études aéromagnétiques antérieures réalisées dans le bassin (Institut de Recherche Breda, 1978). La seconde profondeur (820 m), est associée à l'anomalie positive de la zone

d'Allada. Cette anomalie a été interprétée comme étant une surrection du socle, ce qui explique la faible épaisseur des sédiments dans la zone.

Le spectre d'énergie au sud du plateau d'Allada (Fig. 11b) présente également deux pentes : la première aux basses fréquences correspond à une profondeur moyenne de 1820 m; l'autre aux fréquences plus élevées correspond à une profondeur moyenne de 850 m. Cette dernière

profondeur paraît un peu faible pour cette partie du bassin, si l'on se réfère aux données sismiques acquises et qui semblent avoir atteint le socle (Trilogy Resources Corporation, 1991). La pente correspondante pourrait résulter des effets de bruits entraînant les hautes fréquences dans le spectre de puissance.

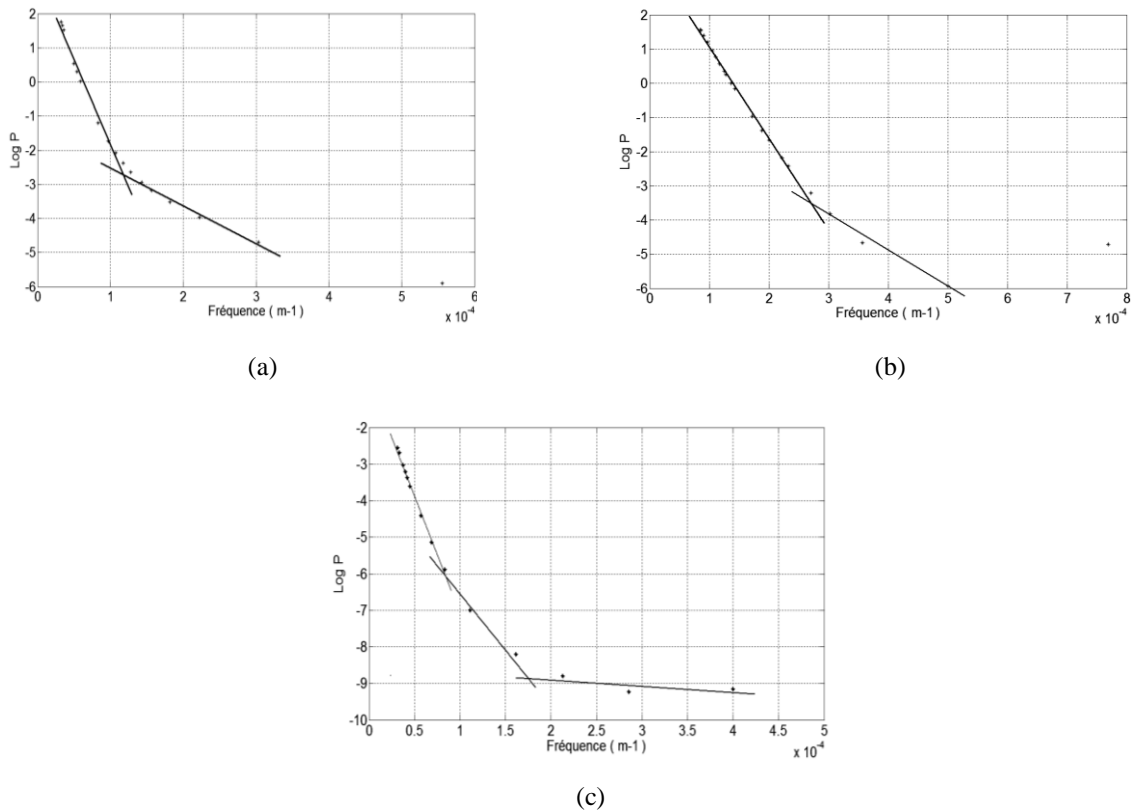


Figure 11. Evolution du spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence réalisée à partir des profils AA' (a), BB' (b) et CC' (c) indiqués sur carte d'anomalies résiduelles.

Figure 11. Evolution of gravimetric energy spectra in relation with realized frequency from AA' (a), BB' (b) and CC' (c) profiles indicated on the map of residual anomalies.

En outre, l'ajustement de la droite correspondant à cette pente, ne prend pas en compte un grand nombre de points et en conséquence peut être négligée. La profondeur de l'anomalie gravimétrique est estimée à 1820m dans ce secteur de la zone d'étude. Les deux pentes définies correspondent donc à deux interfaces de densité différentes à savoir une à 850m marquant l'épaisseur de la couverture sédimentaire et l'autre à 1820 m indiquant la limite entre la zone altérée et le socle sain. Le spectre d'énergie sur le plateau de Sakété (Fig. 11c) présente trois pentes : une première pente relative aux basses fréquences se situe à une

profondeur moyenne de 5100 m; une deuxième pente correspondant à une profondeur moyenne de 2300 m et une troisième pente dans les basses fréquences qui donne correspondant à une profondeur de 150 m. Cette dernière profondeur serait due aux effets de bruit entraînant les hautes fréquences, du fait du caractère discret des valeurs d'anomalies le long du profil (Tidjani, 2000). La profondeur 5100 m est trop importante pour la zone d'étude, où l'épaisseur maximale des sédiments selon la carte des isobathes du socle de Maugis dépasse à peine 1800 m et atteindrait plus de 2000 m au Sud dans la région de Cotonou (RESO-BSC,

2001). En conséquence, la profondeur moyenne dans la partie Est du bassin pourrait être estimée à approximativement 2300 m (Tableau 2).

Tableau 2 : Valeurs des profondeurs moyennes des discontinuités et bande de fréquence correspondantes.

Tableau 2: Average depth values of discontinuities and corresponding frequency band.

Profils	Bande de fréquence (1/m)	Profondeur moyenne H (m)
Profil AA'	0,3.10 ⁻⁴ – 1,2.10 ⁻⁴	1870
	1,2.10 ⁻⁴ – 3.10 ⁻⁴	820
Profil BB'	0,8.10 ⁻⁴ – 2,7.10 ⁻⁴	1820
Profil CC'	0,9.10 ⁻⁴ - 1,8.10 ⁻⁴	2300

CONCLUSION

Les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette étude apportent des éléments nouveaux sur la structure du sud du bassin dans sa partie onshore. Ces résultats peuvent être résumés dans les points suivants :

1) 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 du socle particulièrement dans la région de Séhoué et d'autre part entre les anomalies négatives et les zones à forte épaisseur de sédiments comme la zone de graben à proximité d'Allada. L'identification dudit graben par l'interprétation des données gravimétriques est conforme aux études antérieures réalisées dans le bassin.

2) L'établissement d'une carte du gradient horizontal a permis de cartographier la faille de Séhoué de direction NE-SW comme partie intégrante de la famille des failles I.

3) Enfin, l'analyse spectrale réalisée sur la carte d'anomalies résiduelles a permis d'estimer des profondeurs de sources d'anomalies s'élevant à 1850 m, 1870 m, et 2300 m. Ces profondeurs montrent l'existence des zones d'importantes épaisseurs de sédiments dans la partie Sud-Est en onshore du BSC du Bénin. De telles épaisseurs de sédiments pourraient se révéler favorables à la genèse et à l'accumulation des hydrocarbures à l'issue d'une campagne sismique.

Remerciements - Les auteurs remercient l'Institut de la Recherche et le Développement (IRD) et son agence (AIRD) de la France à travers le projet de JEAI « AQUI-BENIN ». Les auteurs remercient également la Direction Général des Hydrocarbures et Autres Combustibles Fossiles pour la fourniture des données gravimétriques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Archibald, N. & Bochetti, F. 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics.*, **30**, 38-44.
- Ben Sari, D. 1978. Connaissance géophysique du Maroc. *Thèse d'Etat*, Université Grenoble, 262p.
- Blakely, R. J. & Simpson, R. W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* **51**, 1494-1498.
- Cady, J. W. 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics* **45**, 1507-1512.
- Carlos Duque, M. L. Calvache, A. Pedrera, W. Martín-Rosales, M. Lopez-Chicano, 2008. Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology* **349**, 536-547. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.031.
- Chennouf, T., Khattach, D., Milhi, A., Andrieux, P. & Keating, P. 2007. Principales lignes structurales du Maroc nord-oriental : apport de la gravimétrie. *Comptes Rendus de Géosciences* **399**, 383-395.
- Cordell, L. & V. J. S. Grauch, 1982. Mapping basement magnetic zones from aeromagnetic data in San Juan basin, New Mexico, in: "The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps", *SEG Publication*, 181-197.
- Cordell, L. & Grauch, V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: "The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps". Hinze, W. J. (ed.). *Society of Exploration Geophysics*, 181-197.
- Debeglia, N. & Weber, C. 1985. Geologic mapping of the basement of the Paris basin (France) by gravity and magnetic data interpretation. In: "The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps", *SEG Publication*, 154-163.
- De Stadelhofen Meyer, C. 1991. Application de la géophysique aux recherches d'eau. *Technique et Documentation Lavoisier*, 183 p., France.

- Dray, D., Giachello, L., Lazzaroto, V., Mancini, M., Roman, E. et Zuppi, G. 1988. Etude isotopique de l'aquifère crétacé du bassin sédimentaire côtier béninois. *Actes du séminaire sur le développement des techniques isotopiques et nucléaires*. Niamey, Niger.
- El Gout, R., Khattach, D., Houari, M. R., Kaufmann, O. & Aqil, H. 2010. Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data. *Journal of African Earth Sciences* **58**, 255-271.
- El Hadj Tidjani, M. 2000. Application de la gravimétrie à l'interprétation géophysique de la chaîne panafricaine des Dahoméides et du domaine du bassin volcano-sédimentaire de Daho Mahou. *Thèse, Université d'Abomey-Calavi*, Bénin – Afrique de l'ouest, 243 p.
- Everaerts, M. & Mansy, J. L. 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques ; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois. *Bulletin de la Société Géologique France* **3**, 267-274.
- Gérard, A. et P. Griveau, 1972. Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir des cartes transformées de gradient vertical, *Geophysical Prospecting* **20**, 459-481.
- Grant, F. S. & Elsaharty, A. F. 1962. Bouguer gravity corrections using a variable density. *Geophysics* **27**, 616-626.
- Grauch, V. J. S. & Hudson, M. R. 2007. Guides to understanding the aeromagnetic expression of faults in sedimentary basins: lessons learned from the central Rio Grande rift, New Mexico. *Geosphere* **3** (6), 596-623.
- Guidara Abir, Chokri Jallouli, Abdallah Ben Mammou & Mohamed Moncef Turki 2010 : Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin de Nadhour-Saouaf-Sisseb-El Alem (Centre de la Tunisie). *International Journal of Tropical Geology Geography and Ecology* **34**, 93-96.
- Hansen, R. O. and deRidder, E. 2006. Linear feature analysis for aeromagnetic data. *Geophysics* **71** (6), L61-L67.
- Houessou, A. et Lang, J. 1978 - Contribution à l'étude du «Continental Terminal» dans le Bénin méridional. *Bulletin de la Société Géologique France*, **31**(4) 137 - 149, Strasbourg, France.
- Institut de Recherche Breda 1978. Etude de la cartographie géologique et prospection minière au Sud du 9^{ème} parallèle. *OBRGM*, 68 pages.
- Khattach, D., Keating P., Mili, E., 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. *Comptes Rendus de Géosciences* **336**, 1427-1432.
- Khattach, D., Mraoui, H., Sbibih, D. & Chennouf, T. 2006. Analyse multi-échelle par ondelettes des contacts géologiques: application à la carte gravimétrique du Maroc nord-oriental. *Comptes Rendus de Géosciences* **338**, 521-526.
- LaFehr, T. R. 1980. Gravity method. *Geophysics* **45** (11), 1634-1639.
- Lawin, A. E. 2007. Analyse climatologique et statistique du régime pluviométrique de la Haute vallée de l'Ouémé à partir des données pluviographiques *AMMA – CATCH* Bénin. Thèse de Doctorat 231 p, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Matheron, G. 1965. Les variables régionalisées et leur estimation. (Masson et Cie.) p. 305 Paris, France.
- Matheron, G. 1971. Regionalized variables theory and its applications. Note book of mathematical morphology (Centre, Fasc. 5, EMP). p.212 Paris, France.
- Nash, J. and Sutcliffe, J. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part i: A discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**, 282-290.
- Phillips, J. D., Hansen, R. O. & Blakely, R. J. 2007. The use of curvature in potential-field interpretation. *Exploration Geophysics* **38**, 111-119.
- RESO-BSC 2001. Synthèse géologique du Bassin Sédimentaire Côtier du Bénin, 141p. Bénin
- Seguin, K. Maurice, Frydecki, J., Roy, S. 1988. Modèle gravimétrique régional de l'intrusif du Mont Mégantic, 113-124.
- Slansky, M. 1962. Contribution à l'étude géologique du Bassin Sédimentaire Côtier du Dahomey et du Togo, *Thèse*. Université Nancy, France, 270 p.
- Spector A. and Grant F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*. V.35, n°2, p.293-302.
- Tadili, B., Ramdani, M., Ben Sari, D., Chapochnikov, K. & Bellot, A. 1986. Structure de la croûte dans le Nord du Maroc. *Annales de Géophysique* **4** B1, 99-104.
- Trilogy Resources Corporation, 1991. Benin, West Africa exploration proposal. Report Benin, 25 p.
- Van Den Bosch, J. W. D. 1981. Mémoire explicatif de la carte gravimétrique du Maroc (provinces du Nord) au 1/500 000. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 234 bis, 219 p.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D. & Houari, M. R. 2005. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin Institute Sciences*, Rabat, section Sciences de la Terre **27**, 29-40.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D., Houari, M. R., Chourak, M. & Corchete, V. 2006. Apport des filtrages des anomalies gravimétriques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs de l'Anti-Atlas (Maroc). *Actes du 3ème Colloque Maghrébin de Géophysique Appliquée*, Oujda, 23-30.