

# 5

## **ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET STRUCTURE DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HÉBRIDES**

*par Jean-Yves COLLOT et Alexander MALAHOFF*

### **INTRODUCTION - TRAVAUX ANTÉRIEURS ET IMPLANTATION DES PROFILS**

L'étude de la structure du système arc-fosse des Nouvelles-Hébrides, ainsi que de son évolution dans le temps, a nécessité, en complément des autres méthodes géophysiques, l'acquisition de données gravimétriques. Nous envisageons ici une étude préliminaire des données recueillies lors des campagnes EVA VI et VII.

Dans une première partie nous présenterons le cadre gravimétrique régional ainsi qu'un aperçu des travaux déjà réalisés dans cette région. L'analyse qualitative des données fera l'objet de la deuxième partie. Dans une troisième partie nous proposerons deux interprétations possibles des données gravimétriques en termes de structure de croûte et de manteau supérieur calées sur les données de la sismique réfraction.

### *Cadre gravimétrique régional*

Dans un premier temps, nous tenterons de définir l'environnement gravimétrique régional des Nouvelles-Hébrides en l'insérant dans le cadre du S.W. Pacifique.

Considéré depuis l'Asie du Sud-Est jusqu'à la fosse des Tonga, le Pacifique S.W. est une zone où les géodésiens et gravimétriciens ont décelé, grâce aux premières études du géoïde, dérivées des données de gravimétrie de surface puis des données satellite, l'existence d'un fort bombement positif du géoïde. Centré sur la Nouvelle-Guinée, il est caractérisé par une très grande longueur d'onde et une amplitude maximum voisine de 70 m (RAPP, 1969 ; GAPOSCHKIN and LAMBECK, 1971). Cette anomalie du géoïde évaluée en mètres exprime l'amplitude de la déformation de l'équipotentielle surface des océans, par rapport à un ellipsoïde de référence. Cette anomalie ainsi que l'anomalie à l'air libre évaluée en milligals par rapport au même ellipsoïde ne sont que deux représentations mathématiques d'un même phénomène : le champ gravifique newtonien. Les anomalies de ce champ sont produites par la répartition hétérogène de masses dans le sous-sol. Du point de vue interprétatif, nous pourrions noter que ce bombement du géoïde se corréle assez bien avec les zones de convergence de plaques dans cette région du globe.

Les données récentes d'altimétrie du satellite GEOS 3 (voir chap. VIII) ont permis de préciser considérablement l'allure de l'anomalie du géoïde et notamment de mettre en évidence des anomalies de courtes longueurs d'onde (quelques centaines de kilomètres). Deux maximums principaux se distinguent : l'un, centré sur la mer de Bismarck (Nouvelle - Guinée) atteint + 85 m, l'autre légèrement plus bas (+ 71 m) est localisé immédiatement à l'est des îles Vaté, Erromango et Tanna ; il affecte pratiquement tout le plateau Nord-Fidjien (une discussion sur la précision de ces données est envisagée dans le chapitre VIII). Sur la zone plateau Nord-Loyauté, arc des Nouvelles-Hébrides, le niveau moyen du géoïde est très élevé, et se situe en moyenne à + 65 m au dessus de l'ellipsoïde de référence (Fig. II-38). Les volcans se situent sur la courbe + 70 m alors que la fosse des Nouvelles-Hébrides est caractérisée au large de Vaté, Erromango, par une dépression d'environ 5 m par rapport au niveau moyen. Un gradient assez fort, soulignant la pente interne de la fosse est observé tout le long de l'arc au-delà de la région des îles Hunter et Matthew vers 175° E. L'anomalie du géoïde coïncidant avec la fosse, ainsi que le gradient caractérisant le flanc interne de la fosse s'interrompent au niveau des îles Mallicolo - Santo et de la zone d'Entrecasteaux. Cette anomalie orientée grossièrement N-S se retrouve au-delà de l'île Santo où elle s'élargit vers le nord. Dans la région sud de l'arc les courbes de niveau du géoïde orientées approximativement E-W dessinent une gouttière de très faible amplitude qui suit la fosse jusque vers 175° E. Remarquons que la largeur et la profondeur de la fosse diminuent d'ouest en est (HALUNEN, 1979) ; il se peut alors que la limite du filtre passe-bas lié à la méthode de restitution altimétrique soit atteinte vers 175° E. Il apparaît assez clairement que ces anomalies du géoïde de courte longueur d'onde ( $1/2\lambda \sim 200$  km) sont en corrélation avec la topographie ; elles ne semblent pas présenter de liaisons génétiques directes avec le phénomène de subduction étant donné qu'une subduction active est mise en évidence par la sismologie sous les îles Santo et Mallicolo.

Les anomalies à l'air libre moyennées par degré carré après inversion du géoïde altimétrique sont données sur la figure VIII-25, avec une précision de 6 à 12 mgal (RAPP, 1977). Moyennées sur 5° elles donnent un résultat très similaire aux valeurs annoncées par LERCH *et al.* (1977) ; le niveau gravimétrique régional moyen est de l'ordre de + 25 mgal sur la zone qui nous intéresse ici.

### *Levés et études gravimétriques antérieurs*

Depuis l'après guerre, un certain nombre de mesures gravimétriques ont été effectuées sur la région des Nouvelles-Hébrides, tant à bord de sous-marins qu'à bord de navires de surface.

- Dès 1948 le sous-marin U.S.S. CAPITAINE réalisa à l'aide d'un pendule des mesures ponctuelles dans la partie nord de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (WORZEL, 1965).

- L'existence de fortes anomalies de la gravité suggérées par les anomalies du géoïde mises en évidence sur la région des îles Salomon justifia l'expédition MONSOON de 1960 au cours de laquelle le R.V. ARGO réalisa des mesures gravimétriques continues dans toute la région des îles Salomon y compris le nord des Nouvelle-Hébrides (ROSE *et al.*, 1968).

- En 1967 l'expédition NOVA à bord du R.V. ARGO utilisant un gravimètre LaCoste et Romberg monté sur une plate-forme à la Cardan, réalisa un profil recoupant l'arc des Nouvelles-Hébrides au sud de l'île Vaté (SOLOMON and BIEHLER, 1969).

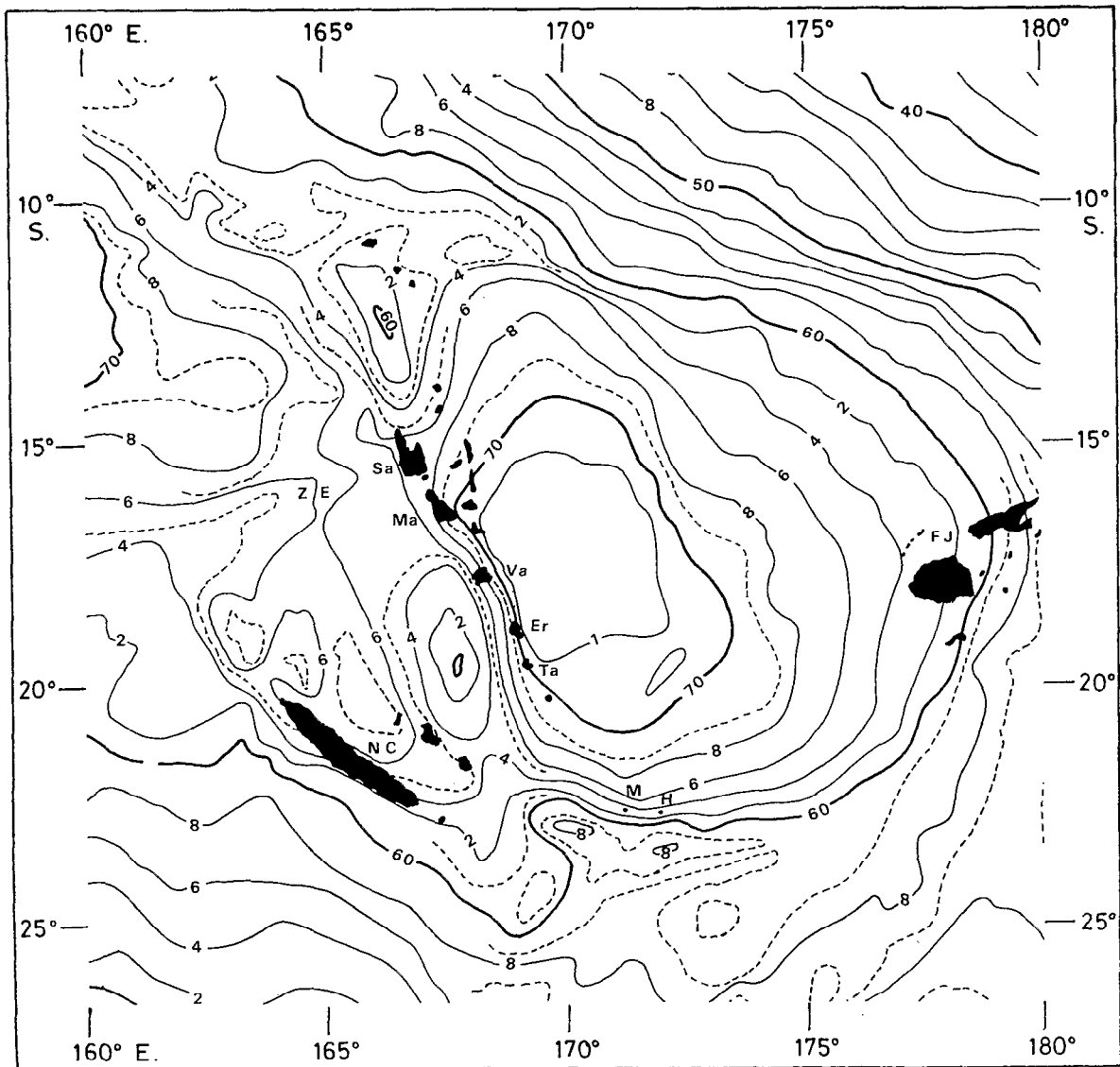


Fig. II-38 - Géométrie altimétrique (GEOS 3) exprimée en mètres. ZE = Zone d'Entrecasteaux; Sa = Santo; Ma = Mallicolo; Va = Vaté; Er = Erromango; Ta = Tanna; M = Matthew; H = Hunter; NC = Nouvelle-Calédonie; FJ = Fidji.

- En 1967, l'Université d'Hawaï réalisa en accord avec le Geological Survey des Nouvelles-Hébrides, les cartes gravimétriques et magnétiques de la plupart des îles de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (MALAHOFF, 1970).

- En 1971, le R.V. CHAIN équipé d'un gravimètre à corde vibrante effectua une série de profils sur l'ensemble des Nouvelles-Hébrides (LUYENDYK *et al.*, 1974).

- En 1971, le R.V. VITYAZ utilisant un gravimètre Graf-Askania monté sur une plate-forme stabilisée, réalisa deux profils dans la région Sud-Hébrides (KOGAN, 1976).

Il semble que l'expédition NOVA (1967) réalisée par le Massachusetts Institute of Technology et la Scripps Institution of Oceanography fut la première campagne comportant des installations destinées à enregistrer la gravité en continu, dont le but était d'étudier scientifiquement la zone de convergence de plaques des Nouvelles-Hébrides. Nous reviendrons ultérieurement sur le modèle gravimétrique proposé par SOLOMON et BIEHLER (1969). D'autre part, COLLOT et MISSEGUE (1977b) ont proposé un modèle de structure crustale pour la région comprise entre la Nouvelle-Calédonie et les Nouvelles-Hébrides.

### Implantation des profils gravimétriques

Jusqu'en 1976, aucune mesure de réfraction profonde de qualité n'avait été réalisée sur l'arc des Nouvelles-Hébrides. C'est au cours des campagnes EVA II et IV que les premiers profils de sismique réfraction utilisant les O.B.S. ont été réalisés dans la région où le système arc-fosse est le plus typique. Au même titre que ceux de la campagne EVA VII, ils ont été implantés sur les meilleurs profils de sismique réflexion multitraces. C'est vers cette époque que les données d'altimétrie du satellite GEOS 3 ont permis de visualiser avec une précision correcte l'anomalie du géoïde de cette région. Il devenait par conséquent important d'effectuer des mesures de gravimétrie marine pour d'une part, étudier les forts gradients situés à l'est et au sud de cette anomalie (voir chap. VIII) et d'autre part pour tenter de donner une image plus complète de la structure des Nouvelles-Hébrides et de déclicer, si elle existe, l'influence gravimétrique de la plaque subductée. A ces fins, quatre grands profils ont été réalisés au cours d'EVA VI et VII dans les secteurs où d'autres données géophysiques avaient déjà été recueillies (Fig. II-39).

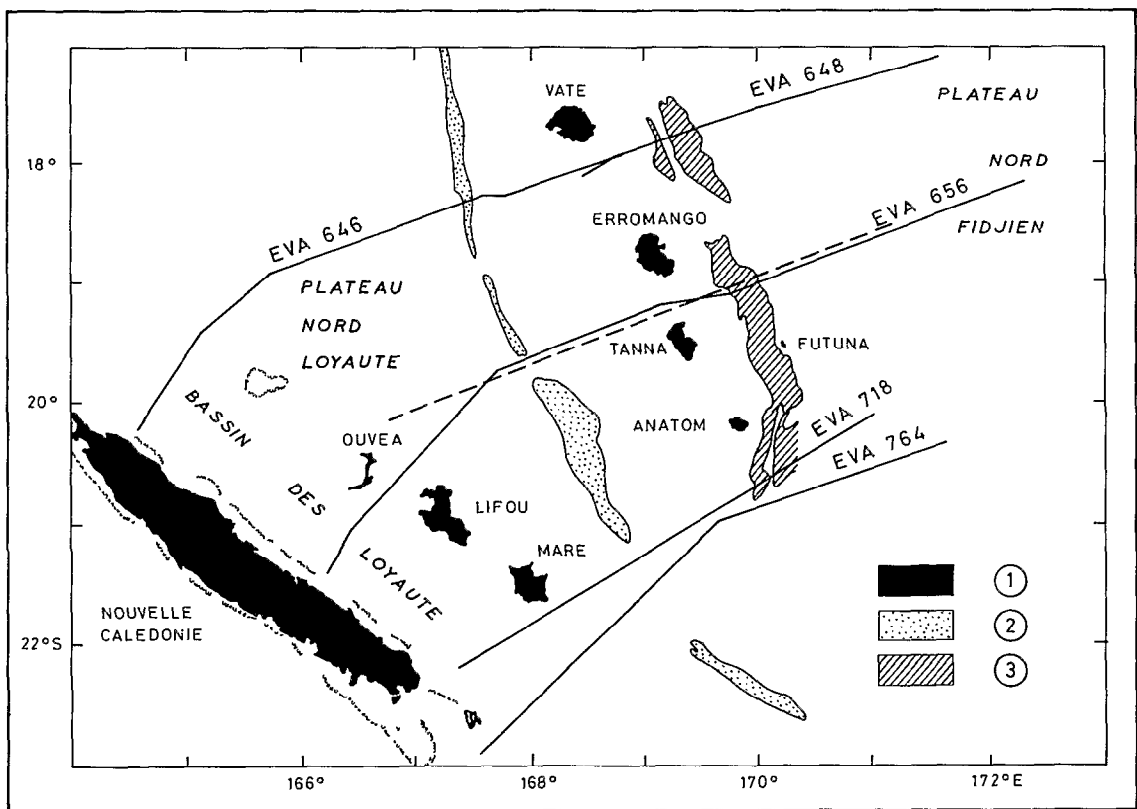


Fig. II-39 - Situation des profils gravimétrie-bathymétrie. (1) Terres émergées. (2) Fosse des Nouvelles-Hébrides - contour 6000 m. (3) Fossés arrière-arc - contour 2000 m. La ligne en pointillé indique la localisation des modèles gravimétriques discutés dans le texte.

Le matériel utilisé, la précision des résultats et le type de réduction effectué sont précisés dans l'Annexe II Gravimétrie marine. Il faut toutefois noter que l'on n'a pas tenu compte des réductions de l'effet indirect, bien connu des géodésiens, qui consiste à corriger l'anomalie à l'air libre de la différence d'altitude existant entre le géoïde et l'ellipsoïde. La valeur relative des résultats ne s'en trouve que très peu affectée puisque cet écart est relativement constant sur les profils étudiés. Compte tenu de l'élévation moyenne du géoïde estimée à + 65 m dans cette région, les anomalies à l'air libre devraient être, en valeur absolue, augmentées d'une quantité égale à  $[0.3086 - (0.0419 \times 1.03)]65 = 17$  mgal pour obtenir l'anomalie gravimétrique due uniquement à la répartition des masses dans le sous-sol (CHAPMAN and BODINE, 1979).

Tous les profils ont été réalisés perpendiculairement aux grandes structures. Partant de la bordure est calédonienne, ils recoupent successivement le bassin des Loyauté, la chaîne des Loyauté, le plateau Nord-Loyauté, l'ensemble fosse, arc, fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides ainsi qu'une portion du plateau Nord-Fidjien. Les données de gravimétrie et de bathymétrie sont présentées sous forme de profils projetés le long des routes suivies par le navire. Pour chacun de ces profils on a calculé l'effet gravimétrique dû à la topographie non compensée affectée d'une densité de 2.7 ; la courbe obtenue a été calée arbitrairement sur le minimum gravimétrique observé. Les profils EVA VII nécessitant un traitement supplémentaire par "cross-correlation" qui n'a pu être réalisé à ce jour, seront analysés qualitativement par rapport aux profils EVA VI en comparant leurs résiduelles. La résiduelle correspond à la différence entre l'anomalie observée et l'effet topographique calculé ; il s'agit en fait de l'anomalie de Bouguer définie à une constante près.

## ANALYSE QUALITATIVE DES PROFILS

Nous envisagerons la description des profils par unité structurale.

### *La plaque plongeante : le plateau Nord-Loyauté*

Recoupé par le profil EVA 646 dans une zone où sa profondeur est celle d'un bassin océanique, le plateau ou bassin Nord-Loyauté est caractérisé par une anomalie à l'air libre de + 30 à + 40 mgal (Fig. II-40). Celle-ci diminue vers l'ouest pour atteindre environ - 20 mgal dans le bassin des Loyauté. Cette décroissance souligne une anomalie d'assez grande longueur d'onde qui ne semble pas être causée par un épaissement important de la croûte (cf. les sondages réfraction 7 R5 et 4 R11 ; Fig. II-36 et II-37).

L'analyse de cette anomalie nécessite de replacer cette région de la plaque Australienne dans le contexte géodynamique d'une zone de subduction. Avant de plonger sous un arc, la lithosphère se déforme comme une plaque rigide élastique et engendre un bombement topographique, non compensé en profondeur, d'assez grande longueur d'onde et de faible amplitude ; ce bombement induit une anomalie gravimétrique de quelque 7 à 9.5 mgal par 100 m de déformation verticale (WATTS and TALWANI, 1974). De nombreux exemples pris sur le pourtour du Pacifique montrent que cette anomalie existe et qu'elle peut être pratiquement expliquée par cet effet topographique (WATTS and TALWANI, 1974). Dans le cas particulier de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides les paramètres de la déformation ont été évalués à partir de l'élévation des atolls loyaltiens en fonction de leur distance à la fosse (DUBOIS *et al.*, 1973 a, 1974 a, 1975 b, 1977 b). Dans la région de Lifou, Maré, l'amplitude de la déformation est de l'ordre de 140 m, son influence se fait sentir sur environ 250 km. L'amplitude maximum de l'anomalie gravimétrique due à cette déformation est donc théoriquement voisine de 12 mgal. Son gradient latéral est de 8 mgal / 100 km. L'examen de l'anomalie observée sur EVA 646 indique un gradient positif vers l'est proche de 20 mgal / 100 km visible sur 300 km de long (Fig. II-40). Le maximum atteint sur le plateau (+ 43 mgal) se situe à 100 km de l'axe de la fosse. Les profils bathymétriques présentés ne permettent pas de visualiser le bombement topographique ; ils souligneraient plutôt une morphologie en escalier dont les marches sont délimitées par des failles normales (voir chap. II-2). Par conséquent l'effet gravifique dû à la topographie non compensée (Fig. II-40) ne se corréle pas avec l'anomalie observée. De plus les profils de sismique réflexion (voir chap. II-2) se prêtent difficilement à la mise en évidence du bombement au niveau du socle acoustique. Néanmoins, dans le modèle de déformation lithosphérique, deux interfaces sont importants par leurs contrastes de densité. Le premier est l'interface eau-croûte, le second l'interface croûte-manteau.

Le premier est incontestablement le plus important puisqu'il induit une anomalie de 7 mgal par 100 m de déformation verticale pour  $\Delta\rho = 1.7$  ; comme nous l'avons vu, ce premier interface, c'est-à-dire le fond de la mer ne présente pas de bombement apparent sur nos profils. Si le bombement de la croûte est masqué par une mince couche de sédiment, l'interface le plus important devient l'interface eau-sédiment. Étant donné la bathymétrie du profil EVA 646-648 on ne peut obtenir une anomalie gravimétrique corrélable avec la déflexion topographique observée plus au sud par DUBOIS *et al.* (1973 a, 1974 a, 1975 b, 1977 b).

Le 2ème interface situé au niveau du Moho peut induire une anomalie de 2 mgal par 100 m de déformation verticale pour  $\Delta\rho = 0.4$ . Bien que la sismique réfraction ne puisse pas donner le Moho

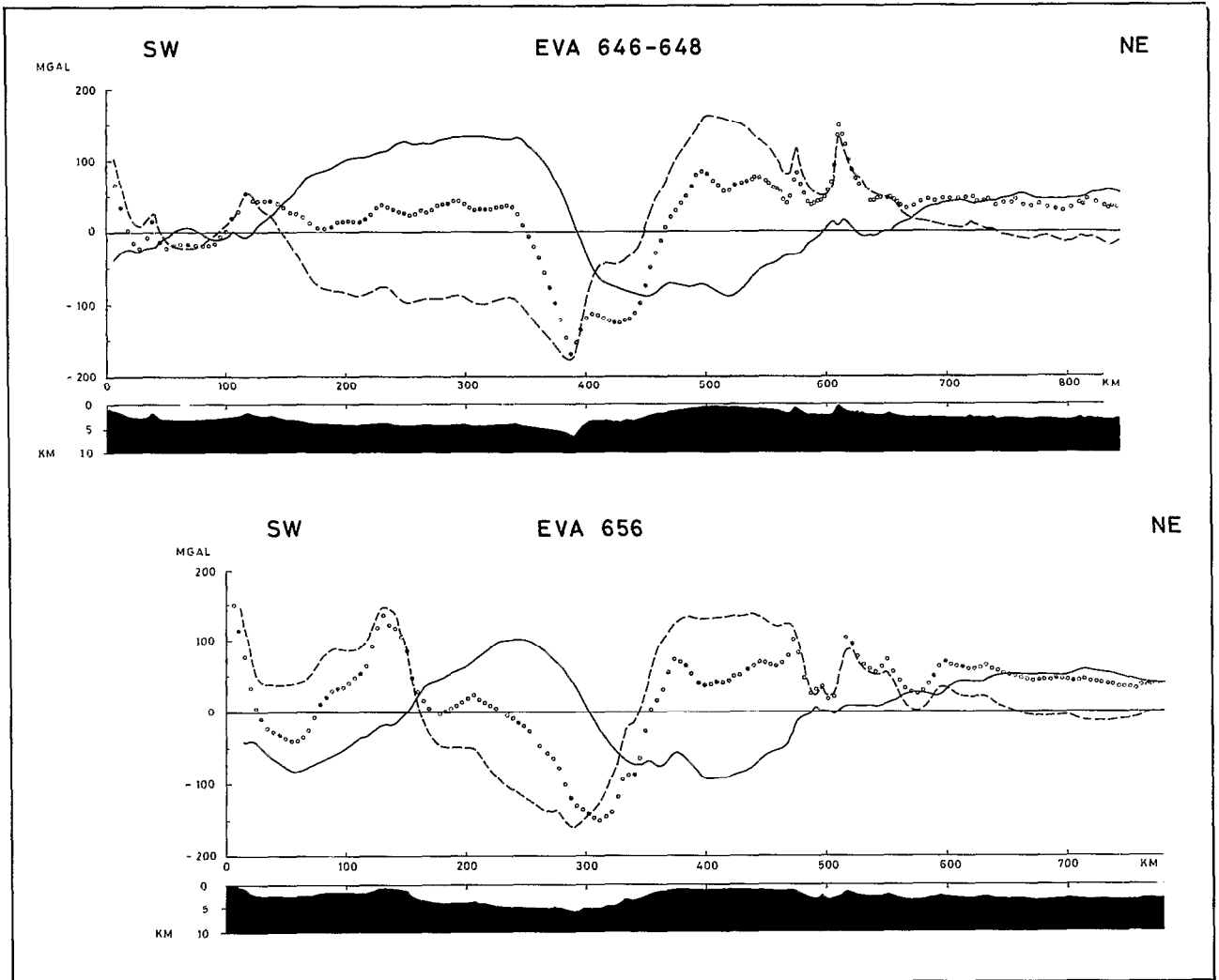


Fig. II-40 - Bathymétrie et anomalies à l'air libre des profils EVA 646-648 et EVA 656. Les petits cercles indiquent l'anomalie à l'air libre observée. Le tireté représente l'effet gravimétrique de la topographie non compensée ; il est calé arbitrairement sur le minimum gravimétrique observé. Le trait continu représente l'anomalie résiduelle : elle correspond à l'anomalie de Bouguer définie à une constante près.

avec une telle précision, on peut imaginer que la déformation affecte le Moho. Compte tenu des paramètres de déformation définis sur les atolls, l'anomalie gravimétrique créée peut atteindre un maximum de 4 mgal à environ 100 km de l'axe de la fosse. On rappellera que le maximum gravimétrique observé sur le plateau Nord-Loyauté (+ 43 mgal) se situe effectivement à environ 100 km à l'ouest de la fosse ; il faut toutefois remarquer qu'il se situe sur une anomalie de courte longueur d'onde se corrélant parfaitement avec un accident topographique.

Bien qu'il soit difficile de conclure à l'existence gravimétrique du bombement, il apparaît clairement que son effet gravifique n'est pas la composante majeure de l'anomalie observée.

En première approximation cette absence de corrélation laisse supposer que le plateau Nord-Loyauté est relativement bien compensé. En effet, bien que le bombement de la lithosphère ne soit pas verticalement compensé, il semble raisonnable de considérer que la profondeur de 4200 m atteinte régionalement par cette lithosphère océanique âgée de quelques 50 M.A. soit voisine de sa profondeur d'équilibre. Dans cette hypothèse les valeurs positives observées sur le plateau Nord-Loyauté indiquent que cet équilibre serait atteint à un niveau gravimétrique élevé. La carte des anomalies à l'air libre déduite du géoïde (LERCH *et al.*, 1977) indique pour cette région un niveau régional de l'ordre de + 20 à + 25 mgal présentant un gradient extrêmement faible positif vers le N.E. ; ce gradient ne

s'inverse qu'à partir de la longitude 176° E ; il s'accroît au niveau de la fosse du Vityaz ou de Tonga. Dans notre travail nous négligerons les causes liées à cette anomalie de très grande longueur d'onde et de très faible gradient dont l'étude sort du cadre de cet ouvrage. Les observations précédentes n'expliquent pas le gradient positif mesuré sur le plateau Nord-Loyauté. Dans ces conditions si nous considérons qu'une faible partie du gradient observé peut être expliquée par le bombement de la lithosphère, deux hypothèses peuvent être envisagées pour tenter d'expliquer la plus grande partie du gradient : l'influence de la plaque subductée sous les Nouvelles-Hébrides et le réajustement isostatique de l'ensemble Nouvelle-Calédonie, chaîne des Loyauté. Seule la première hypothèse sera abordée dans la troisième partie de cet exposé.

Un autre point qui peut être noté sur ces profils est la limite occidentale du plateau Nord-Loyauté ; elle est soulignée par un brutal changement de pente de la résiduelle pratiquement visible sur les 4 profils présentés (Fig. II-40 et II-41).

Sur le profil EVA 656 le plateau Nord-Loyauté, déjà bien réduit en extension indique une anomalie fortement influencée par la fosse des Nouvelles-Hébrides et par la chaîne des Loyauté ; elle atteint + 25 mgal à mi-distance de la chaîne des Loyauté et de la fosse.

Dans la région sud, le profil EVA 718 montre localement une résiduelle très semblable mais d'amplitude beaucoup plus faible que sur les profils nord ; ceci souligne la quasi-disparition du plateau Nord-Loyauté qui semble alors être limité uniquement au flanc externe de la fosse. Au sud de Maré, l'anomalie observée indique un maximum de + 108 mgal dû à la densité élevée des roches supposées volcaniques qui constituent la chaîne des Loyauté. L'étroite corrélation observée entre l'effet gravimétrique de la topographie non compensée et l'anomalie observée, souligne l'état de sous-compensation verticale dans lequel se trouve la chaîne des Loyauté. Les mêmes caractéristiques se retrouvent sur EVA 764.

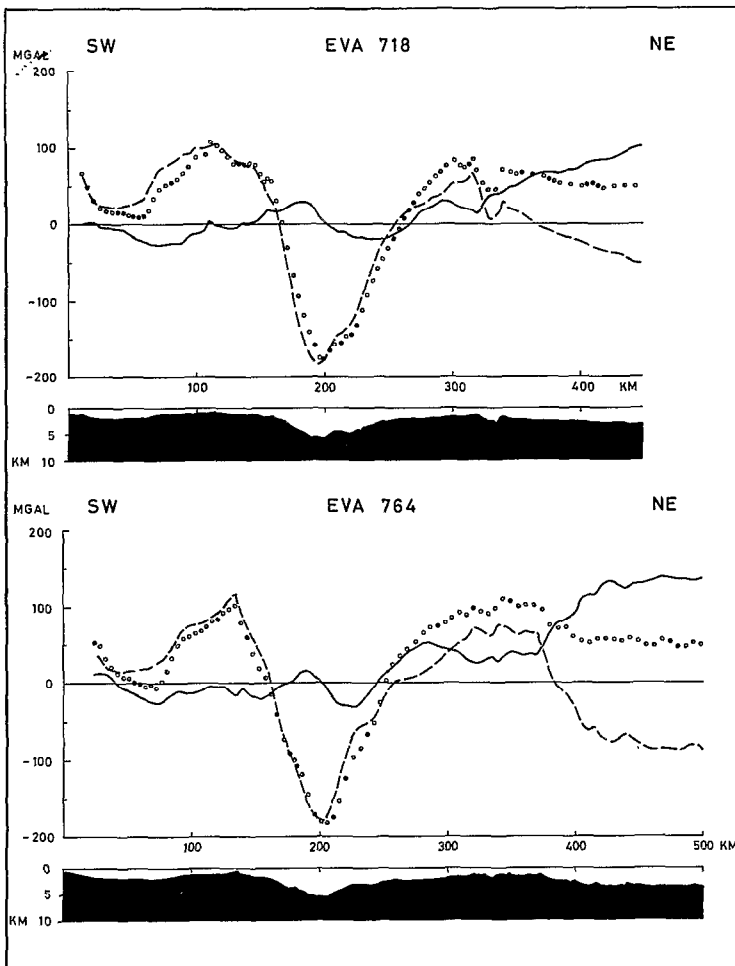


Fig. II-41 - Bathymétrie et anomalies à l'air libre des profils EVA 718 et EVA 764. Même légende que la figure II-40.

### *La fosse*

Au sud de Vaté l'anomalie à l'air libre atteint  $-169$  mgal sur EVA 646 pour une profondeur maximum de 6680 m ; elle se corréle relativement bien avec le point le plus bas de la fosse. Morphologiquement le flanc externe est très raide et régulier alors que le flanc interne présente une plate-forme dont la profondeur est inférieure à celle de la plaque plongeante ; elle est caractérisée par une anomalie de  $-114$  mgal indiquant l'existence d'un important déficit de masse sous le flanc interne de la fosse. L'absence de décalage latéral entre le minimum gravimétrique observé et le fond de la fosse peut être due à l'existence très locale de cette plate-forme.

Sur le profil EVA 656, l'anomalie de fond de fosse atteint  $-149$  mgal pour une profondeur maximum de 5760 m; elle est décalée d'environ 18 km à l'est de la fosse. Ce décalage met l'accent sur la dissymétrie caractérisant la répartition latérale de densité de part et d'autre de la fosse. On notera que la morphologie dissymétrique de la fosse n'induit pas de décalage significatif entre la position du fond de fosse et le minimum de l'anomalie créé par la topographie.

Sur EVA 718 et EVA 764 le fond de la fosse est caractérisé par des anomalies atteignant respectivement  $-177$  mgal et  $-181$  mgal pour des profondeurs maximums de 5830 m et 5700 m; le décalage entre les minimums gravimétrique et bathymétrique est très faible. La présence des Loyauté au voisinage immédiat de la fosse induit l'aspect symétrique de l'anomalie, et semble compenser latéralement le décalage vers l'est, du minimum gravimétrique par rapport au minimum bathymétrique, observé sur EVA 656. Le plateau Nord-Loyauté ayant disparu, l'amplitude de l'anomalie peut être pratiquement entièrement expliquée par la morphologie ; ceci indique que cette zone regroupant la chaîne des Loyauté et la fosse est largement sous-compensée. Tout se passe comme si la compensation était tout à fait globale et l'écorce rigide.

### *L'arc et les fossés arrière-arc*

L'arc est généralement caractérisé par un niveau gravimétrique élevé, néanmoins les résiduelles indiquent sur EVA 646 et EVA 656 (Fig. II-40) l'existence d'un déficit de masse par rapport au plateau Nord-Loyauté, localisé sous l'arc et créant une anomalie d'environ 200 mgal. En prenant pour référence le plateau Nord-Fidjien, cette même anomalie est discernable sur tous les profils, et atteint une amplitude relative voisine de 100 mgal, tout en étant légèrement plus faible sur les profils sud. EVA 646 et EVA 656 sont localement très similaires. Le "fore horst" apparaît très clairement caractérisé par une anomalie, atteignant respectivement  $+85$  et  $+74$  mgal et soulignant l'existence d'un excès de masse peu profond. L'anomalie résiduelle correspondante semble être double, ce qui laisse envisager une structure dense plus complexe formant la partie supérieure du flanc interne. L'analyse morphologique de l'arc (voir chap. II-2) indique qu'il est fortement réduit au niveau des profils sud (Fig. II-41). La résiduelle de ces profils souligne, à la partie supérieure du flanc interne de la fosse, l'existence d'une anomalie qui pourrait correspondre à l'anomalie double déjà signalée plus haut.

Les fossés arrière-arc présentent une anomalie caractéristique en étroite corrélation avec la topographie laissant sous entendre qu'ils ne sont pas localement compensés en profondeur. C'est sur la bordure est des fossés que se situe la plus forte anomalie enregistrée sur ces profils :  $+146$  mgal (EVA 646) et  $+104$  mgal (EVA 656). Encore visible sur EVA 718 le fossé a complètement disparu sur EVA 764. La liaison arc, plateau Nord-Fidjien se fait morphologiquement et gravimétriquement de façon assez régulière, sauf sur le profil EVA 764 où la rupture de pente est très brutale. Sur EVA 656 une dépression secondaire de quelques 40 mgal d'amplitude apparaît en arrière des fossés.

La résiduelle du plateau Nord-Fidjien analysée relativement à celle du plateau Nord-Loyauté indique l'existence d'un important déficit de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien déjà signalé par SOLOMON et BIEHLER (1969).



## STRUCTURE DE LA ZONE DE CONVERGENCE DES NOUVELLES-HÉBRIDES

(Région comprise entre les îles Erromango et Tanna)

### Introduction

Un premier modèle de densité, intégrant uniquement les grands traits structuraux de l'ensemble plateau Nord-Loyauté, arc des Nouvelles-Hébrides et plateau Nord-Fidjien a été élaboré par SOLOMON et BIEHLER (1969) à partir des données gravimétriques NOVA et de quelques données de réfraction provenant de la région de Hunter (SHOR *et al.*, 1971) (Fig. II-42). Supposant l'existence d'une croûte d'environ 6 km d'épaisseur sous le plateau Nord-Loyauté, ce modèle met en évidence un déficit de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien se traduisant par un contraste de densité minimum de 0.03 réparti jusqu'à 100 km de profondeur, entre les manteaux situés de part et d'autre de la subduction. Ce modèle met aussi l'accent sur la structure profonde de la croûte des Nouvelles-Hébrides à laquelle il attribue une racine double. Ce schéma a conduit LUYENDYK *et al.* (1974) à interpréter le fossé arrière-arc existant au sud-est de Vaté comme un possible bassin inter-arc très jeune formé à partir d'une expansion de type océanique.

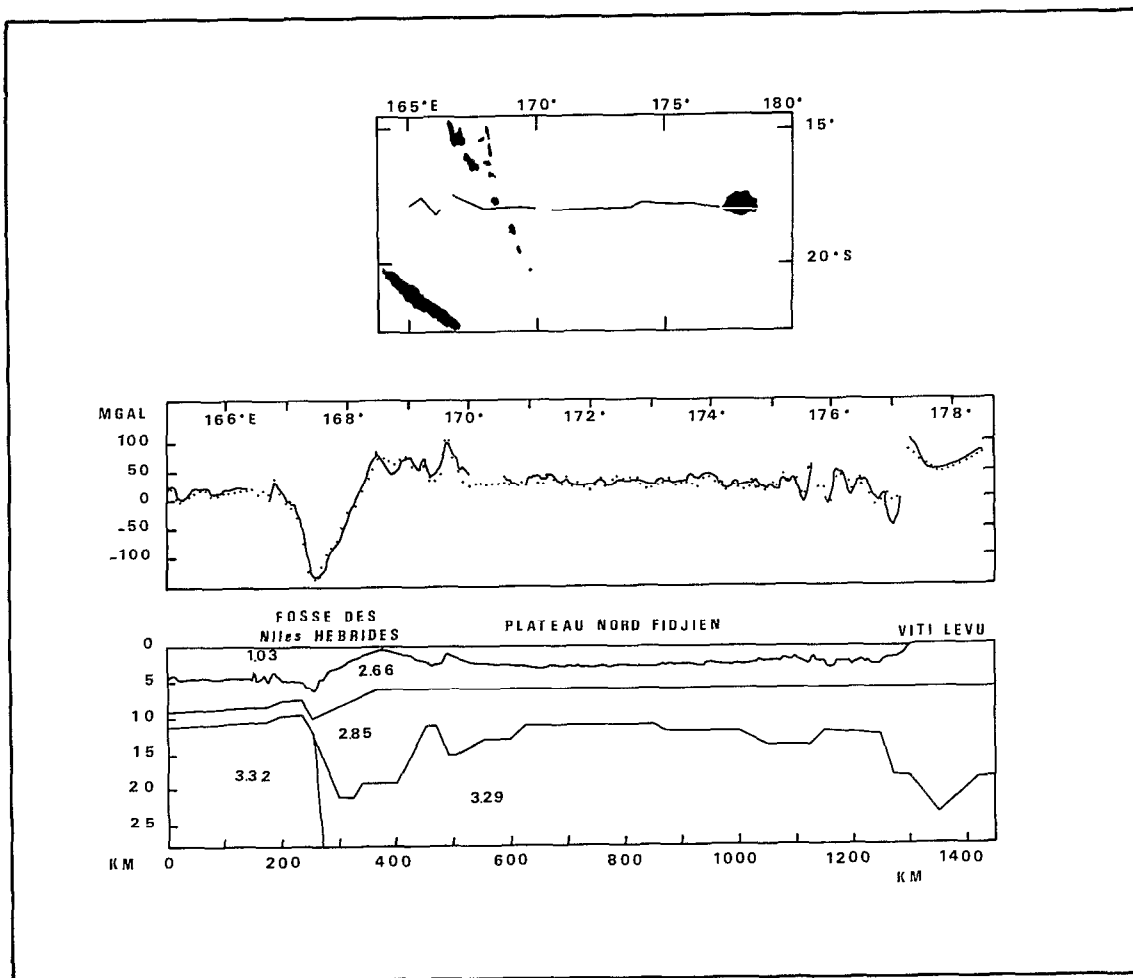


Fig. II-42 - Modèle gravimétrique de la région Nouvelles-Hébrides, plateau Nord-Fidjien d'après SOLOMON et BIEHLER (1969). Le trait continu indique l'anomalie à l'air libre observée, le pointillé indique l'anomalie calculée. On notera l'épaississement de la croûte et l'existence d'une racine double sous l'arc ainsi que le déficit relatif de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien.

Disposant de données de réfraction plus nombreuses sur la même zone géographique, nous allons construire deux modèles de distribution de densité. Le premier (modèle A) basé sur les données de réfraction tient compte des anomalies créées par des perturbations situées dans la partie supérieure de la lithosphère, et d'une anomalie d'origine plus profonde et de grande longueur d'onde, dont on montrera que la cause peut être la lithosphère subductée. A titre de comparaison dans un deuxième modèle plus classique (modèle B) on considérera que toutes les causes d'anomalies sont situées uniquement dans la partie supérieure de la lithosphère. Les profondeurs d'équilibre afférentes aux structures crustales de ces modèles sont discutées ci-dessous.

### *Conditions imposées et précision de la méthode*

Pour ce faire, la structure allongée des Nouvelles-Hébrides permet d'utiliser en première approximation un modèle bidimensionnel ; le calcul des anomalies est effectué selon la méthode de TALWANI *et al.* (1959) adaptée sur ordinateur H.P. 9845 (MISSEGUE, 1979). En fait, la structure présente dans le détail des variations longitudinales mises en évidence par la morphologie et par la sismique réfraction.

Considérant que le plateau Nord-Loyauté est en équilibre isostatique régional et que le plateau Nord-Fidjien est un bassin marginal ayant lui aussi atteint son équilibre, nous pouvons évaluer la profondeur d'équilibre commune à ces deux unités structurales en nous inspirant des structures crustales connues par la sismique réfraction aux extrémités des modèles et en affectant aux différentes couches les densités déduites de la courbe expérimentale de LUDWIG *et al.* (1970).

Pour l'étude des modèles, nous disposons de 8 grands profils de sismique réfraction et de 11 profils courts (IBRAHIM *et al.*, 1980 ; voir aussi chap. II-4 ; leur localisation est indiquée sur la figure II-31). Les modèles gravimétriques construits à partir du profil de bathymétrie gravimétrie EVA 656 (Fig. II-39) utilisent les données de réfraction provenant des abords immédiats de ce profil. De façon générale les données de la sismique réfraction indiquent des structures crustales et des vitesses dans le manteau supérieur très différentes de part et d'autre de l'arc des Nouvelles-Hébrides (voir chap. II, Fig. II-37). En effet, la plaque plongeante porte une croûte de type océanique épaisse reposant sur un manteau normal de vitesse 8,2 km/s, pour lequel la densité de 3.33 a été retenue. La croûte du plateau Nord-Fidjien, de type océanique, est plus fine que celle de la plaque plongeante; elle recouvre un milieu caractérisé par des vitesses de 7,6 à 7,7 km/s pour lequel une densité de 3.15 a été adoptée. Ceci souligne l'existence d'un déficit de masse relatif localisé sous le plateau Nord-Fidjien. Ce résultat est en accord avec les données de flux de chaleur (SCLATER and MENARD, 1967 ; SCLATER *et al.*, 1972 b) ainsi qu'avec l'existence d'une zone à faible vitesse et à atténuation des ondes (DUBOIS *et al.*, 1973 b ; BARAZANGI *et al.*, 1974 ; voir aussi chapitre VIII).

Le calcul des colonnes de masse situées aux extrémités des modèles indique que la différence de charge entre les colonnes devient minime lorsque l'on tient compte des structures s'étendant jusqu'à environ 40 km de profondeur. Par conséquent la profondeur d'équilibre théorique se situe vers 40 km ; en fait ce calcul suppose que le contraste de densité existant entre les manteaux ne varie pas entre 20 et 40 km de profondeur. Une légère variation de la densité du manteau peut très bien amener la profondeur d'équilibre vers 45 km ; néanmoins nous adopterons la profondeur de 40 km comme profondeur d'équilibre entre les deux plateaux. Les courbes d'anomalie de masse montrent que cette hypothèse est correcte en regard de l'amplitude des anomalies liées à la zone de subduction. Une colonne standard de 35 km d'épaisseur ayant une densité moyenne de 2.84, reposant sur un milieu de densité 3.33 est utilisée comme structure de référence dans le calcul des anomalies.

Nous rappellerons que la précision obtenue sur la position des réfracteurs profonds est de l'ordre de 1 km ; ceci se traduit en gravimétrie par une erreur d'environ 16 mgal pour un contraste de densité de 0.4. D'autre part la relation vitesse - densité de NAFE et DRAKE (1957 a), puis de LUDWIG *et al.*, (1970) est obtenue statistiquement à partir d'un nuage de points expérimentaux ; en milieu océanique ou continental calme, la précision obtenue sur les densités, partant d'une vitesse donnée est de l'ordre de 0.05. Ces observations donneront une idée de la précision que l'on peut attendre de l'ajustement des modèles de distribution de densité.

### Modèle A

Ce modèle est présenté sur la figure II-43. Les principales différences relatives aux structures crustales et à la densité des manteaux supérieurs situés de part et d'autre des Nouvelles-Hébrides ont été soulignées dans le paragraphe précédent. Cependant la structure de vitesse, assez bien connue jusque vers 25 à 30 km de profondeur, indique une augmentation latérale de la vitesse moyenne du manteau lorsque, partant du plateau Nord-Fidjien, on se rapproche de l'arc. En effet la moyenne des vitesses observées dans le manteau situé sous l'arcast de 7,9 km/s alors que sous la bordure du plateau Nord-Fidjien la moyenne serait environ 7,7 km/s. Par conséquent, des variations latérales de densité peuvent aussi intervenir et nous considérons que la densité du manteau supérieur situé sous l'arc est légèrement plus forte (3.20) que sous le plateau Nord-Fidjien (3.15). On notera que la limite verticale figurée en pointillé sur le modèle (Fig. II-43) symbolise une variation latérale de densité dans le manteau situé à l'est de la zone de subduction et non une limite de type Moho.

Les restrictions imposées par les données de réfraction mettent en évidence :

- l'existence d'un contraste de densité de l'ordre de 0.13 entre les manteaux supérieurs situés de part et d'autre de la fosse (il pourrait atteindre 0.18 au niveau du plateau Nord-Fidjien),
- et l'existence d'une anomalie résiduelle de grande longueur d'onde et d'amplitude voisine de 80 mgal (courbe 3 sur la Fig. II-43 a).

Comme nous l'avons vu précédemment, une anomalie à l'air libre de grande longueur d'onde peut aussi être reconnue sur le profil EVA 646-648. Son flanc ouest, à l'aplomb de la plaque plongeante, indique un gradient de 20 mgal/100 km sur le plateau Nord-Loyauté. Plus loin vers l'est, l'étude de la partie orientale de ce profil et des autres profils E-W recoupant le plateau Nord-Fidjien (voir chap. VIII) souligne l'existence d'un faible gradient négatif ( $-5$  mgal/100 km sur le plateau), qui peut être rattaché à cette même anomalie. A grande distance, elle est indépendante de la topographie excepté dans la région arrière-arc, caractérisée par un gradient élevé. Si on considère la nature océanique et l'âge récent du plateau Nord-Fidjien, il semble raisonnable d'envisager que ce plateau est régionalement en équilibre. La topographie ne peut donc expliquer l'anomalie observée. D'autre part, la structure crustale du plateau Nord-Fidjien définie par la sismique réfraction (voir chap. VIII) ne permet pas de rendre compte simplement du gradient régional observé. Par conséquent, cette anomalie dont les flancs ouest et est sont respectivement reconnus sur les plateaux Nord-Loyauté et Nord-Fidjien (profil EVA 646-648) ne semble pas être induite par des causes superficielles.

Si les perturbations créées par la chaîne des Loyauté et la fosse masquent en grande partie le flanc ouest de cette anomalie sur le profil EVA 656, la modélisation des structures caractéristiques de la partie supérieure de la lithosphère, met en évidence une résiduelle de grande longueur d'onde dont l'origine est forcément plus profonde. Ses caractéristiques sont sensiblement identiques à celles de l'anomalie observée sur EVA 646-648.

Quelles sont les causes pouvant être à l'origine de cette anomalie ?

Si on exclut un effet systématique d'anisotropie de vitesse lié à l'état de contrainte, il est peu probable que l'erreur afférente aux données de la sismique réfraction et à la méthode de modélisation gravimétrique puisse induire une résiduelle d'une telle amplitude ayant cette allure.

Comme nous l'avons montré dans le paragraphe précédent, le bombement de la lithosphère plongeante avant sa subduction ne produit localement qu'une anomalie de très faible amplitude comparée à celle de l'anomalie de grande longueur d'onde observée sur le plateau Nord-Loyauté au niveau du profil EVA 646 (Fig. II-40). Par conséquent, ce phénomène ne peut contribuer à expliquer l'anomalie que de façon minime. Ces observations nous amènent à envisager comme autre origine possible, des causes plus profondes liées à des variations de densité dans le manteau. Comme le souligne WORZEL (1976), il ne semble pas justifié de faire varier arbitrairement la densité à l'intérieur du manteau sans que cela ne repose sur des données si les anomalies observées peuvent être expliquées de façon adéquate par les seules structures crustales, elles mêmes contraintes par d'autres données. Dans le cas particulier des Nouvelles-Hébrides, la structure de la partie supérieure de la lithosphère, relativement bien "contrainte" par les données de réfraction, ne permet pas de rendre compte totalement de l'anomalie mesurée. Nous serons donc amenés dans le modèle A à faire varier la densité dans le manteau. Dans le modèle B, nous montrerons quelle interprétation des données de réfraction nous devons faire, afin d'expliquer la plus grande partie de l'anomalie observée, par des variations des structures constituant la partie supérieure de la lithosphère. Dans ce premier modèle (modèle A), nous

testerons par conséquent l'hypothèse de la variation latérale de densité dans le manteau en lui donnant pour cause la lithosphère Australo-indienne subductée sous l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Plusieurs auteurs ont montré sur des zones de subduction très différentes, le rôle gravifique joué par un corps dense plongeant sous les arcs insulaires. MORGAN (1965) explique l'existence de la fosse de Porto Rico par la présence d'un corps dense plongeant dans un liquide visqueux. Cette étude, récemment reprise par MOLNAR (1977) et replacée dans le contexte de la tectonique des plaques, explique la fosse de Porto Rico et le bombement de la lithosphère par la présence en profondeur d'une lithosphère dense, inclinée, résultant d'une subduction aujourd'hui figée et dont l'effet gravimétrique serait de l'ordre de 100 mgal.

HATHERTON (1970), GROW (1973), GROW et BOWIN (1975) mettent en évidence l'effet gravimétrique de la lithosphère subductée respectivement au niveau de la fosse d'Hikurangi en Nouvelle-Zélande, de la fosse des Aléoutiennes et de la fosse du Chili.

WATTS et TALWANI (1974) discutent aussi cet effet sur l'arc des Aléoutiennes dans une région où le bombement de la lithosphère avant sa subduction est extrêmement net (il peut atteindre 700 m) et produit une assez forte anomalie (+ 55 mgal). Ils concluent que si la lithosphère subductée a un effet gravifique et qu'elle n'est pas compensée en profondeur, son contraste de densité moyen ne peut pas être supérieur à 0.04 ; par conséquent, dans cette région, cet effet est bien inférieur à celui produit par le bombement de la lithosphère. Dans une étude sur les anomalies gravimétriques de la région Sud Japon, SEGAWA et TOMODA (1976) traitent des anomalies de masse dans le manteau supérieur au niveau des arcs du Japon et d'Izu-Bonin, en tenant compte de l'effet gravimétrique des lithosphères subductées.

Toutes ces études sont basées sur la mise en évidence par la sismologie d'une lithosphère plongeante, froide, caractérisée par un facteur Q élevé (OLIVER and ISACKS, 1967), qui doit par conséquent être plus dense que l'asthénosphère environnante (OXBURGH and TURCOTTE, 1970). Si la géométrie de la lithosphère subductée peut être en partie appréhendée par la sismologie, il n'en va pas de même pour la distribution interne des densités. Les modèles thermiques proposés (MINEAR and TOKSÖZ, 1970 ; GRIGGS, 1972 ; TOKSÖZ *et al.*, 1971) indiquent une répartition des isothermes assez complexe dont le dessin dépend essentiellement de l'angle de plongement de la plaque, de son épaisseur, de la vitesse de subduction, de la conductivité thermique et des différentes sources de chaleur. Les densités qui pourraient être déduites de ces modèles dépendent principalement de la température, de la pression,

Fig. II-43 - Modèle (A) - Anomalies à l'air libre et structures de la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides. De haut en bas :

**(a)- Anomalies observées et calculées**

- |   |  |
|---|--|
| (1) anomalies observées   | } tenant compte des structures comprises entre 0 et 40 km. |
| (2) anomalies calculées   |  |
| (3) anomalie résiduelle 1   |  |
| (4) anomalie gravimétrique théorique due à la lithosphère subductée $\Delta\rho = 0.06$ | } tenant compte des masses jusqu'à 300 km de profondeur ;  |
| (5) anomalie calculée   |  |
| (6) anomalie résiduelle 2   |  |

**(b)- Modèle de distribution de densité à l'intérieur de la croûte et du manteau supérieur 0-40 km (échelle exagérée)**

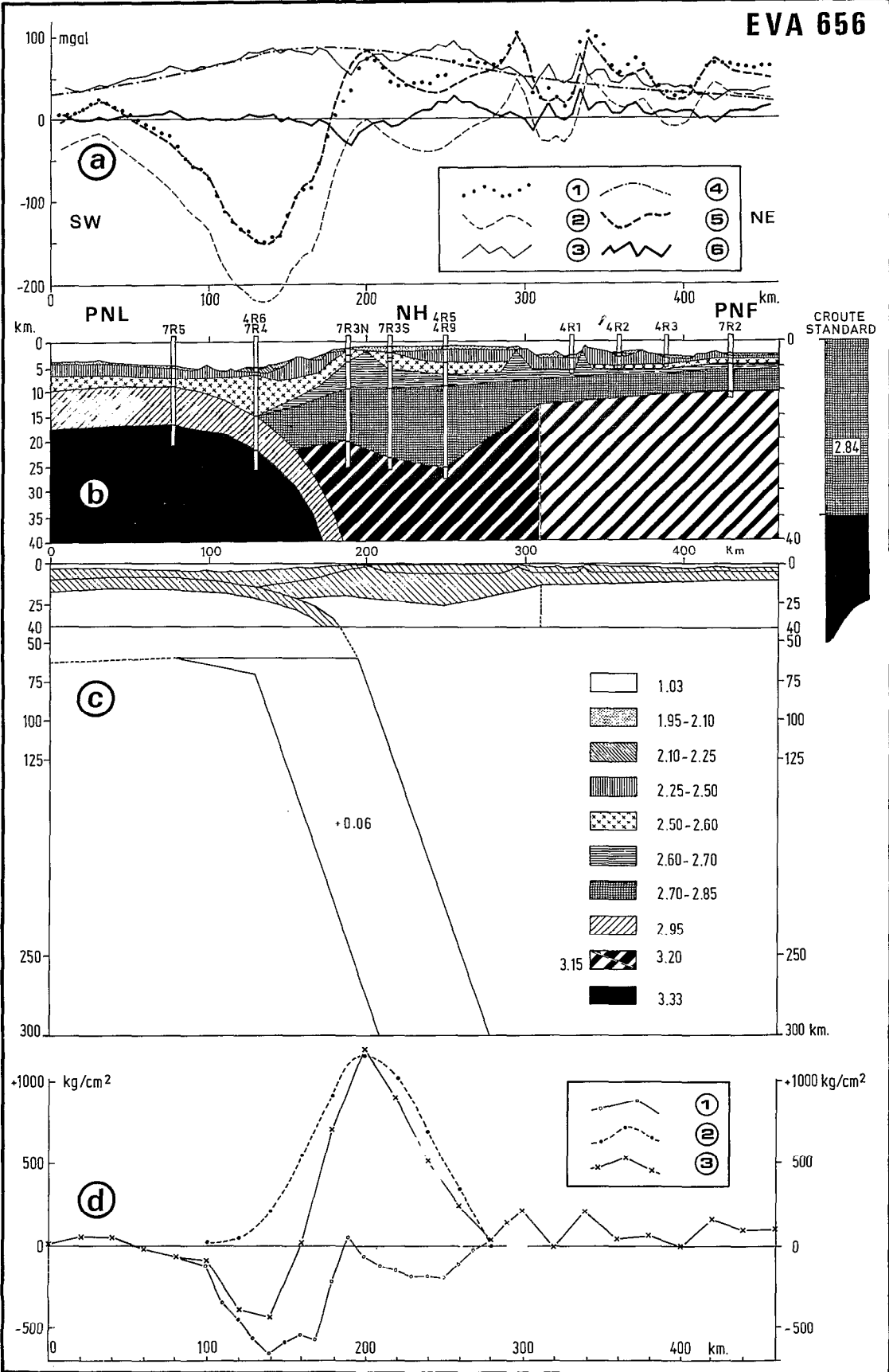
Les principaux sondages réfraction sont reportés sur ce modèle, les vitesses sont données sur la figure II-36 (ce chapitre), la position des sondages réfraction sur la fig. II-31 (ce chapitre) et la position de la coupe sur la fig. II-39. La limite verticale dessinée entre les milieux de densité 3.15 et 3.20 symbolise une variation latérale de densité dans le manteau. PNL = Plateau Nord-Loyauté; NH = arc des Nouvelles-Hébrides; PNF = Plateau Nord-Fidjien.

**(c)- Structure de la croûte et du manteau supérieur jusqu'à 300 km - échelle horizontale = échelle verticale.**

**(d)- Anomalies de masse**

- (1) croûte et manteau supérieur jusqu'à 65 km
- (2) manteau supérieur de 65 à 300 km
- (3) somme des 2 courbes précédentes.

EVA 656



des changements de phase et de la nature des matériaux. Par conséquent, l'évaluation des contrastes de densité en deux dimensions à l'intérieur de la plaque subductée reste un problème difficile auquel GROW et BOWIN (1975) ont tenté de donner une solution.

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides et du plateau Nord-Fidjien qui lui est adjacent, la structure profonde régionale apparaît très complexe (SCLATER *et al.*, 1972 b ; DUBOIS *et al.*, 1973 b ; BARAZANGI *et al.*, 1974 ; voir aussi chap. VIII). Nous envisageons néanmoins volontairement dans cette première étude un modèle simple de lithosphère d'environ 65 km d'épaisseur (DUBOIS, 1971) plongeant localement dans un milieu homogène jusqu'à 300 km, sous un angle de 70°, défini par l'enveloppe des séismes intermédiaires et profonds (PASCAL *et al.*, 1978 ; voir aussi chap. II-6). Cette lithosphère sera supposée non compensée en profondeur, et caractérisée par un contraste de densité uniforme sur toute sa section. Nous sommes conscients de la faiblesse de ces hypothèses en regard de la singularité des structures profondes que sont la plaque subductée et le manteau supérieur situé sous le plateau Nord-Fidjien. Cependant l'état actuel des connaissances ne nous permet pas de mieux détailler ces structures.

La figure II-44 indique, pour comparaison, l'anomalie gravimétrique observée sur EVA 646-648 et l'effet gravimétrique théorique de la plaque subductée affectée des contrastes de densité + 0.05 et + 0.07. On remarque un bon accord entre les gradients calculé et observé sur le plateau Nord-Loyauté ; des perturbations secondaires interviennent dans la région Nouvelle-Calédonie et Loyauté. Sur le plateau Nord-Fidjien, l'anomalie observée se corréle avec la topographie sur la zone proche de l'arc, par contre lorsqu'on s'éloigne vers l'est, la corrélation disparaît et le gradient négatif vers l'est subsiste. Si l'on considère que la topographie est régionalement compensée, le gradient est de l'ordre de — 15 mgal/300 km. Il peut être comparé à celui créé dans cette même région par le modèle théorique de lithosphère subductée. La différence de niveau relatif existant entre ces anomalies est due à la structure particulière du plateau Nord-Fidjien qui est abordée dans le chapitre VIII.

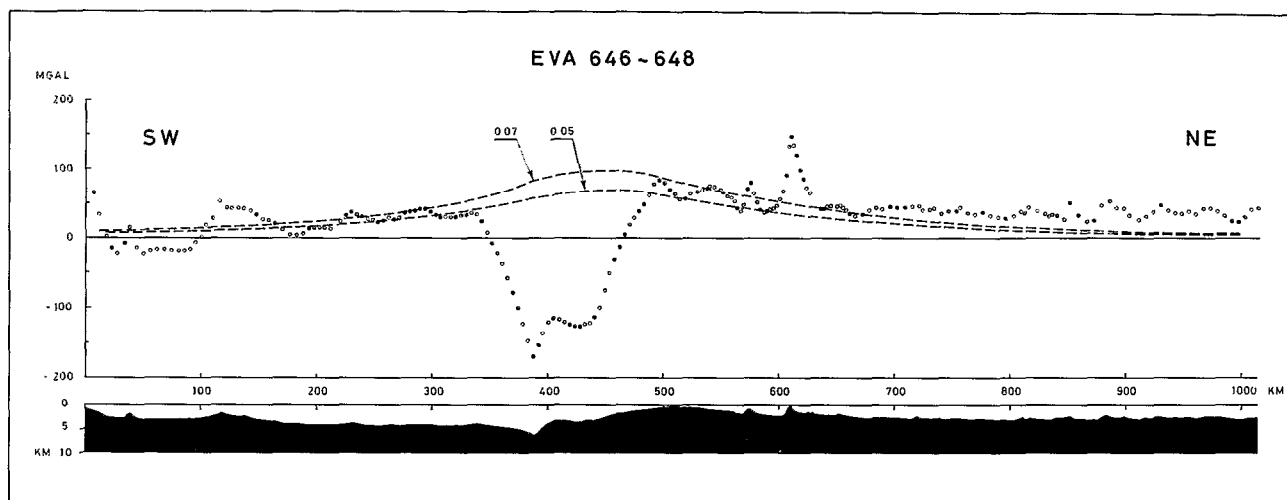


Fig. II-44 - Bathymétrie et anomalie à l'air libre des profils EVA 646-648. On remarquera une bonne coïncidence entre les gradients observés sur l'anomalie à l'air libre EVA 646-648 (petits cercles) et les gradients de l'anomalie calculée due à la lithosphère subductée (tireté) pour les contrastes de densité  $\Delta\rho = 0.05$  et  $\Delta\rho = 0.07$ .

La résiduelle 1 (courbe 3, Fig. II-43 a) obtenue par application des données de réfraction au profil EVA 656 est aussi en accord acceptable avec l'anomalie théorique de la même plaque subductée (courbe 4, Fig II-43 a), pour un contraste de densité de 0.06. Si cette plaque est quelque peu compensée en profondeur, son contraste de densité réel sera plus élevé. L'effet gravimétrique total c'est-à-dire celui dû à la partie supérieure de la lithosphère augmenté de celui dû à la lithosphère subductée (courbe 5, Fig II-43 a), est en bon accord avec les données. La deuxième résiduelle ainsi obtenue (courbe 6, Fig II-43 a) présente localement des irrégularités d'assez courtes longueurs d'onde n'excédant pas 25 mgal,

traduisant des variations superficielles de structure, des imperfections dans le choix des densités ou bien la présence des îles volcaniques à proximité du profil étudié. Ce modèle présente des structures répondant relativement bien aux anomalies observées ; la lithosphère subductée, ainsi mise en évidence, apparaît régionalement en déséquilibre isostatique au moins partiel. Son effet gravifique est néanmoins très localement perturbé par l'effet des structures crustales de faible densité situées entre la fosse et l'arc. Ces déficits de masse se manifestent par :

- la signature morphologique de la subduction c'est-à-dire la fosse qui atteint localement 5800 à 6000 m de profondeur ;
- l'existence au niveau de la fosse d'une grande épaisseur de matériau de faible densité ;
- l'épaississement de la croûte à l'aplomb de l'arc ;
- l'apparition d'un déficit de masse dans le manteau supérieur situé sous l'arc.

Compte tenu des hypothèses faites il apparaît, à la lumière des récentes données de réfraction et de gravimétrie, que le bombement de la lithosphère avant la subduction ne peut expliquer qu'une faible partie de l'anomalie observée, et que la lithosphère subductée sous l'arc des Nouvelles-Hébrides dans la région d'Erromango peut être appréhendée gravimétriquement ; elle pourrait alors se comporter comme un corps dense caractérisé par un contraste de densité apparent moyen de l'ordre de 0.06, induisant une anomalie gravimétrique d'environ 80 mgal et de longueur d'onde voisine de 1 000 km. Dans ces conditions, la lithosphère subductée rend compte d'une grande partie des gradients observés.

On pourra évaluer la force verticale par unité de largeur due à cet excès de masse, à partir de la géométrie de la plaque subductée et de son contraste de densité moyen. Elle a pour valeur  $1.8 \times 10^{15}$  dyn/cm. Ce résultat montre qu'elle est du même ordre de grandeur que la force verticale utilisée par DUBOIS *et al.* (1977 b) ( $P_b = 1.35 \times 10^{15}$  dyn/cm) pour rendre compte du bombement lithosphérique observé en avant de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Cette force est compatible avec l'existence des séismes intermédiaires et profonds dont l'axe des tensions est orienté suivant le sens du mouvement de la plaque (PASCAL *et al.*, 1978). Ces considérations nous amènent à penser que la lithosphère subductée pourrait avoir un rôle non négligeable dans le mécanisme moteur des plaques. On notera que l'amplitude de la déformation topographique est faible et que le modèle théorique de flexure présenté par DUBOIS *et al.* (1977 b) explique la totalité de cette déformation sans avoir recours à des forces horizontales. Ces constatations traduisent une absence de compression et peuvent être corrélées avec une tectonique régionale en tension affectant la plaque située à l'est de la fosse. WATTS et TALWANI (1974) avaient suggéré une telle corrélation afin de rendre compte des faibles déformations topographiques en avant de la fosse des Mariannes, Sud Bonin et peut-être aussi des Tonga. Dans la partie centrale des Nouvelles-Hébrides, cette tectonique se manifeste par l'existence des fossés arrière-arc et la présence d'une structure en expansion : le plateau Nord-Fidjien. Dans ce contexte, la force mise en évidence dans notre modèle peut intervenir au niveau du mécanisme de déplacement des plaques en facilitant l'enfouissement de la lithosphère plongeante et en provoquant simultanément une tension de la plaque supérieure par entraînement vers le bas de la partie frontale de l'arc.

L'épaisseur moyenne de la lithosphère (65 km), ainsi que la valeur élevée de l'angle de plongement et les fortes anomalies de flux de chaleur relevées sur le plateau Nord-Fidjien laissent supposer un réchauffement rapide de la plaque en profondeur et par conséquent une diminution du contraste de densité. Compte tenu de cette hypothèse, un modèle thermique de cette zone permettant d'obtenir un contraste de densité en profondeur de 0.06 et rendant compte des anomalies de flux de chaleur observées, devrait certainement faire intervenir une vitesse de subduction élevée. Ce modèle reste à faire, néanmoins cette déduction bien que spéculative n'est pas incompatible avec la vitesse de 12 cm/an donnée par DUBOIS *et al.* (1977 b).

Selon WATTS et TALWANI (1974), l'effet gravimétrique de la plaque subductée devient négligeable devant celui dû au bombement topographique dès que l'on s'éloigne de part et d'autre de la fosse et de l'arc.

Leur étude porte sur un certain nombre de zones de convergence circumpacifiques qui présentent un bombement topographique bien développé. Les plus jeunes fonctionneraient depuis au moins 25 M.A. si on se réfère aux âges des plus anciennes roches volcaniques et plutoniques trouvées sur les arcs qui leur sont associés (DICKINSON, 1973). Dans le cas de la zone des Nouvelles-Hébrides, la faible amplitude du bombement topographique ainsi que la mise en évidence d'une anomalie à l'air libre de

grande longueur d'onde non corrélée avec l'effet gravimétrique de la topographie, nous amène à accorder une importance non négligeable à l'effet gravimétrique de la plaque subductée. L'existence de cet effet peut être corrélée avec la jeunesse de la subduction actuelle (quelques millions d'années seulement) et la vitesse de subduction élevée (environ 12 cm/ an). Ceci nous conduit à suggérer que le déséquilibre isostatique marqué de la plaque en profondeur dans la région de Tanna - Erromango, pourrait être en rapport avec l'âge récent de la subduction et la vitesse de convergence élevée. L'état de compensation isostatique d'une plaque en profondeur, pourrait être fonction de l'évolution dans le temps de la subduction.

### *Modèle B.*

Comme nous venons de le voir dans le modèle A, l'application stricte à la modélisation gravimétrique des données de réfraction et de la relation expérimentale vitesse - densité met en évidence une anomalie résiduelle de grande longueur d'onde. Nous lui avons donné pour cause la lithosphère subductée. Or, tous les auteurs (WATTS and TALWANI, 1974 ; WORZEL, 1976 ; GROW, 1973 ; GROW and BOWIN, 1975) ne s'accordent pas sur l'importance de l'effet gravimétrique de cette lithosphère.

A titre de comparaison, nous avons donc construit un autre modèle (modèle B, Fig. II-45) dans lequel nous considérons que l'influence de la plaque subductée est négligeable et que seules les variations de structure de la partie supérieure de la lithosphère créent les anomalies observées. La profondeur de 35 km est obtenue en conservant l'équilibre entre les plateaux Nord-Loyauté et Nord-Fidjien, compte tenu des densités affectées au manteau de ce modèle. Pour réduire l'anomalie résiduelle 1, du modèle précédent (Fig. II-43 a) nous sommes amenés à augmenter légèrement les densités et, à modifier la configuration des structures profondes de l'arc et de son environnement. L'élaboration de ce modèle s'appuie sur les considérations suivantes :

- les profondeurs des différents réfracteurs données par la sismique réfraction ont été conservées,
- le sondage 4 R 10 situé plus au nord a été projeté sur la coupe étudiée (Fig. II-31, ce chapitre).

D'autre part nous avons supposé que, dans ce contexte particulier d'arc insulaire actif, la structure de vitesse observée sur les sondages 7 R 3 N-S et 4 R 9 pouvait ne pas rendre compte de la distribution réelle de la densité. Ceci nous amène à envisager une utilisation plus souple de la relation expérimentale vitesse-densité. Le modèle présenté sur la figure II-45 indique une augmentation de la densité sous le plateau Nord-Loyauté (3.4). On notera cependant la persistance d'une faible résiduelle de grande longueur d'onde au-dessus de la fosse (courbe 3, Fig. II-45). Sous l'arc nous avons remplacé la couche de densité 2.84 du modèle A par deux milieux : pour le premier milieu nous avons conservé une densité 2.84 sur une épaisseur moindre, pour le deuxième, nous avons adopté par souci de simplification la densité de 3.15 déjà retenue pour le manteau supérieur situé sous le plateau Nord-Fidjien. Ces deux milieux sont séparés en profondeur par un niveau fixé de façon à obtenir la meilleure coïncidence entre anomalies calculées et observées. De ce fait, alors qu'en sismique réfraction ces deux milieux sont expérimentalement caractérisés par une même vitesse apparente de 6.6 km/s, dans le modèle gravimétrique un contraste de densité relatif de 0.31 leur est affecté. Sur la figure 11 p. 74 de LUDWIG *et al.* (1970) l'écart entre les valeurs extrêmes des densités expérimentales obtenues pour une même vitesse de 6.6 km/s est de 0.4; par conséquent si 2.84 représente la densité moyenne, la plus forte valeur de densité déduite de ces données expérimentales pour une même vitesse de 6.6 km/s est d'environ 3.04. Dans ce contexte, la valeur adoptée pour le deuxième milieu (3.15) apparaît forte. Toutefois les conditions expérimentales qui ont présidé aux mesures de vitesse et densité ne rendent sans doute pas compte de l'ensemble des paramètres agissant sur les roches à 20 km de profondeur sous un arc insulaire actif. Par conséquent, la structure de l'arc présentée sur la figure II-45 pourra être conservée; elle souligne de toute façon la nécessité de faire intervenir qualitativement sous l'arc un excès de masse que ne laissaient pas entrevoir les résultats de la sismique réfraction.

Compte tenu des hypothèses de départ, ce résultat amène quelques remarques et questions : dans ce dernier modèle, il y a pratiquement disparition de la racine compensatrice mise en évidence sous l'arc par SOLOMON et BIEHLER (1969) et par les données de réfraction. L'interprétation, en termes de distribution de densité, de la structure de vitesse caractérisant la zone située sous l'arc, peut-elle être en relation avec l'existence de matière en état de fusion partielle liée au volcanisme de l'arc ? Peut-elle aussi



être en rapport avec l'existence d'un milieu anisotrope lié au champ de contraintes ? Une étude précise de propagation des ondes sous les volcans, de même que des profils de réfraction croisés devraient permettre de lever ces indéterminations.

Dans l'état actuel des connaissances, le modèle B ainsi obtenu présente un certain nombre de points communs avec celui des Tonga (Fig. V-22, chap. V-4). Aucun de ces deux modèles ne prend en compte l'effet gravimétrique de la plaque subductée. Néanmoins la remontée du manteau sous la partie externe de l'arc, totalement hypothétique aux Tonga est localement soulignée aux Nouvelles-Hébrides par une vitesse de 8 km/s sur le sondage 4 R 10. Par contre, un milieu de densité 3.15 (remplaçant une racine plus légère), totalement hypothétique sous l'arc des Nouvelles-Hébrides est mis en évidence localement aux Tonga par une vitesse de 7,6 km/s sur les sondages 7 R 14 et C 8.

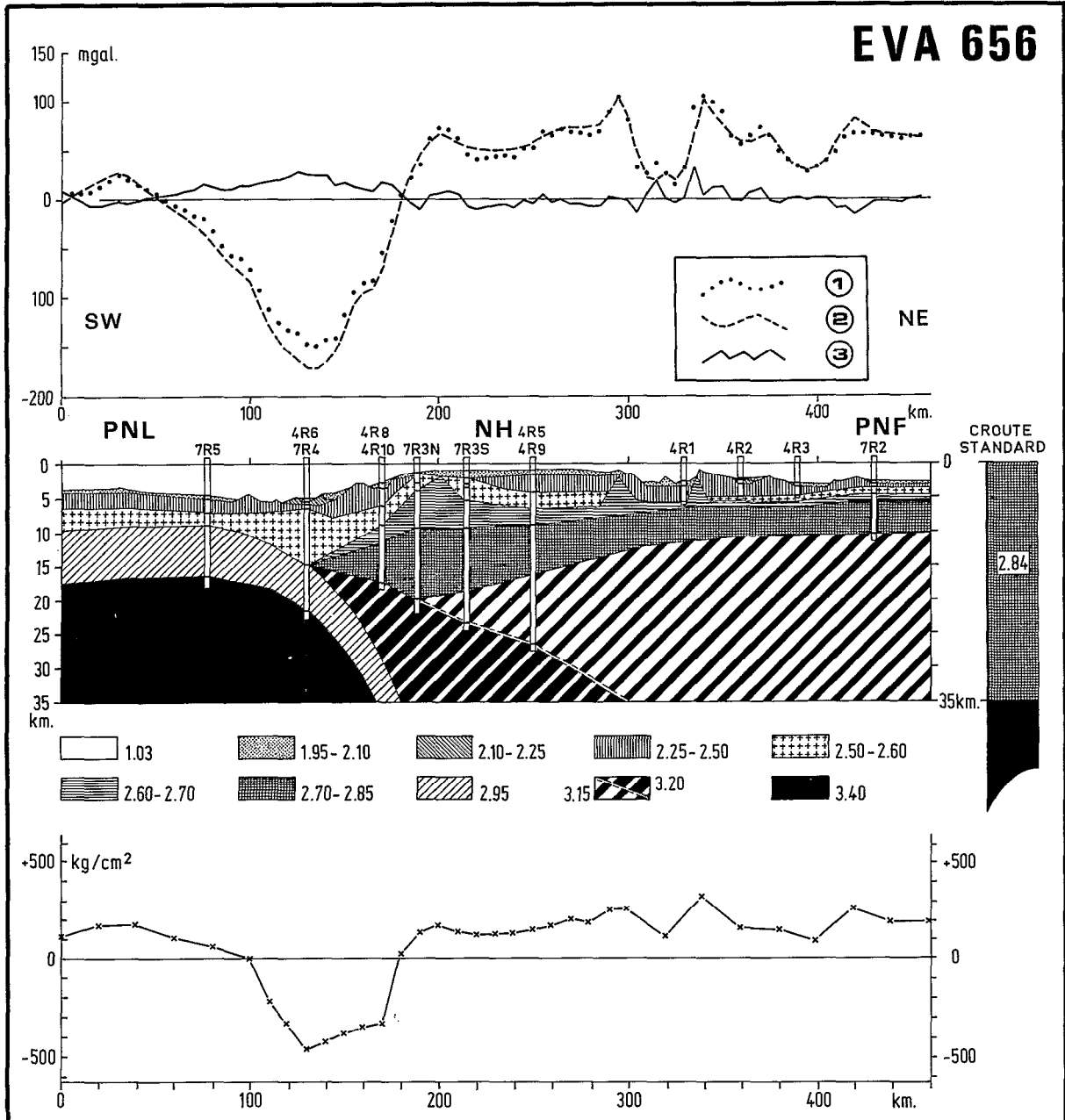


Fig. II-45 - Modèle (B) - Modèle de distribution de densité de la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides, tenant exclusivement compte des masses comprises entre 0 et 35 km. **En haut :** (1) anomalies observées ; (2) anomalies calculées ; (3) anomalie résiduelle. **Au milieu :** Modèle de distribution de densité (échelle exagérée). **En bas :** anomalies de masse.

### *Structures superficielles*

La structure superficielle de l'arc est identique pour les deux modèles, puisqu'elle est en grande partie basée sur les données de sismique réfraction ; la gravimétrie permet cependant de préciser quelques points supplémentaires.

Sur l'arc et les fossés arrière-arc, la structure superficielle se caractérise par des anomalies de courte longueur d'onde.

Au niveau de la fosse, et de son flanc interne, il y a accumulation de près de 10 km de matériau de densité 2.5. La structure volcanosédimentaire de l'arc apparaît sous la forme d'un ensemble d'environ 5 km d'épaisseur de densité moyenne 2.4 reposant sur un substratum de densité 2.68.

Le "fore horst" s'individualise à l'avant de l'arc comme une structure relativement dense (2.68) s'élevant à environ 4 à 5 km au dessus de son substrat. Il est souligné par une anomalie magnétique sur un grand nombre de profils transversaux (voir le chapitre II-2). Ses caractéristiques gravimétrique, magnétique et morphologique posent le problème de sa signification géologique. Représente-t-il les reliques d'une ligne volcanique primitive ayant migré vers l'arrière de l'arc ou représente-t-il des intrusions massives ou des écaillages liés plus particulièrement à la tectonique de l'arc ?

Les fossés arrière-arc apparaissent comme des dépressions localement bordées de part et d'autre par des pointements de matière assez dense apparemment intrusive n'affleurant que très rarement et caractérisés par de fortes anomalies magnétiques (DUBOIS *et al.*, 1978). L'île de Futuna témoigne de la nature volcanique de ces structures. Bien que non modélisée sur les figures II-43 et II-45 il semble qu'une intrusion du même type puisse être mise en évidence sur l'axe médian du fossé. Néanmoins la sismique réfraction (4 R 1) indique l'existence, sous le fond du fossé, de 2300 m de matériau à vitesse 3.5 km/s (densité 2.3). Remarquons que dans nos modèles cette couche a une épaisseur identique dans le fossé et sur l'arc. SOLOMON et BIEHLER (Fig. II-42) en adoptant une densité trop élevée (2.66) pour les structures superficielles, sont amenés à envisager une racine double de relativement faible épaisseur pour équilibrer leur modèle, ceci revient à introduire un amincissement de la croûte, d'environ 5 km sous le fossé arrière-arc. Dans notre modèle la structure profonde de la croûte, sous le fossé, semble a priori tout-à-fait identique à celle donnée par la réfraction sur la bordure ouest du plateau Nord-Fidjien. La dépression topographique ne semble pas compensée en profondeur, autrement dit aucune remontée importante de matière dense ne peut être mise en évidence par la gravimétrie sous le fossé arrière-arc. Les données de gravimétrie et de réfraction suggèrent que les fossés arrière-arc pourraient être le résultat d'effondrements d'une portion de l'arc volcanosédimentaire, sous l'effet d'une tectonique en tension ayant rendu possible des injections de matière plus dense le long des fractures bordières. D'autre part, l'arc en tant qu'unité morphologique, s'étend sur au moins 100 km à l'est des fossés (voir chap. II-2); dans cette région la structure plus profonde de la croûte ne reflète en rien la structure superficielle de l'arc, comme nous l'avons vu, il n'existe pas d'épaississement important de la croûte à cet endroit. Néanmoins on peut suivre dans les modèles proposés une légère inflexion vers le bas de la couche à vitesse 6.8 km/s au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'ouest ; ce phénomène se corréle avec la charge volcanosédimentaire qui devient plus importante lorsqu'on se rapproche de la ligne volcanique. Par conséquent, il s'avère que l'arc s'individualise en tant qu'unité crustale typique entre les limites morphologiques représentées par la fosse et les fossés arrière-arc, alors que son existence morphologique se manifeste plus largement vers l'est au-delà des fossés arrière-arc. Ce résultat essentiel met en évidence la position structurale singulière des fossés arrière-arc et peut fournir une explication simple à leur origine. Ils se situent dans la zone de transition croûte océanique fine à croûte d'arc insulaire épaisse. Si on admet la genèse du plateau Nord-Fidjien par fracturation de l'arc du Vityaz puis par expansion océanique (CARNEY and MACFARLANE, 1978 ; FALVEY, 1978), il semble logique qu'une partie au moins du substratum de l'arc actuel des Nouvelles-Hébrides soit constitué par la moitié de l'arc du Vityaz qui a migré vers le sud-ouest. Dans ces conditions, il est probable que le substratum de l'arc actuel a conservé, sur sa bordure orientale, la trace de la fracturation initiale. Cette zone de transition, postérieurement soumise à un régime de contraintes en tension, se serait comportée comme une zone de faiblesse de la croûte, en s'effondrant sous l'effet de la charge volcanosédimentaire.

## CONCLUSION

Les deux types de modèle que nous avons présentés sont contraints par un bon nombre de données de réfraction. Néanmoins les conditions tectoniques et géodynamiques particulières présidant à la formation et au maintien en activité d'un arc insulaire ne nous permettent pas d'employer en toute sécurité des relations vitesse-densité applicables, avec une bonne précision, en milieu océanique ou continental calme. C'est pourquoi nous avons choisi de présenter deux types de modèle bien différents dans leur conception. Notons qu'il semble difficile d'expliquer par le modèle B les gradients de l'anomalie de grande longueur d'onde observés sur le plateau Nord-Loyauté et le plateau Nord-Fidjien sans faire varier de façon importante soit l'épaisseur de la croûte, soit la densité dans le manteau. Un complément de réfraction serait souhaitable sur le plateau Nord-Loyauté. L'épaisseur crustale du plateau Nord-Fidjien diminue d'ouest en est (voir aussi chap. VIII) ; ceci ne permet pas d'expliquer le gradient décroissant vers l'est. Pour ces différentes raisons nous donnerons une préférence au modèle A qui tient compte de l'effet gravimétrique de la plaque subductée. Néanmoins les phénomènes de fusion partielle et d'anisotropie évoqués dans la discussion du modèle B peuvent aussi rendre compte partiellement et localement de l'anomalie à l'air libre observée.

Si l'initiation d'une subduction correspond à un état de déséquilibre lithosphérique et, si les structures superficielles jouent un rôle dans la compensation de la plaque subductée, nos conclusions concernant le modèle A nous amènent à suggérer que la plaque subductée en profondeur dans la région d'Erromango serait en déséquilibre et que la structure superficielle associée ne serait pas suffisamment évoluée pour jouer un rôle important dans la compensation de ce corps dense. La jeunesse de la subduction ainsi que la vitesse de convergence élevée pourraient être à l'origine de ce phénomène. Étant donné que le manteau transmet difficilement les contraintes, une compensation latérale de ce corps est difficilement envisageable en profondeur ; par contre une compensation verticale partielle y est plausible.

Bien qu'un certain nombre de points restent obscurs, les différentes données géophysiques ainsi que la simplicité des hypothèses posées ont permis de mettre en évidence une anomalie de grande longueur d'onde, attribuée globalement à la lithosphère subductée. Si une telle corrélation semble possible, il apparaît fort improbable, comme l'ont souligné WATTS et TALWANI (1975), de déduire des seules anomalies gravimétriques des détails concernant la configuration de la lithosphère subductée.

*Manuscrit remis en juillet 1980*  
*Manuscrit révisé en septembre 1980*