

## Structure crustale de la Marge transformante de Côte-d'Ivoire - Ghana déduite des observations de gravimétrie en mer

Bernard PONTOISE, Sylvain BONVALOT, Jean MASCLE et Christophe BASILE

**Résumé** – Des données de gravimétrie acquises au cours de la campagne Équamarge II sur un secteur de la marge transformante de Côte-d'Ivoire - Ghana, permettent d'établir une carte des anomalies et de construire un modèle de la structure profonde de cette marge. Ce modèle indique que, dans ce secteur, la croûte continentale est encore relativement épaisse (23 km), donc peu étirée, et que, sous la ride de Côte-d'Ivoire, existe une racine crustale (26 km). Le Moho remonte rapidement à l'approche de la zone de transition entre croûte continentale et croûte océanique. Cette transition se fait sur une distance de 40 km, plus rapidement que dans d'autres secteurs de marges transformantes. L'épaississement des couches océaniques II et III, à l'approche de la zone de transition, suggère soit un régime tectonique transpressif, soit un mécanisme de fluage actif entre matériel continental et matériel océanique.

### Crustal structure of the Ivory Coast-Ghana transform margin as deduced from gravity data

**Abstract** – Marine gravity data recently recorded (Equamarge II cruise, 1988) along the Ivory Coast-Ghana transform margin have allowed to map the anomalies and to establish a preliminary crustal model of that margin. The model indicates that: (a) within the surveyed area the continental crust remains rather thick (23 km); (b) beneath the Ivory ridge exists a slight crustal root, bordered by a sharp Moho shoaling (15 km), nearby the transition with the oceanic crust; (c) finally, a thickening of oceanic layers II and III suggests either a former transpressive tectonic setting or crustal flowage mechanisms.

**Abridged English Version** – We present and discuss the results of marine gravity data recently recorded on two sectors of a transform continental margin ([1], [2]), the Ivory Coast-Ghana margin during the Equamarge II cruise [3]. This continental margin segment, which has been created during Cretaceous times in response to the rifting and subsequent opening of the Equatorial South Atlantic, is structurally related to the major active Romanche FZ and offsets two oceanic crustal domains of different ages ([4] to [6]); the transform margin includes a deep marginal basin, the Ivory Coast-Ghana basin (ICGB), and a lateral bordering southern ridge, the Ivory Coast-Ghana ridge (ICGR) ([1] to [3]) in transition towards the oceanic domain. Both structures have recorded the effects of the progressive transform motion between continents, continental and oceanic crusts ([1], [7]). The free air gravity map (Fig. 1) derived from the recorded data shows four distinct areas: (a) an area, superposed to the marginal ridge, is marked by a N70 anomaly; the transition towards the southern oceanic crust corresponds to a 100 mgal (+50 to -50) free air anomaly; (b) towards west, the regional field appears rather smooth but is sharply interrupted around 3°W, may be in connection with a sudden crustal thinning; (c) the oceanic crust corresponds to a -20 mgal anomaly in average; a -50 mgal value is superposed on the basis of the marginal ridge; (d) finally, the eastern sector towards the Ghanaian platform also displays a weak gradient superposed on the transition between the continental and the oceanic crust.

The proposed crustal model (Fig. 2) has been constructed using the following assumptions: (a) for the sedimentary cover, the thickness has been deduced from numerous seismic profiles available in the area and 2.1 g/cm<sup>3</sup> and 2.62 g/cm<sup>3</sup> densities have been respectively adopted

Note présentée par Georges MILLOT.

for the uncompacted layers and the lower sedimentary units (likely made of sandstones); (b) for the oceanic crust, the model includes four layers ([8] to [10]): (1) a 5,000 m of water layer; (2) 2 km of sediments (density of 2.1 g/cm<sup>3</sup>); a 1.2 km thick (3) oceanic layer 2 ( $d=2.65$  g/cm<sup>3</sup>); (4) a 5 km of oceanic layer 3 ( $d=2.90$  g/cm<sup>3</sup>) resting on a 3.3 g/cm<sup>3</sup> density upper mantle. The proposed model for the crustal section of the margin has been computed using a 2.80 g/cm<sup>3</sup> density for the continental crust and a classic 3.3 g/cm<sup>3</sup> upper mantle density in absence of more precise constraints.

The discussed model (*Fig. 2*) shows in the studied area a 23 km thick continental crust underlying the deep Ivory Coast basin, and a 26 km thick crust beneath the Ivory Coast ridge. The anomaly at the transition between oceanic and continental crusts may tentatively be explained by a thickening (in the order of 2 km) of oceanic layers II and III; such an anomalous oceanic crust may result from a tectonic (transpressive) component effect during the ridge creation or more likely from flowage mechanisms active between the oceanic and the continental crusts; under or intercrustal magmatism may also well account for such a crustal thickening, but are not supported by any magnetic anomaly.

South of the ICGB, the oceanic crust shows a global flexuration towards north underlined by a progressive sedimentary thickening. The proposed density crustal model (*Fig. 2*) appears rather different from models classically proposed for more conventional passive margins (divergent margins), where the transition towards the oceanic crust occurs on about 200-300 km. In this specific transform margin setting we rather observe a sharp transition (few tens of kilometres) towards the oceanic domain. In this example the transition is even less important than in other known transform margins such as the southern Newfoundland transform margin ([15], [16]). Finally, apparent vertical readjustments of the bordering marginal ridge (ICGR), as detected from the geometrical arrangement of the sedimentary cover internal reflectors ([11], [12]), may also constitute a characteristic of transform margins. This phenomenon may be partly explained by thermal effects between the two oceanic and continental lithospheres [1] as also proposed for the Newfoundland transform margin ([15], [16]).

---

INTRODUCTION. — On reconnaît, suivant la géométrie du rifting initial, deux grands types de marges passives : les marges divergentes, issues d'une tectonique intracontinentale extensive, et les marges transformantes, qui proviennent de mouvements initiaux essentiellement coulissants ([1], [2]). Nous présentons ici les résultats d'une étude gravimétrique portant sur une marge transformante considérée comme l'une des plus caractéristiques, la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA MARGE IVOIRO-GHANÉENNE. — Ce segment de la marge du golfe de Guinée (entre 1 et 4°W) a vu son évolution initiale régie par un mégadécrochement qui se situe dans le prolongement de l'actuelle zone de fracture de la Romanche [2]. Lié au début de l'ouverture de l'Atlantique sud, il décale deux panneaux océaniques dont la différence d'âge est voisine de 40 Ma ([4] à [6]).

Au Crétacé, le fonctionnement de cette zone aboutit à créer une marge caractérisée par la présence d'une ride d'axe sub-parallèle à la direction du décrochement, la Ride de Côte-d'Ivoire - Ghana (RCIG), et d'un bassin de marge, piégé au nord de la ride, le Bassin Ivoiro-Ghanéen profond (BIGP) ([1], [2]).

La RCIG et le BIGP ont enregistré tous deux les effets diachrones d'un coulissement, d'abord intracontinental, puis actif entre continent et océan ([1], [7]).

Des résultats antérieurs ainsi que l'analyse de données de bathymétrie Sea-Beam et de sismique réflexion récente ([3], [11]) ont permis d'identifier les grands domaines structuraux de la région et de définir une stratigraphie acoustique du BIGP qui renferme des sédiments d'âge crétacé inférieur à actuel ([2], [6], [7], [11]).

*Le BIGP.* — Au sein de ce bassin, les effets du mouvement coulissant se sont exercés au Crétacé, accompagnant le dépôt de sédiments principalement terrigènes, sur un substratum continental en voie d'amincissement. La série la plus profonde, qui constitue un socle acoustique sur la plupart des profils de sismique, représente un ensemble sédimentaire localement déformé ([1], [2], [3], [11]); l'intensité de déformation croît du Nord au Sud, à l'approche de la RCIG.

*La RCIG.* — L'absence de signature magnétique significative à l'aplomb de cette structure témoigne d'une nature continentale ou sédimentaire et exclut une origine océanique ou volcanique (*fig. 2, A*). Des dragages effectués le long de son flanc méridional ont fourni des sédiments terrigènes (grès, pélites) évoquant des affleurements, soit du bassin côtier ivoirien, soit connus par forage au Nigéria et au Gabon et d'âge Crétacé inférieur ([2], [7]). Ces résultats permettent de penser que la RCIG correspond *pro-parte* à un coin sédimentaire déformé lors du mouvement transformant et soumis ultérieurement à des mouvements verticaux induits par un contact rapide entre une lithosphère océanique chaude et une lithosphère continentale froide, amincie et déformée ([1], [2]).

*La croûte océanique.* — Les modèles d'ouverture de l'Atlantique Sud ([4], [6]) permettent de penser que l'âge de la croûte océanique au pied de la RCIG est d'environ 75 Ma. Dans la région, elle n'offre pas de reliefs notables, du moins jusqu'à la latitude de la zone de fracture Chain, située à plus de 200 km au Sud, comme le montrent des profils de sismique réflexion ([3], [11] et [14]).

*LES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES.* — Une carte des anomalies à l'air libre (*fig. 1*) a été tracée à partir des valeurs mesurées le long des profils. D'une manière générale, ces anomalies présentent une nette corrélation avec la topographie. C'est ainsi que le BIGP correspond à un large minimum gravimétrique ( $-20$  à  $-50$  mgal) qui souligne bien la morphologie actuelle du bassin, en pente douce vers le SW ( $-2500$  à  $-4500$  m); la RCIG correspond quant à elle à un maximum, allongé suivant la direction N70. On peut également bien reconnaître l'escarpement méridional de la RCIG jusqu'à sa jonction avec la pente ghanéenne.

*Les différentes zones.* — Quatre zones peuvent être distinguées : (1) une zone d'anomalie principale située au centre de la carte, (2) une zone à faibles gradients dans l'Ouest, (3) une zone d'anomalie négative et de type océanique au Sud de la RCIG et enfin (4) vers l'Est, une zone de transition en direction de la pente continentale du Ghana.

*L'anomalie principale.* — Cette anomalie correspond à la signature gravimétrique de la RCIG, structure que l'on peut suivre en sismique réflexion, depuis un secteur où elle est à l'affleurement (au centre de la carte) jusqu'à son enfouissement complet vers le SW (comme en témoigne l'anomalie à  $-10$  mgal situé vers N3°20' W3°05'). Au droit de la RCIG et selon une section approximativement N-S, la signature de la transition entre croûtes continentale et océanique présente une forme bipolaire avec une amplitude de plus de 100 mgal.

*La zone occidentale à faibles gradients.* — Dans ce secteur on note un gradient régional, d'Est en Ouest, de 2 mgal/km. Vers 3°W de latitude, l'orientation des isanomaes s'infléchit brutalement de NE-SW à N-S. Cette zone correspond à un accident majeur

décalant le toit de la série profonde [12]; ce dernier pourrait témoigner d'un étirement brutal de la croûte continentale. Les données ne permettent cependant pas d'identifier le passage entre croûte continentale étirée et croûte océanique et cette transition, qui devrait se situer à l'Ouest de la zone étudiée ici, se caractérise, comme le laisse supposer un profil de gravimétrie antérieur [14], par un niveau moyen de  $-20$  mgal.

*Les anomalies de la croûte océanique.* — Dans le secteur méridional de la carte, on observe des anomalies centrées autour de  $-20$  mgal. Ce niveau correspond à la croûte océanique d'âge présumé 75 Ma. Là, la zone de contact entre croûte continentale et croûte océanique pourrait être située à l'aplomb d'un minimum gravimétrique d'extension régionale à  $-50$  mgal et qui se superpose à un épaissement sédimentaire en pied de ride.

*La zone orientale.* — Dans cette zone, le gradient est également de l'ordre de 2 mgal/km; il correspond à une transition entre la croûte continentale d'épaisseur normale et la croûte océanique. Les valeurs de l'anomalie passent par une transition en échelon de  $+10$  mgal, à l'aplomb du domaine continental, à  $-40$  mgal vers le secteur océanique. La faible extension des profils dans ce secteur n'a pas permis de modéliser cette transition.

LES CONTRAINTES DU MODÈLE. — *L'épaisseur de la couverture sédimentaire.* — De nombreux profils de sismique réflexion ont servi à évaluer l'épaisseur moyenne des différentes séries sédimentaires ([2], [3], [14]).

*Les densités adoptées :*

— La densité de la couverture meuble a été fixée à  $2,1$  g/cm<sup>3</sup>. Elle est en accord avec la nature des échantillons prélevés par carottage au niveau du biseau sédimentaire du sommet de la RCIG.

— Pour le socle acoustique, des mesures de densité ont été effectuées sur des grès quartziques fins, dragués au long de la pente méridionale de la RCIG. La densité mesurée de ces grès,  $2,62$  g/cm<sup>3</sup>, a été adoptée pour le socle acoustique décelable en sismique réflexion depuis le flanc sud de la RCIG jusqu'au secteur nord du BIGP.

*La croûte océanique.* — Afin d'établir un modèle pour la croûte océanique, nous avons utilisé, en plus des profils de sismique réflexion récents, un profil de sismique réflexion et de gravimétrie de *N/O Atlantis* [14] dont nous avons extrait les valeurs des anomalies dans le prolongement méridional du profil Équamarge. Le modèle de densité adopté pour la croûte océanique a été déduit de modèles classiques ([8] à [10]), en y ajoutant une épaisseur de 2 km en moyenne de dépôts sédimentaires. Le modèle a en outre été calculé pour un âge de 70 Ma, en fonction de l'évolution selon leur âge des épaisseurs des couches océaniques II et III.

Le modèle retenu pour la croûte océanique est constitué de 5000 m d'eau, 2 km de matériel sédimentaire ( $2,1$  g/cm<sup>3</sup>) surmontant 1,2 km de couche II ( $2,65$  g/cm<sup>3</sup>) et enfin 5 km de couche III ( $2,90$  g/cm<sup>3</sup>) reposant sur un manteau supérieur de densité  $3,3$  g/cm<sup>3</sup>. L'épaisseur totale de la croûte (couches II, III et IV) est de 8 km. Ce modèle de répartition des densités fournit une réponse moyenne, voisine de  $-25$  mgal, valeur en bon accord avec les données observées.

LE MODÈLE PROPOSÉ. — La linéarité des structures autorise l'établissement d'un modèle à deux dimensions. Ce modèle, construit le long d'un profil de sismique réflexion et de gravimétrie traversant l'ensemble de la zone cartographiée (sur environ 200 km) et sa réponse sont représentés sur la figure 2, B; le modèle de répartition des densités est

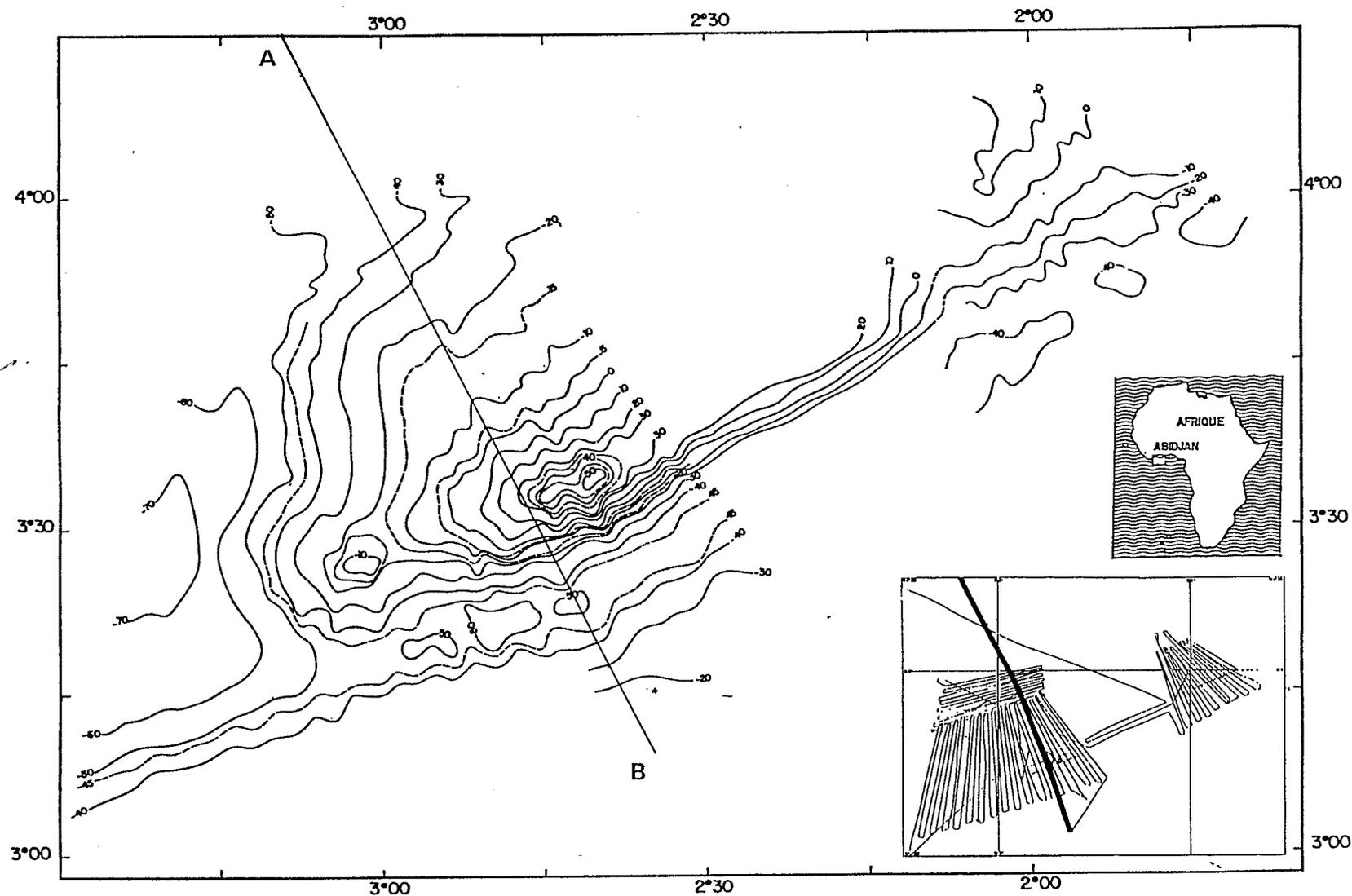


Fig. 1. — Carte gravimétrique de l'anomalie à l'air libre. Les isanomales ont été tracées en traits pleins avec une équidistance de 10 mgal (certaines courbes intermédiaires à 5 mgal ont aussi été figurées). Le plan de position des profils utilisés pour tracer la carte figure en encart. La ligne A-B représente la trace de la section le long de laquelle le modèle de répartition de densité a été calculé.

Fig. 1. — Free air gravity map of the surveyed area (interval 10 mgal). Track lines are shown in insert. A-B indicates the location of the profile along which the crustal model has been established.

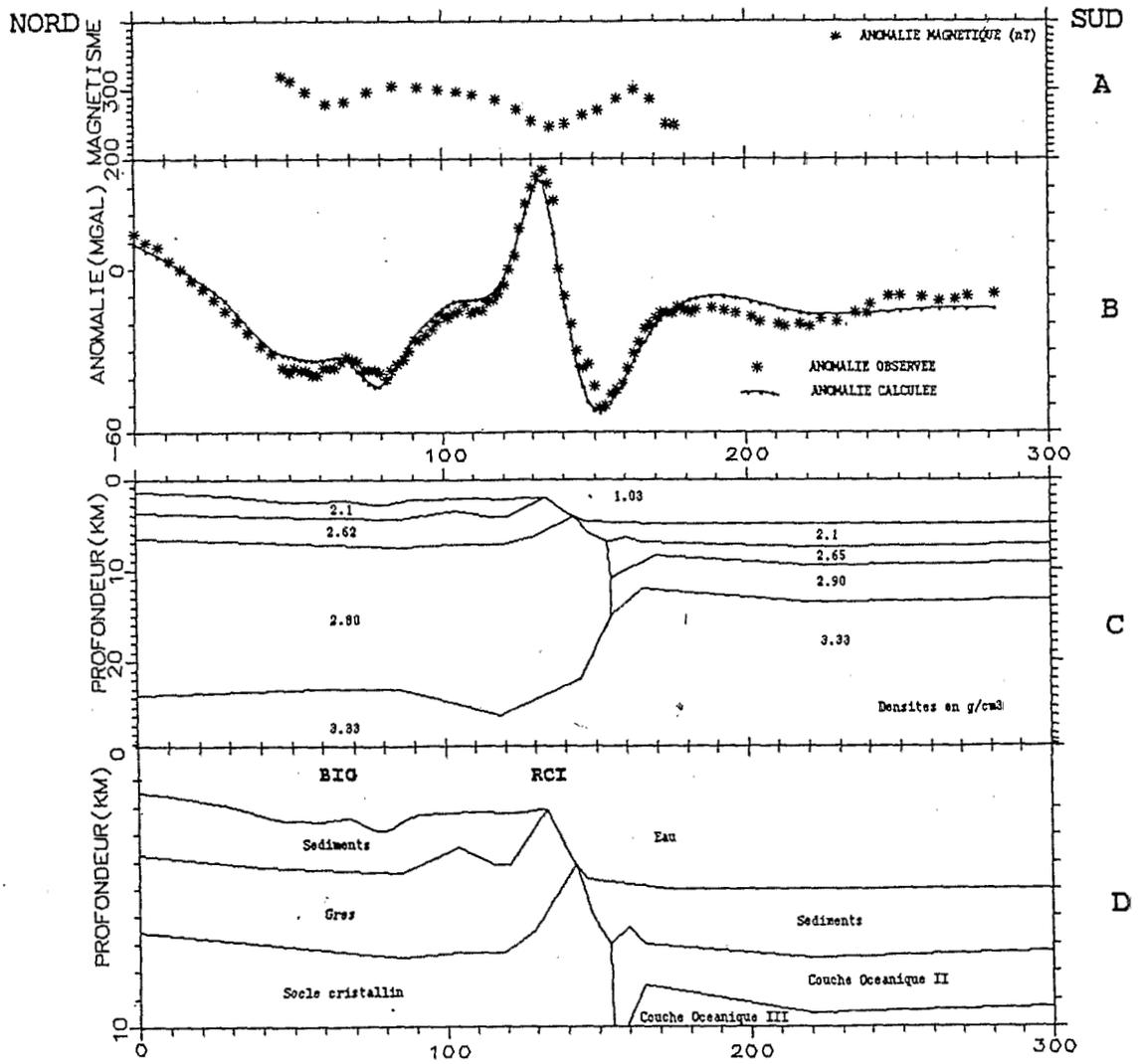


Fig. 2. - Modèle gravimétrique proposé : les coupes inférieures représentent les modèles gravimétriques profond (C) et superficiel (D). En (B) sont figurées l'anomalie gravimétrique observée (étoiles) et l'anomalie calculée (trait plein). L'anomalie magnétique observée est présentée sur la partie (A).

Fig. 2. - Gravity crustal model for the Ivory Coast-Ghana transform margin; A indicates the magnetic anomalies; B shows the observed (stars) and computed (thick lines) gravity anomalies; C and D respectively the crustal and upper crustal sections.

représenté sur la figure 2, C; enfin un agrandissement de la partie superficielle du modèle est donné sur la figure 2, D.

La densité moyenne de référence adoptée pour la croûte continentale est de  $2,80 \text{ g/cm}^3$ . En l'absence de toute contrainte sur d'éventuelles hétérogénéités du manteau supérieur, une densité constante de  $3,3 \text{ g/cm}^3$  a été adoptée pour celui-ci.

Le modèle obtenu pour la répartition des densités (fig. 2, C et D) fournit une réponse très proche des données observées; les écarts moyen et maximum sont de 0,1 et de 5,5 mgal respectivement (fig. 2, B).

**DISCUSSION.** — *Le bassin Ivoiro-Ghanéen profond.* — D'après le modèle proposé, l'épaisseur totale de la croûte continentale serait, sous ce bassin, de l'ordre de 23 km. L'épaisseur de cette croûte; peu amincie par rapport à une croûte continentale normale, augmente progressivement vers le Nord, à l'approche du continent africain, pour atteindre une épaisseur totale de 26 km environ. La couche à  $2,62 \text{ g/cm}^3$  (interprétée comme une couche de dépôts terrigènes) pourrait avoir une épaisseur moyenne de 2,5 km, uniforme le long du profil présenté. Le contrôle sur la géométrie de l'interface  $2,62\text{-}2,80 \text{ g/cm}^3$  demeure cependant très faible et c'est arbitrairement que nous avons attribué à la couche sédimentaire inférieure une épaisseur constante. Opter pour une épaisseur plus puissante aurait pour effet de réduire celle de la croûte continentale.

*Le contact océan-continent au niveau de la RCIG.* — Ce contact a été fixé à l'aplomb de l'anomalie négative du pied de la ride. C'est, en effet, à cet endroit que les données de sismique indiquent la présence d'un socle acoustique dont la signature évoque nettement celle d'un socle océanique. Si l'on suppose que la RCIG est essentiellement constituée de matériaux de même nature que ceux dragués sur son flanc méridional, et que le contact entre les deux domaines est sub-vertical, la forme de l'anomalie à l'aplomb de la zone de contact peut s'expliquer par une faible racine crustale sous la ride et par un contact avec la croûte océanique caractérisé par un épaississement des couches océaniques II et III. Un tel épaississement, nécessaire afin d'expliquer le minimum à  $-50 \text{ mgal}$  observé à l'aplomb de la zone de contact, peut être interprété soit comme le résultat d'un contact issu d'un régime à composante compressive, soit encore comme l'index d'une zone de transition (environ 20 km de large) au sein de laquelle les unités crustales sont mal différenciées; ceci suggère un mécanisme de « fluage » entre les deux croûtes; on peut enfin penser qu'un tel épaississement a son origine dans un magmatisme spécifique, intra ou sub-crustal.

*La croûte océanique.* — Entre la RCIG et la zone de fracture Chain, la croûte océanique montre une flexuration générale qui se traduit déjà au niveau de la profondeur moyenne du socle acoustique et s'accompagne d'un épaississement progressif des dépôts sédimentaires. Le comportement de la plaque océanique, sous l'effet de la surcharge sédimentaire, n'est donc pas un comportement de plaque élastique à bord libre. Cette observation implique que les deux croûtes en présence sont, d'une certaine manière, solidaires entre elles.

**CONCLUSIONS.** — Le modèle de densité que nous proposons ici ne s'apparente pas à un modèle de marge divergente au sein de laquelle la croûte continentale s'amincit par étirement, en quelques 200 à 300 km, vers le domaine océanique. Dans le modèle proposé, la croûte continentale est encore peu étirée, ce qui suggère qu'elle doit subir un amincissement important plus à l'Ouest, vers le domaine océanique ancien.

Le modèle présente, par contre, des caractéristiques qui pourraient être typiques d'une marge transformante; on note en particulier une transition brutale entre croûte continentale et croûte océanique; ce passage s'effectue sur une distance de l'ordre de 40 km, c'est-à-dire plus rapidement que celle indiquée pour la marge de Terre-Neuve, ([15], [16]), où la transition se fait sur une distance de 70 km. La flexure de la plaque océanique et l'épaississement des couches océaniques à l'approche de la zone de contact suggèrent de plus un régime tectonique transpressif qui pourrait d'ailleurs expliquer l'absence de manifestation d'origine volcanique le long de la marge. Un mécanisme de « fluage » entre croûte continentale et domaine océanique peut également être envisagé. Enfin, la disposition de la couche sédimentaire inférieure suggère un épisode ancien de surrection lors de la formation de la marge; un tel épisode pourrait avoir été induit par un réchauffement de la lithosphère continentale au contact de la lithosphère océanique en formation à cette époque, ainsi que le proposent certains auteurs ([1], [15], [16]).

Contribution n° 520 du G.E.M.C.O. (U.R.A.-C.N.R.S. n° 718) et de l'U.R.1 F. (ORSTOM).

Nous remercions l'IFREMER, Genavir, l'équipe technique et l'équipage du *N/O Jean-Charcot* pour le bon déroulement de la campagne Equamarge II, le C.N.R.S.-I.N.S.U. pour le support financier fourni lors de la réalisation de la campagne et les gouvernements du Ghana et de Côte-d'Ivoire pour les autorisations de travail accordées dans leurs eaux économiques.

Note remise le 8 janvier 1990, acceptée le 15 janvier 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. MASCLE et E. BLAREZ, *Nature*, 326, n° 6111, 1987, p. 378-381.
- [2] E. BLAREZ, La marge continentale de Côte-d'Ivoire - Ghana : structure et évolution d'une marge continentale transformante, *Thèse de Doctorat*, Université de Paris-VI, 1986, 188 p.
- [3] J. MASCLE, C. AUROUX et équipe scientifique embarquée, *La Campagne Équamarge II*, C.O.F. n° 8, 1989, Public, IFREMER, 150 p.
- [4] J. C. SIBUET et J. MASCLE, *J. Geophys. Res.*, 83, 1978, p. 3401-3421.
- [5] P. D. RABINOWITZ et J. LABRECQUE, *J. Geophys. Res.*, 84, 1979, p. 5973-6002.
- [6] J. MASCLE et coll., *Tectonophysics*, 155, 1988, p. 193-209.
- [7] E. BLAREZ et coll., *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 1987, p. 877-885.
- [8] X. LE PICHON et coll., Plate Tectonics, *Development in Geotectonics*, Elsevier, New Yor, 6, 1973, 300 p.
- [9] J. P. GOSLIN et coll., *Mar. Geophys. Res.*, 1, 1972, p. 418-427.
- [10] J. C. SIBUET et B. VEYRAT-PEINET, *J. Geophys. Res.*, 85, 1980, p. 943-954.
- [11] C. BASILE et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 997-1004.
- [12] C. BASILE, et coll. (en préparation).
- [13] E. UCHUPY et K. O. EMERY, *W.H.O.I. Tech. Report*, n° 74-19, avril 1974.
- [14] B. J. TODD, I. REID et C. E. KEEN, *Can. J. Earth Sci.*, 25, 1988, p. 744-59.
- [15] C. E. KEEN, W. A. KAY et W. R. ROEST, Special issue on continental reflection profiling, *Tectonophysics* (sous presse).

U.R. 1 F.-ORSTOM,

B. P. : Laboratoire de Géodynamique sous-marine, B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer;

S. B. : Laboratoire de Géodynamique interne, ORSTOM, Centre de Bondy, 93143 Bondy;

U.A.-C.N.R.S. n° 718;

J. M. et Ch. B. : Laboratoire de Géodynamique sous-marine,

B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer.