

**ÉTUDE DES BASSINS MARGINAUX FOSSILES
DU SUD-OUEST PACIFIQUE :
BASSIN NORD-D'ENTRECASTEAUX, BASSIN
NORD-LOYAUTÉ, BASSIN SUD-FIDJEN**

Par André LAPOUILLE

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

Les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien sont trois bassins situés sur la marge orientale de la plaque Indo-australienne avant sa rencontre avec la plaque Pacifique au niveau des zones de subduction des Nouvelles-Hébrides et de Tonga-Kermadec (Fig. IX-1). Ils ne sont l'objet d'aucune sismicité actuelle et apparaissent donc comme des bassins marginaux rémanents ou fossiles.

Leurs superficies respectives sont d'inégale importance. Les deux premiers ont une superficie relativement faible par rapport à celle d'autres bassins marginaux tandis que le troisième totalise une surface d'environ 1 million de kilomètres carrés et représente ainsi le plus vaste bassin de la région après celui de la mer de Tasman.

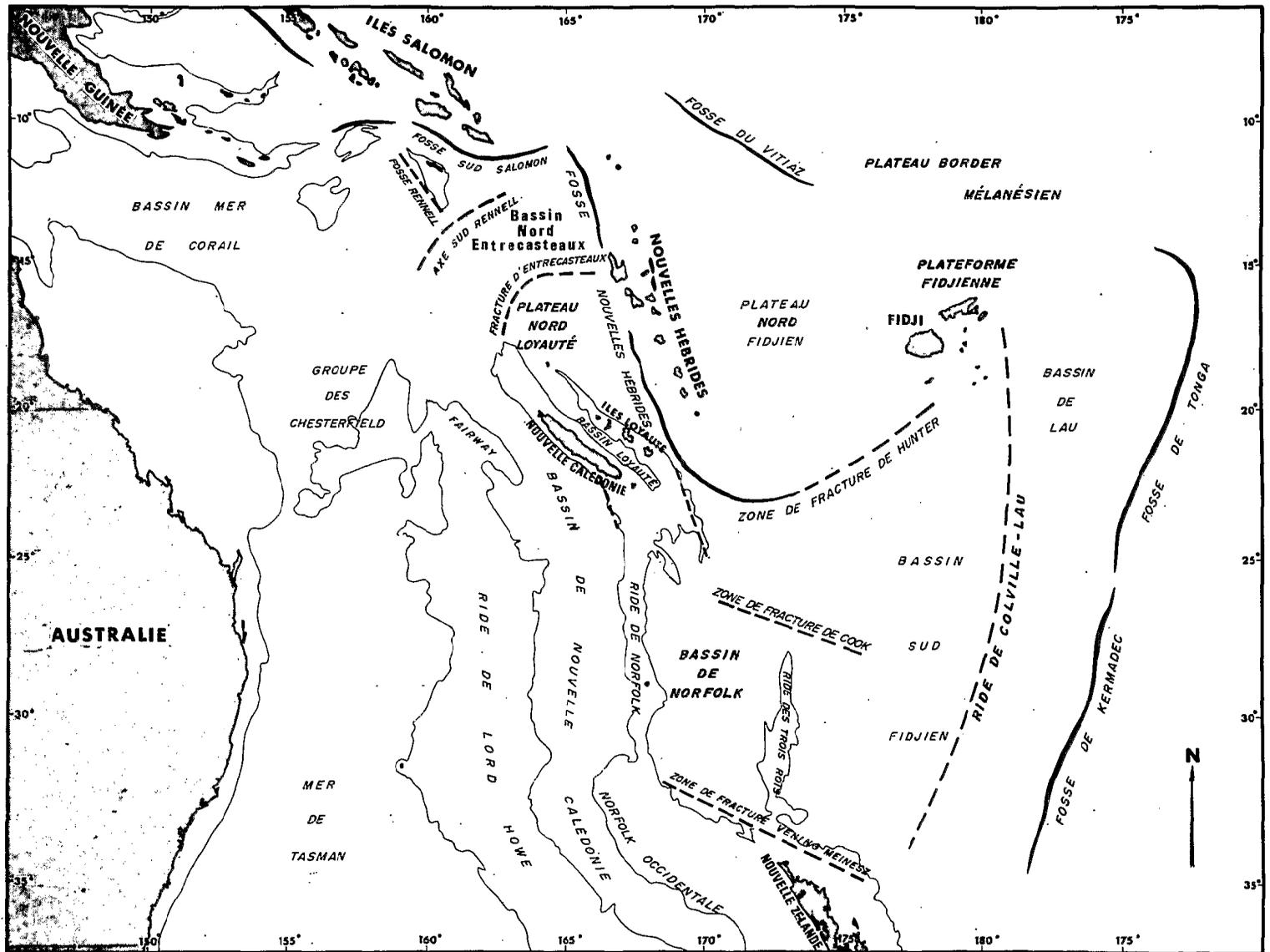


Fig. IX - 1. Plan de situation schématique régional.

Le bassin Nord-Loyauté (Fig. IX-2), à peu près triangulaire, est limité par la chaîne des Loyauté au sud-ouest, la zone d'Entrecasteaux au nord et la fosse des Nouvelles-Hébrides à l'est, tandis que le bassin Nord-d'Entrecasteaux prolonge le précédent au nord et à l'ouest de la zone d'Entrecasteaux jusqu'à la zone de fracture de Rennell.

Le bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-3), quant à lui, est subdivisé en deux parties, la plaine abyssale de Minerve au nord et la plaine abyssale de Kupe au sud, séparées l'une de l'autre par une ligne de hauts-fonds situés dans le prolongement est de la zone de fracture de Cook. Ses limites sont la ride de Lau-Colville sur son bord est, la plate-forme fidjienne et la zone de Hunter au nord-est, le prolongement sud de la fosse des Nouvelles-Hébrides au nord-ouest et enfin à l'ouest le prolongement sud de la chaîne des Loyauté qui borde la plaine abyssale de Minerve tandis que la ride des Trois Rois borde la plaine abyssale de Kupe.

Pendant la position tectonique de ces bassins diffère. Alors que le bassin Nord-d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté sont situés sur la marge de la plaque Indo-australienne plongeant sous la plaque Pacifique au niveau de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, le bassin Sud-Fidjien est situé sur la marge de la même plaque Indo-australienne sous laquelle plonge la plaque Pacifique au niveau de la zone de subduction de Tonga-Kermadec.

ENVIRONNEMENT

La zone de fracture de Rennell

La zone de fracture de Rennell, ou axe Sud-Rennell, ou fossé Sud-Rennell, qui limite au nord-ouest le bassin Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-1 et 2), a été interprétée par PACKHAM (1973) et TERRILL (1975) comme une zone de fracture associée à l'ouverture du bassin de la mer de Tasman au Paléocène. LANDMESSER (1974) et LANDMESSER *et al.* (1975) l'ont interprétée soit comme une faille transformante qui se serait formée durant le développement du bassin de la mer de Corail et du bassin des Nouvelles-Hébrides (ou bassin Nord-d'Entrecasteaux-Nord-Loyauté) à l'Eocène, soit comme le résultat de la relocalisation de la frontière de la plaque Indo-Pacifique qui se serait produite au début de l'Oligocène après l'obduction du manteau supérieur en Nouvelle-Calédonie. Quant à LARUE *et al.* (1977), ils ont interprété cette structure comme un centre d'expansion fossile qui aurait été actif à l'Oligocène.

La zone d'Entrecasteaux

La zone d'Entrecasteaux, qui marque la limite entre les bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-1 et 2), est soulignée par des massifs sous-marins au relief important (LUYENDYK *et al.*, 1974). Structuralement complexe, elle a été interprétée comme la terminaison vers le nord et l'est de la subduction affectant, à l'Eocène, l'ensemble Nouvelle-Calédonie - îles Loyauté (DANIEL *et al.*, 1977). Une nouvelle approche pétrologique et géochronologique des problèmes posés par cette zone (voir Chap. X) apporte quelques résultats importants, en particulier en ce qui concerne les volcanites draguées, qui s'avèrent présenter la plupart des caractères des tholéïtes de plancher océanique, et dont l'âge s'échelonne entre 56 et 36 M.A.. Enfin GOULA (1978) remarque que le manteau supérieur, sous la zone d'Entrecasteaux, est caractérisé par une faible vitesse des ondes S entre 150 et 350 kilomètres de profondeur, alors qu'entre 50 et 150 kilomètres cette vitesse paraît normale.

La chaîne des Loyauté

La chaîne des Loyauté, qui limite à l'ouest le bassin Nord-Loyauté et la partie nord du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-1, 2 et 3), est vue, par la sismique réflexion, comme un ensemble de deux rides, confondues à leur base, qui entourent un bassin perché central et dont la couverture sédimentaire est très mince (DUBOIS *et al.*, 1974b) : cette couverture sédimentaire varie de 0.2 à 0.6 s.t.d. (seconde temps-double) sauf dans le bassin interne où elle peut atteindre 1.2 s.t.d. (RAVENNE *et al.*, 1973).

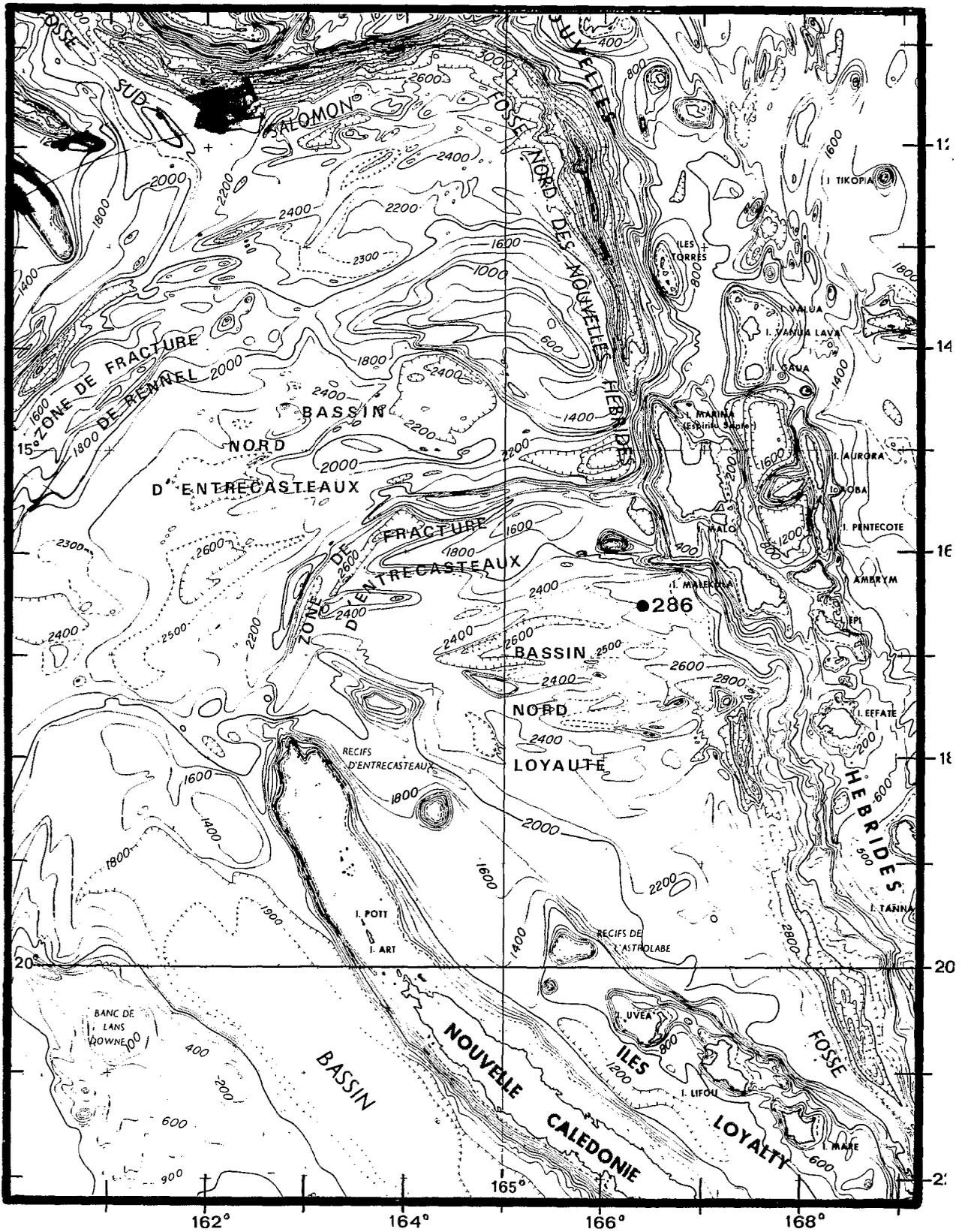


Fig. IX - 2. Bathymétrie des bassins Nord-Entrecasteaux et Nord-Loyauté et de leur environnement. (Extrait de la carte bathymétrique régionale de la Scripps Institution of Oceanography ; isobathes en brasses) avec localisation du forage JOIDES 286.

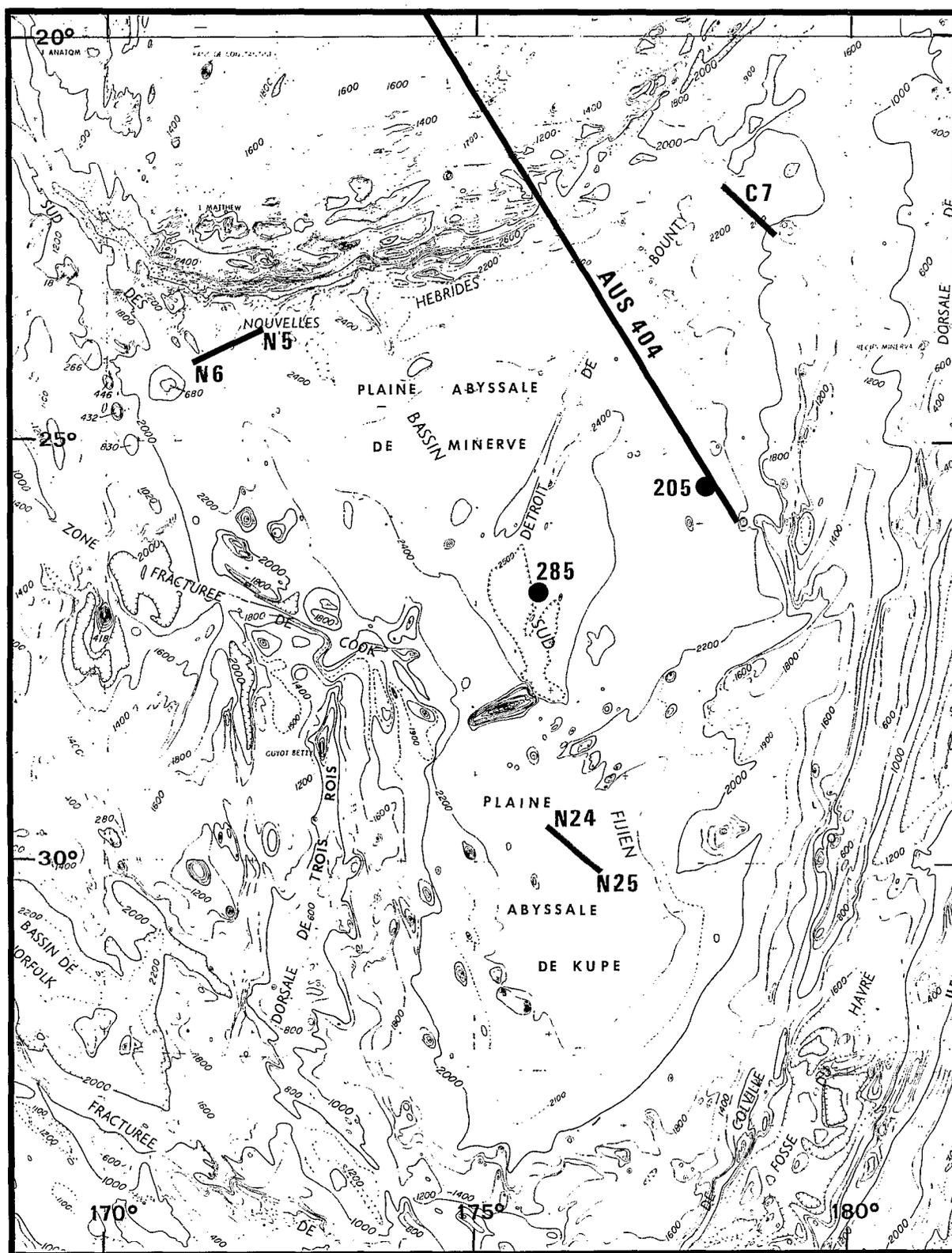


Fig. IX - 3. Bathymétrie du bassin Sud-Fidjien (extrait de la carte bathymétrique régionale de la S.I.O. ; isobathes en brasses) avec localisation des forages JOIDES 205 et 285, des sondages de sismique réfraction de la S.I.O et du profil AUS 404.

Le caractère volcanique de cette chaîne a été mis en évidence par des études pétrographiques qui montrent que les îles Loyauté, émergences de la chaîne sous-marine qui s'étire de la zone d'Entrecasteaux au nord à la zone de fracture de Cook au sud (Fig. IX-1), sont d'anciens volcans coiffés de calcaires coralliens du Pléistocène (KOCH, 1958b ; CHEVALIER, 1968 ; BAUBRON *et al.*, 1976). Le substratum volcanique n'affleure qu'à l'île de Maré, dans le lagon fossile, sous la forme de trois pointements de faible relief et de superficie restreinte. Ces affleurements sont composés de basaltes alcalins à olivine auxquels une datation par la méthode Potassium-Argon avait attribué un âge de 29 ± 4 M.A. (CHEVALIER, 1968) alors que des mesures radiométriques plus récentes et plus nombreuses ont déterminé un âge de 10 ± 1 M.A. (BAUBRON *et al.*, 1976). Compte-tenu de la position sommitale de ces formations, elles représentent sans doute les dernières manifestations volcaniques de ces appareils. On a en outre observé dans l'île de Maré des cinérites et tufs bréchiques altérés au fond d'excavations karstiques profondes de 20 à 30 mètres (KOCH, 1958b).

Les mesures marines et aériennes du champ magnétique terrestre mettent en évidence le caractère volcanique du socle de cette chaîne qui induit une anomalie magnétique positive régionale de l'ordre de 500 gammas et de longueur d'onde égale à la largeur de la chaîne, soit environ une centaine de kilomètres. Cette signature magnétique est celle d'un corps allongé uniformément aimanté et montre l'enracinement profond de la chaîne des Loyauté dans le socle environnant. Un modèle géologique de la chaîne permet de rendre compte des anomalies observées en utilisant une susceptibilité magnétique de 6.10^{-3} u.e.m.c.g.s. (LAPOUILLE, 1974, 1977), ordre de grandeur de la susceptibilité des roches basaltiques ; cette susceptibilité est d'ailleurs celle qui a été mesurée sur des échantillons prélevés sur l'île de Maré.

Dans un modèle géologique déduit des mesures du champ de pesanteur sur les îles Loyauté on a attribué une densité de 2.75 à 2.80 g/cm³ au socle subaffleurant de ces îles (COLLOT and MISSEGUE, 1977a), valeur qui représente une densité moyenne des roches extrusives.

L'épaisseur de la croûte sous la chaîne des Loyauté a été trouvée de 20 ± 2 kilomètres par interprétation de la mesure des temps de propagation des ondes de Rayleigh (DUBOIS, 1969), valeur à peu près confirmée par les mesures de gravimétrie qui admettent une épaisseur de 24 kilomètres (COLLOT and MISSEGUE, 1977a, 1977b). Cette épaisseur de croûte est celle que l'on trouve généralement sous les arcs insulaires, qu'ils soient actifs ou fossiles.

Les enregistrements de sismique-réflexion marine concluent à une certaine hétérogénéité morphologique de la chaîne des Loyauté qui est parcourue sur toute sa longueur par une grande faille-flexure (DUBOIS *et al.*, 1974b). De même les mesures du champ magnétique avec une maille fine sur les îles Loyauté concluent à une hétérogénéité magnétique dans le détail. On peut donc penser qu'il y a eu plusieurs phases dans l'histoire géologique de la chaîne, l'âge de 10 M.A. donné précédemment marquant vraisemblablement le dernier stade des éruptions volcaniques qui ont contribué à son édification (BAUBRON *et al.*, 1976). Les cartes aéromagnétiques au-dessus des îles montrent les isanomaes allongées généralement suivant la direction NW-SE, reflétant la direction structurale de la chaîne et sa subdivision selon des accidents suivant son élongation générale (LAPOUILLE, 1974).

En outre ces mêmes cartes aéromagnétiques montrent un fort gradient horizontal, 75 γ / km, sur la côte sud-ouest des îles, alors qu'il est inférieur à 20 γ / km, sur la côte nord-est. Cela traduit sans doute la pente de la chaîne qui émerge du bassin des Loyauté, au sud-ouest, suivant une pente d'une vingtaine de degrés alors qu'elle n'est que de 6 à 7 degrés vers le bassin Nord-Loyauté, au nord-est (LAPOUILLE, 1974). Les résultats de sismique-réfraction (SHOR *et al.*, 1971 ; IBRAHIM *et al.*, 1979 ; voir Chap. XII-4) montrent que le toit du socle magnétique se trouve approximativement à 8 kilomètres sous la surface de la mer dans le bassin des Loyauté alors que dans le bassin Nord-Loyauté il se situe à 5 kilomètres (LAPOUILLE, 1974). C'est par une série de failles que la chaîne des Loyauté plonge sur son côté sud-ouest dans le bassin des Loyauté, bassin à structure océanique dont la croûte a une épaisseur d'une quinzaine de kilomètres et qui a été rempli d'une importante couverture sédimentaire récente (DUBOIS, 1969 ; SHOR *et al.*, 1971 ; COLLOT and MISSEGUE, 1977b ; IBRAHIM *et al.*, 1979 ; voir aussi Chap. XII).

La fosse des Nouvelles-Hébrides

La répartition des séismes montre que la fosse des Nouvelles-Hébrides, dont la profondeur atteint jusqu'à 7000 mètres et qui limite les bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté à l'est et le bassin Sud-Fidjien au nord-ouest (Fig. IX-1, 2 et 3), est la trace de la zone de subduction de la plaque Indo-australienne plongeant sous la plaque Pacifique (DUBOIS, 1969, 1971 ; PASCAL, 1974 ; voir Chap. II). Vers le sud, cette fosse semble se prolonger par une zone de fracture (voir Chap. III) créée par le glissement l'une contre l'autre des plaques Indienne et Pacifique à cause de leurs sens de dérive opposés, et par l'ouverture actuelle du plateau Nord-Fidjien à partir d'un axe d'expansion situé à peu près le long du méridien 173° 30'E (voir Chap. VIII). Cette zone de fracture qui se poursuit vers le nord-est jusqu'à la plate-forme fidjienne est définie par une topographie très abrupte et perturbée mais son activité sismique est très faible.

La ride de Lau-Colville

La ride de Lau-Colville, qui limite le bassin Sud-Fidjien à l'est (Fig. IX-1 et 3), est une vaste chaîne sous-marine affleurant sous la forme d'anciens volcans et se terminant au nord dans la plate-forme fidjienne (voir Chap. V-1).

La ride des Trois Rois

La ride des Trois Rois, qui marque la limite occidentale de la partie sud du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-1 et 3), est une chaîne sous-marine dont le caractère volcanique a été mis en évidence par sa signature magnétique : de même que la chaîne des Loyauté, elle induit une anomalie magnétique positive de plusieurs centaines de gammas en amplitude et dont la longueur d'onde est égale à la largeur de la chaîne (LAPOUILLE, 1977, 1978). Le décrochement bathymétrique que constitue la zone de fracture de Cook semble relier l'une à l'autre ces deux rides volcaniques.

STRUCTURE SUPERFICIELLE

Bathymétrie et morphologie

Les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien sont les zones les plus profondes de la partie orientale du Sud-Ouest Pacifique ; la profondeur atteint par endroits 5 kilomètres. C'est d'ailleurs par leur bathymétrie, contrastant d'une façon abrupte avec les structures qui les entourent, que ces bassins sont d'abord définis.

Bassin Nord-d'Entrecasteaux

Le bassin Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-2) est défini par l'isobathe 4000 mètres qui le montre orienté E-W dans sa partie est et NE-SW dans sa partie ouest, épousant la forme générale des structures qui l'entourent, les zones de fracture de Rennell et d'Entrecasteaux. Sa partie centrale a une profondeur à peu près uniforme de 4000 à 5000 mètres.

Bassin Nord-Loyauté

Le bassin Nord-Loyauté (Fig. IX-2 et 4) atteint rapidement une profondeur de plus de 3000 mètres au pied de la chaîne des Loyauté. Dans ses parties ouest et centrale, la profondeur du bassin varie de 3500 à 4500 mètres tandis qu'elle atteint 4500 à 5000 mètres dans ses parties est et nord, en regard des Nouvelles-Hébrides ou de la zone d'Entrecasteaux. Le bassin Nord-Loyauté présente ainsi une profondeur croissant du sud-ouest vers le nord et l'est.

Ses lignes de relief semblent par ailleurs épouser les directions des structures qui le limitent : NW-SE dans sa partie sud-ouest parallèlement à la chaîne des Loyauté, NNW-SSE dans sa partie est comme la fosse et la chaîne des Nouvelles-Hébrides, enfin ENE-WSW dans sa partie nord comme la zone d'Entrecasteaux.

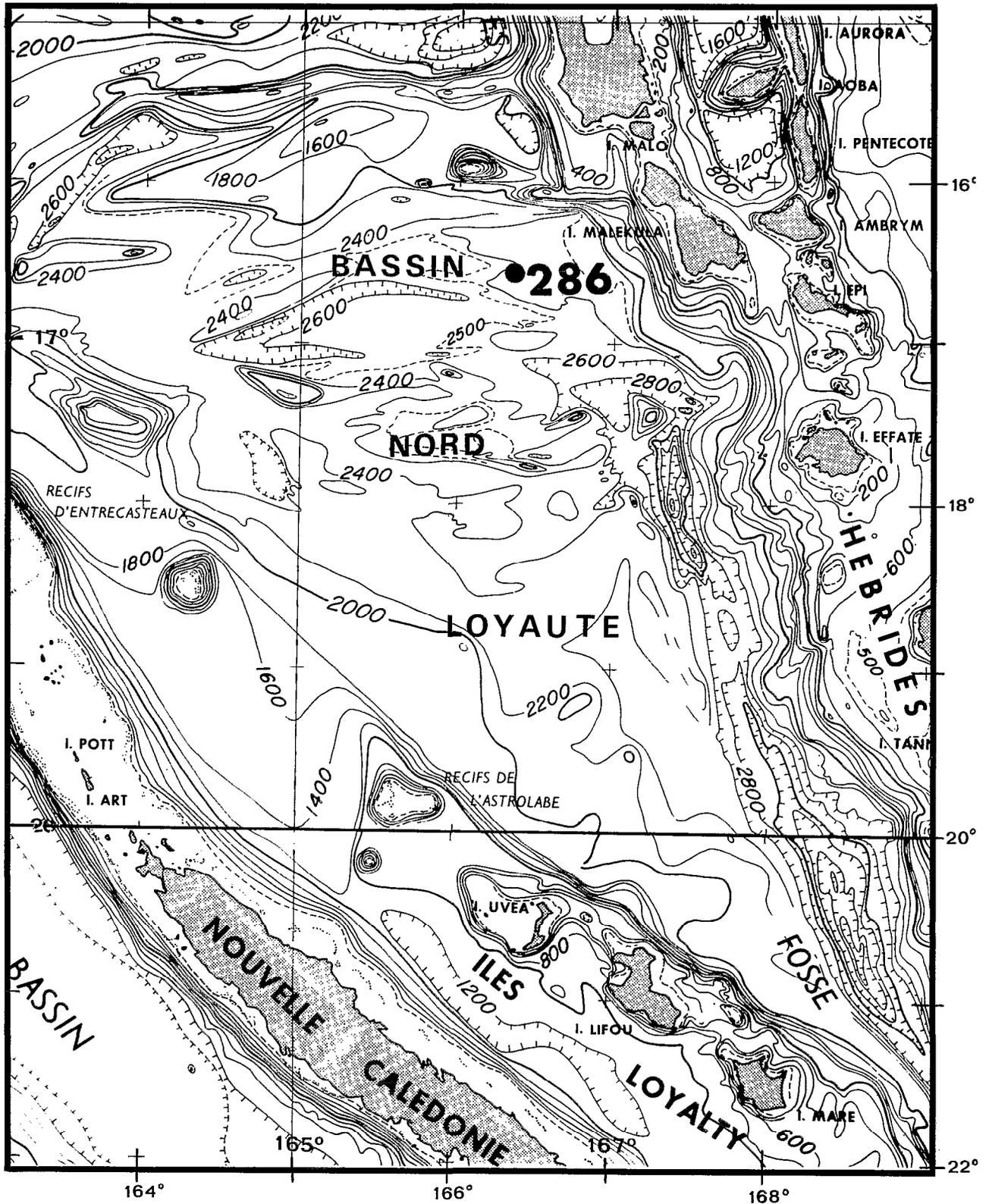


Fig. IX - 4. Bathymétrie du bassin Nord-Loyauté (extrait de la carte bathymétrique régionale de la S.I.O. ; isobathes en brasses) avec localisation du forage JOIDES 286.

Morphologiquement, le bassin Nord-Loyauté joint la chaîne des Loyauté à la fosse des Nouvelles-Hébrides par une succession de blocs faillés, ou panneaux effondrés, dont l'inclinaison est opposée à la pente générale (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; RAVENNE *et al.*, 1973).

Bassin Sud-Fidjien

La limite du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-3) est aussi la ligne des 4000 mètres. En effet, en deçà de cette isobathe, la profondeur diminue rapidement vers les rides qui bordent le bassin à l'ouest, à l'est et au nord-est, ou augmente rapidement vers la fosse des Nouvelles-Hébrides au nord-ouest.

La profondeur de la majeure partie du bassin Sud-Fidjien est comprise entre 4000 et 5000 mètres. Elle est légèrement supérieure à 4500 mètres dans la partie centrale de la plaine abyssale de Minerve. Cette isobathe de 4500 mètres, outre qu'elle dessine le centre de la plaine de Minerve, s'étire vers le nord-ouest, en direction du bassin Nord-Loyauté, ce qui tendrait à montrer que l'âge du bassin Sud-Fidjien croît vers le nord-ouest.

Ce bassin présente donc sur toute sa superficie une profondeur relativement uniforme de 4 à 5 kilomètres. Sa profondeur moyenne est cependant légèrement dépassée par celles des bassins Nord-Loyauté et surtout Nord-d'Entrecasteaux.

Géothermie

Quelques mesures de flux de chaleur ont été effectuées dans les bassins étudiés.

Alors qu'au nord de la zone d'Entrecasteaux la valeur moyenne est de $1.32 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (MACDONALD *et al.*, 1973) ou $1.86 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (HALUNEN and VONHERZEN, 1973), au sud de la zone d'Entrecasteaux le flux géothermique présente une valeur moyenne de $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (MACDONALD *et al.*, 1973). On peut sans doute trouver l'explication de cette dernière valeur, a priori anormalement élevée, dans l'activité volcanique récente, 10 M.A., des îles Loyauté.

La partie nord du bassin Sud-Fidjien, ou plaine abyssale de Minerve, a fait aussi l'objet de quelques mesures de flux géothermique. Seize mesures ont été publiées (SCLATER *et al.*, 1972b) qui donnent la valeur moyenne de $0.98 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$. Sur ces 16 mesures, 4 sont relatives à la partie nord-ouest du bassin, donnant une valeur moyenne, très basse, de $0.43 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ et tendant à montrer là encore l'âge plus ancien de cette partie du bassin ; 11 mesures ont été effectuées dans la partie nord-est du bassin où elles indiquent un flux thermique moyen de $1.13 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, et enfin une mesure réalisée sur le bord est de la ride des Trois Rois, près de la zone de fracture de Cook (28.5°S , 173.5°E), donne un flux de $1.51 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$.

Ces faibles valeurs du flux thermique dans le bassin Sud-Fidjien, en même temps que les grandes profondeurs observées, permettent d'attribuer à ce bassin un âge ancien. Le flux de chaleur moyen y est même inférieur à celui que l'on attendrait d'un bassin à une telle profondeur (SCLATER, 1972).

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SUPÉRIEUR

Bassin Nord-d'Entrecasteaux - Nord-Loyauté

Le fond des bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté est constitué d'une couche sédimentaire généralement mince, excepté en bordure immédiate de la chaîne des Loyauté. Un profil de sismique-réflexion dans les parties centrale et est du bassin Nord-Loyauté, aux environs de 18°S , montre une épaisseur sédimentaire de 0.25 s.t.d. (LUYENDYK *et al.*, 1974).

Cette couverture sédimentaire, qui ne dépasse jamais 2 s.t.d., ou 2 kilomètres (dans la partie ouest du bassin Nord-Loyauté), repose sur un socle acoustique très réfléchissant et fortement diffractant

dans lequel la vitesse de propagation des ondes sismiques est de 5.5 km/s (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; RAVENNE *et al.*, 1973 ; DUBOIS *et al.*, 1974b). Ces caractéristiques témoignent de la nature volcanique du socle.

La profondeur du socle magnétique a été trouvée de 5 à 6 kilomètres sous la surface de la mer dans la partie ouest du bassin Nord-Loyauté (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; LAPOUILLE, 1974) où le plancher océanique est à environ 3.5 kilomètres. Cette profondeur du socle magnétique a été confirmée par deux profils de sismique-réfraction situés de part et d'autre du parallèle 167°E entre 18° et 19°S, soit à environ 65 kilomètres de l'axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides, qui montrent la couche à 5.3 km/s à 5.5 kilomètres sous la surface de la mer (IBRAHIM *et al.*, 1979).

Le forage JOIDES 286 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), effectué au cours du leg 30 du "Deep Sea Drilling Project" par le Glomar Challenger et situé dans la partie nord du bassin Nord-Loyauté (16°31.92'S, 166°22.18'E) (Fig. IX-4), a atteint le socle constitué d'un gabbro intrusif dans du basalte extrusif à 649 mètres sous le fond océanique. Le socle est recouvert immédiatement par 450 mètres de dépôts volcanosédimentaires datés de l'Eocène moyen à supérieur qui ont été déformés avec lui, puis par 110 mètres de craies et boues à nanofossiles de l'Eocène supérieur à l'Oligocène supérieur qui indiquent que le socle était déjà profond à cette époque, mais au-dessus de la zone de compensation des carbonates. Ces dépôts sont surmontés eux-mêmes par 90 mètres d'argiles rouges abyssales du Miocène qui indiquent que la profondeur du socle a encore augmenté puisque les argiles rouges sont caractéristiques des fonds situés au-dessous de la zone de compensation des carbonates ; cette subsidence indiquée par la dissolution des microfossiles peut être la conséquence du refroidissement progressif de la croûte (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975). Enfin une couche à fragments de verre du Pliocène-Pléistocène recouvre superficiellement ces dépôts avec une épaisseur décroissant vers l'ouest.

La surface du socle est très fracturée (RAVENNE *et al.*, 1973). Elle est affectée en particulier de trois fractures principales de direction NW-SE parallèles à la chaîne des Loyauté (voir Chap. II-2) et très vraisemblablement liées à l'érection de cette chaîne. Il est possible aussi que le bombement lithosphérique qui affecte cette région avant son enfoncement dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, mis en évidence par DUBOIS *et al.* (1974a, 1975b, 1977a,b), joue un rôle dans la fracturation du socle : c'est le cas sur d'autres plaques plongeantes, par exemple sur la plaque Nazca avant l'enfoncement de cette plaque sous la plaque sud-américaine, au niveau de la fosse du Pérou, où la croûte présente de nombreuses failles normales dans la zone de flexion maximum avant de constituer des gradins plongeant vers le fond de la fosse (PAUTOT, 1975). Enfin, au vu des enregistrements de sismique-réflexion effectués par le Glomar Challenger autour du forage 286, ANDREWS, PACKHAM *et al.* (1975) concluent à une déformation du socle du bassin qui aurait eu lieu à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène.

D'après un profil de gravimétrie effectué durant l'expédition NOVA de la Scripps Institution of Oceanography en 1967 dans la partie est du bassin Nord-Loyauté (à l'est de 166°E), aux environs du parallèle 18°S, montrant une valeur moyenne de l'anomalie à l'air libre de 15 à 20 mgal, SOLOMON et BIEHLER (1969) déduisent que l'épaisseur de la croûte du bassin Nord-Loyauté est celle d'une croûte océanique normale avec une valeur de 5 à 6.5 kilomètres. Par ailleurs, interprétant un profil de gravimétrie réalisé par la Gulf Oil Company en 1972 le long du 20ème parallèle, COLLOT et MISSEGUE (1977b) attribuent à cette croûte une épaisseur de 7 à 8 kilomètres. Enfin, de deux profils de sismique-réfraction effectués au voisinage de 167°E, entre 18°S et 19°S, IBRAHIM *et al.* (1979) déduisent une épaisseur de croûte de 10 kilomètres, valeur légèrement supérieure à celle d'une croûte océanique normale (WORZEL, 1974). Ils trouvent pour la couche inférieure de cette croûte une vitesse élevée, 7.0 km/s, et pour le manteau supérieur une vitesse de 8.1 km/s.

Cependant, il a été montré que le manteau supérieur du bassin Nord-Loyauté présente une grande atténuation des ondes Sn (MOLNAR and OLIVER, 1969) et des retards dans les temps de propagation des ondes P (DUBOIS, 1971) : la vitesse des ondes P est de 8.0 km/s alors qu'elle est de 8.45 km/s dans les grands bassins océaniques de la plaque Pacifique (DUBOIS *et al.*, 1973b). On a montré aussi (DUBOIS, 1968 ; GOULA, 1978) que les ondes de volume, surtout les ondes S, y ont une vitesse faible.

Néanmoins, la lithosphère conduisant bien les ondes Sn et Pn (LOUAT, comm. pers.), cette atténuation doit être le fait de l'asthénosphère comme noté par GOULA (1978) qui trouve, sous la zone de fracture d'Entrecasteaux, une faible vitesse des ondes S entre 150 et 350 kilomètres de profondeur alors qu'entre 50 et 150 kilomètres cette vitesse paraît normale.

Cette atténuation de propagation des ondes sismiques dans l'asthénosphère est attribuée à un fort pourcentage de fusion partielle. En effet la fusion partielle du matériau constituant le manteau supérieur, faisant intervenir de petites quantités d'eau (RINGWOOD, 1976), entraîne une zone à faible vitesse, une faible valeur du facteur de qualité tel qu'observé par GOULA (1978) et aussi des valeurs de flux de chaleur élevées.

Les anomalies de transmission sismique, comme d'ailleurs le flux thermique élevé, apparaissent limitées au sud de la zone d'Entrecasteaux et tendent ainsi à montrer une différence de nature du manteau supérieur entre le nord (bassin Nord-d'Entrecasteaux) et le sud (bassin Nord-Loyauté) de la zone d'Entrecasteaux. En effet la vitesse de transmission des ondes de surface et des ondes S apparaît normale au nord de la zone d'Entrecasteaux (DUBOIS, 1971) et comparable à celle d'un bassin océanique ancien ; les valeurs de flux thermique tant au nord de la zone d'Entrecasteaux que sur la zone elle-même sont basses et compatibles avec un âge de formation du bassin Nord-d'Entrecasteaux plus ancien que celui du bassin Nord-Loyauté.

Bassin Sud-Fidjien

La Scripps Institution of Oceanography a effectué trois sondages de sismique-réfraction dans le bassin Sud-Fidjien, un au nord-est lors de l'expédition CAPRICORNE en 1952, un autre au nord-ouest lors de l'expédition NOVA en 1967, enfin un troisième au sud lors de l'expédition NOVA également (SHOR *et al.*, 1971 ; Fig. IX-3).

Le sondage du nord-est, à la station C 7 (21°55'S, 178°33'E), indique, sous une profondeur d'eau de 4.1 kilomètres, une couche sédimentaire de 1.1 kilomètre à vitesse supposée 2.15 km/s surmontant successivement 2.0 kilomètres à vitesse 5.0 km/s et 7.4 kilomètres à vitesse 7.0 km/s, montrant ainsi une croûte de 10.5 kilomètres surmontant le manteau à vitesse 8.4 km/s.

Le profil du nord-ouest, entre les stations N 5 (23°32'S, 171°48'E) et N 6 (23°54'S, 170°50'E) indique respectivement, sous des profondeurs d'eau de 4.5 et 4.1 kilomètres, des épaisseurs de 0.5 et 1.1 kilomètre de sédiments à vitesse supposée 2.15 km/s surmontant le socle constitué de 2.1 et 1.2 kilomètres d'un matériau à vitesse 4.4 km/s et de 8.0 et 6.0 kilomètres d'un matériau à vitesse 6.8 km/s, montrant ainsi des épaisseurs de croûte de 10.6 et 8.3 kilomètres, soit légèrement supérieures à celle d'une croûte océanique normale ; cette croûte repose sur le manteau dont la vitesse a été trouvée égale à 8.1 km/s.

Enfin le profil du sud, entre les stations N 24 (29°30'S, 176°00'E) et N 25 (29°55'S, 176°46'E), indique, sous une profondeur d'eau de 4.3 kilomètres, une épaisseur de 1.1 ou 0.9 kilomètre de sédiments à vitesse supposée 2.15 km/s reposant sur le socle constitué de 1.3 ou 1.2 kilomètre d'un matériau à vitesse 6.0 km/s et 3.3 ou 6.2 kilomètres à vitesse 6.9 km/s, plaçant ainsi le manteau, à vitesse 8.3 km/s, sous une croûte épaisse de 6 à 8 kilomètres.

Ces sondages de sismique-réfraction s'accordent donc pour montrer une couverture de sédiments non consolidés ($v = 2.15$ km/s) épaisse d'environ 1 kilomètre sur toute la surface du bassin. Ils montrent en outre que la vitesse dans le socle est normale au nord (4.4 km/s) et supérieure au sud (6.0 km/s). De plus ils indiquent une épaisseur de croûte légèrement plus grande que dans le cas d'une croûte océanique typique en donnant à la croûte du bassin une épaisseur moyenne de 9.3 kilomètres. Enfin la vitesse dans le manteau supérieur est elle aussi légèrement plus élevée que celle d'un manteau normal.

L'observation des temps de propagation des ondes sismiques des séismes régionaux avait, auparavant, permis à OFFICER (1955) et à DUBOIS (1968) de déduire une épaisseur de croûte de 15 kilomètres pour le bassin Sud-Fidjien, valeur qui semble légèrement trop grande à la suite des résultats de sismique réfraction.

En comparant quelques rares données de gravimétrie, combinées avec les résultats de sismique-réfraction, de part et d'autre de la zone de Hunter, SOLOMON et BIEHLER (1969) ont déduit que le manteau du bassin Sud-Fidjien, jusqu'à une profondeur de 100 kilomètres, est en moyenne plus dense de 0.03 à 0.05 g/cm³ que le manteau du plateau Nord-Fidjien.

Deux forages JOIDES ont été réalisés par le Glomar Challenger dans le bassin Sud-Fidjien, l'un dans la partie est du bassin, au site 205 (25°30.99'S, 177°53.95'E) au cours du leg 21, l'autre dans la partie centrale, la plus profonde, au site 285 (26°49.16'S, 175°48.24'E) au cours du leg 30 (Fig. IX-3).

Le forage du site 205 (BURNS, ANDREWS *et al.*, 1973b) a pénétré jusqu'à 355 mètres sous 4320 mètres d'eau ; il a atteint le basalte, daté de la fin du mi-Oligocène ou plus jeune, à 337 mètres sous le fond océanique. Le forage du site 285 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975) a pénétré à 584 mètres sous 4674 mètres d'eau. Il a atteint des roches basaltiques à 564.8 mètres, surmontées de sédiments fins contenant des débris de verre altérés du début du mi-Miocène. Ces deux forages, outre l'intérêt des datations du socle qu'ils donnent, montrent la très mince pellicule sédimentaire qui le recouvre.

Les âges déduits des forages JOIDES avaient été auparavant suggérés par KARIG (1970a) qui avait décrit le bassin Sud-Fidjien comme un bassin marginal inactif formé par extension entre la ride des Loyauté - ride des Trois Rois et l'arc insulaire des Tonga-Kermadéc durant la première moitié du Tertiaire. En fait le mode de formation de ce bassin n'a pu recevoir un début d'explication que plusieurs années plus tard grâce à l'identification des anomalies magnétiques.

MAGNÉTISME

L'identification d'anomalies magnétiques liées aux inversions du champ magnétique et fossilisées dans la croûte des bassins lors de leur formation a été déterminante pour dater l'âge des bassins et pour tenter d'expliquer le mode de formation de ces bassins. Cependant cette identification est rendue difficile par de nombreux accidents tectoniques qui affectent les bassins et modifient de ce fait les anomalies magnétiques caractéristiques. Ces déformations crustales peuvent avoir été créées au moment même de la formation du bassin à cause de contraintes exercées de la part des structures environnantes pré-existantes qui font que la formation de la croûte peut ne pas être uniforme dans le temps et dans l'espace. En outre, l'ancienneté des bassins fait qu'ils ont pu être l'objet de mouvements tectoniques et donc de déformations de la croûte au cours de leur histoire. Enfin le fait que les bassins marginaux soient de surface restreinte et qu'ils se soient formés en un temps relativement bref fait que les séquences d'inversion du champ magnétique fossilisées sont très courtes.

Bassin Nord-d'Entrecasteaux

Durant la campagne GEORSTOM II en 1974 plusieurs profils magnétiques ont recoupé transversalement le bassin Nord-d'Entrecasteaux, complétant un profil réalisé l'année précédente durant la campagne GEORSTOM I (GO 105 b). Par la suite un profil AUSTRADDEC (AUS 301) en 1975 et plusieurs profils du Lamont-Doherty Geological Observatory en 1977 sont venus à leur tour compléter le réseau existant.

Les anomalies magnétiques dans ce bassin (Fig. IX-5) se présentent comme des variations de grande longueur d'onde, plusieurs dizaines de kilomètres, et de faible amplitude, 100 à 200 gammas. Cependant les longueurs d'onde des anomalies, comme la carte des isanomales (Fig. IX-6), permettent de vérifier que la direction structurale dominante du bassin épouse la forme bathymétrique. La succession des anomalies magnétiques observées semble indiquer soit une formation rapide de la croûte, soit une fréquence des inversions du champ magnétique faible. Les limites du bassin sont bien marquées par des anomalies magnétiques de grande amplitude soulignant les zones de fractures de Rennell et d'Entrecasteaux.

Malgré la courte séquence d'anomalies représentée sur chaque profil, il semble cependant que l'on puisse identifier sur quelques profils certaines des anomalies magnétiques 30 à 33 (ou 34) par compa-

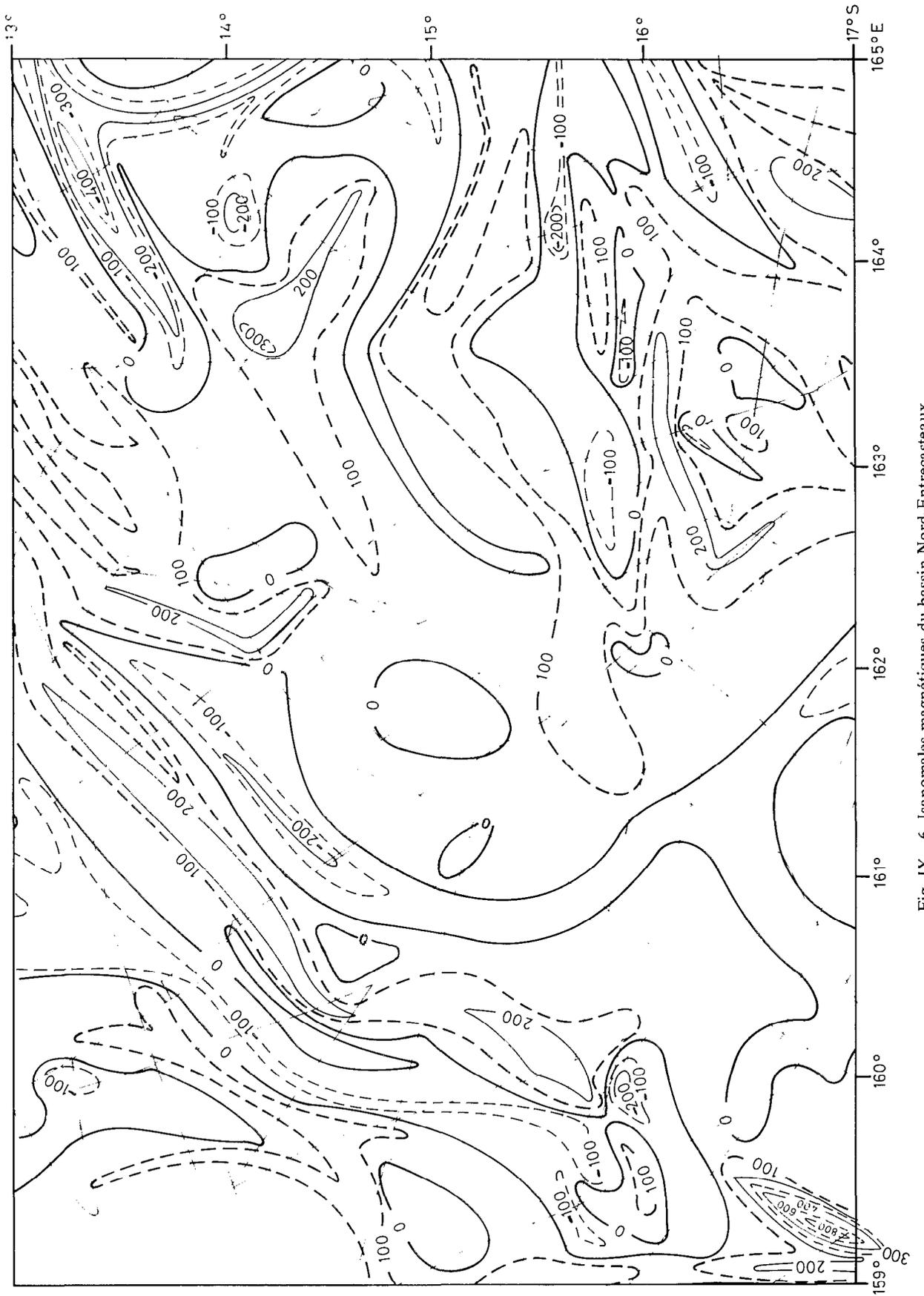


Fig. IX - 6. Isanomaies magnétiques du bassin Nord-Entrecasteaux.

raison à celles déduites d'un modèle d'inversion du champ magnétique en utilisant l'échelle des inversions de LABRECQUE *et al.* (1977).

Le modèle utilisé (Fig. IX-7) est un modèle plan composé de prismes de longueur infinie dans la direction N 50° E ; les faces supérieure et inférieure de chaque prisme sont situées respectivement à 5.0 et 5.5 kilomètres de profondeur, définissant une couche aimantée de 500 mètres. L'aimantation est prise alternativement positive (en noir) et négative (en blanc) suivant l'échelle des inversions du champ magnétique et une vitesse de dérive vers le nord-ouest de 1.8 cm/an ; la valeur absolue de l'aimantation est prise égale à 0.008 u.e.m.c.g.s., aimantation moyenne de roches basaltiques.

La comparaison des anomalies enregistrées avec celles créées par le modèle théorique montre cependant la pauvreté de la similitude entre anomalies expérimentales et anomalies théoriques, excepté pour le profil GO 203.

Si, cependant, on admet les identifications telles qu'elles sont marquées sur la figure IX-7, les anomalies ainsi reconnues dessinent les linéations reportées sur la figure IX-5. Ces linéations ne sont pas rectilignes : elles présentent trois orientations successives d'ouest en est. Alors qu'elles sont E-W dans la partie occidentale du bassin, elles deviennent NE-SW dans la partie centrale du bassin, et enfin dans la partie orientale les deux profils existants (GO 209 et GO 210) semblent indiquer une direction WNW-ESE. Malheureusement l'absence de profil entre GO 210 et GO 105 b fait que l'on ne peut confirmer cette direction déduite de deux profils ni dire comment se fait la liaison avec la direction NE-SW de la partie centrale. Les changements brusques de direction des linéations entre les parties occidentale et centrale du bassin sont alignés selon une droite située dans le prolongement de la chaîne des Loyauté qui pourrait représenter vraisemblablement une fracture majeure.

L'identification des anomalies magnétiques 34 à 30 déterminerait donc la formation du bassin Nord-d'Entrecasteaux de 80 à 65 M.A. environ, soit à la fin du Crétacé supérieur, l'âge augmentant du sud-est vers le nord-ouest (ou du sud vers le nord). Ces âges sont en accord avec ceux déterminés par la méthode des traces de fission sur des verres basaltiques prélevés sur la zone d'Entrecasteaux : 56 à 53 M.A. (voir Chap. X).

Bassin Nord-Loyauté

Durant ces dernières années la surface du bassin Nord-Loyauté a été couverte de profils de mesures du champ magnétique terrestre total réalisés par l'O.R.S.T.O.M. (campagne AUSTRADÉC I en 1972, GEORSTOM I en 1973, GEORSTOM II en 1974, AUSTRADÉC IV en 1976, EVA II en 1976, EVA III en 1977 et EVA VI en 1978), par la Gulf Oil Company en 1972 (profils NCI-NH17), par le Glomar Challenger durant le leg 30 du "Deep Sea Drilling Project" à partir du forage 286 en 1973, et enfin par plusieurs profils du Lamont-Doherty Geological Observatory durant la campagne VEMA 3314 en 1977. Tous ces profils magnétiques, qui étaient effectués en même temps que des enregistrements de sismique-réflexion, ont été réalisés avec une navigation par satellite. On a calculé les anomalies par rapport à un champ magnétique théorique de référence (champ IGRF 1965 pour les campagnes ORSTOM, en tenant compte du taux annuel de variation séculaire) et on les a dessinées en profils rabattus le long des trajets des bateaux (Fig. IX-8).

La surface du bassin Nord-Loyauté est caractérisée par des anomalies magnétiques irrégulières et sans directions préférentielles. Les longueurs d'onde sont grandes, plusieurs dizaines de kilomètres, et les amplitudes sont relativement faibles, en général inférieures à 300 gammas. La surface accidentée du socle, en particulier les lignes de fractures parallèles à la chaîne des Loyauté, a certainement un rôle dans la forme des anomalies magnétiques, spécialement celles avoisinant la direction SW-NE. Cependant, la carte des isanomaes (Fig. IX-9) montre une direction structurale générale variant de NW-SE le long de la chaîne Loyauté à WSW-ENE dans les parties centrale et est.

Sur des profils parallèles à la fosse des Nouvelles-Hébrides, c'est-à-dire de direction NNW-SSE, on a mis en évidence des variations magnétiques que l'on a pu corréler avec les anomalies liées aux inver-

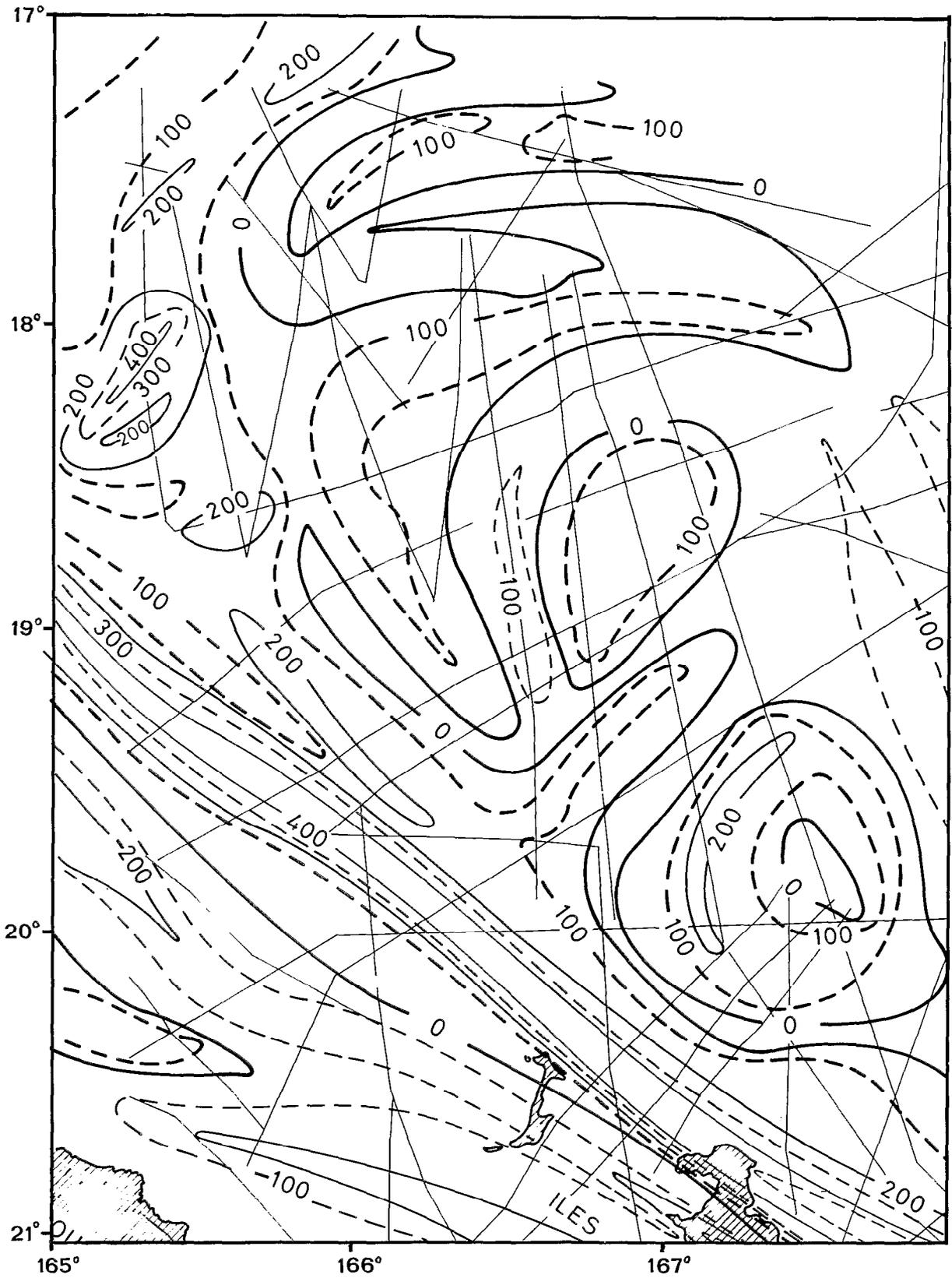


Fig. IX - 9. Isanomaies magnétiques du bassin Nord-Loyauté.

sions du champ magnétique terrestre et fossilisées dans la croûte océanique lors de sa formation, et ce malgré la surface accidentée du socle dont l'effet magnétique, se superposant aux anomalies créées par les inversions du champ, déforment ces dernières par rapport à ce qu'elles seraient dans le cas d'un socle magnétique plan.

La figure IX-10 montre les anomalies magnétiques observées sur les différents profils telles qu'on les a identifiées par comparaison avec les anomalies théoriques d'un modèle construit selon l'échelle des inversions du champ magnétique de LABRECQUE *et al.* (1977) entre 37 et 65 M.A. Le modèle géologique théorique à deux dimensions est composé de blocs aimantés alternativement positivement (en noir) et négativement (en blanc), de longueur infinie suivant la direction N 50°E avec la face supérieure à 5.0 kilomètres sous la surface de la mer et une épaisseur de 0.5 kilomètre. La largeur des blocs est fonction du taux d'expansion de la croûte. Pour obtenir la meilleure correspondance entre les anomalies du modèle théorique et les anomalies observées on a dû faire varier le taux d'expansion selon la direction NNW de 3.4 cm/an entre 37 et 47 M.A. (anomalies 15 à 20) à 2.2 cm/an de 47 à 65 M.A. (anomalies 21 à 29).

Malgré les variations de la profondeur du toit du socle magnétique, qui atteignent parfois plus de 1000 mètres d'amplitude (Fig. IX-11), on obtient une assez bonne similitude entre les anomalies théoriques 18 à 23 (ou 24) et les anomalies observées (Fig. IX-10), dessinant des linéations de direction ENE-WSW (Fig. IX-8) avec l'anomalie 18 située à environ 19°30'S et l'anomalie 23 à environ 17°00'S. On a mis en outre en évidence une discontinuité, représentant sans doute une fracture majeure, orientée à peu près N10°W aux environs de 165°40'E qui a décalé les anomalies 21 à 23 d'une dizaine de kilomètres de part et d'autre.

Les linéations d'anomalies magnétiques cartographiées sur la figure IX-8 démontrent donc la création de la croûte du bassin Nord-Loyauté à partir d'un centre d'expansion situé au sud et s'étant développé entre 42 et 55 M.A. environ (Eocène) (WEISSEL *et al.*, 1977).

Il semble difficile d'identifier les anomalies plus anciennes que la 23 (ou la 24) au nord à cause de la présence de la zone d'Entrecasteaux dont le socle est très accidenté. On a dessiné sur la figure IX-10 les profils d'anomalies traversant la zone d'Entrecasteaux comparés au profil théorique. L'anomalie 23 (55 M.A.) est par ailleurs située juste au sud du forage JOIDES qui a donné un âge mi-Eocène, soit environ 50 M.A., à la croûte du bassin à cet endroit en le montrant recouvert par 450 mètres de dépôts volcanosédimentaires de l'Eocène moyen à supérieur (50 à 40 M.A.). Et ces résultats sont aussi en accord avec les datations par la méthode des traces de fission sur verres basaltiques sur des échantillons de la zone d'Entrecasteaux, 53 et 56 M.A. Il y a donc bon accord entre les âges de la croûte déduits de l'identification des anomalies magnétiques d'une part, du forage JOIDES d'autre part et des datations en troisième lieu.

On n'a pas pu mettre en évidence d'anomalies magnétiques plus jeunes que l'anomalie 18 ni de centre de création de la croûte dans la partie sud du bassin Nord-Loyauté à cause du champ magnétique propre de la chaîne des Loyauté, celle-ci devenant très voisine de la fosse des Nouvelles-Hébrides au sud de 20°S et limitant de ce fait l'extension résiduelle du bassin à une frange étroite.

Bassin Sud-Fidjien

Un certain nombre de travaux relatifs à l'identification d'anomalies magnétiques d'expansion dans le bassin Sud-Fidjien ont été publiés (WEISSEL and WATTS, 1975; WATTS *et al.*, 1977 a,b; MALAHOFF *et al.*, in prep.).

WATTS *et al.* (1977a) concluent à l'existence d'un point triple actif durant le mi-Cénozoïque, situé au nord-est de la terminaison nord de la ride des Trois Rois (26.7°S, 174.5°E). De ce point divergeraient trois axes d'expansion qui auraient créé la croûte océanique du bassin Sud-Fidjien à un demi-taux d'environ 3 cm/an. Ce système de trois plaques a débuté au moment de l'anomalie 12 (32.8 M.A.) et l'expansion a cessé au moment de l'anomalie 7 (25.2 M.A.) sur l'échelle de LABRECQUE *et al.* (1977).

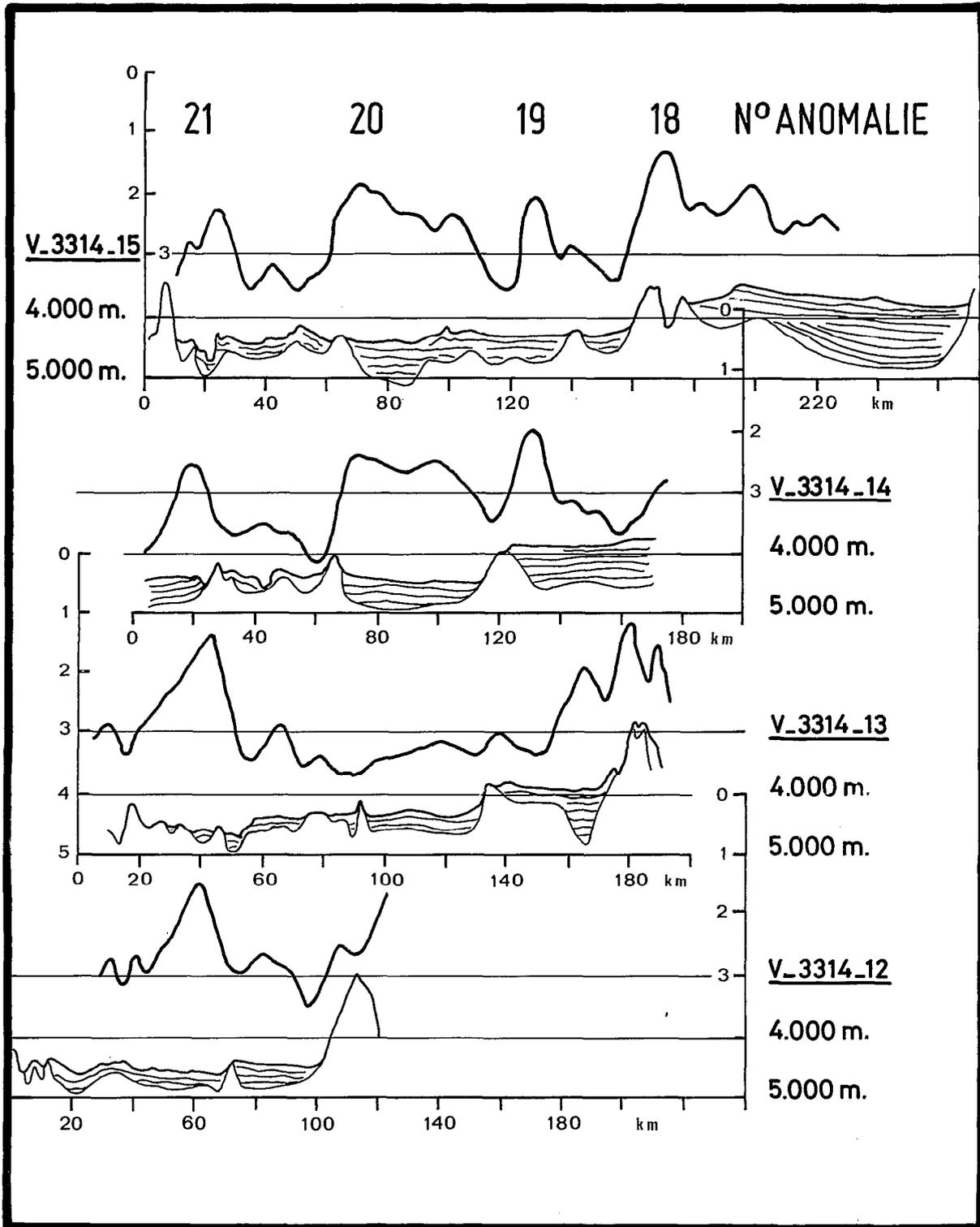


Fig. IX - 11. Profils de variations magnétiques et bathymétriques (avec indication du toit du socle magnétique et épaisseur sédimentaire) dans le bassin Nord-Loyauté.

Actuellement, seul l'axe d'expansion marqué dans la partie nord-est du bassin par la ride du Bounty semble conservé (Fig. IX-3, 12 et 13). Cet axe d'expansion a été tout d'abord reconnu par la cartographie des linéations magnétiques N-S dans la partie est-centrale du bassin Sud-Fidjien que WEISSEL et WATTS (1975) ont identifiées comme les anomalies 8 à 12. Ces linéations sont presque parallèles à la direction de la ride de Lau-Colville avec l'anomalie 12 près de la base de la ride de Lau-Colville et l'anomalie 8 près de la ride du Bounty (d'abord appelée "détroit" du Bounty par les auteurs de la carte bathymétrique de la Scripps Institution of Oceanography).

MALAHOFF *et al.* (in prep) ont suggéré la présence possible d'un second point triple, dans la partie sud du bassin Sud-Fidjien. Ils ont mis en évidence dans la plaine abyssale de Kupe des linéations magnétiques identifiées comme les anomalies 8 à 12 avec l'anomalie 8 située le long de la ride des Trois Rois et l'anomalie 12 le long de la ride Lau-Colville ; mais la branche ouest est manquante.

Dans la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien WATTS *et al.* (1977 a) ont mis en évidence les anomalies magnétiques 7 à 12 avec l'anomalie 7 située au nord de la zone de fracture de Cook. Ces anomalies dessinent les linéations à orientation WSW-ENE mises en évidence par la cartographie des isanomaes (Fig. IX-14). Dans ce cas, la branche sud est aussi manquante.

INTERPRÉTATIONS ET CONCLUSIONS TECTONIQUES

Caractères des bassins marginaux

Nous avons vu que les caractères des bassins étudiés sont ceux que l'on trouve généralement dans les bassins marginaux. Ces bassins marginaux ont longtemps été assimilés systématiquement à des bassins d'arrière-arc car on pensait que tout bassin marginal devait avoir son origine au-dessus d'une zone de subduction, créé par ce que l'on supposait être des cellules de convection induites par le frottement de deux lithosphères dont l'une plonge sous l'autre (DUBOIS *et al.*, 1975a, 1978).

Ces caractères sont la nature océanique de la croûte montrée par la sismique-réfraction (SHOR *et al.*, 1971 ; IBRAHIM *et al.*, 1979) et la gravimétrie (SOLOMON and BIEHLER, 1969 ; COLLOT and MISSEGUE, 1977 b), les anomalies de propagation sismique et la présence d'anomalies magnétiques fossilisées dans la croûte au moment de sa formation, enfin les résultats des forages qui confirment ceux que l'on a déduits par les méthodes géophysiques. Les profondeurs du socle et les âges des bassins étudiés, 4500 mètres pour le bassin Sud-Fidjien daté de l'Oligocène, 5000 mètres pour le bassin Nord-Loyauté daté de l'Eocène et 5500 mètres pour le bassin Nord-d'Entrecasteaux daté du Crétacé supérieur, sont en bon accord avec la relation de SCLATER (1972) liant la profondeur du socle d'un bassin marginal à son âge. Par contre si le flux de chaleur moyen mesuré dans le bassin Nord-d'Entrecasteaux, $1.31 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, est en accord avec l'âge et la profondeur du socle de ce bassin suivant la relation de SCLATER *et al.* (1972b), le flux thermique du bassin Nord-Loyauté, $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, est beaucoup plus élevé que celui que l'on attendrait d'un bassin océanique de cet âge et de cette profondeur, tandis que le flux moyen relevé dans le bassin Sud-Fidjien, $0.98 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ est au contraire inférieur à celui que l'on s'attend à trouver dans un bassin daté de l'Oligocène. On a calculé que le flux de chaleur de $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ du bassin Nord-Loyauté devrait correspondre à une activité jusqu'au début du Pliocène (MAC DONALD *et al.*, 1973) ; on peut en trouver sans doute l'explication dans l'activité volcanique récente, 10 M.A., des îles Loyauté.

Paléogéographie du bassin Nord-Loyauté

Le forage JOIDES 286 dans le nord du bassin Nord-Loyauté montre des dépôts superficiels actuels constitués de cendres à fragments de verre du Pliocène-Pléistocène dont l'épaisseur décroît vers l'ouest. On peut raisonnablement penser que ces produits proviennent de l'arc volcanique à présent actif des Nouvelles-Hébrides. Mais, hormis ces dépôts de surface, on ne trouve pas trace dans ce forage d'autres produits en provenance de l'arc des Nouvelles-Hébrides (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), constitué de roches volcanoclastiques du Miocène (MITCHELL and WARDEN, 1971) dont des roches andésitiques abondantes (COLLEY and WARDEN, 1974). Ceci est vraisemblablement dû au fait que le

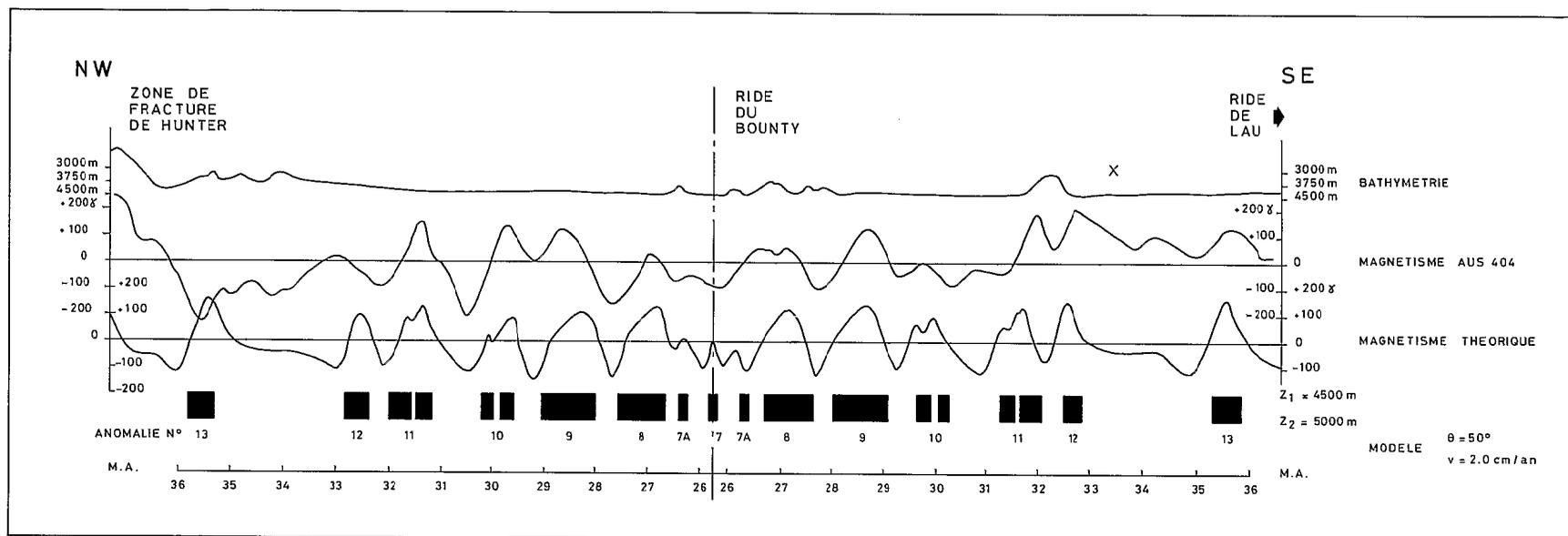


Fig. IX - 12. Comparaison des variations magnétiques du profil AUS 404 avec les anomalies créées par un modèle d'inversions du champ magnétique.

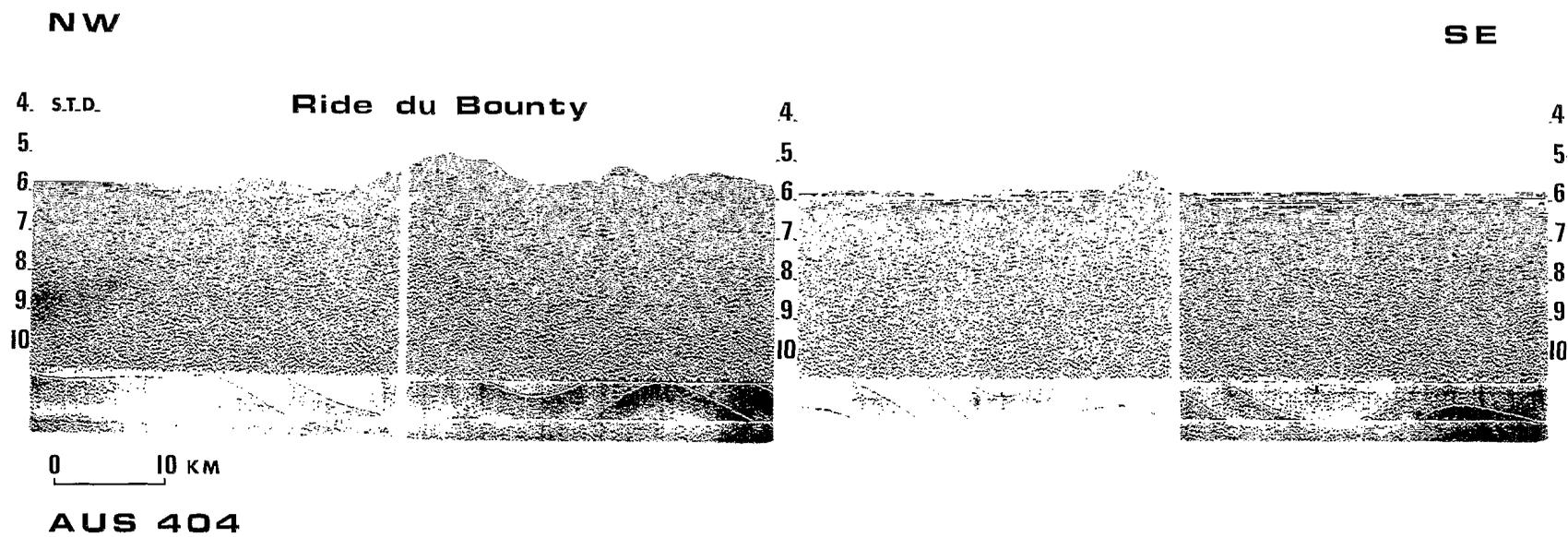


Fig. IX - 13. Coupe de sismique-réflexion du profil AUS 404.

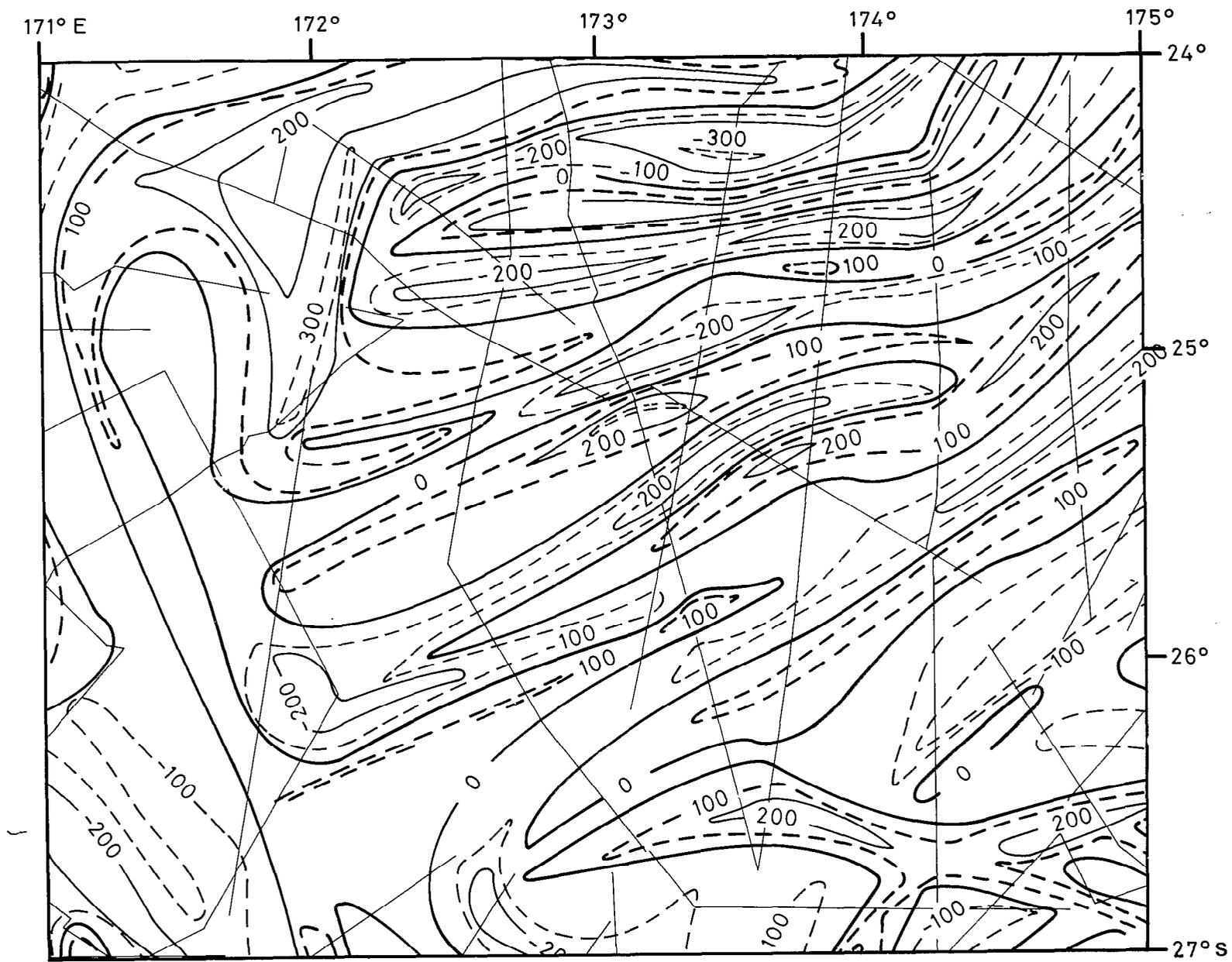


Fig. IX - 14. Isanomales magnétiques de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien.

site 286 était, au Miocène, éloigné des Nouvelles-Hébrides : à cause du mouvement actuel de la plaque Indienne vers l'est, une grande partie du bassin Nord-Loyauté a en effet disparu dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides qui, d'après la profondeur des séismes marquant le plan de Benioff, et d'après la vitesse de dérive de la plaque Indienne, a absorbé environ 350 kilomètres de lithosphère indienne depuis environ 4 millions d'années. Le bassin Nord-Loyauté (et peut-être aussi le bassin Nord-d'Entrecasteaux dont la limite à l'est n'est pas bien définie) représente donc le reste d'un bassin qui a été beaucoup plus vaste et a, en grande partie, disparu dans la subduction actuelle des Nouvelles-Hébrides.

On ne trouve pas non plus, au forage 286, de sédiments érodés en provenance de la Nouvelle-Calédonie entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène, sans doute à cause du rôle de barrière que joue la chaîne des Loyauté, ces sédiments s'accumulant dans le bassin des Loyauté : BAUBRON *et al.* (1976) pensent en effet que la sédimentation dans le bassin des Loyauté a pu débiter à l'Oligocène.

Quand aux dépôts volcanosédimentaires de la base du forage, datés de l'Eocène, ils sont en faveur de l'existence d'un arc volcanique insulaire fossile. Ils proviennent, en effet, très vraisemblablement d'une ride volcanique andésitique qui aurait été active de l'Eocène moyen à la fin de l'Oligocène (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), les dépôts montrant en outre un affaiblissement brusque de l'activité volcanique à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène. Cette ride volcanique andésitique peut être, soit la chaîne des Loyauté que l'on a suggérée comme faisant partie d'un arc insulaire fossile (GÈZE, 1963 ; DUBOIS, 1971 ; DUBOIS *et al.*, 1974b ; LAPOUILLE and DUGAS, 1975), soit la zone d'Entrecasteaux dans laquelle on a relevé une morphologie sous-marine volcanique (DANIEL *et al.*, 1977) : il a en effet été suggéré qu'une ride constituant un arc volcanique se situait au nord du forage 286 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975). En outre la présence des roches andésitiques observées est généralement considérée comme une indication de l'existence d'arcs insulaires ou de marges continentales actives (MIYASHIRO, 1972).

Enfin, on remarque également que l'âge du bassin Nord-Loyauté, mi-Eocène, est plus ancien que celui des plus vieilles roches connues des îles néo-hébridaises, 39 M.A. (fin Eocène) pour des laves des îles Torrès (COLEMAN, 1970), trouvées jusqu'ici. Ceci est un argument excluant que le bassin Nord-Loyauté ait pu être un bassin formé en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides pendant une période où celui-ci aurait eu une polarité inverse de la polarité actuelle. Mais il n'a, non plus, pu être créé en arrière de l'arc des Loyauté puisque la direction des linéations magnétiques montre qu'il a été formé perpendiculairement à la direction de la chaîne des Loyauté. Il est même vraisemblablement antérieur à l'érection de la chaîne volcanique des Loyauté dont l'âge serait Eocène (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975) ou, d'une façon plus générale, anté-Oligocène (GÈZE, 1963 ; DUBOIS *et al.*, 1974b ; BAUBRON *et al.*, 1976).

Relation entre les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien

Les trois bassins étudiés pourraient avoir une origine commune, avec un âge décroissant du nord (zone de fracture de Rennell) au sud (zone de fracture de Cook).

Relation entre le bassin Nord-d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté

Les datations des bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté par des anomalies magnétiques et les mesures d'âge radiométriques des roches de la zone d'Entrecasteaux semblent indiquer que l'ensemble constitué par le bassin Nord-d'Entrecasteaux, la zone d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté formait, à l'origine, un unique bassin que les accidents liés à la zone d'Entrecasteaux ont affecté postérieurement.

L'identification des anomalies magnétiques 33 (ou 34) à 30 sur le bassin Nord-d'Entrecasteaux et 23 (ou 24) à 18 sur le bassin Nord-Loyauté indiquent en effet la formation de ces deux bassins respectivement entre 80 et 65 M.A. pour le premier et entre 55 et 42 M.A. pour le second, avec les âges décroissant du nord au sud. Quant au plancher de la zone d'Entrecasteaux, il a été daté par la méthode des

traces de fission sur verres basaltiques à 56 ± 5 et 53 ± 6 M.A., des analyses ayant en outre déterminé sa nature océanique (voir Chap. X).

Ces résultats et la morphologie de ces unités semblent donc s'accorder pour en faire à l'origine un seul et unique bassin formé à partir d'un centre d'expansion situé dans le sud.

Relation entre le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien

Le bassin Nord-Loyauté paraît avoir une origine commune avec la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien dont il semble la prolongation vers le nord-ouest.

En effet l'identification et la direction approximativement ENE-WSW des anomalies magnétiques 12 à 7 mises en évidence à l'est de la prolongation sud de la chaîne des Loyauté par WATTS *et al.* (1977a) impliquent la formation de la croûte de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien entre 33 et 25 M.A. à un taux d'environ 3 cm/ an vers le nord à partir d'un axe d'expansion qui aurait été localisé au nord de la présente zone de fracture de Cook.

Le dessin de ces anomalies (Fig. 1 in WATTS *et al.*, 1977a) peut être comparé avec celui des anomalies 18 à 23 du bassin Nord-Loyauté, de même direction ENE-WSW, datant la formation de la croûte entre 42 et 55 M.A. La disposition de ces deux ensembles d'anomalies permet de penser que le bassin Nord-Loyauté et la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien font partie à l'origine d'un même bassin formé à l'Eocène-Oligocène à partir d'un centre d'expansion situé au nord de la zone de fracture de Cook (LAPOUILLE, 1978).

Le fait que l'on ne voit pas les anomalies 13 à 17 entre les deux ensembles d'anomalies précédents est dû à ce que la chaîne des Loyauté est maintenant très voisine de la fosse des Nouvelles-Hébrides entre 21°S et 23°S à cause du mouvement de dérive vers l'est de la plaque Indienne qui a provoqué la disparition d'une grande partie du bassin originel dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. La distance entre les anomalies 12 du bassin Sud-Fidjien et 18 du bassin Nord-Loyauté donne une vitesse de dérive d'environ 5.2 cm/an vers le NNW pour la portion de croûte âgée de 33 à 42 M.A. localisée dans cette zone de resserrement entre la chaîne des Loyauté et les Nouvelles-Hébrides (LAPOUILLE, 1978).

En outre, les profils de sismique-réflexion indiquent que la séquence volcanosédimentaire observée au forage 286 du bassin Nord-Loyauté s'étend dans la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien en devenant plus mince vers l'est et le sud-est (PACKHAM, 1975 ; PACKHAM and TERRILL, 1975).

Ceci est en accord avec la stratigraphie des forages JOIDES 286 dans le bassin Nord-Loyauté d'une part et 285 et 205 dans le bassin Sud-Fidjien d'autre part qui donnent un âge mi-Eocène au bassin Nord-Loyauté et Oligocène supérieur au bassin Sud-Fidjien.

Création et subduction de l'ensemble formé par les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien. Conséquences géodynamiques.

L'ensemble formé par les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien pourrait donc avoir été à l'origine un unique bassin formé à partir d'un axe d'expansion situé au sud.

Ce bassin, créé entre 80 et 25 M.A. environ, aurait pris naissance à l'intérieur de la marge orientale de la plaque continentale Indo-australienne. Si l'on suppose que la croûte est rigide, cette création de croûte pendant au moins 55 M.A., à un taux de plusieurs centimètres par an, a dû provoquer des subductions secondaires dans cette marge de plaque.

Dans le bassin Sud-Fidjien cette subduction a pu se faire à l'est comme à l'ouest, où existent respectivement deux chaînes volcaniques, la ride de Lau-Colville et la ride des Trois Rois, toutes deux approximativement parallèles aux linéations magnétiques.

La preuve de la subduction sous la ride volcanique des Trois Rois et dans la zone de fracture de Cook est l'inexistence de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien. On ne voit en effet pas les anomalies magnétiques au sud de la zone de fracture de Cook, symétriques ou continuant la séquence de celles du nord (anomalies 7 à 12 de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien) (Fig. 1 in WATTS *et al.*, 1977a). De même, les anomalies 8 à 12 de direction NNE-SSW, mises en évidence par MALAHOFF *et al.* (in prep.) dans la partie sud du bassin Sud-Fidjien (plaine abyssale de Kupe), avec l'anomalie 12 longeant le bord ouest de la ride de Colville, montrent une interruption de la séquence avant l'anomalie 8 située sur le bord est de la ride des Trois Rois (Fig. 16 in MALAHOFF *et al.*, in prep.). Ceci peut signifier, soit des créations de croûte asymétriques (un seul limbe dérivant vers le nord pour la séquence du nord-ouest, et vers l'est pour la séquence du sud), soit, plus vraisemblablement, la disparition de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien.

WATTS *et al.* (1977a) ont en effet suggéré que cette partie du bassin Sud-Fidjien a disparu dans une zone de subduction sous un arc insulaire qui aurait été localisé entre la Nouvelle-Calédonie et l'île nord de la Nouvelle-Zélande. Auparavant, BROTHERS et BLAKE (1973) avaient montré que la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie ont fait partie du même système de marge continentale situé au voisinage d'une zone de subduction qui aurait été active de l'Eocène supérieur à l'Oligocène, et BROTHERS (1974a) avait en outre suggéré l'existence d'une zone de subduction à vergence occidentale dans la région de l'île nord de la Nouvelle-Zélande qui, elle, aurait été active durant le Miocène.

La ride des Trois Rois présente un caractère volcanique mis en évidence par sa signature magnétique, une anomalie positive de 200 à 500 gammas d'amplitude et de longueur d'onde égale à la largeur de la ride (LAPOUILLE, 1977). Elle pourrait représenter l'arc insulaire volcanique créé par la subduction de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien (LAPOUILLE, 1978; MALAHOFF *et al.*, in prep.).

Un autre argument en faveur de l'existence de la subduction fossile de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien sous le bord est de la ride des Trois Rois est la présence dans la péninsule nord-ouest de l'île nord de la Nouvelle-Zélande, prolongement vers le sud de la ride des Trois Rois (Fig. IX-1), de massifs ultrabasiques, recouvrant une unité volcanosédimentaire, charriés au-dessus de l'autochtone du Miocène, rapportée par AUBOIN *et al.* (1977).

Il semble donc acquis que la croûte océanique de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien a disparu sous la croûte à caractère continental du bassin de Norfolk, le long de la ride des Trois Rois et peut-être de la zone de fracture de Cook, qui est marquée par un important décrochement bathymétrique.

Quant au bassin Nord-Loyauté - Nord-d'Entrecasteaux, la dérive de son plancher océanique vers le NNW a dû créer une subduction secondaire qui est à rechercher dans la zone de fracture de Rennell ou au delà. La formation récente du plateau Nord-Fidjien (voir Chap. VIII) peut avoir fait disparaître la trace de cette subduction éventuelle au nord.

La chaîne des Loyauté, que l'on a suggéré dater de l'Eocène ou, d'une façon plus générale, anté-Oligocène, a pu être érigée comme conséquence du volcanisme le long de la zone de friction entre la croûte océanique du bassin Nord-Loyauté dérivant vers le NNW et la croûte continentale de la région néo-calédonienne (la direction de la chaîne des Loyauté est perpendiculaire à celle des linéations magnétiques du bassin Nord-Loyauté).

Comme autre conséquence de la poussée du bassin Nord-Loyauté sur la croûte continentale avoisinante vers l'WSW, il y a pu y avoir, outre l'érection de la chaîne volcanique des Loyauté, l'obduction du manteau supérieur à partir du bassin des Loyauté sous la forme des roches ultrabasiques mises en place sur la Nouvelle-Calédonie à l'Eocène supérieur (GUILLON et ROUTHIER, 1971) ou au début de l'Oligocène (AVIAS, 1967; LILLIE and BROTHERS, 1970; BROTHERS and BLAKE, 1973), après quoi a débuté la sédimentation dans le bassin des Loyauté datée de l'Eocène supérieur-Oligocène (voir Chap. XII-3).

Origine de la formation des bassins marginaux du Sud-Ouest Pacifique

La création du bassin constitué par le bassin Nord-d'Entrecasteaux, le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien a duré assez longtemps, de 80 à 25 M.A., pour être contemporaine de plusieurs des phases tectoniques qui ont affecté la région.

En particulier, durant la formation du bassin Nord-Loyauté a eu lieu la phase alpine, entre la fin de l'Eocène supérieur et le début de l'Oligocène, au cours de laquelle a été érigée la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie (GUILLON et ROUTHIER, 1971) en même temps que se sont mis en place les basaltes tholéitiques de Nouvelle-Calédonie âgés de 39 M.A. (GUILLON et GONORD, 1972). Il est aussi à noter que l'obduction du manteau supérieur, qui se serait achevée à l'Oligocène par la mise en place des péridotites sur la Nouvelle-Calédonie entre 40 et 35 M.A., aurait été amorcée aux alentours de 52 à 45 M.A. (GUILLON, 1975).

Cette phase tectonique régionale a pu être engendrée par un changement de sens de la dérive de la plaque Indienne relativement à la plaque Pacifique, dû à une migration du pôle de rotation entre ces deux plaques ; ceci implique que l'expansion précédemment décrite devait, déjà, être active.

La création de la croûte d'âge Crétacé du bassin Nord-d'Entrecasteaux, Eocène du bassin Nord-Loyauté et Oligocène du bassin Sud-Fidjien à l'intérieur de la marge de la plaque Indo-australienne doit donc être une conséquence mécanique de réajustements ou rééquilibrages lithosphériques.

En résumé, on peut considérer que, à l'origine, toute la région du Sud-Ouest Pacifique, faisant partie de la plaque Indo-australienne, a une croûte continentale. Elle est séparée de la plaque océanique Pacifique par la subduction de celle-ci sous et le long des bords est et nord des rides de Colville-Lau (ou Kermadec-Tonga), Fidji, Vityaz, Nord-Salomon (Fig. IX-1) ; les séismes profonds actuels, au sud de la fosse de Vityaz et sous les Salomon, marqueraient cette origine si l'on suppose qu'ils sont dus à une activité rémanente de cette subduction. Il y a eu, par la suite, création de croûte océanique au sein de la plaque continentale Indo-australienne par l'ouverture de bassins marginaux au cours de trois phases tectoniques majeures.

Dans la première phase, qui a duré du Crétacé supérieur au Paléocène et a coïncidé avec l'orogénie Rangitata de Nouvelle-Zélande, il y a eu création du bassin de la mer de Tasman (HAYES and RINGIS, 1972, 1973) et du bassin Nord-d'Entrecasteaux entre 80 et 65 ou 60 M.A., puis ouverture du bassin de la mer de Corail entre 60 et 55 M.A. (WEISSEL and WATTS, 1979). Il est possible que les traces des subductions provoquées par ces ouvertures soient à rechercher dans les régions des rides à caractère volcanique de Fairway et de Rennell respectivement (Fig. IX-1).

Dans la seconde phase, datée de l'Eocène-Oligocène et correspondant à la phase Kaikoura en Nouvelle-Zélande, il y a eu création du bassin formé par le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien.

Enfin dans la troisième phase, qui a débuté au Miocène supérieur, et dure encore actuellement, il y a création de l'ensemble formé par le plateau Nord-Fidjien, le bassin de Lau et le bassin du Havre (voir Chap. VIII).

Ces phases tectoniques majeures provoquent l'ouverture de bassins marginaux pour procéder à des rééquilibrages lithosphériques à cause de tensions qui se créent, par suite des changements de la dérive relative entre les trois plaques Indo-australienne, Pacifique et Antarctique.

Ainsi la création des bassins marginaux du Sud-Ouest Pacifique ne serait pas en liaison directe avec les zones de subduction ; mais elle serait une conséquence mécanique des tensions existant au sein de la marge de la plaque Indo-australienne, et la formation de ces bassins tendrait à l'annulation de ces tensions.

Remerciements

C'est grâce à J.K. WEISSEL et A.B. WATTS, qui m'ont permis de participer à la campagne VEMA 3314 du Lamont-Doherty Geological Observatory, que j'ai pu réunir assez de données pour traiter ce sujet relatif aux bassins marginaux fossiles.

Je remercie Monsieur le Professeur GOGUEL et Monsieur SCHLICH pour les corrections qu'ils ont bien voulu apporter à ce texte. Je remercie également mes collègues qui m'ont exprimé des observations ou commentaires.

Manuscrit remis en janvier 1980
Manuscrit révisé en septembre 1980