



## Modèle de lithosphère pour l'île de Madagascar (océan Indien occidental): nouvelle interprétation des données gravimétriques

(Lithospheric model of the Madagascar island [western Indian ocean]: a new interpretation of the gravity data)

SOLOFO A. RAKOTONDRAOMPIANA<sup>1</sup>, YVES ALBOUY<sup>2</sup> et ALAIN PIQUÉ<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Institut et Observatoire géophysique d'Antananorivo, Université d'Antananarivo, B.P. 3843, Antananarivo 101, Madagascar

<sup>2</sup>Laboratoire de Géodynamique interne, ORSTOM, 70, route d'Aulnay 93140 Bondy, France

<sup>3</sup>Département des Sciences de la Terre, et IUEM, Université de Bretagne Occidentale, 29280 Plouzané, France

**RÉSUMÉ**—Une étude de la fonction de transfert entre le relief et les anomalies de Bouguer et une modélisation directe de six profils gravimétriques permet de déduire le mécanisme de compensation isostatique pour l'île de Madagascar et un modèle de la lithosphère. Ces résultats sont confrontés aux autres données géophysiques et géologiques. © 1999 Elsevier Science Limited. All rights reserved.

**ABSTRACT**—A survey of the transfer function between the relief and anomalies of Bouguer and a direct modelling of six gravimetric profiles permits the deduction of the isostatic compensation mechanism for the island of Madagascar and a model of the lithosphere. These results are compared to the other geophysical and geological data. © 1999 Elsevier Science Limited. All rights reserved.

(Received 4/8/97; revised version accepted 19/7/98; accepted 19/7/98)

### ABRIDGED ENGLISH VERSION

Madagascar Island is composed of a Precambrian basement covered by Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks from coastal basins (Fig. 1). In the centre of the island, the Precambrian basement crops out in the Hauts Plateaux, at a unusually high elevation (1200 m) for such an old shield (Fig. 2). Several previous workers (Cattala, 1954; Rakoton-drainibe, 1977; Rechenmann, 1981) took into consideration the Malagasy continental crust. From the treatment of old gravity data, this paper aims to calculate a new model for the lithosphere of Madagascar.

#### Geological framework

The Precambrian basement of Madagascar is composed of metamorphic rocks and granitoids. It

is comparable to the eastern Africa basement. Knowledge of the basement is principally due to Besairie (1973) and has been augmented by some recent studies (e.g. Nicollet, 1988). Its structure is thought to have been formed through at least two orogenic cycles, during the Archæan and Neoproterozoic. The last Precambrian orogeny corresponded to the Mozambican (or Pan-African) Orogeny and was responsible for the development of north-south structures.

The sedimentary cover comprises:

- i) the Karoo Supergroup, also represented in eastern and southern Africa (Besairie, 1973; Hottin, 1976); and
- ii) a practically continuous series from Middle Jurassic to Tertiary, mainly marine.



Some Quaternary lacustrine deposits are present in the centre of the island. Magmatic, especially volcanic activity took place during the Late Cretaceous and the Plio-Quaternary.

### Previous geophysical studies

Cattala (1954) studied the southern part of Madagascar. He disclosed the 'abnormal' nature of the crust and proposed a model with uplifted and pushed down blocks. From local seismic data, Rakotondrainibe (1977) calculated the thickness of the crust east and west of Antananarivo (34 and 37 km, respectively) and he remarked that the most seismically active regions of Madagascar are located along the long axis of the island. Following Kutina (1972), he proposed the presence of a deep fault, north-south trending, beneath Antananarivo. Rechenmann (1981) does not share this conclusion. From gravity data, Rechenmann proposed a 35 km thick crust and he suggested that there is a discrepancy between the actual mechanical behaviour of the Malagasy crust and the Airy theoretical law. Later, Fournou and Roussel (1991, 1993) gave some results concerning the crust (see below). Recently, Arthaud *et al.* (1990) have suggested that the crust of Madagascar is presently experiencing a north-south regional extension. However, Bertil (1996) proposes an east-west extension.

### Gravity model

The gravity models have been collected by Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre Mer (ORSTOM) between 1964 and 1972. The measurement station was located along then existing roads with 5 km between points. The network precision is about 5 mGal (Rechenmann, 1981). Several other data, taken from oil companies, have been added to the ORSTOM data, but are concerned only with the sedimentary cover.

A 3.8' by 3.8' regular grid was interpolated from the raw data by a polynomial method. The obtained map is compared to a grid obtained from other methods (Inoue, 1986). There is no great difference.

The transfer function associated with the crust, function  $q(r)$ , is as follows:

$$b(r) = q(r) * h(r) + n(r),$$

where  $b(r)$  is the Bouguer anomalies,  $h(r)$  is the elevation and  $n(r)$  is the part of the gravity value not correlated to elevation. It is a 'noise' in the sense of signal processing.

After Dorman and Lewis (1970), the Fourier transform of  $q(r)$  can be estimated by:

$$Q(k) = \frac{\langle B(k) \times H(k) \rangle}{\langle H(k) \times H(k) \rangle}$$

where brackets  $\langle \rangle$  indicate a spectral average.

The lithosphere can be modelled by a plate lying on a fluid (asthenosphere). One can calculate the theoretical associated transfer and compare it to experimental ones and then find the best fitting model by changing the parameters values of the model.

The simplest model is the one proposed by Banks *et al.* (1977). It is composed of a thin elastic plate loaded by relief and lying on a non-viscous fluid. This model can give us approximate parameters values which can, in turn, be used for more sophisticated models. Forsyth (1985) proposed a model with two loads: at the top of the plate (relief) and at the bottom of the plate (mantle material intrusion, for example).

Three sets of east-west profiles were used: P1, P2 and P3. Each set is composed of five profiles taken from the interpolated grid. Spectral averages of these profiles were taken.

As admittance techniques are very sensitive to gravity 'noise', it is important to have a direct model for the same profiles. In order to have a better model, direct modelling was also carried out with three others profiles: P4, P5 and P6 (Fig. 7). Estimated values for the depths of the density interfaces can be obtained by linear approximation of power spectra of the gravity profiles (Karner and Watts, 1983).

The best fit for an isostatic model is obtained with a model with two loads, indicating a crust thickness of 30 km and an elastic thickness of 17 km. The value of charge ratio between superficial and deep charges is 3 for P1 and P2, and 1 for profile P3.

Two density interfaces exist:

i) between 13 km to 25 km: the crust-mantle interface; and

ii) between 62 km to 77 km: the lithosphere-asthenosphere interface.

There is a high density body at the bottom of the crust (Fig. 6) on profiles P1 and P2. They can be interpreted as mantle material intrusions as these profiles are situated under the volcanic area of Ankaratra.

### Discussion

The model presented is in good accordance with the available data and the models presented elsewhere (Kutina, 1972; Rakotondrainibe, 1977; Arthaud *et al.*, 1990). It is divergent from Fournou and Roussel's (1991, 1993) conclusions, in that it favours a model implying variations in the topography

of the bottom of the crust. The last authors suggest that the N20°E trending thinned crust is due to the India-Madagascar rifting. The authors believe that, even though this rifting has played a role in previous crustal thinning of Madagascar, the Malagasy crust owes its present state principally to the recent and present rifting. Arguments for such a hypothesis are:

*i)* the present elevation of the Madagascar Island can be explained only at the lithospheric scale;

*ii)* the recent tholeiitic volcanic activity (Besairie, 1973; Hottin, 1976; Rasamimanana *et al.*, 1994) is characteristic of an intraplate extensional setting

*iii)* the direction of the lithospheric thinning axis is not parallel to the eastern fault (Fig. 7): it is parallel to the

mega-fold proposed by Regnault (1996);

*iv)* north-south troughs (e.g. the Alaotra Basin) are compatible with an east-west recent and present extension (Piqué *et al.*, 1999), confirmed by seismic activity (Fourno and Roussel, 1991; Bertil, 1996); and

*v)* the crustal arching, its amplitude and the Neogene volcanism are similar to the characteristic evolution of some parts of the Africa Plate (Fairhead, 1979; 1980; Lesquer *et al.*, 1988).

Finally, the geophysical data, corroborated by the geological observations, agree to suggest lithospheric thinning in Madagascar. The arching could be linked to the opening of the Morondava Basin (Fig. 8).

## INTRODUCTION

L'île de Madagascar est constituée par un socle précambrien à l'affleurement au centre du pays, recouvert en périphérie par les dépôts mésozoïques et cénozoïques des bassins côtiers (Fig. 1). Dans le centre, les terrains précambriens sont à une altitude assez inhabituelle: les Hauts Plateaux qui forment la dorsale de l'île, sont à plus de 1000 m au-dessus du niveau de la mer (Fig. 2), et les points les plus élevés, occupés il est vrai par des appareils volcaniques récents, culminent à près de 3000 m. Cette région forme en quelque sorte le sommet d'une estrade en escalier reliant l'océan Indien au canal de Mozambique dont les autres paliers sont à 900 m, à 400 m et au niveau de la mer. Il existe une nette dissymétrie entre le versant oriental de l'île, très raide, et le versant occidental, qui descend en pente plus douce vers la mer.

Plusieurs auteurs (Cattala, 1954; Rakotondrainibe, 1977; Rechenmann, 1981) avaient déjà pressenti et mentionné la particularité de la croûte malgache, toutefois sans qu'aucune explication géodynamique n'ait été proposée. Tous avaient remarqué la forme du relief et les altitudes particulières auxquelles sont portées ces roches de nature continentale. Les études plus récentes sur ce sujet sont rares. A partir du retraitement de données gravimétriques, la présente note tente de calculer un modèle de lithosphère qui tienne compte des résultats des différentes disciplines.

Après avoir exposé brièvement les grands traits de la géologie de Madagascar et de son évolution géodynamique gondwanienne, on passera en revue les résultats des principaux travaux géophysiques sur Madagascar, puis on abordera le traitement des données gravimétriques. Le modèle obtenu sera discuté et confronté à d'autres résultats sismo-tectoniques, gravimétriques et géologiques.

## CADRE GEOLOGIQUE

Le socle précambrien de l'île, composé de terrains cristallins variés, roches métamorphiques et granitoïdes, est comparable à celui de l'Afrique orientale, avec lequel il était en continuité avant la séparation de Madagascar et de l'Afrique. Après un épisode de rifting qui a commencé au Permian-Trias, Madagascar a coulissé le long de la ride de Davie (Raillard, 1990), une structure géologique présente dans le canal de Mozambique, reliant les côtes kenyanes à celles du sud-ouest de Madagascar. Des anomalies magnétiques observées dans l'océan Indien (bassin de Somalie) et dans le canal de Mozambique par Ségoufin et Patriat (1981) soulignent ce mouvement. Notre connaissance du socle malgache repose en grande partie sur des travaux anciens (Besairie, 1973), avec quelques éclairages ponctuels récents (Nicollet, 1988). Il semble acquis que sa structuration s'est effectuée durant au moins deux épisodes orogéniques dont le plus ancien s'est déroulé à l'Archéen et le plus récent à la fin du Précambrien. Ce dernier, qui correspond à l'orogénèse mozambicaine (panafricaine), est responsable du développement des structures subméridiennes.

Les terrains de couverture peuvent être séparés en deux séries. La première, en discordance majeure sur le socle, regroupe les terrains continentaux Karroo, d'âge Carbonifère terminal à Trias, voire Jurassique inférieur, comparables à ceux d'Afrique orientale et méridionale (Besairie, 1973; Hottin, 1976). La seconde série correspond à la colonne, généralement complète, qui représente les termes surtout marins du Jurassique moyen au Tertiaire. On note quelques dépôts lacustres récents dans le centre de l'île. Des épanchements volcaniques se sont mis en place dans les séries sédimentaires au Crétacé supérieur (parties occidentale et orientale de l'île) et au Pliocène-

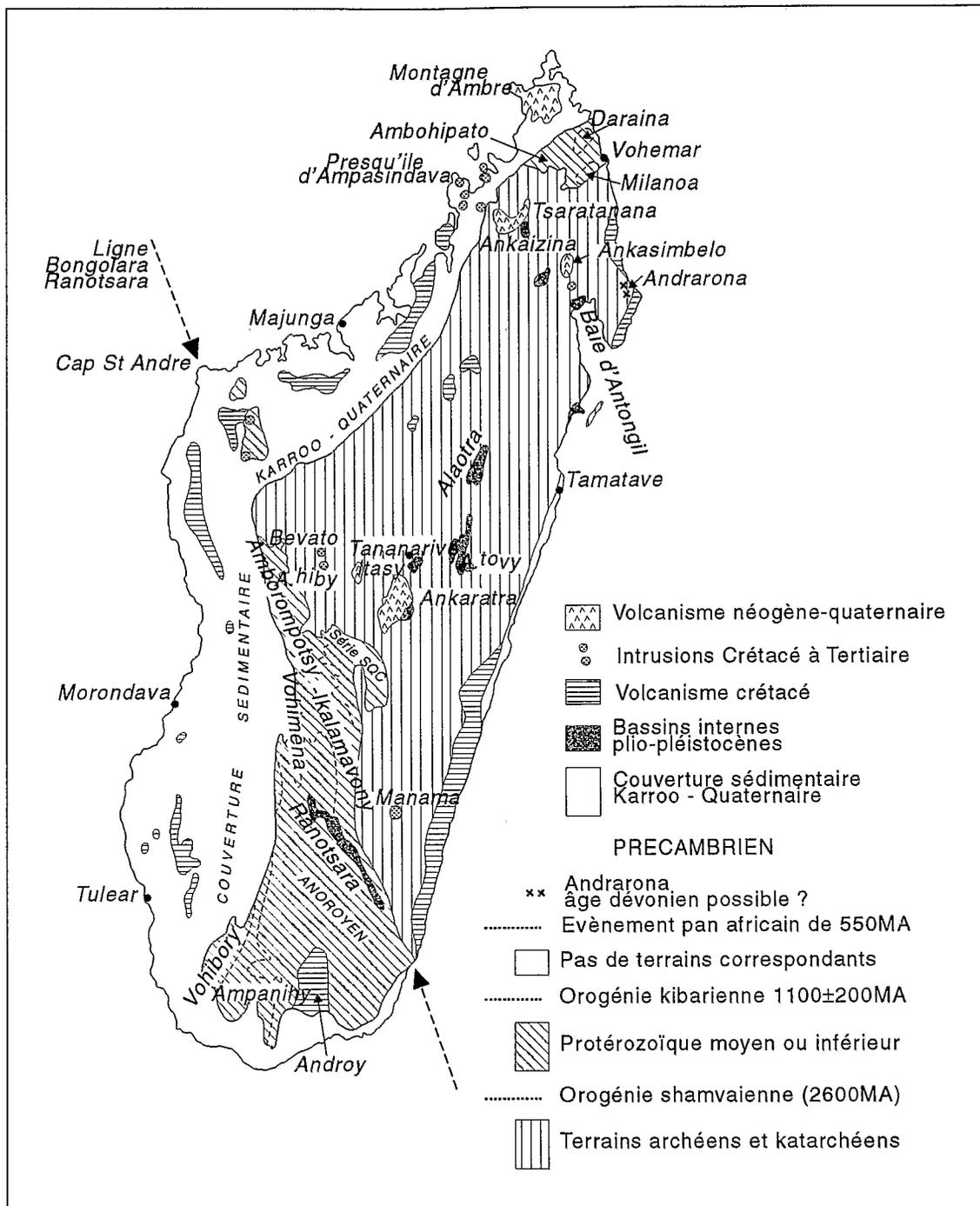


Figure 1. Carte géologique simplifiée de Madagascar (d'après Hottin, 1976 modifiée).  
 Figure 1. Simplified geological map (modified after Hottin, 1976).

Quaternaire (centre de Madagascar, du massif d'Ambre à celui d'Ankaratra).

**LES TRAVAUX GEOPHYSIQUES ANTERIEURS**

Très peu de travaux ont été faits sur la structure profonde de Madagascar. Le travail précurseur est assurément celui du Cattala (1954). Malheureuse-

ment, cet auteur n'a pu étudier que la partie sud de l'île, mais il avait déjà remarqué le comportement 'anormal' de la croûte, et il avait alors proposé un modèle en touches de piano avec des compartiments surbaissés et d'autres surélevés. Rakotondrainibe (1977), utilisant les données sismiques enregistrées par le petit réseau local, a proposé un modèle présentant deux épaisseurs de croûte différentes à

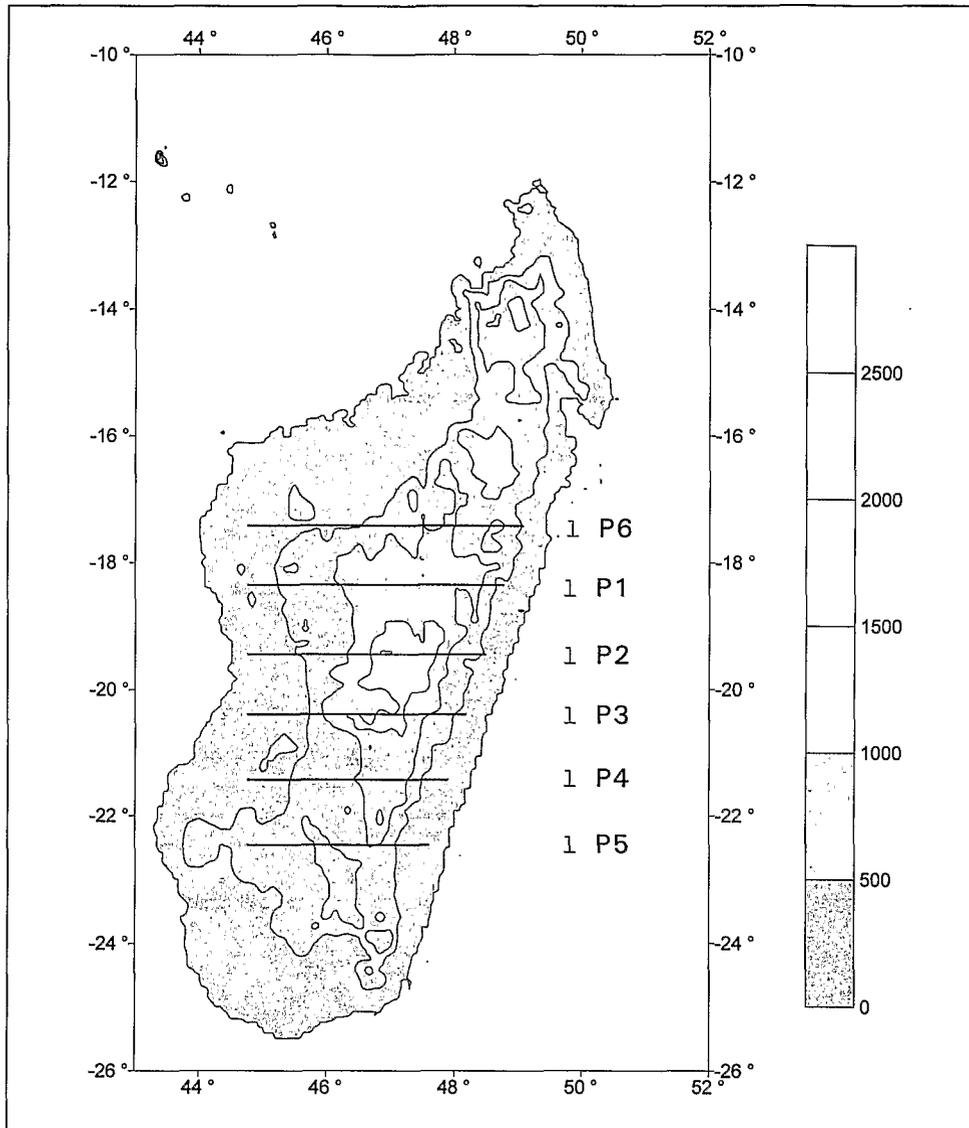


Figure 2. Carte topographique simplifiée de Madagascar. Les flèches marquent les emplacements des profils gravimétriques.

Figure 2. Simplified topographic map of Madagascar. The arrows indicate the emplacement of the gravimetric profiles.

l'Est et à l'Ouest d'Antananarivo (station TAN). Ces valeurs sont respectivement de 34 km et de 37 km. Il a remarqué que les zones les plus actives sismiquement sont les régions situées sur la dorsale de l'île. Il a affirmé, suivant en cela Kutina (1972), l'existence d'un grand accident profond, de direction subméridienne passant par TAN. Cet accident subméridien n'est pas mentionné par Rechenmann (1981) qui propose, à partir des données gravimétriques, une épaisseur de croûte de 35 km. Par contre, ce dernier auteur signale l'existence d'un écart important entre le comportement mécanique réel de la croûte malgache et le modèle théorique d'Airy. Selon lui, une tranche de terrain d'une

épaisseur de 250 m serait non compensée isostatiquement. Plus tard, Fourné et Roussel (1991) retrouvent l'accident crustal subméridien en inversant les temps d'arrivée des ondes sismiques enregistrées à Madagascar. Malheureusement, la méthode qu'ils ont adoptée ne leur permet d'obtenir que l'épaisseur de la croûte en dessous des cinq stations sismiques existant à l'époque. Par la suite, ils ont procédé à l'inversion des données gravimétriques de Madagascar (Fourné et Roussel, 1993). Enfin, Arthaud *et al.* (1990), sur la base de données microtectoniques recueillies dans la région centrale de l'île, pensent qu'elle est actuellement soumise à une extension nord-sud,

tandis que Bertil (1996) suggère plutôt une extension Est-Ouest.

### MODELE GRAVIMETRIQUE

#### Les données

Les données utilisées dans la présente étude ont été acquises par l'Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre Mer (ORSTOM) entre les années 1964 et 1972. Les stations de mesure sont réparties le long des routes et pistes existant à l'époque avec une distance de 5 km entre deux points de mesure. La précision globale de ce réseau est de 5 mGal (Rechenmann, 1981). A ces données propres à l'ORSTOM se sont ajoutées celles des compagnies pétrolières ayant travaillé à Madagascar. Cette dernière catégorie de données offre une couverture géographique plus dense, mais elle concerne uniquement les parties sédimentaires. Les valeurs d'anomalies de Bouguer sont interpolées suivant une grille régulière par une méthode polynomiale dont le pas de maille est de 3.8' d'arc. La grille que nous avons obtenue a été confrontée avec d'autres grilles issues d'autres méthodes d'interpolation, notamment celle proposée par Inoue (1986). On n'a pas constaté de différence majeure.

#### Fonction de transfert expérimentale

La fonction de transfert associée à une croûte est définie comme étant la fonction  $q(r)$  qui, convoluée au relief  $h(r)$ , donnerait la fraction des anomalies de Bouguer corrélée avec le relief:

$$b(r) = q(r) * h(r) + n(r), \quad (1)$$

où \* est le signe du produit de convolution;  $r$  la coordonnée spatiale à une ou deux dimensions, et  $n(r)$  la fraction du signal gravimétrique due à la structure géologique, laquelle ne présente pas de manifestation par le relief. Du point de vue du traitement du signal, cette partie du signal peut être considérée comme un 'bruit'.

Cette relation peut être considérée comme linéaire en première approximation (Dorman et Lewis, 1970) et la coordonnée  $r$  exprimée dans un repère cartésien. Il est alors facile de passer en domaine fréquentiel et de donner une estimation de la transformée de Fourier de  $q(r)$ :

$$Q(k) = \frac{\langle B(k) \times H(k) \rangle}{\langle H(k) \times H(k) \rangle}, \quad (2)$$

où  $Q(k)$ ,  $B(k)$ , et  $H(k)$  sont les transformées de Fourier des fonctions  $q(r)$ ,  $b(r)$ , et  $h(r)$ ;  $k$  est le

nombre d'onde;  $\langle \rangle$  indiquent une moyenne spectrale;  $\overline{H(k)}$  est le complexe conjugué de  $H(k)$ .

Un autre paramètre important à calculer est la cohérence. Elle s'exprime par la relation:

$$C^2(k) = \frac{\langle B(k) \times \overline{H(k)} \rangle^2}{\langle B(k) \times \overline{B(k)} \rangle \langle H(k) \times \overline{H(k)} \rangle}, \quad (3)$$

L'erreur commise sur l'estimation de l'admittance est évaluée (Diament, 1987) par:

$$S^2(k) = Q^2(k) (C^2(k) - 1) / (2[N - 1]). \quad (4)$$

$N$  étant le nombre de points sur lesquels on fait les moyennes dans les formules précédentes.

#### Modèles théoriques

Il existe plusieurs modèles théoriques de comportement mécanique de croûte. Les courbes calculées à partir de ces modèles seront comparées aux valeurs expérimentales précédemment calculées afin de trouver le modèle qui s'ajuste le mieux aux données.

Le modèle le plus simple, et le plus utilisé, est une plaque mince élastique chargée en surface par le relief. La déformation de la plaque correspond alors aux racines des chaînes de montagnes. La fonction de transfert associée s'écrit dans le domaine spectral (Banks *et al.*, 1977):

$$Q(k) = -2\pi G \rho_0 \exp(-k \cdot T_c) (1 + D \cdot k^4 / (\rho_m - \rho_c) g)^{-1}, \quad (5)$$

où  $G$ : constante de gravitation universelle;  $\rho_0$ : densité de la charge superficielle;  $\rho_c$ : densité de la croûte;  $\rho_m$ : densité du manteau;  $k$ : nombre d'onde;  $D$ : rigidité flexurale de la plaque.

$$D = \frac{E \times T_e^3}{12(1 - \sigma^2)}, \quad (6)$$

où  $T_e$ : épaisseur élastique de la croûte;  $T_c$ : épaisseur de la croûte;  $E$ : module de Young =  $1 \cdot 10^{11}$ ;  $\sigma$ : coefficient de Poisson = 0.25; et  $g$ : valeur moyenne de l'accélération de la pesanteur.

Si l'épaisseur élastique est nulle, toute charge en surface est compensée localement, et on retrouve le modèle hydrostatique d'Airy.

L'autre modèle utilisé dans cette étude est celui proposé par Forsyth (1985), qui donne la réponse d'une croûte chargée en surface (par le relief) et en profondeur (intrusion de matériaux d'origine mantellique par exemple). La fonction de transfert associée à un tel modèle s'exprime par:

$$Q(k) = -2\pi G\rho_0 \exp(-k \cdot T_c) (\xi(\rho_m - \rho_c)^2 + \phi \cdot f^2 \cdot \rho_0^2) / (\xi^2(\rho_m - \rho_c)^2 + \rho_0^2 f^2), \quad (7)$$

où  $\rho_0$ : densité de la charge superficielle;  $\rho_m$ : densité du manteau;  $g$ : valeur moyenne de l'accélération de la pesanteur;  $\xi$ :  $1 + DK^4 / (\rho_m - \rho_0)g$ ; et  $\phi$ :  $1 + DK^4 / \rho_0 g$ .

Etant donnée la forme allongée des structures géologiques et des anomalies gravimétriques, nous avons utilisé des profils perpendiculaires aux structures dans la région centrale de l'île où l'on trouve les plus forts reliefs et les plus grandes variations du champ gravimétrique, conditions nécessaires à un bon calcul d'admittance. On a ainsi choisi trois séries de profils parallèles, de direction Est-Ouest. Chaque série comporte cinq profils pris dans la grille précédemment calculée. Elle est représentée sur la carte par le profil central. La première de ces séries (P1) passe par la ville d'Antananarivo, la seconde (P2) par le minimum de l'anomalie centrée sur le volcan de l'Ankaratra, tandis que la troisième (P3) se place plus au Sud (Fig. 2). Devant la faible couverture géographique des points de mesure, nous avons placé les séries au plus près des itinéraires de terrain.

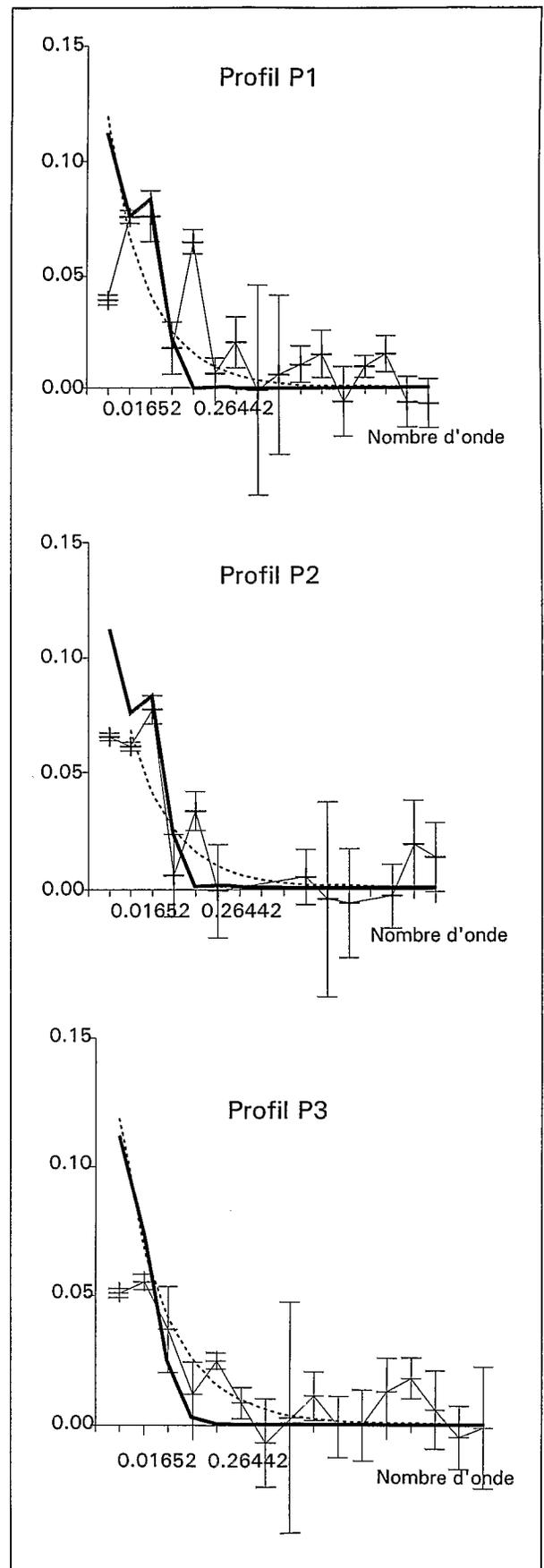
La comparaison visuelle des admittances expérimentales avec les courbes du modèle à plaque mince élastique donne un mécanisme de compensation isostatique de type Airy ( $T_c = 0$  km), avec une épaisseur de croûte de 30 km (Figs 3 et 4). Rechenmann (1981) a trouvé une valeur comparable à partir de calculs basés sur un modèle de type hydrostatique. Rakotondrainibe (1977), par l'étude des séismes locaux, a donné une épaisseur variant entre 33 km et 35 km. Cette valeur sera utilisée comme valeur de départ pour les modèles plus élaborés.

Le meilleur ajustement est obtenu pour un modèle à double charge (Forsyth, 1985). On a obtenu les valeurs de paramètres dans Tableau 1.

Si le paramètre  $T_c$  nous donne une idée de l'épaisseur totale de la croûte continentale, la valeur de  $T_0$  nous renseigne sur l'épaisseur de la partie de la croûte

**Figure 3.** Fonctions de transfert expérimentales des séries de profils P1 (a), P2 (b) et P3 (c). Trait fin: courbe expérimentale avec les barres d'erreurs. Tiret: fonction de transfert théorique d'une plaque mince de 30 km d'épaisseur, suivant un mécanisme de type Airy. Trait épais: fonction de transfert pour un modèle à double charge (Forsyth, 1985) P1 et P2:  $T_c = 30$  km,  $T_0 = 17$  km,  $f = 3$ ; P3:  $T_c = 30$  km,  $T_0 = 17$  km,  $f = 1$ .

**Figure 3.** Experimental transfer functions of sets of profiles P1 (a), P2 (b) and P3 (c). Thin line: experimental curve with error bars; dashed line: theoretical transfer function (Airy's model), crustal thickness is 30 km; thick line: theoretical transfer function with surface and subsurface loads (Forsyth 1985). P1 and P2:  $T_c = 30$  km,  $T_0 = 17$  km,  $f = 3$ ; P3:  $T_c = 30$  km,  $T_0 = 17$  km,  $f = 1$ .



**Tableau 1.** Les valeurs de paramètres pour un modèle à double charge  
**Table 1.** Parameter values for a double loaded model

	Profil P1	Profil P2	Profil P3
Épaisseur de la croûte $T_c$	$30 \pm 5$ km	$30 \pm 5$ km	$30 \pm 5$ km
Épaisseur élastique $T_e$	$17 \pm 2$ km	$17 \pm 2$ km	$17 \pm 2$ km
Rapport de charge $f$	3	3	1

qui se comporte mécaniquement d'une manière élastique. Elle est une mesure de la rigidité de la plaque. La valeur obtenue de l'épaisseur élastique (17 km) est du même ordre de grandeur que celle qui a été calculée pour le triangle des Afars ou le rift éthiopien, mais plus faible que celle des zones cratoniques (64 à 79 km) (Ebinger *et al.*, 1989).

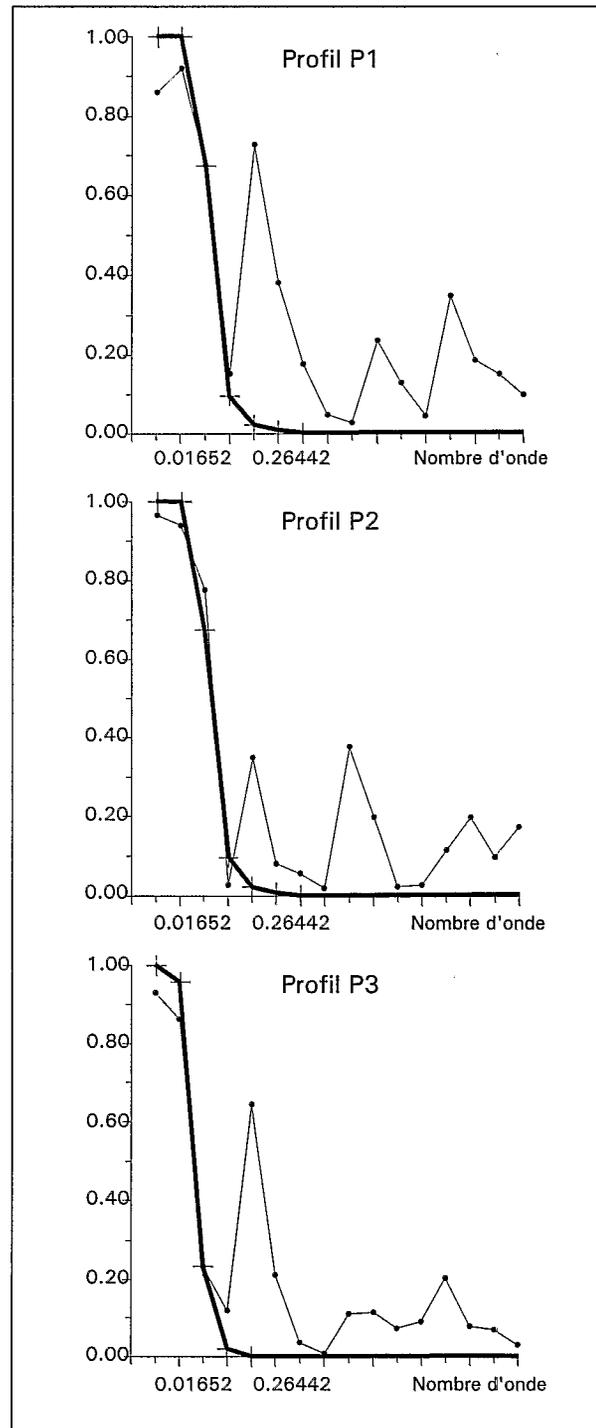
Le paramètre  $f$  est le rapport entre la charge en profondeur et la charge en surface. On constate que  $f$  est plus fort sous les profils P1 et P2 ( $f = 3$ ) où le relief est aussi plus important. La charge en profondeur est donc beaucoup plus importante en ces endroits, c'est à dire sous le massif volcanique de l'Ankaratra.

L'inconvénient majeur du calcul d'admittance est sa grande sensibilité aux divers bruits et aux composantes du champ gravimétrique non corrélées avec le relief, qui en domaine continental sont beaucoup plus importantes qu'en domaine marin. De plus, le modèle de Forsyth est basé sur une hypothèse d'indépendance des deux types de charges, ce qui dans la réalité n'est pas toujours vérifié. Il est utile de confirmer ou d'infirmer ce résultat par une modélisation directe.

#### Modèle direct

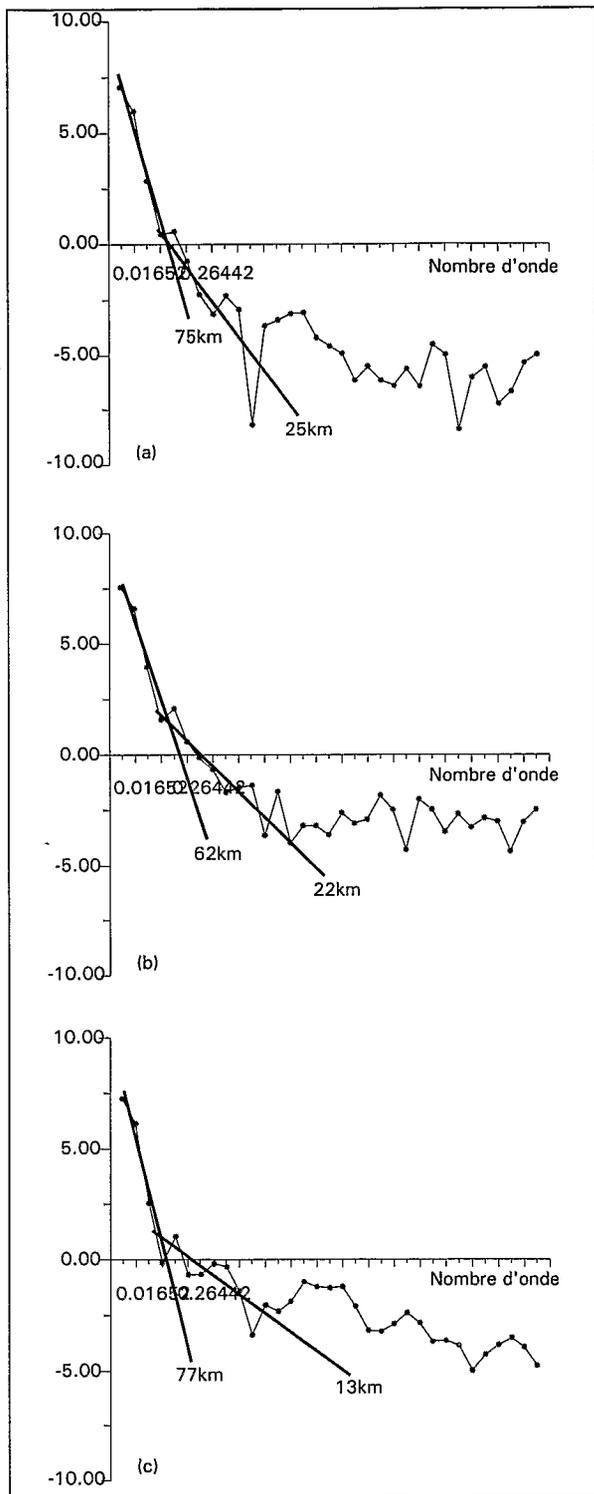
Une estimation des profondeurs des interfaces est obtenue par approximation linéaire des spectres de puissance des courbes d'anomalie (Karner et Watts, 1983). Bien qu'imprécise, cette méthode permet d'avoir des valeurs de départ pour la modélisation. Elle nous révèle deux interfaces de densité: la première entre 13 km et 25 km et la deuxième entre 62 km et 77 km (Fig. 5).

Pour couvrir une plus vaste région du Nord au Sud de l'île, nous ajoutons aux trois profils centraux précédents trois autres profils Est-Ouest notés P4,



**Figure 4.** Cohérences expérimentales (trait fin) et théoriques (modèle de Forsyth, 1985) (trait épais) des profils P1 (a), P2 (b) et P3 (c). Les cohérences théoriques ont été calculés avec les mêmes paramètres que pour la Fig. 3.

**Figure 4.** Experimental (thin line) and theoretical (Forsyth, 1985) (thick line) coherence curves for the set of profiles P1 (a), P2 (b) and P3 (c). The theoretical curves were computed with the same parameters as for Fig. 3.



**Figure 5.** Spectres de puissance des anomalies de Bouguer des trois profils P1 (a), P2 (b) et P3 (c). Les droites d'ajustement des pentes sont représentées en trait épais. Les profondeurs d'interface ainsi calculées sont mentionnées près de chaque segment.

**Figure 5.** Power patterns of Bouguer anomalies in three profiles P1 (a), P2 (b) and P3 (c). Regression lines for the slopes are in bold. Interface depths calculated are identified near each segment.

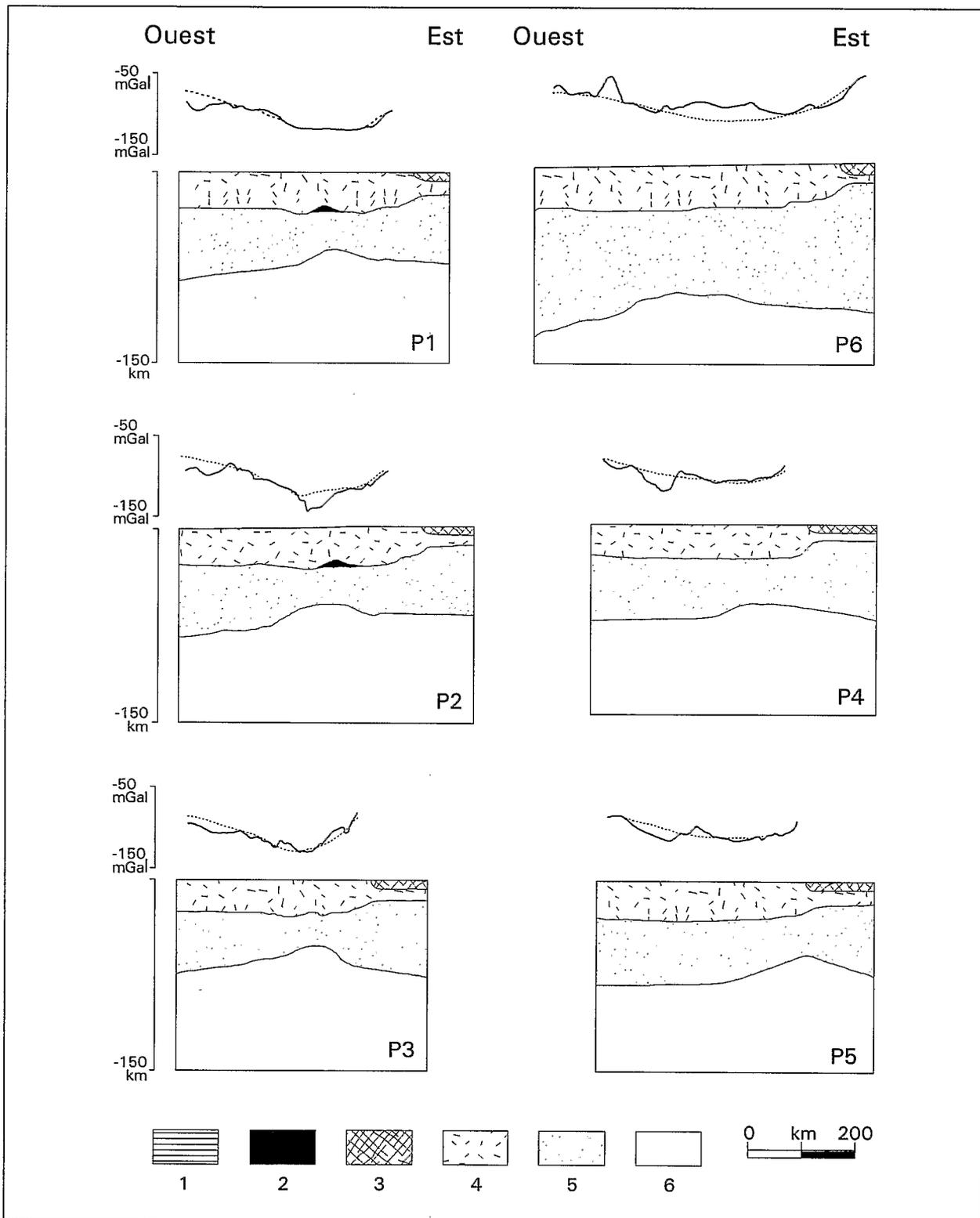
P5 (pour les deux profils au sud) et P6 (pour le profil le plus au nord), tout en restant dans la zone où on peut avoir un profil assez long sans trop s'approcher de la mer, afin de s'affranchir de l'effet gravimétrique du passage de la croûte continentale à la croûte océanique.

La modélisation a été faite avec un programme interactif basé sur le calcul de l'anomalie créée à la surface par un corps prismatique à deux dimensions. Les densités des roches sont prises égales à celles généralement adoptées dans la littérature (Rakotonrainibe, 1977; Rechenmann, 1981; Fourné et Roussel, 1994). La Fig. 6a à f montre les résultats de ces calculs.

Sur les profils P1 et P2, on remarque un corps dense situé à la base de la croûte. Ce corps n'existe pas sur les autres profils, et en particulier sur le profil P3. Il peut être considéré comme une intrusion de matériel mantellique et on peut alors le rattacher à la charge en profondeur du modèle de Forsyth (1985). En effet, on trouve un rapport de charge plus important pour les deux premiers profils ( $f = 3$ , contre  $f = 1$  pour P3).

Sur chacun des profils, l'interface lithosphère-asthénosphère apparaît déformée et se place à une profondeur plus faible par rapport à son niveau 'normal'. Ceci remontée est plus importante sur les profils P1, P2 et P3, c'est-à-dire là où l'on observe les plus forts reliefs. Elle est dis-symétrique avec une pente plus forte du côté Est que du côté Ouest, tout comme le relief. Cette remontée de l'asthénosphère s'estompe peu à peu à mesure que l'on s'éloigne de la partie centrale de l'île (zone des Hauts Plateaux). La carte du toit de l'asthénosphère montre que l'axe de la remontée est orienté N160°E ce qui le fait confondre pratiquement avec l'axe de faiblesse crustale mentionnée la première fois par Kutina (1972) et reprise plus tard par Rakotonrainibe (1977) et Fourné et Roussel (1991). Ceci suggère que la remontée de l'asthénosphère a pu être contrôlée par l'existence de cet accident ancien. Regnault (1996) propose une explication de cet axe de faiblesse crustale: la croûte panafricaine malgache a été poinçonnée par le craton de Dharwar. Ceci a entraîné la formation d'un méga-pli au centre de l'île. La limite de charriage correspondant coïncide assez bien avec ce qu'a proposé Kutina (1972).

Enfin, il faut mentionner que l'existence de ce mouvement récent de remontée de la croûte a été confirmé récemment par les observations géologiques (Piqué *et al.*, 1996) d'une part, et par l'analyse des images satellitaires SPOT du bassin occidental (Rakotondraompiana et Rabemanana, 1996) d'autre part.



**Figure 6.** Modèle de lithosphère obtenu par modélisation directe des six profils P1 à P6.9 (a) profil P1; (b) profil P2; (c) profil P3; (d) profil P6; (e) profil P4; (f) profil P5. Ligne continue: anomalie de Bouguer observée. Ligne discontinue: anomalie de Bouguer calculée. 1: eau de mer ( $d=1.4$ ); 2: intrusion d'origine mantélique ( $d=3.2$ ); 3: sédiments marins ( $d=2.5$ ); 4: croûte ( $d=2.8$ ); 5: manteau lithosphérique ( $d=3.2$ ); 6: manteau asthénosphérique ( $d=3.18$ ).

**Figure 6.** Lithospheric model obtained by direct modelling of the six profiles P1 to P6. (a) profile P1; (b) profile P2; (c) profile P3; (d) profile P6; (e) profile P4; (f) profile P5. Solid line: observed Bouguer anomalies. Dashed line: theoretical anomaly values. 1: sea water ( $d=1.4$ ); 2: mantle intrusion ( $d=3.2$ ); 3: marine sediments ( $d=2.5$ ); 4: crust ( $d=2.8$ ); 5: lithospheric mantle ( $d=3.2$ ); 6: asthenospheric mantle ( $d=3.18$ ).

## DISCUSSION

Les résultats présentés plus haut s'accordent bien avec les données recueillies et les modèles proposés par les auteurs précédents (Kutina, 1972; Rakotondrainibe, 1977; Arthaud *et al.*, 1990). Toutefois, ils doivent être confrontés aux résultats acquis par Fournou et Roussel (1991, 1993) sur la base de données sismiques et gravimétriques. Ces auteurs expliquent les fortes anomalies gravimétriques de Madagascar par une variation de la topographie de la base de la croûte. Ceci conduit à un modèle d'épaississement de la croûte (Rechenmann, 1981; Fournou et Roussel, 1993, 1994; notamment la Fig. 3), peu compatible avec un phénomène de rifting, même avorté.

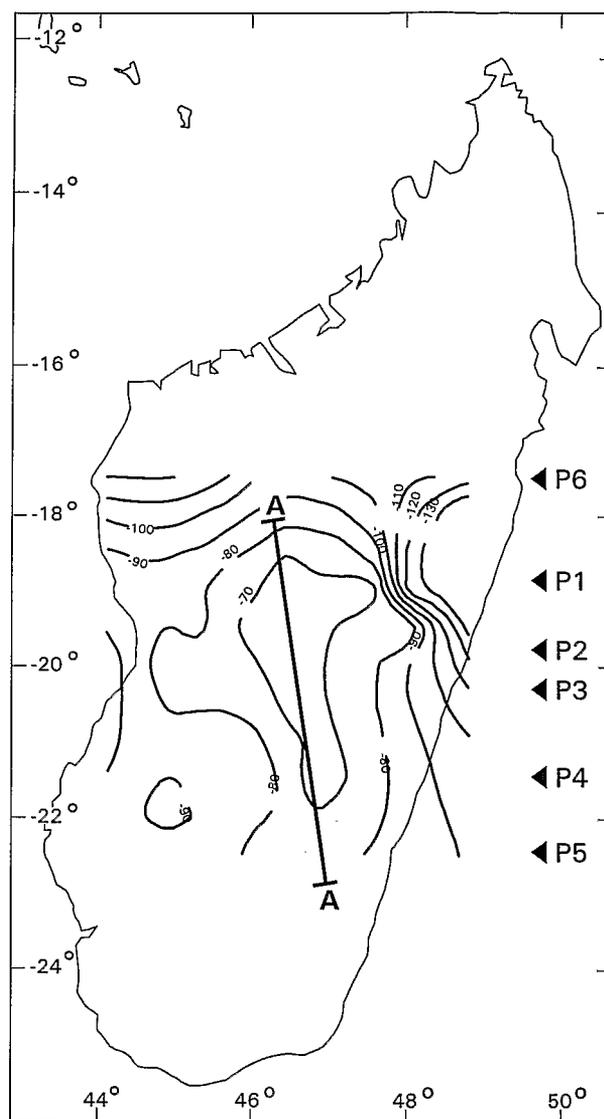
Sur la base de l'orientation N20°E, subparallèle à celle de la côte orientale de Madagascar, qu'ils attribuent au segment de croûte amincie, Fournou et Roussel (1993) proposent d'y voir le résultat du rifting indo-malgache. La croûte malgache se serait alors amincie le long de deux axes: le premier, à l'emplacement de l'actuel océan Indien, aurait évolué vers la séparation de l'Inde et de Madagascar et l'accrétion océanique, tandis que le second, sous les Hautes Terres centrales, aurait avorté.

Sans exclure que le rifting indo-malgache ait pu jouer un rôle dans l'initiation du processus, nous favorisons une autre hypothèse, celle d'une extension récente et/ou actuelle, sur la base des arguments suivants:

*i)* Le soulèvement d'ensemble et l'altitude inhabituelle à laquelle est porté tout le socle précambrien ne peuvent s'expliquer que par une forte poussée ayant affecté récemment l'ensemble de l'île. De même, l'analyse spectrale des profils (Fig. 5) montre bien l'existence de fortes composantes de grande longueur d'onde ( $\lambda = 380$  km). De telles composantes ne peuvent trouver leur explication à la base de la croûte, et c'est donc au niveau de l'interface lithosphère-asthénosphère qu'il faut en chercher l'origine.

*ii)* Le volcanisme récent dont les études anciennes (Besairie, 1973; Hottin, 1976) et les travaux en cours (Rasamimanana *et al.*, 1994) montrent le caractère alcalin, est caractéristique d'une extension intraplaque.

*iii)* La direction de l'axe de l'amincissement lithosphérique que nous avons trouvé n'est pas réellement parallèle à celle de la grande faille orientale (Fig. 7). On ne peut donc pas dire que la cassure entre l'Inde et Madagascar s'est effectuée suivant deux grandes failles parallèles dont l'une aurait avorté. Par contre, la direction de l'amincissement crustal est tout à fait compatible à celle du mega-pli d'entraînement proposé par Regnault (1996). Cette ancienne structure, qui se superpose



**Figure 7.** Carte du toit de l'asthénosphère déduite des modèles de la Fig. 6. Les profondeurs sont en km. Les flèches marquent les emplacements des profils. L'axe de la remontée asthénosphérique se confond avec la direction de l'axe de faiblesse crustale (droite AA) mentionnée par Kutina (1972) et du méga-pli proposé par Regnault (1996).  
**Figure 7.** Sketch of the top of the asthenosphere deduced from Fig. 6. Depths are in km. Arrows indicate the studied profiles. The axis of the asthenospheric uplift is in the same place as the crustal weakness axis (line AA) mentioned by Kutina (1972) and the axis of the mega-fold proposed by Regnault (1996).

géographiquement à la zone de faiblesse mentionnée par Kutina (1972) et Rakotondrainibe (1977), a été réutilisée par la remontée asthénosphérique.

*iv)* A l'aplomb de la lithosphère amincie, une suite de fossés récents (néogènes à actuels) subméridiens dont celui du lac Alaotra (Piqué *et al.*, 1993) montrent que la croûte supérieure est soumise à une extension cassante E-W à ENE-WSW. Les études sismo-

tectoniques (Fournou, 1994; Bertil, 1996) confirment bien ce mouvement actuel. Cette direction d'extension régionale peut admettre, localement, des extensions nord-sud (Arthaud *et al.*, 1990). Ces fossés et les massifs volcaniques de l'Ankaratra et de l'Itasy, tous situés dans les régions les plus sismiquement actives de l'île (Rakotondrainibe, 1977), sont les manifestations de la phase ultime du bombement lithosphérique. Une analyse morphologique du relief dans ces régions montre bien que les volcans de l'Ankaratra et de l'Itasy se sont mis en place sur un relief antérieur déjà non négligeable (altitude moyenne de 1200-1300 m).

v) La dimension du bombement crustal, son amplitude, et le volcanisme néogène qui a suivi la fin de la remontée sont autant d'indices qui tendent à assimiler ce mécanisme à celui qui a été mis en évidence dans les autres zones de bombement de la plaque africaine (Fairhead, 1979; Fairhead, 1980; Lesquer *et al.*, 1988).

Ainsi, l'ensemble de ces arguments géophysiques, corroborés par des observations géologiques, concordent pour établir l'existence d'un amincissement mantélique et crustal. Cet amincissement est lié de toute évidence à un épisode extensif récent, voire actuel, de la lithosphère. A la surface, ce phénomène géologique s'est manifesté par le bombement du relief de la grande île, suivi par l'apparition des volcans de l'Ankaratra et de l'Itasy, et certainement des bassins intérieurs de l'Alaotra-Mangoro.

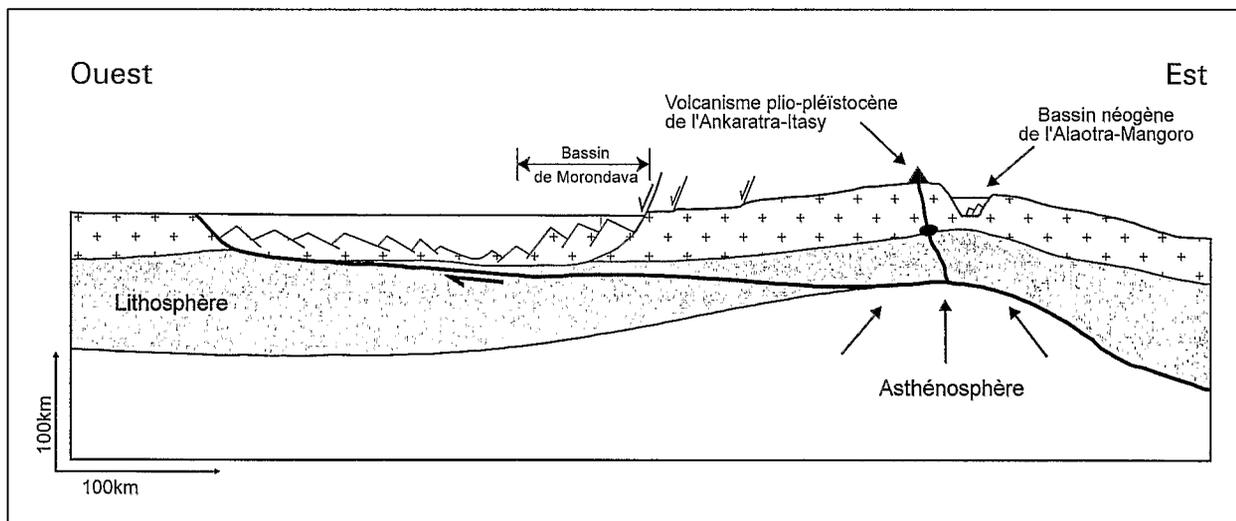
A une échelle géographique plus large, cette remontée a pu s'effectuer selon un processus analogue à ce qui est évoqué ailleurs pour d'autres zones de bombement (Wernicke, 1981). Le bombement de l'asthénosphère serait alors relié à un bassin d'extension (bassin de Morondava à l'Ouest). Une faille de détachement relierait les deux structures. Une manifestation volcanique marque la fin de la remontée, mais il se peut qu'un nouveau bassin soit créé à l'aplomb de la remontée par dôme thermique. Cette hypothèse est schématisée par la Fig. 8.

## CONCLUSION

L'amincissement lithosphérique et la remontée asthénosphérique à la hauteur de Madagascar suggèrent que l'île est soumise à une extension actuelle E-W. Cette extension est enregistrée, par ailleurs, par les manifestations magmatiques et structurales qui affectent la croûte malgache. Elle est contemporaine de celle observée en Afrique orientale et de direction parallèle. Ainsi, le rifting afromalgache qui se développe actuellement témoigne de la reprise, depuis le Néogène, du démantèlement du Gondwana.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les deux rapporteurs dont les remarques leur ont permis d'améliorer considérablement la présentation de cet article.



**Figure 8.** Modèle d'extension régionale. Dans cette hypothèse, une faille de détachement relierait la remontée de l'asthénosphère et l'ouverture du bassin de Morondava par amincissement de la croûte. Le volcanisme de l'Ankaratra et de l'Itasy marque la fin du bombement lithosphérique. Le bassin d'effondrement de l'Alaotra-Mangoro se développe à l'aplomb de la remontée asthénosphérique.

**Figure 8.** Regional extension model. The lithospheric uplift is coupled to the development of the Morondava extensional basin. The volcanism of Ankaratra and Itasy appeared at the end of the upwelling motion, and the Alaotra-Mangoro Basin developed at the top of the asthenospheric uplift.

Les données gravimétriques sont la propriété du Laboratoire de Géophysique de l'Orstom (Bondy, France). SAR a bénéficié du soutien matériel et logistique de ce laboratoire.

## RÉFÉRENCES

- Arthaud, F., Grillot, J.C., Raunet, M., 1990. La tectonique cassante à Madagascar: son incidence sur la géomorphologie et les écoulements. *Canadian Journal Earth Sciences* 27, 1394-1407.
- Banks, R.J., Parker, R.L., Huestis, S.P., 1977. Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanism. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society* 51, 431-452.
- Bertil, D., 1996. Sismicité instrumentale de Madagascar et hypothèses sur les réactivations tectoniques récentes. In: Résumé, Colloque 'Le rifting Malgache', Antananarivo, 24-25 Juin, Académie nationale des Arts, des Lettres et des Sciences, Tsimbazaza, Antananarivo, pp. 11-18.
- Besairie, El., 1973. Précis de géologie malgache. Service Géologique de Madagascar, Antananarivo, Madagascar.
- Cattala, L., 1954. Interprétation tectonique de la gravimétrie du Sud de Madagascar. *Annales Institut Madagascar, Série D (tome VI)*.
- Diament, M., 1987. Réponses mécaniques et thermiques de la lithosphère. Applications à la géodynamique. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université Paris-Sud, Orsay, France.
- Dorman, L.M., Lewis, B.T.R., 1970. Experimental isostasy: 1, Theory of the determination of Earth's isostatic response function. *Journal Geophysical Research* 75, 3357-3365.
- Ebinger, C., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W., Bowin, C.O., 1989. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts. *Journal Geophysical Research* 94, 2883-2901.
- Fairhead, J.D., 1979. A gravity link between the domally uplifted Cainozoic volcanic centres of North Africa and its similarity to the East African rift system anomaly. *Earth Planetary Science Letters* 42, 109-113.
- Fairhead, J.D., 1980. The structure of the cross cutting volcanic chain of northern Tanzania and its relation to the East African rift system. *Tectonophysics* 65, 193-208.
- Forsyth, D.W., 1985. Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *Journal Geophysical Research* 90, 12623-12632.
- Fournou, J.-P., 1994. Inversion des données télésismiques et gravimétriques, sismicité et structure crustale des Hautes Terres de Madagascar. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Vol. 1, Université Aix-Marseille, France.
- Fournou, J.-P., Roussel, J., 1991. Mise en évidence par inversion de données télésismiques d'une zone de faiblesse crustale dans la région centrale de Madagascar. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris, Série II* 312, 1147-1153.
- Fournou, J.-P., Roussel, J., 1993. Topographie du Moho sous les Hautes Terres de Madagascar déduite de l'inversion de données gravimétriques. *Comptes Rendus Académie Sciences, Paris, Série II* 316, 69-75.
- Fournou, J.-P., Roussel, J., 1994. Imaging Moho depth at Madagascar through the inversion of gravity data: geodynamical implications. *Terra Nova* 6, 512-519.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bulletin du BRGM IV*, 117-153.
- Inoue, El., 1986. A least square smooth fitting for irregularly spaced data: finite-element approach using cubic B-spline basis. *Geophysics* 51.
- Karner, G.D., Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal Geophysical Research* 88, 10349-10447.
- Kutina, J., 1972. La tectonique de Madagascar et son rôle dans la métallogénie et l'exploration minérale. Rapport Service Géologique de Madagascar, Antananarivo, Madagascar, 42p.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., Dautria, J.M., 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (central Sahara South Algeria) from gravity, thermal, and petrological data. *Tectonophysics* 152, 71-87.
- Nicollet, C., 1988. Metabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse, Université Clermont-Ferrand, France.
- Piqué, A., Bardintzeff, J.M., Bellon, H., Bignot, G., Brousse, R., Chorowicz, J., Chotin, P., Gioan, P., Laville, E., Plaziat, J.C., Raiiangoarivony, Rakotondraompiana, S., Rakotondrazafy, R., Rasamimanana, G., Razafindrazaka, Y., Regnault, J.M., Thouin, C., 1996. L'évolution géologique de Madagascar dans le cadre de la dislocation du Gondwana. Actes des journées scientifiques sur le rifting malgache. Résumé, Académie Malagasy, Antananarivo, Madagascar.
- Piqué, A., Laville, E., Chotin, P., Chorowicz, J., Rakotondraompiana, S., Thouin, C., 1999. L'extension à Madagascar du Néogène à l'Actuel: arguments structuraux et géophysiques. *Journal African Earth Sciences* 28 (4), 975-983.
- Piqué, A., Thouin, C., Bardintzeff, J.M., Bignot, G., Brousse, R.P., Chorowicz, J., Chotin, P., Gioan, P., Rakotondraompiana, S., Rasamimanana, G., Razafin-drazaka, Y., Laville, E., 1993. Madagascar, un rift naissant? Résumé, Réunion de la Société Géologique de France, Paris, France.
- Raillard, S., 1990. Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fractures associées: chaîne de Davie et ride du Mozambique. Thèse, Université de Pierre-et-Marie Curie, Paris, France, 234p.
- Rakotondrainibe, 1977. Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université Antananarivo, Madagascar.
- Rakotondraompiana, S., Rabemanana, V., 1996. Le rifting Karroo: apport de la télédétection et de la gravimétrie. Actes des journées scientifiques sur le rifting malgache. Résumé, Académie Malagasy, Antananarivo, Madagascar.
- Rasamimanana, G., Thouin, C., Bardintzeff, J.M., Bignot, G., Brousse, P., Chorowicz, J., Chotin, P., Gioan, P., Rakotondraompiana, S., Razafindrazaka, Y., Laville, E., Piqué, A., 1994. Les critères pétrologiques du rifting malgache. Résumé, Réunion Sciences de la Terre, Nancy, France.
- Rechenmann, J., 1981. La gravimétrie de Madagascar et sa relation avec la géologie. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université Paris Sud-Orsay, Paris, France.
- Regnault, J.M., 1996. Modèle structural du socle précambrien malgache dans le cadre de la tectonique des plaques. Actes des journées scientifiques sur le rifting malgache. Résumé, Académie Malagasy, Antananarivo, Madagascar.
- Ségoufin, J., Patriat, P., 1981. Reconstruction de l'océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bulletin Société Géologique France* 23, 603-607.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal fault in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645-648.

