

LA RIDE ASISMIQUE DE KERGUELEN–HEARD — ANOMALIE DU GEOIDE ET COMPENSATION ISOSTATIQUE

MAURICE RECQ et PHILIPPE CHARVIS

Département de Géologie Dynamique, Groupe d'Etude de la Marge Continentale (UA 719 du CNRS), Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 (France)
Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Centre de Nouméa, Boîte Postale A5, Nouméa Cedex (Nouvelle Calédonie)

(Reçu le 24 mars, 1986; révisé et accepté le 11 octobre, 1986)

Abstract

Recq, M. et Charvis, P., 1987. La ride asismique de Kerguelen–Heard — Anomalie du géoïde et compensation isostatique (The Kerguelen–Heard aseismic ridge — Geoid anomaly and isostatic compensation). *Mar. Geol.*, 76: 301–311.

Gravity surveys implemented throughout the Kerguelen Archipelago and the Kerguelen–Gaussberg Ridge (southern Indian Ocean) showed that both features are isostatically compensated regarding the deep ocean basins nearby. The crustal thickness derived from refraction lines is only 16 km below the Kerguelen Archipelago, precluding an Airy-type compensation with a 23 km deep crustal root. Early investigations demonstrated that the Kerguelen Ridge and its symmetrical features with respect to the East Indian Ridge, Broken Ridge, have originated near a spreading centre by an anomalous volcanism related to a ridge jump on hot lithosphere; this also precludes the isostatic compensation by the deflection of a rigid plate. Geoid anomaly studies and deep seismic soundings show that the compensation may be achieved by low-density material within the upper mantle. The compensation level is 50 km deep. Extraction of basalt from the mantle may be involved in the origin of the depleted mantle and of the unusual thickness of layer 2 below Kerguelen, i.e. 9.5 km instead of roughly 2 km within a "normal" oceanic crust.

Résumé

Les mesures gravimétriques effectuées dans l'archipel de Kerguelen et sur la ride de Kerguelen–Gaussberg dans l'océan Indien austral ont montré que le plateau sous-marin de Kerguelen était isostatiquement compensé par rapport aux bassins océaniques environnants. Cependant, d'après la réfraction sismique, l'épaisseur de la croûte n'est que de 16 km environ sous l'archipel de Kerguelen, ce qui exclut une compensation de type Airy nécessitant une croûte de 23 km d'épaisseur. Des études antérieures ont montré que le plateau sous-marin de Kerguelen et Broken Ridge, symétrique de Kerguelen par rapport à la dorsale est-indienne, ont été créés à proximité d'un centre d'expansion par un volcanisme anormal lié à un saut de dorsale sur de la lithosphère chaude, ce qui exclut donc également la compensation par déflexion d'une plaque rigide. L'étude des anomalies du géoïde et de la structure profonde de la croûte montre que la compensation isostatique peut être réalisée par la présence d'un manteau "léger", ce que confirme la faible vitesse des ondes P_n : 7.95 km s^{-1} , sous Kerguelen. Le niveau de compensation est situé à 50 km de profondeur. L'extraction de basalte du manteau serait à l'origine à la fois de la faible densité du manteau ainsi appauvri et de la forte épaisseur de la couche 2 sous Kerguelen, 9.5 km au lieu de 2 km environ pour une croûte océanique "normale".

Introduction

Des mesures gravimétriques (114 points) ont été effectuées par Rouillon (1963) dans l'archipel de Kerguelen (océan Indien austral, Terres Australes et Antarctiques Françaises). Une carte des anomalies de Bouguer a été dessinée avec l'hypothèse d'une densité moyenne de croûte de 2.67 (Rouillon, 1963; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986). Nous discuterons dans cet article des conditions d'équilibre isostatique de l'archipel de Kerguelen et de la ride Kerguelen-Heard.

Les valeurs moyennes des anomalies à l'air libre et de Bouguer, respectivement +50 et +46 mGal sont faibles pour une île océanique dont le plus important volcan, le Mont Ross, culmine à 1850 m d'altitude; par contre, elles sont proches de celles calculées par Houtz et al. (1977): +50 mGal dans le bassin de Crozet et +60 mGal sur le profil A-A' traversant la ride de Kerguelen-Gaussberg (Fig.1). Ces observations montrent que l'archipel et la ride de Kerguelen sont compensés localement. La campagne océanographique effectuée sur la ride de Kerguelen-Gaussberg, au sud de l'archipel, par le Bureau of Mineral Resources de Canberra (Australie) en mars-avril 1985, ainsi que l'étude des anomalies gravimétriques déduites des données altimétriques du satellite Seasat ont confirmé ces résultats (R. Coffin, *commun. pers.*, 1986). Selon Houtz et al. (1977), la ride de Kerguelen est compensée au sens d'Airy par une racine de croûte de 23 km de profondeur (Fig.1), sans toutefois exclure d'autres modes de compensation, en l'absence à cette époque de données sur la structure profonde de la ride.

Les premières expériences de réfraction sismique effectuées dans l'archipel de Kerguelen en mars 1983 par l'Administration des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF), le Groupe d'Étude de la Marge Continentale (Univ. P. et M. Curie, Paris, UA 718 du CNRS) et le laboratoire de Sismologie de l'Institut de Physique du Globe de Paris (LA 195 du CNRS) ont montré que la structure de l'archipel de Kerguelen était celle d'une croûte océanique

épaisse et que la profondeur maximum de la discontinuité de Moho par rapport au niveau de la mer est de 16-17 km dans cette région (Recq et al., 1983; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1985, 1986).

Les rides asismiques de l'océan Indien austral, sauf le domaine sud du plateau de Madagascar, sont en équilibre isostatique local au sens d'Airy par rapport aux bassins océaniques profonds environnants (Hales et Nation, 1973; Recq et Goslin, 1981; Sinha et al., 1981; Recq, 1983; Goslin et al., 1985). Recq et Goslin (1981) ont montré que la profondeur de la mer h_0 est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la croûte h_C pour les structures du Sud-Ouest de l'océan Indien (dorsales exclues) et que les points (h_0 , h_C) se placent sur l'une des deux droites: $h_C = -3.98 h_0 + 23.38$ et $h_C = -5.59 h_0 + 32.65$ correspondant à des densités moyennes de croûte respectivement de 2.68 et de 2.82. Bien que la densité moyenne de la croûte à Kerguelen déterminée à partir de la réfraction sismique soit égale à 2.68 (Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986), confirmant l'hypothèse de Rouillon (1963) qui a calculé les anomalies de Bouguer avec une densité égale à 2.67, le point figuratif (0.16) correspondant à Kerguelen ne se place sur aucune des droites d'équilibre isostatique au sens d'Airy (Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986). La compensation au sens d'Airy serait réalisée avec une croûte de 23 km d'épaisseur (si $h_0 = 0$ km, $h_0 = 23.4$ km), valeur déjà publiée par Houtz et al. (1977). L'épaisseur de la croûte sous l'archipel de Kerguelen n'étant que de 16 km au plus, et seulement de 13 km sur sa bordure orientale, il faut envisager une hypothèse différente de celle d'Airy pour expliquer la compensation isostatique de la ride de Kerguelen-Gaussberg.

Anomalies du géoïde

Les satellites altimétriques Geos 3 puis Seasat ont fourni un ensemble homogène de mesures de l'anomalie du géoïde par rapport à un ellipsoïde de référence qui pallie l'absence de profils gravimétriques dans la plus grande partie de l'océan Indien austral. Les anomalies

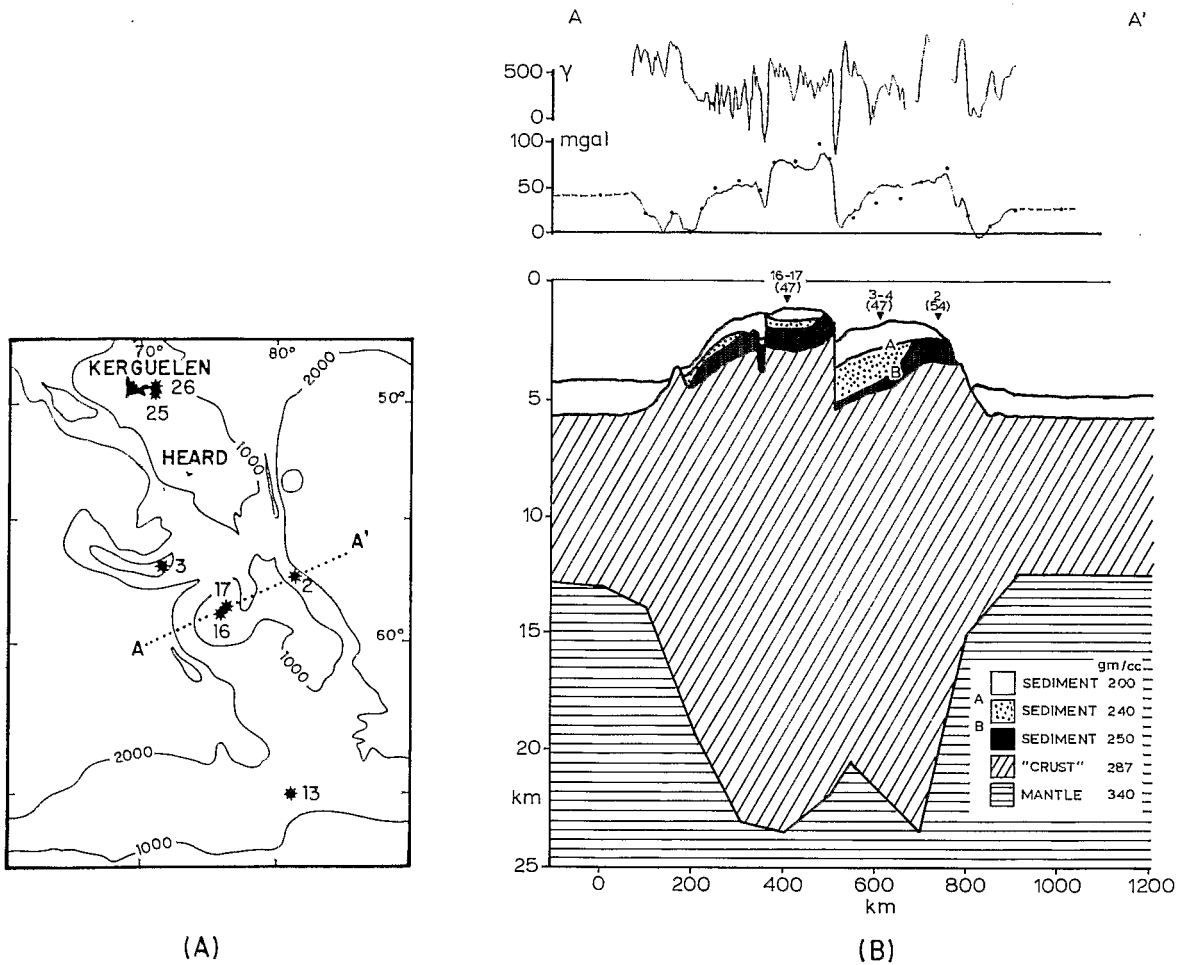


Fig.1. (a) Carte schématique du plateau de Kerguelen-Gaussberg montrant le profil gravimétrique A-A' et les bouées réfraction réalisés lors des campagnes océanographiques du R/V *Eltanin*. Les isobathes sont en mètres. (b) Anomalies magnétiques, anomalies gravimétriques à l'air libre et structure de la ride de Kerguelen-Gaussberg le long du profil A-A' d'après Houtz et al. (1977).

Fig.1. (a) Simplified map of the Kerguelen-Gaussberg Ridge showing the location of the gravity profile A-A' the sonobuoys stations implemented during the R/V *Eltanin* cruises and the bathymetric contours. Depths are in metres. (b) Magnetic anomaly and free-air gravity profiles and structural cross-section of the Kerguelen-Gaussberg Ridge along line A-A' after Houtz et al. (1977).

du géoïde sont en relation avec la topographie des fonds sous-marins et des structures superficielles pour des longueurs d'onde inférieures à 800 km, contrairement aux anomalies de grande longueur d'onde qui ont une origine profonde (au niveau de la lithosphère inférieure).

En juillet 1984, lors de la campagne océano-

graphique MDFLUX-INDIVAT réalisée par le Groupe d'Etude de la Marge Continentale et Bullard Laboratories de l'Université de Cambridge pendant un transit du N/O *Marion Dufresne* (TAAF) dans les îles Crozet, Kerguelen et Amsterdam, deux profils bathymétriques ont été effectués (Fig.3): le premier (I) dans le bassin de Crozet en direction de

Kerguelen, et le second (II) entre Kerguelen et l'île Amsterdam. L'objet principal de cette campagne était la réalisation de mesures de flux thermique sur le plateau sous-marin de Crozet et dans le bassin océanique du même nom (Courtney et Recq, 1986). De part et d'autre de Kerguelen, les profils de l'anomalie du géoïde associés à la bathymétrie ont été tracés en utilisant les cartes fournies par l'Université de Cambridge (Fig.4). L'anomalie du géoïde sur le plateau de Kerguelen est de l'ordre de +7 m par rapport aux bassins océaniques environnants, elle est de +10 m sur le banc de Crozet, à proximité de l'archipel. Le gradient de pente de cette anomalie est plus accentué sur le flanc occidental du plateau sous-marin de Kerguelen que vers le Nord-Ouest en direction de la dorsale est-indienne.

Haxby et Turcotte (1978) ont montré qu'il existait une relation simple entre l'anomalie du géoïde dh et la profondeur d'eau h_0 pour les reliefs localement compensés, ce qui est le cas pour Kerguelen. Leurs formules ont été établies pour des anomalies ayant une longueur d'onde supérieure à la profondeur de compensation. Pour un relief immergé compensé au sens d'Airy (Fig.2a):

$$dh = (\pi G/g)(\rho_c - \rho_0)2h_0 T + [(\rho_m - \rho_0)/(\rho_m - \rho_c)]h_0^2 \quad (1)$$

G =constante de la gravitation universelle égale à 6.67×10^{-8} (cgs), g =accélération de la pesanteur à l'endroit étudié, g est égal à 981 cm s^{-2} à 50° S . Les valeurs de densité moyenne de la croûte $\rho_c = 2.68$ et du manteau supérieur $\rho_m = 3.23$ ont été déterminées à partir des vitesses des ondes P sur les profils de réfraction à Kerguelen d'après les lois de Ludwig et al. (1970). La vitesse vraie des ondes P_n à Kerguelen n'est que de 7.95 km s^{-1} , d'où la faible densité du manteau supérieur, ρ_0 , densité de l'eau de mer égale à 1.03.

La colonne de référence T d'altitude nulle (les stations d'enregistrement sur les profils sismiques à Kerguelen étaient à une altitude moyenne de 0.1 km) a une hauteur de 16 km.

On a porté sur un graphique la variation de

l'anomalie dh en fonction de l'épaisseur de la couche d'eau h_0 sur les deux profils I et II réalisés de part et d'autre de l'archipel de Kerguelen (Fig.5). On remarque que la courbe théorique obtenue à partir de l'éq. 1 et des données sur la structure du plateau de Kerguelen-Heard ne rend pas compte des points observés. Ceci confirme que la compensation isostatique de Kerguelen ne peut être de type Airy, comme le laissait prévoir la profondeur anormalement faible, 14–16 km, de la racine de croûte sous l'archipel de Kerguelen.

Pour un relief compensé au sens de Pratt (Fig.2b):

$$dh = (\pi G/g)(\rho_r - \rho_0)Wh_0 \quad (2)$$

W =profondeur du niveau de compensation, ρ_r =densité moyenne de la colonne de référence de hauteur W et d'altitude nulle, $\rho_r = (16 \cdot 2.68 + z \cdot 3.23)/(16 + z)$, avec $W = 16 + z$.

La quantité dh/h_0 a été calculée pour chacun des profils par la méthode des moindres carrés. Pour le profil I: $dh/h_0 = 2.18$, et pour le profil II: $dh/h_0 = 1.24$.

Le Tableau 1 montre que la profondeur de compensation est de 50 km à une densité de la colonne de référence de 3.05 sur le profil I et de 30 km avec une densité de 2.93 pour la colonne de référence sur le profil II. La différence de résultats entre les deux profils est significative et peut être en partie expliquée par le fait que le profil I d'orientation NW-SE perpendiculaire à la direction générale d'expansion de la dorsale est-indienne est situé la lithosphère

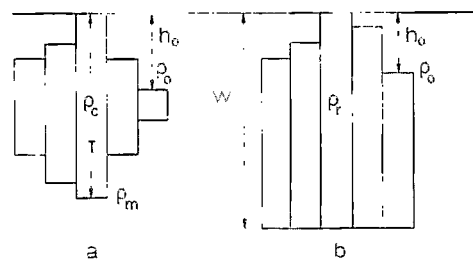


Fig.2. Modèles de compensation isostatique selon Airy (a) et Pratt (b).

Fig.2. The Airy (a) and Pratt (b) models of isostatic compensation.

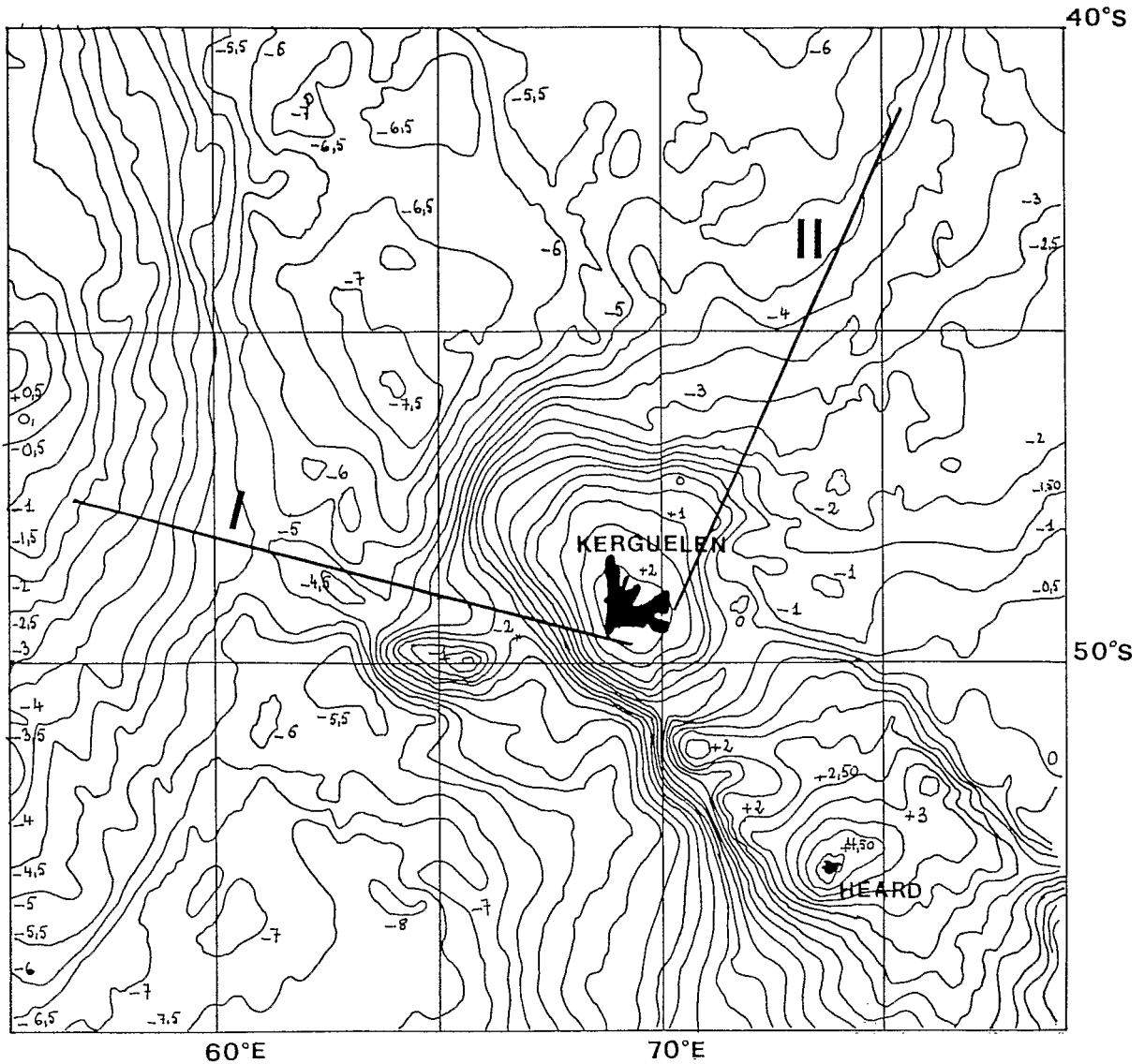


Fig.3. Carte des anomalies du géoïde tracée à partir des données du satellite altimétrique Seasat au voisinage du plateau de Kerguelen. L'équidistance des courbes est de 0.5 m (R. Courtney, commun. pers., 1986). Les profils I et II sont indiqués par des segments de droites.

Fig.3. Geoid anomaly map derived from Seasat satellite altimeter data in the vicinity of the Kerguelen Ridge. Anomalies are contoured every 0.5 m (R. Courtney, pers. commun., 1986). Heavy lines denote profiles I and II.

ancienne (65 Ma) du bassin de Crozet dont l'âge varie peu sur ce profil. Il n'en est pas de même pour le profil II orienté approximativement en direction de l'axe d'expansion, vers une lithosphère plus jeune, donc moins épaisse et moins dense.

Sous le bassin de Crozet, la densité moyenne

de la croûte de 8 km d'épaisseur est de 2.76 et celle du manteau est de 3.35. Ces valeurs sont proches de celles (respectivement 2.75 et 3.31) d'une croûte océanique "standard" pour l'océan Indien austral (Recq, 1983). Si l'on calcule le poids d'une colonne de 50 km de hauteur et de section unité sous le bassin de

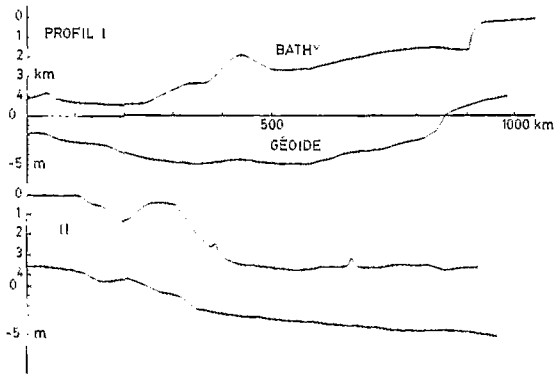


Fig.4. Corrélation entre la bathymétrie et l'anomalie du géoïde sur les profils I et II.

Fig.4. Correlation between bathymetry and geoid anomaly on profiles I and II.

TABLEAU 1

Relation entre W et dh/h_0 selon l'hypothèse de Pratt. W = profondeur de compensation; dh = anomalie du géoïde; h_0 = épaisseur d'eau

W	z	ρ_c	dh/h_0
20	4	2.75	0.75
30	14	2.93	1.22 Profil II
31	15	2.94	1.26
40	24	3.01	1.69
50	34	3.05	2.16 Profil I
60	44	3.08	2.63

Crozet (colonne I, Fig.6) et sous le plateau de Kerguelen-Heard (colonne II, Fig.6), on obtient dans les deux cas la même valeur: $1.53 \times 10^{-7} g$. A cette profondeur, ces structures sont bien en équilibre isostatique local l'une par rapport à l'autre. Sur le graphe (h_0, dh) de la Fig.5, les points correspondant aux faibles profondeurs d'eau (moins de 500 m), à proximité de l'archipel, se corrélaient mal avec les droites calculées selon les modèles de Pratt pour l'anomalie du géoïde de grande longueur d'onde. A une anomalie de grande longueur d'onde du géoïde associée à l'origine du plateau de Kerguelen-Heard se superpose une anomalie de plus courte longueur d'onde liée à la présence de l'archipel de Kerguelen et qui est probablement d'origine superficielle.

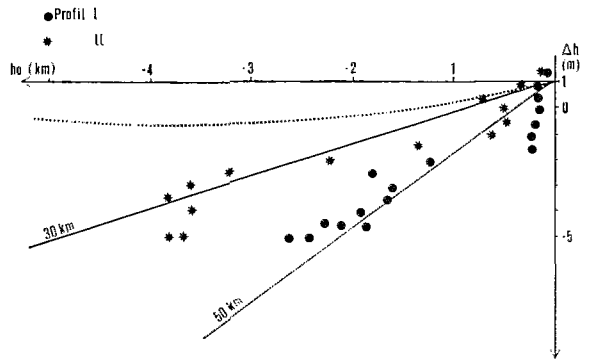


Fig.5. Relation entre l'anomalie du géoïde dh et l'épaisseur de la tranche d'eau h_0 . Le profil I est représenté par des points et le profil II par des astérisques. On a tracé les courbes d'équilibre isostatique au sens d'Airy (tiretées) et au sens de Pratt (droites) pour les profondeurs de compensation de 50 km (profil I, bassin de Crozet) et de 30 km (profil II, Nord-Est de Kerguelen).

Fig.5. Geoid anomaly dh water-depth h_0 plot for profile I (marked by solid circles) and profile II (marked by asterisks). Dotted line denotes geoid anomaly as a function of water depth according to the Airy model, and heavy lines according to the Pratt model for compensation depth of 50 km (profile I, Crozet Basin) and 30 km (profile II, north-east of Kerguelen).

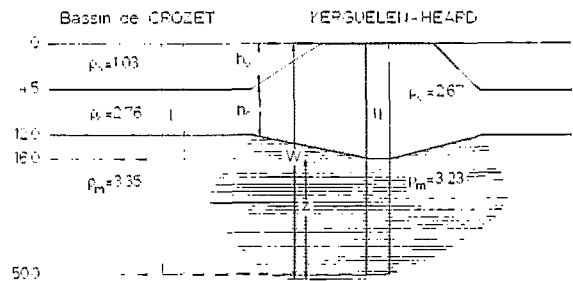


Fig.6. Coupe schématique du bassin de Crozet et du plateau de Kerguelen-Heard montrant l'épaississement de la croûte sous la ride assismique et la zone de faible densité du manteau (Francis et Raitt, 1967; Goslin et al., 1981; Recq, 1983; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986, and cet article). Les densités ont été déterminées à partir de la vitesse des ondes P selon les lois de Ludwig et al. (1970).

Fig.6. Schematic cross-section of the Crozet basin and the Kerguelen-Heard Ridge showing the crustal thickening toward the Ridge and the low-density zone within the mantle (Francis et Raitt, 1967; Goslin et al., 1981; Recq, 1983; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986, and this paper). Densities derived from P wave velocities using the Ludwig et al. (1970) relation.

Discussion

Un épaississement de la croûte provoque par réajustement isostatique à la fois une diminution d'épaisseur de la couche d'eau et une anomalie du géoïde. L'équilibre isostatique local étant assuré, l'épaississement de la croûte océanique de 6–15 km ne produit qu'une anomalie du géoïde dh égale à 1.7 m seulement pour une diminution de la profondeur d'eau h_0 de 2 km, soit un rapport dh/h_0 sensiblement égal à 0.8 m km^{-1} (Courtney et Recq, 1986). Ce même rapport calculé pour chacun des profils I et II, respectivement 2.18 et 1.24 est supérieur à celui calculé pour un épaississement de la croûte océanique (0.8 m km^{-1}). De même que pour le plateau sous-marin de Crozet, l'anomalie régionale du géoïde de grande longueur d'onde, +7 m environ, par rapport aux bassins océaniques voisins est beaucoup plus importante que celle calculée, +1.7 m, pour un simple épaississement de la croûte. L'origine des 5 m excédentaires est à rechercher dans des phénomènes plus profonds. Les expériences de sismique réfraction ont montré que la racine de croûte sous l'archipel de Kerguelen ne s'enfonce que de 2 à 3 km par rapport à la profondeur du Moho sous une croûte océanique "standard" (Fig.7) de l'océan Indien austral (Recq, 1983). Cette petite racine ne créerait une anomalie du géoïde inférieure à +1 m et elle ne peut seule assurer la compensation isostatique locale de la ride de Kerguelen.

On peut considérer certains reliefs sous-marins non compensés localement, comme des surcharges ponctuelles posées sur la lithosphère qui se déformerait alors de façon élastique. Cazenave et al. (1980) ont évalué à partir de l'anomalie du géoïde associée, la rigidité flexurale et l'épaisseur de la lithosphère assimilée à une plaque homogène élastique. La valeur de la rigidité flexurale de la plaque supportant le plateau de Kerguelen-Heard est élevée: $1 \times 10^{30} \text{ dyn cm}$, ce qui correspond à une lithosphère âgée d'au moins 80 Ma lors de la mise en place de la surcharge.

Les anomalies magnétiques 32 et 33 (75–80 Ma) ont été reconnues dans le bassin de Crozet

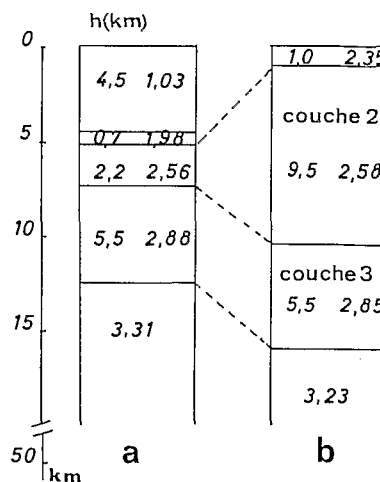


Fig.7. Comparaison entre la croûte océanique "standard" de l'océan Indien et la structure du plateau de Kerguelen. L'épaississement de la croûte sous Kerguelen provient de la croûte 2 qui passe de 2.2 à 9.5 km.

Fig.7. Comparison between the "standard" oceanic crust of the Indian Ocean and the structure of the Kerguelen Ridge. The crustal thickening is caused by layer 2 inflating from 2.2 to 9.5 km thick.

au Sud-Ouest de la ride de Kerguelen-Heard, ce qui conduit à une mise en place très récente. Ce résultat semble improbable, les âges maximaux des roches magmatiques des îles Kerguelen et Heard sont respectivement de 42 Ma (Giret, 1983) et de 50 Ma (Quilty et al., 1983), alors que l'âge des premiers dépôts pélagiques sur le plateau sous-marin de Kerguelen est de 100 Ma (Fröhlich et al., 1983; Wicquart et Fröhlich, 1986). Il ne semble donc pas que le plateau de Kerguelen puisse être considéré comme une surcharge pure sur une lithosphère homogène et élastique.

L'âge maximal des roches magmatiques de Kerguelen et de l'île Heard: 42 Ma, voisin de celui du plancher océanique du bassin australo-antarctique situé entre la ride aiséismique et la dorsale est-indienne où les anomalies magnétiques 17 et 18 (40 et 42 Ma) ont été reconnues (McKenzie et Sclater, 1971; Schlich, 1975; Houtz et al., 1977), suggère une mise en place de la ride synchrone de la création de la lithosphère océanique au voisinage de la

dorsale est-indienne. La surcharge provoquée par la mise en place de la ride asismique sur une lithosphère encore peu rigide ne peut être compensée par la déflexion de la lithosphère considérée comme rigide et élastique. Nous avons vu plus haut pourquoi l'hypothèse de la compensation de la ride de Kerguelen-Heard au sens d'Airy ne pouvait être retenue. Le tableau précédent ainsi que la Fig.6 montrent que la profondeur de compensation sous le plateau sous-marin de Kerguelen-Heard atteint 50 km, c'est-à-dire largement dans le manteau supérieur. L'équilibre isostatique est par conséquent assuré dans sa plus grande partie par un manteau de faible densité, jusqu'à cette profondeur (Fig.6). Cette hypothèse déjà évoquée pour la compensation de la ride de Walvis (Angevine et Turcotte, 1980), le plateau des Aiguilles (Angevine et Turcotte, 1983; Turcotte et Harris, 1984), la ride d'Hawaï (Crough, 1978) et la ride du 90°E (Bowin, 1973), est confirmée par la faible vitesse vraie des ondes P_n : 7.95 km s⁻¹, à Kerguelen qui est inférieure à celle des ondes P_n dans l'océan Indien sud: 8.11 km s⁻¹ (Francis et Shor, 1966; Recq et Goslin, 1981). Selon les lois empiriques de Ludwig et al. (1970), 7.95 km s⁻¹ correspond à une densité de 3.23 et 8.11 km s⁻¹ à 3.31, soit un déficit de masse de 2.4% pour les 34 premiers kilomètres de la lithosphère sous la croûte océanique de la ride de Kerguelen-Heard.

Si la compensation du plateau sous-marin de Kerguelen est assurée par un manteau de faible densité, l'origine de ce manteau "anormal" sous cette ride asismique peut être discutée. La présence d'une zone de convection ascendante entreprendrait un manteau de faible densité à la base de la lithosphère (Roufousse et al., 1981) et probablement un flux thermique élevé dans cette région. La ride serait donc au moins partiellement compensée à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur par un manteau anormalement chaud. Cette hypothèse semble vérifiée sur la partie orientale du plateau sous-marin de Crozet par l'existence d'une importante anomalie thermique de grande longueur d'onde (Courtney et Recq, 1986).

McKenzie et al. (1980) ont montré que ces zones de courants ascendants sous l'océan Pacifique étaient en relation avec les points hauts du géoïde et de la topographie du fond. Des phénomènes analogues pourraient être à l'origine de la faible profondeur des fonds océaniques, 0.8-1.0 km, entre l'archipel de Kerguelen et l'île Heard.

Selon Angevine et Turcotte (1983), la compensation isostatique sous le plateau des Aiguilles est réalisée par un changement de composition du manteau supérieur. O'Hara (1975), Boyd et McCallister (1976) ont montré qu'un manteau appauvri est moins dense de 1-3% qu'un manteau "normal". Le déficit de densité du manteau sous Kerguelen est de 2.4%, donc du même ordre que pour un manteau appauvri. La compensation isostatique de Kerguelen est alors assurée par un manteau de faible densité, appauvri par extraction de basalte nécessaire à la construction de la ride de Kerguelen-Heard.

Les îles Kerguelen sont formées en presque totalité par des roches basaltiques (Nougier, 1970) créant ainsi de vastes entablements tholéitiques transitionnels et alcalins (Giret, 1983). Sur l'île Heard, toutes les roches magmatiques appartiennent à la série basaltique alcaline. Il existe aussi bien sur l'archipel de Kerguelen que sur l'île Heard une activité volcanique actuelle comme le montrent les fumerolles et les sources hydrothermales. Le volcan Big Ben dans l'île Heard est même entré en éruption en janvier 1985. En mer, sur le plateau de Kerguelen-Heard, la présence au niveau des hauts-fonds d'anomalies magnétiques de fortes amplitudes et de courtes longueurs d'onde montre la nature basaltique du socle (Schlich, 1975, 1982; R. Coffin, commun. pers., 1986).

Il est vraisemblable que l'extraction du basalte nécessaire à la construction de la ride de Kerguelen-Heard soit à l'origine de l'appauvrissement du manteau, donc de la diminution de sa densité. Les expériences de réfraction à Kerguelen ont montré que l'épaississement de la croûte était causé principalement par la couche 2 océanique qui passe de 2-3 km à 9 km d'épaisseur sous l'archipel de Kerguelen

(Recq et al., 1983; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1985, 1986). La structure de la croûte à Kerguelen a été comparée à une structure "type" de la croûte océanique sous les bassins profonds de l'océan Indien (Recq, 1983) déterminée à partir des données de réfraction déjà publiées dans la littérature. Les résultats obtenues sont résumés par la Fig.7. On remarque que les épaisseurs et la densité de la couche 3 sont comparables dans les deux modèles. Les densités de la couche 2 à Kerguelen et dans la croûte océanique de référence sont comparables, mais l'épaisseur de cette couche passe de 2.2 à 9.5 km sous Kerguelen (Recq et al., 1983; Charvis, 1984; Recq et Charvis, 1986). Pour un niveau de compensation W , l'équilibre isostatique local au sens de Pratt sera réalisé entre les modèles définis sous un bassin océanique "standard" et sous la ride de Kerguelen-Heard (Fig.7) si les conditions suivantes sont satisfaites:

$$h_0\rho_0 + h_1\rho_1 + h_2\rho_2 + h_3\rho_3 + [W - (h_0 + h_1 + h_2 + h_3)]\rho_m = h'_1\rho'_1 + h'_2\rho'_2 + h'_3\rho'_3 + [W - (h'_1 + h'_2 + h'_3)]\rho_{mx}$$

$$h_0 = 4.5 \quad \rho_0 = 1.03$$

$$h_1 = 0.7 \quad \rho_1 = 1.98 \quad h'_1 = 2.35 \quad \rho'_1 = 2.35$$

$$h_2 = 2.2 \quad \rho_2 = 2.56 \quad h'_2 = 9.5 \quad \rho'_2 = 2.58$$

$$h_3 = 5.5 \quad \rho_3 = 2.88 \quad h'_3 = 5.5 \quad \rho'_3 = 2.85$$

$$\rho_m = 3.31$$

$$\text{soit: } 27.493 + (W - 12.9) 3.31 = 42.535 + (W - 16)$$

$$\rho_{mx}. \text{ En prenant } W = 50 \text{ km, } \rho_{mx} = 3.17.$$

la valeur de ρ_{mx} ainsi calculée est même légèrement inférieure à celle déduite de la sismique réfraction. Les conditions d'équilibre isostatique local au sens de Pratt de la ride de Kerguelen, liées à l'épaississement de la couche 2 sous Kerguelen impliquent bien un manteau de faible densité sous cette structure.

Les roches volcaniques constituant la ride de Walvis et l'archipel de Kerguelen ont des propriétés géochimiques très voisines, en particulier les isotopes du Nd et du Sr (Richardson et al., 1982). Dans ces deux cas, la source du magma se trouve dans une zone du manteau dite enrichie (Dosso et Murthy, 1980; Richardson et al., 1982). Selon Richardson et al. (1982), les basaltes de la ride de Walvis proviendraient d'une fusion partielle du manteau supérieur

dont l'hétérogénéité serait liée à l'introduction de petites quantités de fluides métasomatiques. La présence de fluide augmente le degré de fusion partielle au niveau de la dorsale, créant une croûte anormalement épaisse et laisse une zone appauvrie dans le manteau (Angevine et Turcotte, 1983). L'existence d'un point chaud en relation avec le volcanisme du plateau de Kerguelen est fortement improbable (Goslin et al., 1981; Giret, 1983; Wicquart, 1983). L'étude des anomalies magnétiques montre que les rides asismiques de Kerguelen et de Crozet se sont certainement formées à proximité d'un centre d'expansion par un volcanisme anormal (McKenzie et Sclater, 1971; Schlich, 1975; Goslin, 1981; Goslin et al., 1981; Mutter et Cande, 1983). L'hypothèse proposée pour la ride de Walvis (Richardson et al., 1982) semble s'appliquer assez bien au plateau de Kerguelen. Le manteau supérieur localement enrichi et hétérogène (par contamination par des fluides métasomatiques) subit un taux de fusion relativement important à proximité de la dorsale. Ceci entraîne l'accumulation d'une grande quantité de laves génératrices du relief et d'une zone anormalement légère dans le manteau, contribuant ainsi à l'équilibre isostatique de la structure ainsi formée.

Conclusion

La compensation isostatique locale du plateau de Kerguelen-Heard est principalement du type Pratt et est assurée par la présence de matériel de faible densité dans le manteau superficiel jusqu'à 50 km de profondeur.

Malheureusement, nous ne disposons pas de mesures de flux de chaleur sur le plateau de Kerguelen-Heard; l'hypothèse de courants de convection sous cette structure n'est pas à exclure. Elle permettrait d'expliquer la présence d'un volcanisme actuel sur le plateau de Kerguelen-Heard sans pour cela faire intervenir un point chaud. Cependant, la présence d'un manteau appauvri par l'extraction de basalte formant le socle de la ride de Kerguelen est une hypothèse séduisante qui s'ac-

corde bien avec des faits géologiques et géophysiques indiscutables.

Remerciements

Nous remercions l'Administration des Terres Australes et Antarctiques Françaises, le laboratoire de Sismologie de l'Institut de Physique du Globe de Paris et les Bullard Laboratories (Department of Earth Sciences) de l'Université de Cambridge qui ont rendu possible ce travail. Nous remercions également Gaston Rouillon pour la mise à notre disposition de données complémentaires concernant la gravimétrie à Kerguelen.

Ce travail fait partie du programme "rides asismiques, géoïde et courants de convection" de l'ATP "Transferts" de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU), contrats 1533 et 1569.

Contribution GEMC n° 349.

Bibliographie

- Angevine, C.L. et Turcotte, D.L., 1980. On the compensation mechanism of the Walvis Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 7: 477-479.
- Angevine, C.L. et Turcotte, D.L., 1983. Correlation of geoid and depth anomalies over the Agulhas Plateau. *Tectonophysics*, 100: 43-52.
- Bowin, C., 1973. Origin of the Ninety East Ridge from studies near the Equator. *J. Geophys. Res.*, 78: 6029-6043.
- Boyd, F.R. et McCallister, R.H., 1976. Densities of fertile and sterile garnet periodotites. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 509-512.
- Cazenave, A., Lago, B., Dominh, K. et Lambeck, K., 1980. On the response of the ocean lithosphere to seamounts loads from Geos 3 satellite radar altimeter observations. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 63: 233-252.
- Charvis, P., 1984. Etude de la structure profonde de deux rides asismiques de l'océan Indien: les plateaux sous-marins de Kerguelen Heard et de Crozet. Thèse de 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris. 125 pp.
- Courtney, R.C. et Recq, M., 1986. Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 373-384.
- Crough, S.T., 1978. Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 55: 451-469.
- Dosso, L. et Murthy, V.R., 1980. A Nd isotopic study of the Kerguelen Islands: influence on enriched oceanic mantle sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 268-276.
- Francis, T.J.G. et Raitt, R.W., 1967. Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 72: 3015-3041.
- Francis, T.J.G. et Shor, G.G., 1966. Seismic refraction measurements in the northwest Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 72: 3015-3041.
- Fröhlich, F. et l'Équipe Scientifique de MD 35, 1983. Mise en évidence d'une série sédimentaire pélagique du Paléocène et du Crétacé supérieur sur le plateau de Kerguelen: résultats préliminaires de la campagne océanographique MD35/D.R.A.K.A.R. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290: 139-142.
- Girret, A., 1983. Le plutonisme océanique intra-plaque: exemple de l'archipel Kerguelen (TAAF). *Com. Natl. Fr. Rech. Antarct.*, 54: 290 pp.
- Goslin, J., 1981. Etude géophysique des reliefs asismiques de l'océan Indien occidental et austral. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 267 pp.
- Goslin, J., Recq, M. et Schlich, R., 1981. Mise en place et évolution des plateaux sous-marins de Madagascar et de Crozet. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6: 609-618.
- Goslin, J., Diamant, M., Bulot, A. et Stephan, M., 1985. Réponse isostatique de la lithosphère dans le domaine sud du plateau de Madagascar (Océan Indien occidental). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 199-206.
- Hales, B.C. et Nation, J.B., 1973. A seismic refraction study in the southern Indian Ocean. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63: 1951-1966.
- Haxby, W.F. et Turcotte, D.L., 1978. On isostatic geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 83: 5473-5478.
- Houtz, R.E., Hayes, D.E. et Markl, R.G., 1977. Kerguelen Plateau bathymetry, sediment distribution. *Mar. Geol.*, 25: 95-130.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E. et Drake, C.L., 1970. Seismic refraction. En: A.E. Maxwell (Rédacteur). *The Sea*, 4. Wiley, New York, N.Y., pp.53-64.
- McKenzie, D.P. et Sclater, J.G., 1971. The evolution of Indian Ocean since late Cretaceous. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 25: 457-528.
- McKenzie, D.P., Watts, A., Parsons, B. et Roufosse, M., 1980. Planform of mantle convection beneath the Pacific Ocean. *Nature*, 288: 442-446.
- Mutter, J.C. et Cande, S.C., 1983. The early opening between Broken Ridge and Kerguelen Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65: 369-376.
- Nougier, J., 1970. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des îles Kerguelen (TAAF). *Com. Natl. Fr. Rech. Antarct.*, 27: 246 pp.
- O'Hara, M.J., 1975. Is there an Icelandic mantle plume? *Nature*, 253: 708-710.
- Quilty, P.G., Shafik, S., McMinn, A., Brady, H. et Clarke, I., 1983. Microfossil evidence for the age and environment of deposition of sediments on Heard and McDonald Islands. En: R.L. Oliver, P.R. James et J.B. Jago, (Rédacteurs). *Antarctic Earth Sciences. IVth Int. Symp. Earth Sci.*, Adelaide, S.A., Australian Acad. Sci. Publ., pp.635-639.

- Recq, M., 1983. Anomalies isostatiques sous le bassin de Crozet et la dorsale est-indienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6: 53-62.
- Recq, M. et Charvis, P., 1985. Deep seismic soundings in the Kerguelen Isles. *Terra Cognita*, 5: p.176.
- Recq, M. et Charvis, P., 1986. A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, Southern Indian Ocean. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 84: 529-559.
- Recq, M. et Goslin, J., 1981. Etude de l'équilibre isostatique dans le Sud-Ouest de l'océan Indien à l'aide des résultats de réfraction sismique. *Mar. Geol.*, 41: M1-M10.
- Recq, M., Charvis, P. et Hirn, A., 1983. Premières données sur la structure profonde de la ride de Kerguelen, d'après la réfraction sismique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297: 903-908.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J., Duncan, A.R. et Reid, D.L., 1982. Correlated Nd, Sr, and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of the mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 327-342.
- Roufousse, M., Parsons, B., McKenzie, D.P., et Watts, A., 1981. Geoid and depth anomalies in the Indian Ocean. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 62: p.389.
- Rouillon, G., 1963. Cartes des Anomalies Gravimétriques des Îles Kerguelen et Crozet. Documents de l'Administration des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF).
- Schlich, R., 1975. Structure et âge de l'océan Indien occidental. *Mém. Hors-Série, Soc. Géol. Fr.*, 6: 102 pp.
- Schlich, R., 1982. The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centres and oceanic basins. En: A.E.M. Nairn et F.G. Stehli (Rédacteurs), *The Ocean Basins and Margins*, 6. Plenum, New York, N.Y., pp.51-148.
- Sinha, M.C., Loudon, K.E. et Parsons, B., 1981. The structure of the Madagascar Ridge. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 66: 351-377.
- Turcotte, D.L. et Harris, R.A., 1984. Relationship between the oceanic geoid and the structure of the oceanic lithosphere. *Mar. Geophys. Res.*, 7: 177-190.
- Wicquart, E., 1983. Modèle lithostratigraphique du plateau de Kerguelen-Heard (océan Indien). Thèse de 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 135 pp.
- Wicquart, E. et Frohlich, F., 1986. La sédimentation sur le plateau de Kerguelen-Heard. Relations avec l'évolution de l'océan Indien au Cénozoïque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4: 569-574.