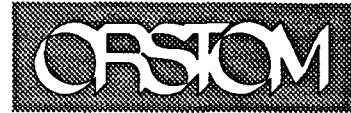


UFP



**THESE PRESENTEE A
L'UNIVERSITE FRANCAISE DU PACIFIQUE**

par

Michel MONZIER

**UN MODELE DE COLLISION
ARC INSULAIRE - RIDE OCEANIQUE**

**EVOLUTION SISMO-TECTONIQUE ET PETROLOGIE DES VOLCANITES
DE LA ZONE D'AFFRONTMENT
ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES - RIDE DES LOYAUTÉ.**

VOLUME I

**Soutenu à Nouméa (Nouvelle-Calédonie) le 15 Novembre 1993,
devant le jury composé de:**

Jean-Marie Auzende, IFREMER, Nouméa
Dominique Cluzel, Professeur à l'U.F.P., Nouméa
Anthony J. Crawford, Professeur à l'Université de Tasmanie
Jacques Daniel, Directeur de Recherche, ORSTOM, Nouméa
Jacques Dupont, Directeur de Recherche, ORSTOM, Brest
Thierry Juteau, Professeur à l'U.B.O., Brest
Christian Picard, Maître de Conférences, U.F.P., Nouméa
Claude Robin, Directeur de Recherche à l'ORSTOM, Port-Vila

16 SEPT. 1994

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
N° : 40 573 vol 1 cx 3
te : A

A une époque où la théorie de la "Tectonique des Plaques" s'affirmait, H. W. Ménéard, dans son ouvrage "Anatomy of an expedition" (1969), relatait d'une manière très vivante les premiers travaux un peu détaillé réalisés sur la terminaison sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, durant la campagne Nova (1967).

"We continued south toward the southern edge of the Fiji Plateau, which is called the Hunter fracture zone...(seismically) active at its western end...There an interesting problem existed regarding the nature of the intersection between the fracture zone trending northeast and the New Hebrides Trench, a great deep, trending north-northwest. Did one change into the other or one cut off the other? If the latter, the one cut off would be the older, if the former they probably were contemporaneous and had the same origin...We crossed the trench for the sixth time and after replotting the soundings found that it turned in a smooth curve from north-northwest to east. The New Hebrides Trench graded into the Hunter fracture zone without a sign of any truncated structures. The trench and fracture zone were parts of one and the same structure and it formed the western and southern boundaries of the Fiji Plateau".

Cette découverte du changement progressif d'orientation de la fosse ne l'empêchait toutefois pas de proposer quelques lignes plus loin, une hypothèse plus conforme au modèle alors en cours d'élaboration:

"If the New Hebrides Trench is in a zone of compression we would thus expect tear faults (=failles transformantes) connected to the ends and more or less perpendicular to the trench. The Hunter fracture zone is in just the right position and makes just the right connection to be such a tear fault for the New Hebrides Trench".

Mais d'étonnements en nouveaux travaux et nouvelles interprétations (non exemptes elles-mêmes d'insuffisances, ambiguïtés et contradictions, génératrices de nouveaux étonnements!), n'est-ce pas ainsi que progresse la connaissance?

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

De 1974 à 1993, j'ai été affecté au Centre ORSTOM de Nouvelle-Calédonie, dans une équipe de Géosciences marines, initialement dirigée par Jacques Dubois, puis par Jacques Récy. Dans le cadre du programme "EVA" ("EVolution des Arcs") mené par l'Unité de Recherche 1F de l'ORSTOM ("Marges actives et lithosphère océanique"), les travaux auxquels j'ai participé dans le Sud-Ouest Pacifique, depuis le début des années 80, ont concerné, dans leur majorité les terminaisons arquées des zones de subduction de la zone, que ce soit celle, méridionale, de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides ou, pour une moindre part, celle, septentrionale de la zone de subduction des Tonga-Kermadec.

Ces deux terminaisons ayant connu des évolutions relativement comparables au fil du temps, il a paru naturel de rassembler l'ensemble des publications les concernant en un mémoire et d'en tirer, après discussion, les éléments d'un modèle d'évolution pour ce type de structure.

Pour assurer l'unité d'un ouvrage de compilation dont les éléments ont été publiés de 1983 à 1993, un texte original de synthèse a été rédigé, dans lequel la démarche suivie est expliquée, les principaux résultats obtenus (avec renvoi aux publications) sont soulignés, un modèle d'évolution est présenté et discuté, de nouvelles perspectives de recherche sont dégagées.

Les résultats présentés ici sont d'une manière générale le fruit d'un travail d'équipe, qui s'impose naturellement lors de travaux à la mer. Ainsi, l'essentiel de la collecte et du traitement des données a été réalisé en collaboration avec l'ensemble de mes collègues de l'équipe de Géosciences marines de l'ORSTOM-Nouméa, sous la direction de Jacques Récy: Catherine Baldassari, Francis Bondoux, John Butscher, Philippe Charvis, Jean-Luc Chatelain, Roger Decourt, Jacques Daniel, Jacques Dupont, Jean-Philippe Eissen, Roger Foy, Ferdinand Gowe, Yann Hello, Claude Ihilly, François Jamet, Hilaire Joly, André Lapouille, Michel Lardy, Michel Larue, Jean-Louis Laurent, Jean Lecolle, Jocelyne Le Gat, Rémy Louat, Patrick Maillet, François Missègue, Lucien Mollard, Bernard Pelletier, Lucien Pierron, Bernard Pontoise, Richard Prévot, Marc Régnier, Patrick Rigolot, Claude Robin, Denis Utramadra et Sylvestre Wahaga.

Outre Patrick Maillet, avec qui, il y a bien longtemps, ces travaux commencèrent, je tiens cependant à remercier tout particulièrement Jacques Daniel, Jacques Dupont, Jean-Philippe Eissen, Rémy Louat, Bernard Pelletier et Jacques Récy, pour le travail scientifique réalisé en commun et les discussions animées (voire très animées!) qui l'ont émaillé. Merci également à Alain Grzesczyk (actuellement à l'Université des Sciences et Techniques Lille Flandres Artois, où il termine la rédaction d'une thèse sur la pétrologie-géochimie de Futuna et Alofi, îles situées le long de la terminaison nord, actuellement inactive, de la zone de subduction des Tonga) pour sa participation à ces recherches, à Tony Crawford et Leonid Danyushevsky (University of Tasmania) pour leur collaboration et leur accueil à Hobart et à J. Cotten (Université de Bretagne Occidentale, Brest) pour les analyses chimiques de haute qualité réalisées.

Merci également aux Commandants et équipages des navires océanographiques de l'IFREMER et de l'ORSTOM, et aux équipes du submersible "Le Nautil" (IFREMER), sans qui ce travail n'aurait pu être mené à bien.

Je voudrais aussi remercier mes deux Directeurs de Thèse, Dominique Cluzel (Université Française du Pacifique, Nouméa) et Claude Robin (ORSTOM), ainsi que les membres du jury, Jean-Marie Auzende (IFREMER), Tony Crawford (University of Tasmania), Jacques Dupont (ORSTOM), Jacques Daniel (ORSTOM), Thierry Juteau (Université de Bretagne Occidentale, Brest) et Christian Picard (Université Française du Pacifique, Nouméa).

Enfin cet ouvrage n'aurait certainement pas vu le jour sans l'insistance de Jacques Récy, l'aide précieuse de C. Picard, et les encouragements de Claude Robin avec qui je partage depuis 1990 une nouvelle "aventure scientifique", axée cette fois sur la volcanologie de Vanuatu (arc des Nouvelles-Hébrides)...

Ce travail est dédié à Marie, Florence, Ana et à mes parents

SOMMAIRE

VOLUME I

I- INTRODUCTION	p. 9
II- PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE	p. 11
A- LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HEBRIDES	
1- La bordure orientale de la Plaque Australienne	p. 11
a- Le Bassin des Santa Cruz	p. 15
b- Le Massif Ouest-Torres	p. 15
c- La Zone d'Entrecasteaux	p. 15
d- Le Bassin Nord-Loyauté	p. 15
e- La Ride des Loyauté	p. 18
f- Le Bassin Sud-Fidjien	p. 18
2- L'arc des Nouvelles-Hébrides	p. 19
3- Le Bassin Nord-Fidjien	p. 20
B- LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA	p. 20
1- L'arc des Tonga	p. 21
2- Le Bassin de Lau	p. 21
C- LE DISPOSITIF DE LIAISON ENTRE LES DEUX ZONES DE SUBDUCTION	p. 23
III- LA TERMINAISON SUD DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HEBRIDES	p. 24
A- LA COLLISION LNH (POUR LOYAUTE / NOUVELLES-HEBRIDES)	p. 24
1- Cadre régional de la collision LNH	p. 24
2- Sismicité superficielle régionale et collision LNH	p. 25
3- Etude morphostructurale détaillée de la zone LNH	p. 29
a- La partie nord-ouest de la zone LNH	p. 29
b- La partie centrale de la zone LNH	p. 29
c- La partie sud-est de la zone LNH	p. 31
4- Etude magnétique et gravimétrique de la zone LNH	p. 31
5- Discussion	p. 31
B- LES PLONGEES DU NAUTILE SUR LA ZONE DE COLLISION LNH	p. 37

1- Les trois plongées sur la Ride des Loyauté	p. 39
a- Plongée n° 8	p. 39
b- Plongée n° 12	p. 42
c- Plongée n° 9	p. 43
d- Géochimie des roches volcaniques	p. 43
- Les blocs de laves	p. 43
- Les basaltes	p. 50
- Les comendites	p. 50
- Les verres des brèches et tufs	p. 53
e- Datations K-Ar	p. 58
f- Déterminations micropaléontologiques	p. 58
g- Discussion	p. 60
2- La plongée n° 11 sur l'arc des Nouvelles-Hébrides	p. 63

C- LES ANDESITES MAGNESIENNES DE LA TERMINAISON SUD DE L'ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES

	p. 64
1- Les volcans de la terminaison sud de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides	p. 64
2- Définition des séries IAB et HMA, géochimie des éléments majeurs et en traces	p. 65
a- Les séries IAB et HMA	p. 65
b- Les éléments majeurs	p. 65
c- Les laves du Mont Gemini Ouest	p. 75
d- Les éléments de transition	p. 75
e- Les éléments incompatibles	p. 75
3- Discussion	p. 78

D- GEODYNAMIQUE DE LA JONCTION FOSSE-AXE D'EXPANSION AUX EXTREMITES MERIDIONALES DE L'ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES ET DU BASSIN NORD-FIDJIEN

p. 80

IV- LA TERMINAISON NORD DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA

A- La Zone de Fracture Nord-Fidjienne	p. 87
B- Les terminaisons nord de l'arc des Tonga et du Bassin de Lau	p. 87
C- L'archipel de Horn, témoin privilégié de l'évolution régionale	p. 89

V- UN MODELE D'EVOLUTION DES TERMINAISONS ARQUEES DE ZONES DE SUBDUCTION SOUS L'ACTION DE COLLISIONS RIDE-ARC: LA FORMATION DE "TERRANES"

p. 91

A- La terminaison nord de l'arc des Tonga et le "terrane" de Horn	p. 91
B- La terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides et la microplaque de Matthew-Hunter	p. 91

C- Les terminaisons arquées des zones de subduction: un lieu propice à la formation de "terrane"
p. 92

VI- REFERENCES

p. 95

VOLUME II

ANNEXES

Annexes concernant la terminaison sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et les zones environnantes

Annexe 1 -Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53, p. 179-197. p. 107

Annexe 2 -Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missegue, F. et Pontoise, B., 1984a. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101, p. 177-184. p. 127

Annexe 3 -Daniel, J., Collot, J. Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gerard, M., Maillet, P., Monjaret, M. C., Recy, J., Renard, V., Rigolot, P. et Temakon, J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9, p. 805-810. p. 135

Annexe 4 -Maillet, P., Eissen, J.-P., Lapouille, A., Monzier, M., Baleivanualala, V., Butscher, J., Gallois, F. et Lardy, M., 1986a. La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20,00°S et 20,53°S: signature magnétique et morphologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 3, p. 135-140. p. 141

Annexe 5 -Maillet, P., Monzier, M. et Lefevre, C., 1986b. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 1-27. p. 147

Annexe 6 -Louat, R., Hamburger, M., et Monzier M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc : constraints on the subduction process, in H.G. Greene et F.L.Wong, eds., *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs, Vanuatu region : Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Houston, Texas, *Earth Sci. Ser.*, v. 8, p. 329-356. p. 179

Annexe 7 -Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.P., et Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc-ridge junction : the case of the New Hebrides arc/North Fiji Basin : *Tectonophysics*, 165, p. 251-268. p. 207

Annexe 8 -Monzier, M., Boulin, J., Collot, J.-Y., Daniel, J., Lallemand, S. et Pelletier, B., 1989. Premiers résultats des plongées Nautile de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 2069-2076. p. 223

Annexe 9 -Monzier, M., Daniel, J., et Maillet, P., 1990. La collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, spécial 10, Actes du colloque: Tour du Monde "Jean Charcot", Paris, 1989, p. 43-56. p. 231

Annexe 10 -Montaggioni, L., Butterlin, J., Glaçon, G., Collot, J.-Y., Monzier, M., Pelletier, B., Boulin, J., Lallemand, S., Daniel, J., Faure, G., Lauriat-Rage, A., Vénec-Peyré, M.-T., Blondeau, A., Lozouet, P., Vacelet, J. et Babinot, J.-F., 1991. Signification géodynamique des calcaires de plate-forme en cours de subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (sud-ouest de l'Océan Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 661-668. p. 245

Annexe 11 (carte hors-texte) -Monzier M., Maillet P., Dupont J., 1992. Carte bathymétrique des parties méridionales de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et du bassin Nord-Fidjien. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris. Hors-texte

Annexe 12 -Monzier, M., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., Bellon, H. et Cotten, J., sous presse. High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). *J. Volc. Geotherm. Res.*,... p. 253

Annexes concernant la terminaison nord de la zone de subduction des Tonga et les zones environnantes

Annexe 13 -Grzesczyk, A., Eissen, J.P., Dupont, J., Lefèvre, C., Maillet, P., et Monzier, M., 1987. Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 93-98. p. 309

Annexe 14 -Grzesczyk, A., Monzier, M., Lefèvre, C., Butterlin, J., Dupont, J., Eissen, J.P., Glaçon, G., Maillet, P., et Muller, C., 1988b. Géologie des îles Futuna et Alofi (TOM des îles Wallis et Futuna. Pacifique Sud-Ouest) : données préliminaires : Géologie de la France, 2-3, p. 131-134. p. 315

Annexe 15 -Louat, R., Monzier, M., Grzesczyk A., Dupont, J., Eissen, J.P., et Maillet, P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud): caractéristiques et conséquences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 489-494. p. 319

Annexe 16 -Grzesczyk, A., Lefèvre, C., Monzier, M., Eissen, J.P., Dupont, J. et Maillet, P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel Pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (Sud-Ouest Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique Nord-Tonga. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 713-720. p. 325

I- INTRODUCTION

A l'Est de l'Australie, la limite actuelle entre les Plaques Australienne* et Pacifique est marquée par les zones de subduction à pendages opposés des Nouvelles-Hébrides et Tonga-Kermadec, par les axes d'expansion des bassins marginaux Nord-Fidjien et de Lau, ainsi que par un dispositif complexe d'accidents transformants reliant ces divers éléments (Fig. 1 et 2; Pelletier et Louat, 1989a). Alors que la Plaque Pacifique plonge "normalement" vers l'Ouest sous l'arc des Tonga-Kermadec, la Plaque Australienne plonge vers l'Est sous l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Depuis Isacks *et al.* (1968), ce dispositif exceptionnel, où deux subductions majeures fonctionnent aux mêmes latitudes avec des plongements opposés et des taux de convergence élevés (Fig. 2), a toujours attiré les scientifiques. Ainsi, au début des années 70, l'équipe de Géosciences marines du Centre ORSTOM de Nouméa a été constituée par Jacques Dubois pour étudier cette zone du Sud-Ouest Pacifique, qui est d'ailleurs restée, au fil du temps, son principal chantier.

*on entend ici par Plaque Australienne la partie orientale de ce qui était auparavant nommé Plaque Indo-Australienne; en effet, compte-tenu de la sismicité et des déformations importantes affectant le Bassin Indien Central, il vaut mieux considérer les Plaques Indienne et Australienne comme distinctes (Royer, 1993)

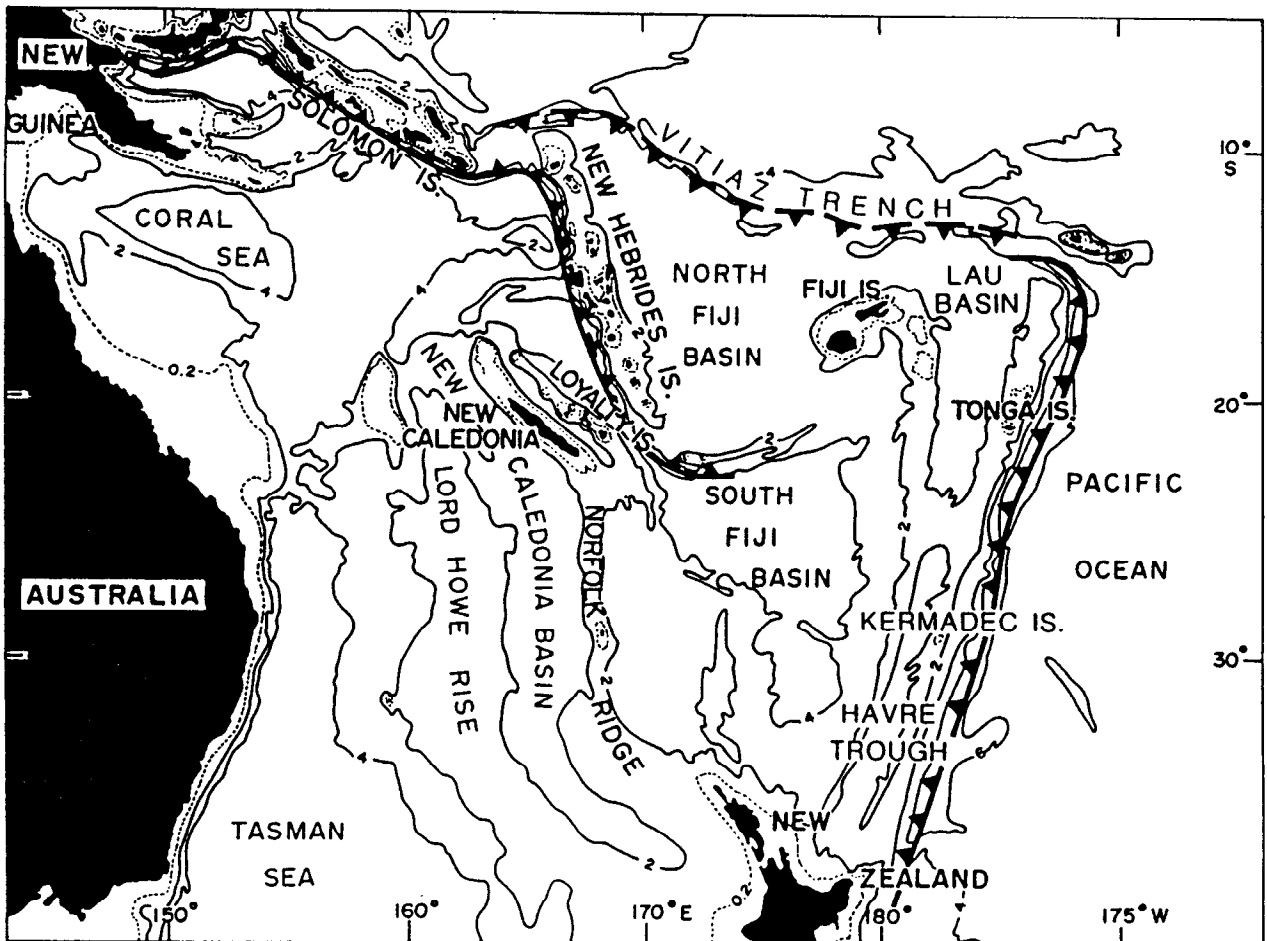


Figure 1
 Le Sud-Ouest Pacifique. Situation des arcs insulaires des Nouvelles-Hébrides et des Tonga-Kermadec; bathymétrie en kilomètres.

II- PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE

A grands traits, le dispositif géodynamique actuel du Sud-Ouest Pacifique résulte, au terme d'une évolution complexe ayant duré au moins 10 Ma, de la fragmentation d'un arc initial sous lequel la Plaque Pacifique s'enfonçait vers le Sud-Ouest. Lors de cette fragmentation, une inversion de la polarité de la subduction sous les segments d'arc "Salomon" et "Nouvelles-Hébrides" s'est produite, suivie d'une rotation horaire du segment "Nouvelles-Hébrides" avec ouverture concomitante du Bassin Nord-Fidjien. En même temps, le segment d'arc "Fidji" subissait une rotation anti-horaire et la Ride de Lau était séparée de l'arc des Tonga par l'ouverture du Bassin de Lau (Auzende *et al.*, 1988c; Fig. 3). Cette remarquable réorganisation aurait été initiée par la collision, il y a environ 10 Ma, entre le Plateau d'Ontong Java -une vaste zone de croûte océanique anormalement épaisse appartenant à la Plaque Pacifique- et le segment "Salomon" de l'arc initial (Kroenke, 1984).

II A- LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HEBRIDES

Longue de 1500 km environ, la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides voit s'enfoncer la bordure orientale de la Plaque Australienne sous l'arc des Nouvelles-Hébrides, le long de la fosse de même nom. Cette fosse, profonde de 6 à 8 km (Kroenke *et al.*, 1983; Monzier *et al.*, 1984b), est divisée en deux segments, nord et sud, séparés entre 15 et 17°S, par une zone où elle est peu marquée voire absente (Fig. 4). A l'Ouest de cette fosse, la bordure de la Plaque Australienne présente un bombement de 150 m d'amplitude, dont l'axe est parallèle à la fosse. Ce bombement correspond à une déformation élastique de la plaque plongeante (Dubois *et al.*, 1977a et b). Une intense activité sismique accompagne la subduction de la Plaque Australienne, la zone de Wadati-Benioff, inclinée de 60 à 70° vers l'Est, atteignant localement 350 km de profondeur (Louat *et al.*, 1988; annexe 6).

En excluant la terminaison sud de la zone de subduction, la direction moyenne de la convergence entre la Plaque Australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides, déduite des mécanismes en chevauchement des séismes superficiels de la zone d'affrontement entre plaques s'établit autour de N70-75°E (Louat *et al.*, 1988; annexe 6). Encore une fois en excluant la terminaison sud de la zone de subduction, le taux de convergence varie du Nord au Sud de 16 à 12 cm/an, mais présente un minimum de 9 cm/an à la latitude de la collision entre la Zone d'Entrecasteaux et l'arc (Louat et Pelletier, 1989).

II A 1- La bordure orientale de la Plaque Australienne

Du Nord au Sud, cette bordure de la Plaque Australienne comprend le Bassin des Santa Cruz, le Massif Ouest-Torres, la Zone d'Entrecasteaux, le Bassin Nord-Loyauté, la Ride des Loyauté et le Bassin Sud-Fidjien (Fig. 4).

Figure 2 (reprise de Pelletier et Louat, 1989 a)

Mouvements relatifs actuels dans le Sud-Ouest Pacifique. **A.** Schéma montrant les différentes plaques et microplaques ainsi que leurs mouvements relatifs. Les flèches et les chiffres le long des limites de plaques indiquent les directions et les modules des mouvements. IA= plaque Indo-Australienne; P= plaque Pacifique; TK= microplaque Tonga-Kermadec; NL= microplaque Nord Bassin de Lau; WNFB, ENFB, SNFB= microplaques Ouest, Est et Sud Bassin Nord-Fidjien; NNHA, CNHA, SNHA= segments Nord, Central et Sud de la microplaque arc des Nouvelles-Hébrides; NFBSC= dorsale N-S du Bassin Nord-Fidjien; HHEZ= zone d'extension d'Hazel Holme; 176° EZ= zone d'extension à 176°E; SNFBFZ= zone de fracture du sud du Bassin Nord-Fidjien; FFZ= zone de fracture fidjienne; LBSC= axe d'accrétion du Bassin de Lau; PR= Ride de Peggy; HTEZ= zone d'extension des fossés du Havre; NNHEZ, SNHEZ= zones d'extension arrière-arc au nord et au sud des Nouvelles-Hébrides; CNHCZ= zone de compression arrière-arc dans la partie centrale des Nouvelles-Hébrides; DR= Ride d'Entrecasteaux; LR= Ride de Louisville. M, H, F et T= îles de Matthew, Hunter, Futuna et Tongatapu. Le trait épais représente une bonne approximation de la frontière P-IA dans le Sud-Ouest Pacifique. Les barbules pleines indiquent les zones de subduction; les flèches convergentes, les directions des compressions arrière-arc. **B.** Diagramme vectoriel des mouvements relatifs dans le Bassin Nord-Fidjien et le sud de la subduction des Nouvelles-Hébrides. La plaque IA est supposée fixe. Le mouvement P-IA est donné à 17°S-176°E en utilisant le modèle RM-2 (Minster et Jordan, 1978). Les mouvements SNFB-IA et SNFB-WNFB sont calculés à 172°E. **C.** Diagrammes vectoriels des mouvements relatifs à 11°S, 13°S et 15°S le long de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. La plaque IA est supposée fixe. Les mouvements P-IA proviennent du modèle RM-2. A 15°S, le symbole (P) indique que WNFB est assimilée à P. **D.** Diagrammes vectoriels des mouvements relatifs à 17, 20, 24, 28 et 33°S le long de la zone de subduction des Tonga-Kermadec. La plaque IA est supposée fixe. Les mouvements P-IA proviennent du modèle RM-2.

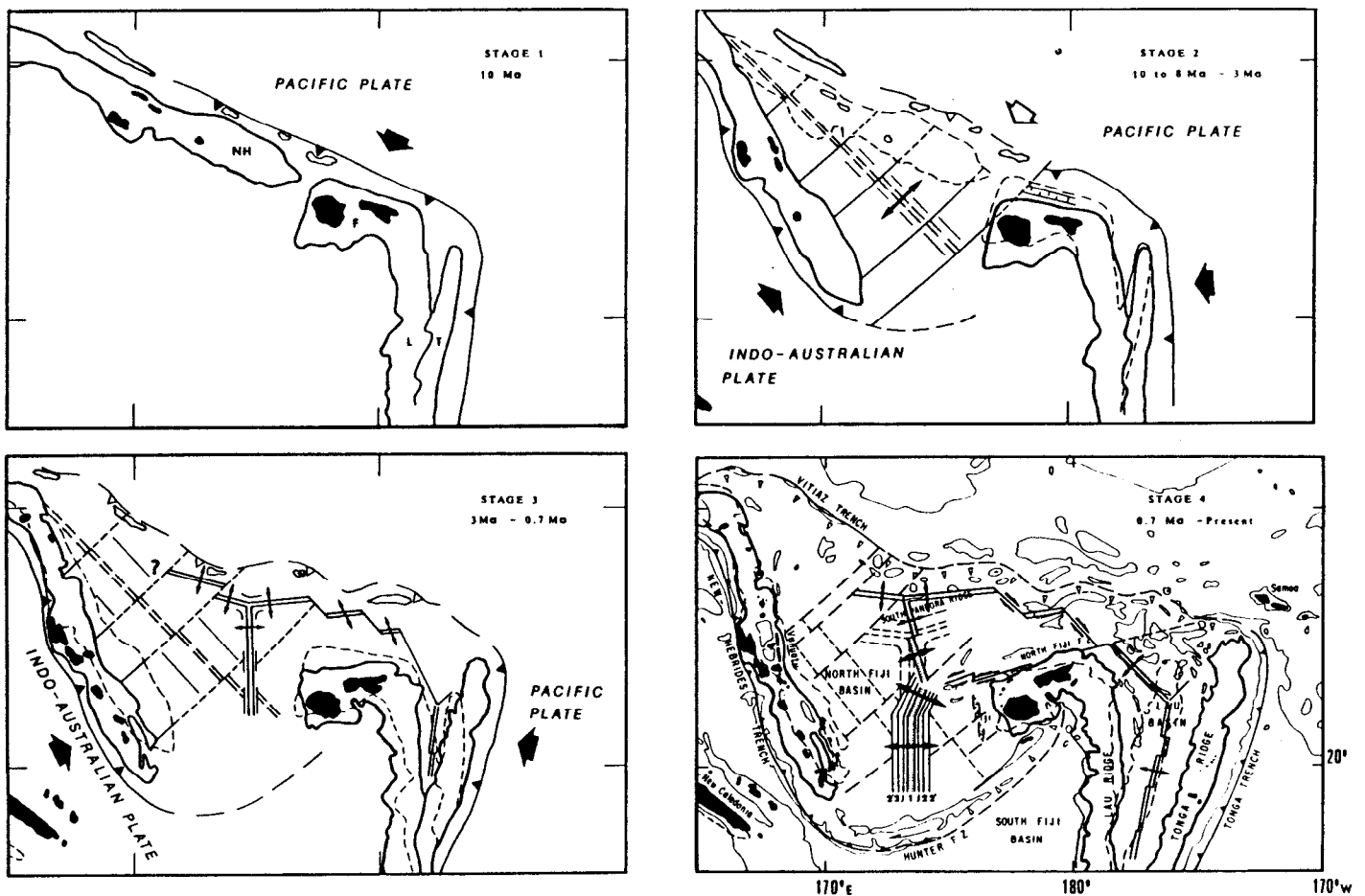


Figure 3 (reprise de Auzende *et al.*, 1988c)

Evolution schématique du Bassin Nord-Fidjien et des zones environnantes depuis environ 10 Ma. Stade 1: les rides des Nouvelles-Hébrides (NH), Vityaz, Fidji (F), Lau (L) et Tonga (T) constituent un seul arc sous lequel la Plaque Pacifique s'enfonce. Stade 2: inversion de la polarité de la subduction sous les Nouvelles-Hébrides, rotation horaire de l'arc des Nouvelles-Hébrides et première phase de rotation anti-horaire des Fidji. Les grosses flèches noires indiquent les zones de subduction actives. La grosse flèche blanche indique la zone de subduction fossile. Stade 3: fin de la rotation des Nouvelles-Hébrides et des Fidji. Apparition d'un axe d'expansion actif NS dans la partie centrale du Bassin Nord-Fidjien et fonctionnement d'un point triple dans sa partie nord. Stade 4: réorganisation récente de la zone axiale d'expansion du Bassin Nord-Fidjien. 1, J, 2 et 2' correspondent aux anomalies magnétiques identifiées; F.Z.= zone de fracture.

II A 1 a- Le Bassin des Santa Cruz

Seuls les grands traits morpho-structuraux de ce bassin océanique, d'âge indéterminé, sont connus (Larue *et al.*, 1977), mais leur interprétation reste douteuse.

II A 1 b- Le Massif Ouest-Torres

Ce massif est également fort mal connu; très volumineux, il commence à entrer en collision frontale avec l'arc des Nouvelles-Hébrides, provoquant un pincement de la fosse (Collot *et al.*, 1985).

II A 1 c- La Zone d'Entrecasteaux

La Zone d'Entrecasteaux comprend dans sa partie orientale deux rides parallèles E-W qui entrent en collision avec l'arc des Nouvelles-Hébrides; la ride nord est constituée par des blocs soulevés d'un plancher océanique daté du Paléocène terminal-début de l'Eocène (56-53 Ma), tandis que la ride sud correspond à un alignement E-W de volcans d'arc d'âge éocène moyen (45-44 Ma) (Andrews, Packham *et al.*, 1975; Maillet *et al.*, 1983; annexe 1). L'ensemble a été interprété comme une zone de subduction active à l'Eocène moyen, le long de laquelle une croûte océanique se serait enfoncée vers le Sud sous un arc volcanique (Lapouille et Dugas, 1975; Maillet *et al.*, 1983; annexe 1; Collot *et al.*, 1985; Collot, 1989; Collot *et al.*, 1992).

L'extrémité orientale de la Zone d'Entrecasteaux ainsi que la région centrale de l'arc avec laquelle elle entre en collision et sous laquelle elle disparaît ont été étudiées en détail par l'équipe de Géosciences marines du Centre ORSTOM de Nouméa, qui s'est attachée à définir les répercussions de cet affrontement sur l'évolution de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (Collot *et al.*, 1985; Collot, 1989; Collot *et al.*, 1992).

Vers l'Ouest, la Zone d'Entrecasteaux s'infléchit vers le Sud et se raccorde à la ride portant la Nouvelle-Calédonie (Fig. 4); elle comprend alors un graben central bordé de horsts très prononcés, constitué par un plancher océanique soulevé d'âge éocène, recouvert d'une épaisse série de tufs (Maillet *et al.*, 1983; annexe 1).

II A 1 d- Le Bassin Nord-Loyauté

Il ne reste qu'un fragment triangulaire du bassin originel, le reste ayant disparu par subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. La croûte océanique du Bassin Nord-Loyauté (Fig. 4) a été forée au site DSDP 286 où la couche 2 a été atteinte, sous 649 m de dépôts constitués, pour les 452 m inférieurs, par des turbidites proximales d'âge éocène moyen-supérieur (Andrews, Packham *et al.*, 1975). Le matériel andésitique grossier présent dans ces turbidites indique que le site 286 se trouvait, à l'Eocène, au voisinage d'un arc insulaire actif. Selon Maillet *et al.* (1983; annexe 1), cet arc comprenait les édifices volcaniques de la Ride des Loyauté, ceux qui jalonnent, plus au Nord, la zone arquée d'Entrecasteaux et le

Figure 4 (modifiée d'après Monzier *et al.*, in prep. b)

A- Le Pacifique Sud-Ouest. PAC=Océan Pacifique; COR=mer du Corail; TAS=mer de Tasman; AUS=Australie; PNG=Papouasie Nouvelle-Guinée; SL=îles Salomon; VT=Vanuatu; NC=Nouvelle-Calédonie; FJ=îles Fidji; SM=îles Samoa; T=îles Tonga; K=îles Kermadec; NZ=Nouvelle-Zélande.

B- L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et les régions adjacentes. Bathymétrie en km d'après Kroenke *et al.* (1983). WTM=Massif Ouest-Torres; DEZ=Zone d'Entrecasteaux; Ti=Tinakula; SC=îles Santa Cruz; T=îles Torres; B=îles Banks; VL=Vanua Lava; Ga=Gaua (Santa Maria); ES=Espiritu Santo; Ml=Mallicolo; Mw=Maewo; P=Pentecôte; Ao=Aoba (Ambae); Am=Ambrym; Ep=Epi; Kw=Kuwae-Karua; Tg=Tongoa; Va=Waté (Efaté); Er=Erromango; Ta=Tanna; An=Anatom; Gm=Monts Gemini; Mt=Matthew; Hr=Hunter; triangle noir=volcan sous-marin actif d'après Simkin *et al.* (1981); dragages 314D, 315D et 316D d'après Daniel *et al.* (1976); dragage GO345D d'après Rigolot (1989). Anomalies magnétiques (lignes en pointillés) dans le Bassin Nord-Loyauté (d'âge Eocène) et le Bassin Sud-Fidjien (d'âge Oligocène) d'après Weissel *et al.* (1982) et Davey (1982); anomalies 24 et 23 (lignes en gros pointillés) près du DSDP 286 d'après Collot *et al.* (1985); la croûte d'âge Eocène du Bassin Nord-Loyauté et du coin NW du Bassin Sud-Fidjien (Packham, 1975) est soulignée par un grisé léger. Les axes d'expansion (lignes épaisses) ainsi que les anomalies magnétiques du Bassin Nord-Fidjien sont repris d'Auzende *et al.* (1988a,b,c) et de Maillet *et al.* (1989; annexe 7). Les principaux mouvements relatifs entre plaques en cm/an sont repris de Louat et Pelletier (1989). La zone LNH (pour Loyauté / Nouvelles-Hébrides), cartographiée en détail lors de la campagne SEAPSO I (1985), est encadrée (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9).

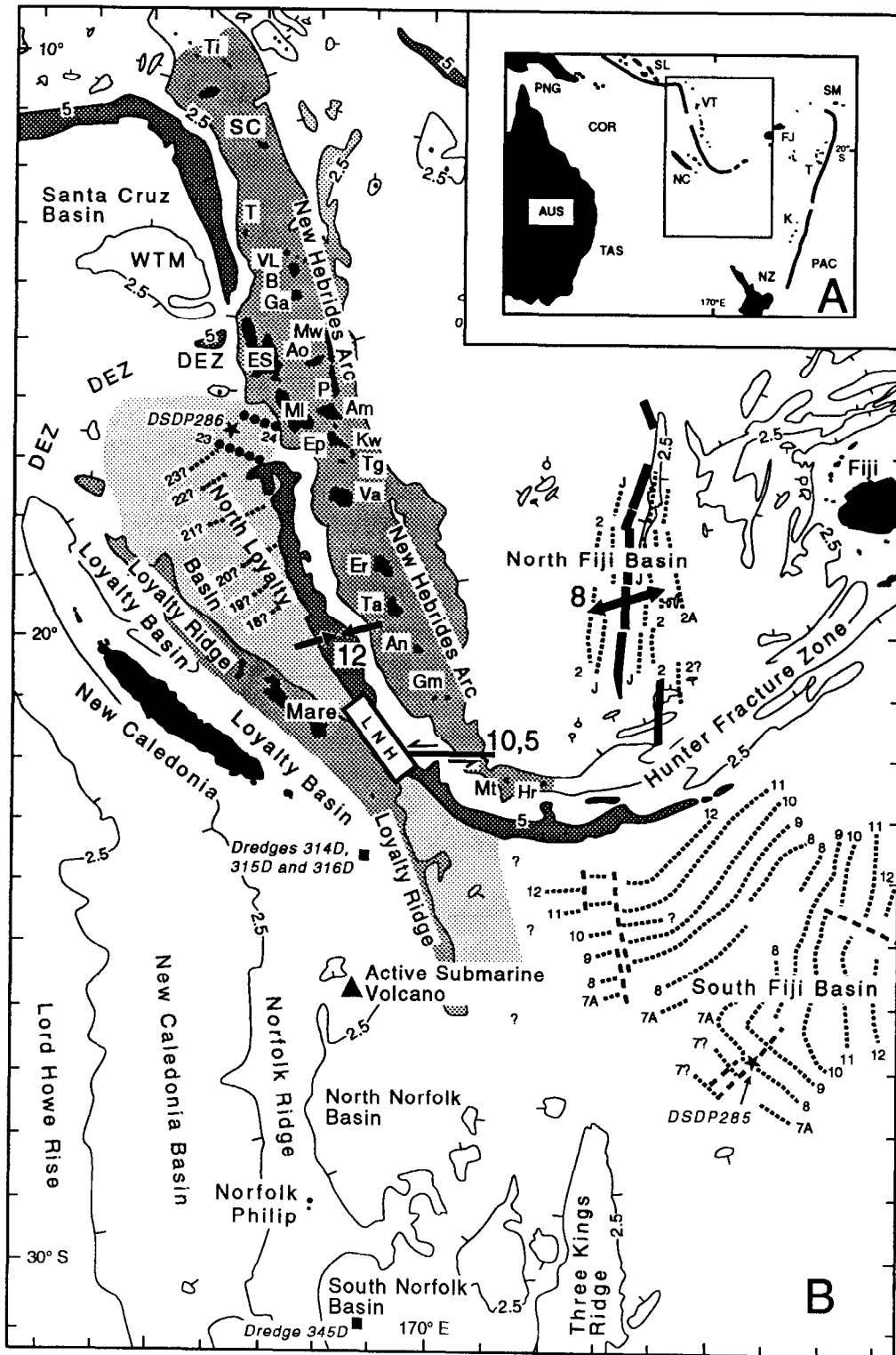


Figure 4

banc Sabine, à proximité du forage 286; pour ces auteurs, les basaltes alcalins affleurant localement à Maré (Ride des Loyauté; Baubron *et al.*, 1976) correspondraient à une phase volcanique tardive, de type intra-plaque. De son côté, Kroenke (1984) soutient que la Ride des Loyauté n'existait pas à cette époque (Rigolot, 1989, est également de cet avis; cf. infra) et que le prolongement de l'arc éocène reconnu au site 286 se trouverait en Nouvelle-Calédonie...

Weissel *et al.* (1982) pensent avoir repéré dans le Bassin Nord-Loyauté les anomalies magnétiques 23 à 18 (Eocène inférieur-moyen; 51 à 41 Ma), normales à la Ride des Loyauté, l'âge de la croûte océanique décroissant du Nord-Ouest vers le Sud-Est. De leur côté, Collot *et al.* (1985) identifient, à l'extrémité nord du bassin, les anomalies 24 et 23 (Eocène inférieur; 52-51 Ma), sub-parallèles cette fois à la Ride des Loyauté (Fig. 4).

II A 1 e- La Ride des Loyauté

La Ride des Loyauté, longue de près de 1000 km, dessine vers 22°S un angle obtus très ouvert, saillant vers le Nord-Est, entre deux tronçons rectilignes d'inégale importance (Fig. 4). L'épaisseur de la croûte atteint 25 km sous le tronçon portant les îles Loyauté (Collot *et al.*, 1982). Le parallélisme entre la partie nord de la Ride des Loyauté et les Rides de Nouvelle-Calédonie et de Fairway pourrait signifier que ces trois lanières ont une ossature ancienne identique (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9). Toutefois, pour Rigolot (1989), le tronçon NW-SE de la Ride des Loyauté résulterait d'un volcanisme anorogénique, actif à l'Oligocène moyen-supérieur (32-25 Ma), le long de certaines failles transformantes du Bassin Est-Norfolk (pour cet auteur, le même système d'accrétion aurait d'abord généré à l'Eocène le Bassin Nord-Loyauté, puis à l'Oligocène le Bassin Sud-Fidjien, l'ensemble formant un bassin marginal complexe, le Bassin Est-Norfolk; cf. infra). La Ride des Loyauté porte effectivement de gros édifices volcaniques, mais leur nature n'était jusqu'ici connue qu'à Maré, où affleurent des basaltes alcalins âgés de 9 à 11 Ma (Baubron *et al.*, 1976). Des formations récifales d'âge Miocène supérieur à Pléistocène inférieur, soulevées durant le Quaternaire (Chevalier, 1973), constituent l'essentiel des îles Loyauté; leur surrection résulte de l'existence d'un bombement affectant la Plaque Australienne en avant de la fosse des Nouvelles-Hébrides (Dubois *et al.*, 1977a et b, 1988). Une couverture sédimentaire irrégulière, d'épaisseur généralement comprise entre 0,2 et 0,6 s.t.d., recouvre l'ensemble de la ride (Bitoun et Récy, 1982).

II A 1 f- Le Bassin Sud-Fidjien

La croûte océanique du Bassin Sud-Fidjien a été reconnue au site DSDP 285. La couche 2 n'a pas été atteinte et la majeure partie des 584 m forés correspond à des turbidites distales d'âge miocène moyen. La Ride de Lau, qui borde à l'Est le bassin, est probablement la source du matériel andésitique observé (Andrews, Packham *et al.*, 1975). Les anomalies magnétiques 12 à 7 (Oligocène, 33 à 26 Ma) ont été identifiées dans la moitié nord du bassin (Davey, 1982), où elles dessineraient une jonction fossile RRR (Fig. 4). Cependant, pour Packham

(1975), dans le coin nord-ouest du Bassin Sud-Fidjien, au pied de la Ride des Loyauté, la croûte serait éocène comme dans le Bassin Nord-Loyauté; en effet, selon cet auteur, les turbidites reconnues au site 286 s'étendraient jusque dans cette région.

Il est difficile, à partir de données aussi fragmentaires, d'imaginer les relations ayant pu exister entre les Bassins Nord-Loyauté et Sud-Fidjien, d'autant qu'une part importante du premier a disparu sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. Pour Weissel *et al.* (1982), les croûtes océaniques éocène et oligocène de ces bassins se seraient formées à partir d'axes d'expansion distincts, mais Lapouille (1978) soutient l'hypothèse d'un seul système d'expansion pour la genèse des deux croûtes. Pour cet auteur, à l'Eocène-Oligocène, un grand bassin marginal se serait formé à l'arrière d'un arc volcanique comprenant la Zone d'Entrecasteaux, la Ride des Loyauté et celle des Trois Rois (Fig. 4), arc sous lequel la Plaque Australienne s'enfonçait alors vers l'Est. Rigolot (1989) reprend l'hypothèse de Lapouille (1978) en ce sens qu'il admet l'existence d'un même système d'accrétion ayant généré du début de l'Eocène à la fin de l'Oligocène le Bassin Est-Norfolk (qui incluerait donc les Bassins Nord-Loyauté et Sud-Fidjien). Cependant, pour Rigolot (1989), l'accrétion dans ce Bassin Est-Norfolk ne serait pas de type arrière-arc, aucun arc véritable n'existant à l'époque dans la région.

Davey (1982) remarque que l'anomalie la plus ancienne (12) est à la fois présente dans la partie orientale du bassin, le long de la Ride de Lau, et dans la partie nord, le long de la majeure partie la Ride de Hunter (Fig. 4); il en déduit que, s'il y a bien eu engagement de la lithosphère océanique du Bassin Sud Fidjien sous la Ride de Hunter, lors de l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien, celui-ci n'a été que mineur, et donc que la Zone de Hunter coïnciderait avec une discontinuité plus ancienne.

II A 2- L'arc des Nouvelles-Hébrides

L'arc volcanique actif (la "Chaîne Centrale") s'étend du volcan Tinakula, au Nord, jusqu'à Hunter, au Sud (Macfarlane *et al.*, 1988) (Fig. 4). Il comprend des édifices émergés particulièrement volumineux et actif entre 14 et 17°S, alors que ses extrémités nord et sud sont plutôt caractérisées par des volcans sous-marins de moindre importance (Kroenke *et al.*, 1983). En arrière de cet arc volcanique actif, deux ensembles de horsts et fossés sont présents, faisant pendants aux deux segments de fosse profonde précédemment cités (Récy *et al.*, 1986; Récy *et al.*, 1990; Price *et al.*, 1993; Johnson *et al.*, 1993); toutefois, entre 14 et 17°S, c'est-à-dire au droit de la collision entre la Zone d'Entrecasteaux et l'arc, ces structures distensives n'existent pas et sont remplacées par un dispositif en compression (Collot *et al.*, 1985; Collot, 1989; Louat et Pelletier, 1989).

L'arc volcanique méridional des Nouvelles-Hébrides (Fig. 4; Monzier *et al.*, 1984b), actif depuis le Miocène supérieur (Macfarlane *et al.*, 1988), comporte deux segments orientés différemment. Le premier, massif, compris entre Vate et Anatom, est caractérisé par la prédominance des laves basaltiques (Macfarlane *et al.*, 1988) et l'existence de fossés en position arrière-arc (mais qui doivent être considérés comme intra-arc, compte-tenu de la nature et de l'âge du magmatisme qui leur est associé; Monjaret, 1989, 1991), fossés dont la formation se poursuit

actuellement (Louat et Pelletier, 1989). Le second, beaucoup moins important, correspond au chaînon Matthew-Hunter qui assure la liaison avec la Zone de Hunter; les deux volcans actifs de Matthew et Hunter sont exclusivement constitués par des andésites acides (Maillet *et al.*, 1986b; annexe 5). Entre les monts Gemini et les abords ouest de Matthew, la chaîne volcanique sommitale est absente ou peu développée (Monzier *et al.*, 1984a; annexe 2).

Louat *et al.* (1988) montrent que, sous la partie frontale de l'arc, la largeur de la zone affectée par la sismicité superficielle résultant du contact entre les deux plaques est variable. Importante entre Vaté et Anatom, elle diminue rapidement entre Anatom et les monts Gemini, puis reste stable, mais faible, tout au long de la terminaison arquée de la zone de subduction. La zone de Wadati-Benioff, définie par la sismicité intermédiaire, descend jusqu'à 300 km de profondeur entre Vaté et Anatom, mais atteint seulement 170 km de profondeur au Sud d'Anatom (Louat *et al.*, 1988; annexe 6). Ces modifications interviennent vers 20°S, à la latitude de la terminaison méridionale des fossés arrière-arc.

II A 3- Le Bassin Nord-Fidjien

Selon Auzende *et al.* (1988a, b, c), l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides se serait produite au cours d'une longue évolution ayant duré plus de 10 Ma. Un point triple RRR fonctionnerait dans la partie nord du bassin depuis environ 3 Ma tandis qu'un point triple RRF (Lafoy *et al.*, 1987) serait apparu dans la partie centrale du bassin il y a 0,7 Ma (Fig. 3).

La moitié méridionale du Bassin Nord-Fidjien (Fig. 3 et 4) s'est formée lors de deux grandes phases successives d'ouverture océanique (Auzende *et al.*, 1988a, b, c; Maillet *et al.*, 1986a; annexe 4). Depuis 3 Ma, l'expansion se produit le long d'une dorsale N-S; le taux actuel d'expansion serait d'environ 8 cm/an selon une direction N72°E, oblique par rapport à l'axe (Louat et Pelletier, 1989). Les basaltes émis le long de cet axe ont été décrits par Eissen *et al.* (1990, 1991) et sont géochimiquement proches de N-MORB. Au Sud de 21°S, un segment de cette dorsale est décalé de 80 km vers l'Est, et produit actuellement à la fois des N-MORB et des BABB (Back-arc Basin Basalts) (Eissen *et al.*, 1991). La jonction avec la terminaison sud de la fosse des Nouvelles-Hébrides serait assurée, entre 22 et 23°S, par un dispositif transformant senestre, complexe et instable (Maillet *et al.*, 1989; annexe 7). Pour Louat et Pelletier (1989), cette jonction dorsale-fosse s'effectuerait actuellement le long d'une zone transformante senestre, située entre 21 et 22°S. La région de Matthew-Hunter correspondrait alors à une microplaque sous laquelle la Plaque Australienne s'enfoncerait vers le Nord à un taux très réduit.

II B- LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA

Longue de 2500 km environ, la zone de subduction des Tonga-Kermadec voit s'enfoncer vers l'Ouest la Plaque Pacifique, à croûte océanique agée d'environ 130 Ma (Dupont, 1988) (Fig. 1 et 2). Elle peut être subdivisée en deux tronçons de caractéristiques différentes, Tonga et Kermadec, de part et d'autre de

la zone de collision entre la Ride de Louisville, portée par la Plaque Pacifique, et l'arc (Dupont, 1979; 1982; 1988) (Fig. 5). Seul le tronçon nord est considéré ici.

A l'Est de la fosse, la bordure de la Plaque Pacifique présente un bombement de 240 m d'amplitude dont l'axe est parallèle à la fosse et qui correspond à une déformation élastique de la plaque plongeante (Dubois *et al.*, 1977a). Une intense activité sismique accompagne la subduction de la Plaque Pacifique. La zone de Wadati-Benioff, inclinée vers l'Ouest, est fort complexe dans le détail et atteint localement 700 km de profondeur (Louat et Dupont, 1982).

La direction moyenne de convergence entre la Plaque Pacifique et l'arc des Tonga, déduite des mécanismes en chevauchement des séismes superficiels de la zone d'affrontement varie du Nord au Sud de N96°E à N104°E, pour un taux de convergence de 18 à 16 cm/an (Pelletier et Louat, 1989a et b), ce qui en fait probablement le plus élevé des taux mondiaux de convergence (Fig. 2).

La Ride de Louisville, portant une série de monts sous-marins, est très oblique par rapport à la fosse alors que le mouvement général de convergence est perpendiculaire à cette fosse (Pelletier et Louat, 1989a et b). La zone de collision entre la ride et l'arc a donc migré du Nord au Sud au cours du temps, et balayé l'ensemble de la fosse des Tonga (Dupont et Herzer, 1985). Actuellement, le point de jonction ride-fosse migre à une vitesse d'au moins 10 cm/an vers le Sud (Pelletier et Dupont, 1990). La zone de collision active a été étudiée en détail par Pontoise *et al.* (1986) et Pelletier et Dupont (1990). Pour ces derniers auteurs, la subduction de la ride provoquerait un retard à la flexion de la plaque plongeante, entraînant un décalage d'environ 50 km vers l'Ouest de la fosse et de l'arc volcanique actif des Tonga par rapport aux éléments correspondants des Kermadec, tandis que l'accrétion sub-crustale sous la marge de matériel raboté et poussé au front de la ride expliquerait le maintien en position haute de la plateforme tongienne après le passage de la ride.

II B 1- L'arc des Tonga

L'arc volcanique pliocène-actuel des Tonga, généralement sous-marin, est situé à l'arrière de la Ride des Tonga. Sa géologie ainsi que sa pétro-géochimie a été décrite par Bryan *et al.* (1972), Oversby et Ewart (1972), Ewart (1976) et Ewart *et al.* (1973, 1977); les roches volcaniques qui le composent appartiennent à une série tholeiitique d'arc pauvre en potassium.

II B 2- Le Bassin de Lau

Le Bassin arrière-arc de Lau s'ouvre depuis environ 4 à 5 Ma, les anomalies 3 à J ayant été identifiées à l'Ouest de la Ride de Valu Fa (Parson *et al.*, 1990), axe d'expansion N-S, curieusement situé dans la partie orientale du bassin, à proximité immédiate de l'arc des Tonga (Foucher *et al.*, 1988) (Fig. 5). Actuellement, le dispositif en expansion comprend un axe mieux centré, se propageant rapidement vers le Sud aux dépens de cette Ride de Valu Fa (Parson *et al.*, 1990). Le plancher du Bassin de Lau est généralement constitué de basaltes,

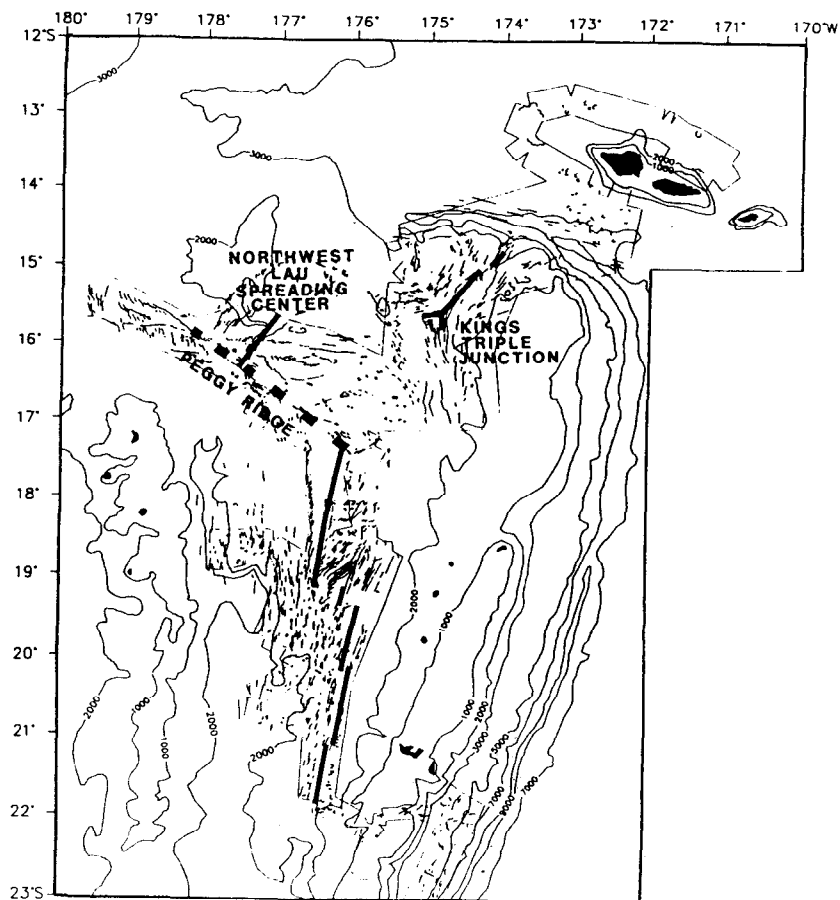
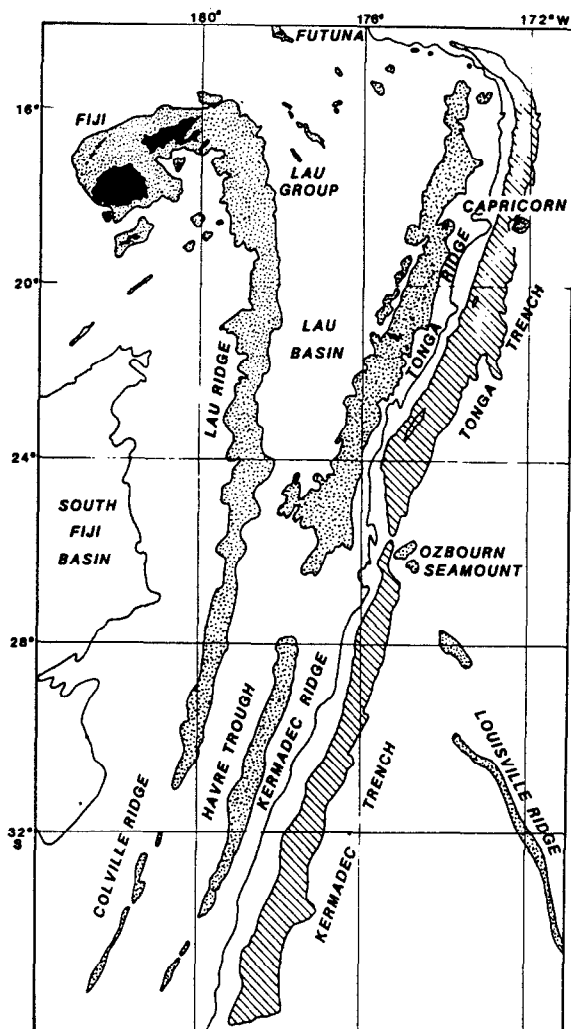


Figure 5

-A gauche: l'arc insulaire des Tonga-Kermadec et les régions adjacentes (figure reprise de Dupont, 1988).

-A droite: les axes d'expansion actifs du Bassin de Lau; synthèse basée à la fois sur l'imagerie GLORIA et les données Seabeam préexistantes (figure reprise de Parson et Tiffin, 1993).

intermédiaires entre ceux de plancher océanique et les tholeiites d'arc (Gill, 1976a). Toutefois, dans sa partie orientale, la Ride de Valu Fa produit actuellement des andésites dont la composition indique la participation, mineure mais significative, de composants dérivés de la lithosphère plongeante à la source mantellique arrière-arc (Jenner *et al.*, 1987).

L'ouverture globale du Bassin de Lau se ferait actuellement avec un taux d'environ 8 cm/an selon un azimuth variant du Nord au Sud de N93°E à N111°E (Pelletier et Louat, 1989a et b; Fig. 2). Dans la partie nord du bassin, deux axes SW-NE à forts taux d'expansion seraient actifs depuis peu (Hughes Clarke *et al.*, 1993; Parson et Tiffin, 1993), tandis que la Ride de Peggy jouerait à la fois en décrochement dextre et en extension transverse, les parts de chacun de ces mouvements étant à peu près identiques (Pelletier et Louat, 1989b).

II C- LE DISPOSITIF DE LIAISON ENTRE LES DEUX ZONES DE SUBDUCTION

Pour Hamburger et Isacks (1988), entre 15°S et 23°S, les déformations internes affectant la région "inter-arc" comprise entre les zones de subduction des Nouvelles-Hébrides et des Tonga serait diffuses et globalement assimilables à celles se produisant dans un vaste bassin "pull-apart" limité par deux zones cisailantes senestres, les Zones de Fracture Nord-Fidjienne et de Hunter. Cette interprétation originale de la distribution des séismes superficiels et des mécanismes focaux correspondants est évidemment en contradiction avec le schéma généralement accepté de l'accrétion arrière-arc. En fait, malgré une grande complexité de détail et de nombreux indices d'instabilité, le dispositif actuel assurant la liaison entre les deux subductions comprend des axes d'expansion et des failles transformantes bien identifiés. Même si certaines zones sont encore mal cartographiées et si le rôle d'un certain nombre d'éléments n'est pas encore clairement établi, le modèle présenté par Pelletier et Louat (1989a) (Fig. 2) semble être une bonne approximation de ce dispositif.

Les axes d'expansion principaux des Bassins Nord-Fidjien et de Lau ayant déjà été présentés, seuls les grands linéaments décrochant seront abordés ici (Fig. 2). L'existence de la zone décrochante senestre du Sud du Bassin Nord-Fidjien, avait été pressentie par Maillet *et al.* dès 1986 (annexe 5). Bien que sa structure ne soit que fort mal connue, du fait de l'insuffisance des travaux qui y ont été consacrés, son fonctionnement actuel, ainsi que son évolution, seront longuement discutés dans ce mémoire. La Zone de Fracture Nord-Fidjienne, décrochante senestre, a été plus étudiée (Lafoy *et al.*, 1987; Louat *et al.*, 1989, annexe 15; Pelletier et Louat, 1989a et b; Hughes Clarke *et al.*, 1993; Jarvis *et al.*, 1993). Schématiquement, elle joindrait l'extrémité nord de la zone de subduction des Tonga au point triple central du Bassin Nord-Fidjien. Toutefois, les travaux récents montrent que cette frontière est très complexe dans le détail et comprend de nombreux segments décrochants reliés entre eux par des structures transverses en extension ou expansion (Tiffin, 1993). Les taux de décrochement varieraient entre 7 et 18 cm/an, cette dernière valeur exceptionnellement élevée étant atteinte à la jonction avec la fosse des Tonga (Fig. 2).

III- LA TERMINAISON SUD DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HEBRIDES

Les grands traits de la subduction des Nouvelles-Hébrides étant brossés, les études détaillées sur sa terminaison sud sont maintenant présentées.

III A- LA COLLISION LNH (pour Loyauté / Nouvelles-Hébrides) (d'après Monzier *et al.*, 1990, annexe 9, remanié)

Une part de la campagne SEAPSO I (1985) réalisée lors du Tour du Monde du N/O Jean Charcot a été consacrée à des levés détaillés (sondeur multifaisceaux, sismique réflexion monotrace, magnétisme et gravimétrie) sur la zone de collision LNH (Daniel *et al.*, 1986, annexe 3). Le chapitre ci-dessous, repris dans ses grandes lignes de Monzier *et al.* (1990, annexe 9), est le résultat de ces travaux.

III A 1- Cadre régional de la collision LNH

Depuis le Miocène supérieur, la subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides s'est accompagnée d'une migration vers le Sud-Ouest puis l'Ouest-Sud-Ouest de la flexure de la Plaque plongeante Australienne, d'une rotation horaire de l'arc d'environ 45° et de l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien (Fig. 3).

La collision entre la Ride des Loyauté et l'arc des Nouvelles-Hébrides intéresse la terminaison méridionale arquée de cette zone de subduction (Fig. 4), terminaison dont la formation a vraisemblablement été guidée par une discontinuité ancienne de la Plaque Australienne, située à l'emplacement de la Zone de Hunter (Davey, 1982; cf. supra). A cette terminaison, la subduction aurait donc essentiellement intéressé la lithosphère océanique du Bassin Nord-Loyauté, celle du Bassin Sud-Fidjien, plus récente, n'ayant été que peu concernée.

La collision intervient entre 21°30'S et 22°10'S, entre le saillant obtus formé à cet endroit par la Ride des Loyauté (Fig. 6) et la base du mur interne de la fosse. Le tronçon nord de la ride, massif et bien enraciné, a livré à l'affleurement sur Maré des basaltes alcalins intra-plaques, datés à 9-11 Ma (Baubron *et al.*, 1976), mais son histoire, très mal connue, est probablement plus ancienne et complexe (cf. supra). Le tronçon sud, plus étroit et moins volumineux, est de nature inconnue.

Les flancs abrupts du saillant de la Ride des Loyauté ont une orientation moyenne N120°E au droit de Lifou et Maré, N140°E dans la zone de collision et N175°E à l'Est de Walpole (Monzier *et al.*, 1992, annexe 11, hors-texte; Fig. 6). Le Bassin Nord-Loyauté est découpé par des failles normales, parallèles à la bordure N120°E de la ride, en panneaux successifs dont la profondeur augmente avec la distance à la ride (Daniel, 1982). Le coin nord-ouest du Bassin Sud-Fidjien est également affecté par des accidents normaux, mais ceux-ci ont des orientations diverses (Fig. 6 et 9). Ces bassins présentent, sur une bande de 50 à 80 km de largeur jouxtant la ride, des profondeurs comprises entre 3200 et 4000

m, domaines de transition qui ont probablement conféré un caractère progressif aux premières phases de la collision.

Deux segments de fosse, à peu près rectilignes, orientés N153°E en face de Lifou et Maré et N130°E à l'Est de Walpole, encadrent la zone de collision (Fig. 6). Ces deux segments ont des profondeurs similaires, dépassant 7000 m, mais le segment nord est trois fois plus large, à 6000 m, que le segment sud. Au niveau de la collision, la fosse, étroite et peu profonde, présente plusieurs seuils au-dessus de 6000 m. Elle est également déportée vers le Nord-Est par rapport au tracé obtenu en prolongeant les deux segments précédemment décrits.

De l'île de Tanna à la zone de collision, la bande de mur interne comprise entre 3000 et 6000 m garde une largeur à peu près constante mais se rapproche par paliers successifs de la fosse. En face de la collision LNH, les isobathes 3000 à 5000 m du mur interne dessinent une nette avancée vers le Sud-Ouest, correspondant à une zone proéminente qui culmine vers 1600 m de profondeur. Au droit du segment de fosse orienté N130°E, la bande de mur interne comprise entre 3000 et 6000 m est notablement plus large que celle décrite précédemment, et sa morphologie est extrêmement compliquée.

Entre Tanna et Anatom, la partie sommitale de l'arc, définie par l'isobathe 2000 m, est large et entaillée par les fossés intra-arc du Coriolis. D'Anatom aux monts Gemini, cette largeur diminue rapidement et une étroite dépression prolonge, vers le Sud-Sud-Ouest, les fossés du Coriolis. Au Sud-Est des monts Gemini, sur une quarantaine de kilomètres, la chaîne volcanique sommitale est absente; elle réapparaît dans la région du mont Eva, mais sous une forme discrète qu'elle conserve jusqu'aux abords occidentaux de Matthew (Monzier *et al.*, 1992, annexe 11, hors-texte).

Le saillant obtus de la Ride des Loyauté et la fosse, orientée différemment de part et d'autre de la collision, dessinent un remarquable dispositif en X, centré sur la zone LNH (Fig. 6). Les tracés initiaux supposés de ce saillant et de la fosse, et les paramètres actuels de la convergence (Louat et Pelletier, 1989), montrent que le début de la collision pourrait dater d'environ 300 000 ans (cette estimation est discutable puisque basée sur des tracés et des paramètres supposés invariants depuis le début la collision... cet âge doit probablement être considéré comme un âge minimum).

III A 2- Sismicité superficielle régionale et collision LNH

Plusieurs points importants ressortent de l'étude de la sismicité superficielle dans la zone de collision (Fig.6).

Sous la pente interne, une bande d'intense activité sismique, parallèle à la fosse, correspond à la zone de contact entre les deux plaques; les mécanismes focaux associés sont des chevauchements purs. Au Nord de 21°S, ce contact se trouve assez loin de la fosse, entre 20 et 50 km de profondeur. Entre 21 et 22°S, au droit de la collision LNH, il se rapproche considérablement de la fosse et sa profondeur diminue (10 à 30 km); vers 21°20'S, une solution en faille inverse pure se retrouve même sous le mur externe, à faible profondeur. Au Sud de 22°S, la zone de contact n'est pas très éloignée de la fosse, à une profondeur comprise entre 15 et 30 km.

Figure 6 (reprise de Monzier *et al.*, 1990, annexe 9)

A gauche: la collision LNH. Bathymétrie en km d'après une carte bathymétrique établie par Monzier *et al.*, publiée in Maillet *et al.* (1989, annexe 7) et éditée en couleur seulement en 1992 (Monzier *et al.*, 1992, annexe 11 hors-texte). 1=Ride des Loyauté (RL); Li=Lifou; Ma=Maré; Dr=récif Durand; Wp=Walpole; 2= limite orientale de la ride avec son orientation; 3=domaines du Bassin Nord-Loyauté (BNL) et du Bassin Sud-Fidjien (BSF) profonds de 3200 à 4000m, en bordure de la ride; 4=axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides et orientation des segments; 5=zone soulevée du mur interne; 6=partie sommitale de l'arc des Nouvelles-Hébrides (NH); VT=Vanuatu; Ta=Tanna; An=Anatom; FC=fossés intra-arc du Coriolis (Monjaret, 1989); Gm=monts Gemini (sous-marins); Ev=mont Eva (sous-marin). La zone LNH cartographiée en détail lors de la campagne SEAPSO I (1985) est délimitée en tiretés.

A droite: sismicité superficielle et collision LNH. 1=fosse; 2=limite orientale de la Ride des Loyauté; 3=sismicité superficielle (0-70 km; catalogue ISC de 1961 à mai 1984); les gros pointillés indiquent la zone de rupture initiale de la crise d'octobre 1980 (Vidale et Kanamori, 1983); 4= mécanisme focal en pur chevauchement: profondeur du foyer en km et vecteur glissement (solutions CMT de 1977 à 1987; Dziewonski *et al.*, 1983a, 1983b, 1984a, 1984b, 1985, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1988a, 1988b, et USGS-NEIC, 1987); 5=direction du mouvement relatif actuel de convergence entre la Plaque Australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides, déduite de 4; 6=mécanisme en faille normale, décrochement ou faille subverticale avec la profondeur du foyer en km (solutions CMT de 1977 à 1987; voir plus haut); 7=frontière déterminée, dans la bande sismique active sous le mur interne, à partir du caractère basse fréquence (BF) ou haute fréquence (HF) des ondes P (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7); sous le mur externe, le caractère BF ou HF des ondes P est signalé (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7).

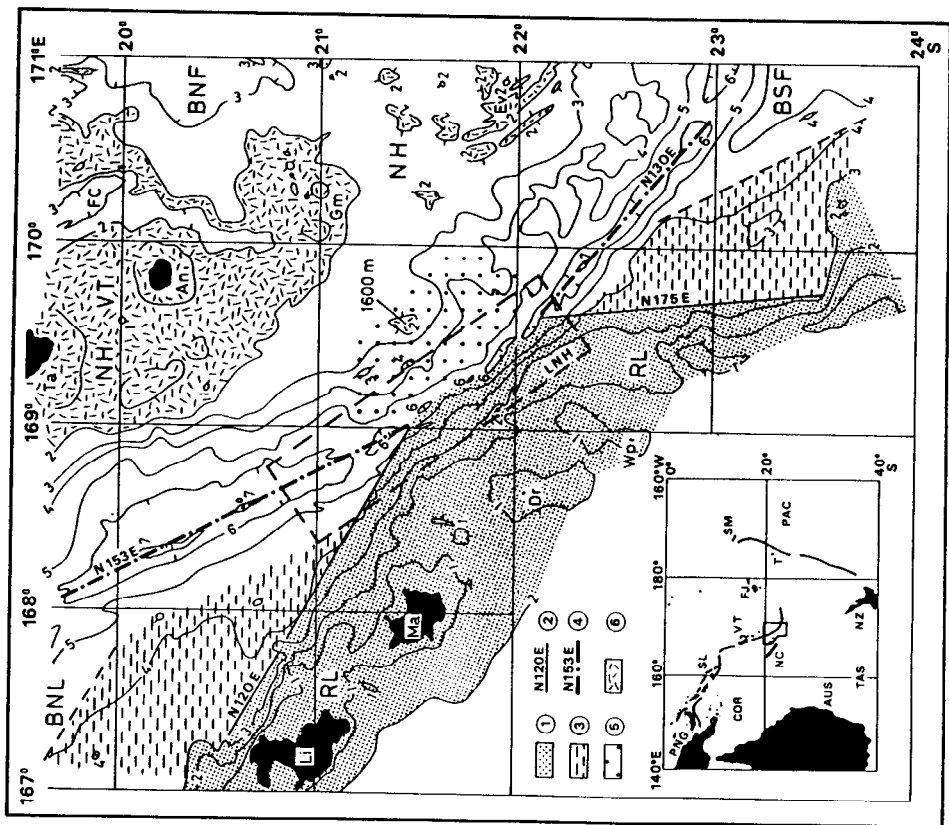
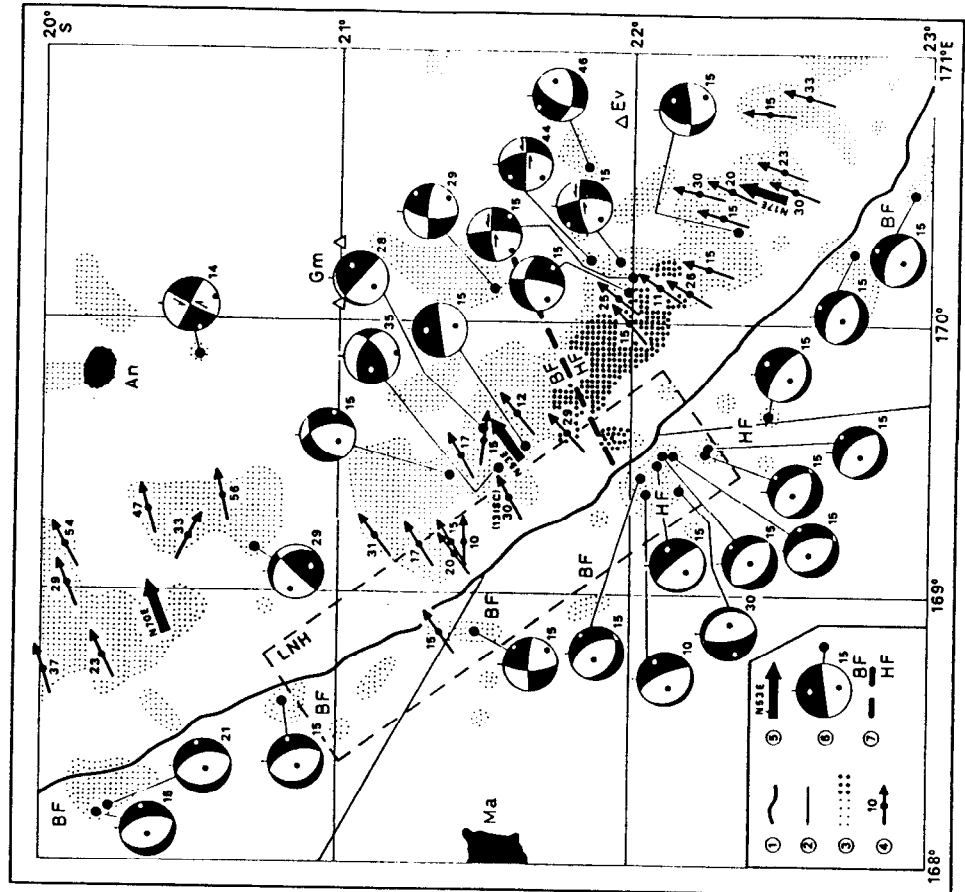


Figure 6

La direction de convergence entre la Plaque Australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides, déduite de ces mécanismes en chevauchement pur, est perpendiculaire à la fosse entre 20 et 22°S (N70°E entre 20 et 21°S, N53°E entre 21 et 22°S), puis devient oblique à celle-ci entre 22 et 23°S (N17°E). Cette direction varie donc considérablement sur une faible distance.

Dans la bande de forte sismicité située sous le mur interne, certaines solutions ne correspondent pas à des chevauchements. Il s'agit d'accidents divers (failles normales, décrochements...), apparemment inorganisés, affectant probablement la plaque chevauchante; ces accidents sont particulièrement nombreux en face de la collision LNH. Au Sud d'Anatom, un décrochement NNE-SSW senestre est compatible avec la direction d'ouverture des fossés du Coriolis calculée par Louat et Pelletier (1989). Vers 22°S / 170°E, un groupe de solutions, très cohérentes entre elles, correspond au fonctionnement répété d'un décrochement E-W senestre. Du Nord au Sud de cet accident, la direction du mouvement relatif de convergence entre les deux plaques passe de N53 à N17°E (cf. supra).

Sous le mur externe, une série de solutions peu profondes (10 à 20 km) souligne l'activité de failles normales bordant la fosse. Ces failles normales ne se manifestent pas sous la majeure partie du saillant des Loyauté, sauf au Sud de 22°S, où elles sont particulièrement actives. Vers 21°25'S, voisinent la faille inverse déjà mentionnée et une solution en décrochement; les orientations des axes P et T de ces deux mécanismes sont contradictoires.

Les ondes P des événements superficiels du Sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides, enregistrées à la station sismologique des monts Dzumac en Nouvelle-Calédonie, présentent des fréquences très variables d'un séisme à un autre, alors que les rais ont des parcours pratiquement identiques. Selon Louat *et al.* (1988, annexe 6), les événements à signature haute fréquence caractériseraient les zones de fort couplage entre les plaques (aspérités), tandis que ceux à signature basse fréquence seraient typiques des zones à couplage plus faible. Deux domaines peuvent être ainsi délimités, de part et d'autre d'une frontière orientée N64°E (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7; Fig. 6). Le couplage entre les plaques serait nettement plus fort au Sud de cette frontière qu'au Nord.

Les ondes P des événements superficiels localisés sous le mur externe de la fosse ont généralement une signature basse fréquence sur les enregistrements réalisés à la station des monts Dzumac. Toutefois, celles des séismes de l'essaim très actif situé immédiatement au Sud de 22°S (cf. supra) ont un caractère haute fréquence marqué (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7; Fig. 6).

L'exceptionnelle crise sismique d'octobre 1980 a débuté par un fort séisme (Mb=5,8; Ms=6,7) provoqué par le jeu d'une faille inverse située par 22°S/170°E sous la partie inférieure du mur interne (Dziewonski *et al.*, 1988a). Elle s'est rapidement étendue à une vaste région de ce mur (failles inverses), puis au mur externe (failles normales). La zone initiale de rupture correspondrait à une aspérité située au contact entre les deux plaques, accumulatrice de contraintes libérées lors de très grosses crises espacées de quelques dizaines d'années (Vidale et Kanamori, 1983). Cette aspérité s'étendrait du décrochement E-W senestre situé par 22°S à la frontière HF/BF précédemment définie.

III A 3- Etude morphostructurale détaillée de la zone LNH

Cette étude est basée sur les levés détaillés au sondeur multifaisceaux réalisés lors de la campagne SEAPSO I (Fig. 7A).

Globalement, dans la zone de collision, le saillant de la Ride des Loyauté et les panneaux océaniques attenants ont été découpés par des failles normales à regard est à nord-est, organisées en un dispositif arqué nettement plus convexe vers le Sud-Ouest que la fosse (Fig. 8A). Les rejets maximaux se sont produits dans la partie centrale de ce dispositif, mais la faible intensité de la sismicité superficielle (cf. supra) indique que ces failles sont actuellement peu actives au niveau du saillant, sauf au Sud de 22°S.

D'une manière générale, dans la zone LNH, des accidents décrochants senestres E-W affectent le fond de fosse et le dispositif de plis et chevauchements à vergence sud-ouest de la base du mur externe. Ces accidents sont particulièrement bien exprimés entre 21°50'S et 22°10'S (Fig. 8).

III A 3 a- La partie nord-ouest de la zone LNH

Dans la partie nord-ouest de la zone LNH, un coin du Bassin Nord-Loyauté subsiste au mur externe (Fig. 8), montrant que la collision entre la ride et l'arc n'est pas vraiment engagée. La configuration des murs de la fosse est donc classique. Des failles normales, parallèles à la bordure de la ride, interfèrent avec celles à regard vers l'Est du dispositif général précédemment décrit, produisant un découpage en blocs rhomboédriques du Bassin Nord-Loyauté. Au bas du mur interne, les antiformes observées correspondent certainement à un petit prisme d'accrétion formé d'anticlinaux associés à des accidents inverses à pendage nord-est. Localement, un des blocs du mur externe déforme le fond de la fosse, et provoque un décrochement E-W senestre des structures du mur interne.

III A 3 b- La partie centrale de la zone LNH

Dans la partie centrale de la zone LNH (Fig. 8), la faible profondeur de la fosse et sa convexité anormale vers le Nord-Est soulignent la région où la collision entre la ride et l'arc est la plus intense. A la base du mur interne, la présence d'un vaste replat surmonté d'un escarpement à regard sud-ouest surprend dans ce contexte de collision. L'engagement partiel, sous le mur interne, d'un bloc d'une cinquantaine de kilomètres de longueur de la Ride des Loyauté expliquerait cette structuration; le replat correspondrait alors au toit de ce bloc. Les antiformes présentes en bordure sud-ouest du replat et en fond de fosse sont interprétées comme autant d'anticlinaux bordés d'accidents inverses à pendage nord-est; ainsi, ce bloc de la Ride des Loyauté serait déjà en cours d'accrétion au mur interne. Au-dessus de ce bloc, le mur interne est d'ailleurs nettement soulevé, la zone affectée par cette surrection (qui culmine vers 1600 m de profondeur) semblant contrôlée latéralement par des accidents N-S (Monzier *et al.*, 1992, annexe 11, hors-texte). Cette forte surrection locale indique peut-être, qu'outre le bloc, une partie de la couverture sédimentaire des domaines océaniques jouxtant la ride, voire de petits massifs isolés, seraient déjà accrétés sous le mur interne.

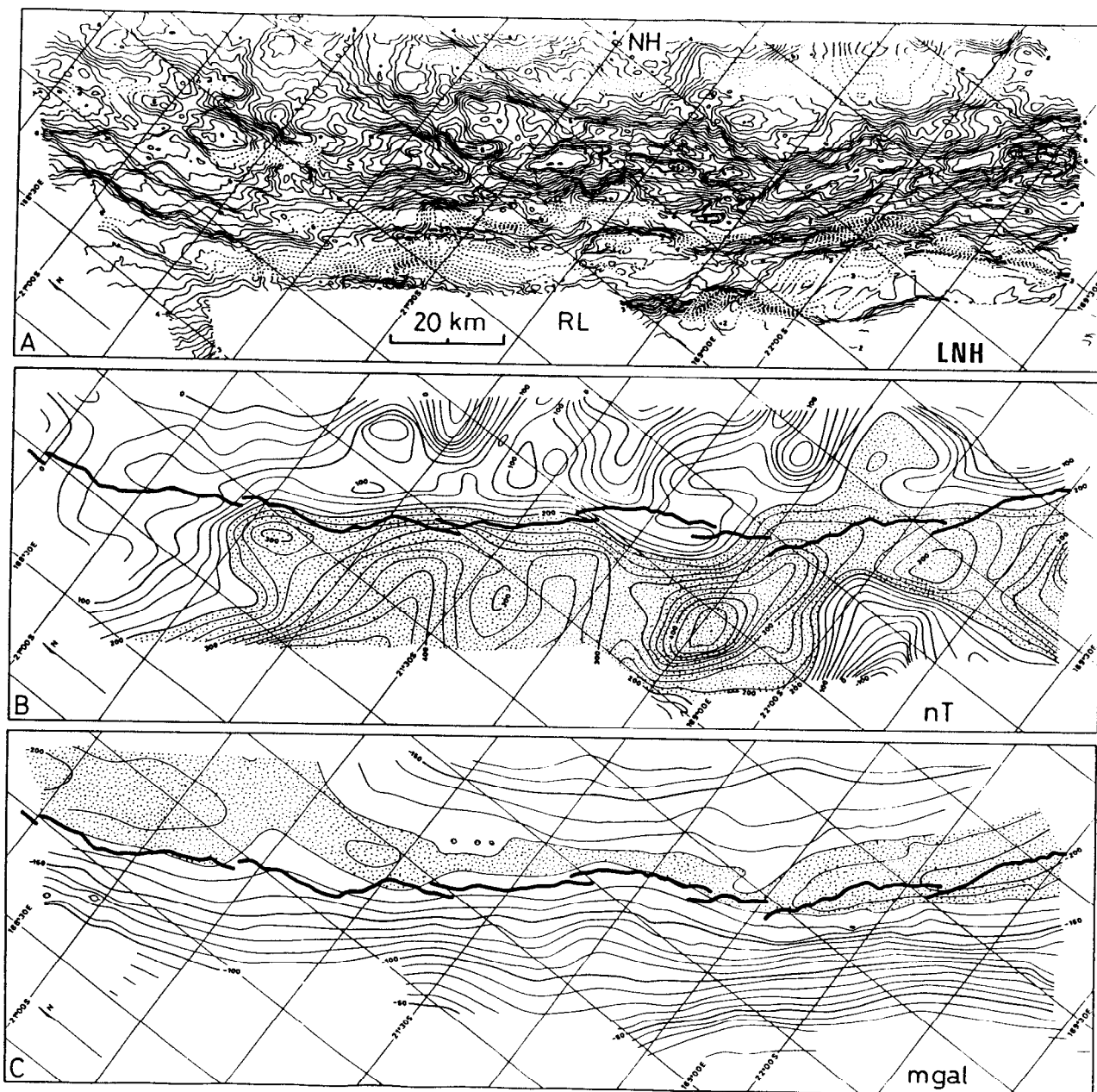


Figure 7 (reprise de Monzier *et al.*, 1990, annexe 9)

Les données marines: toponymie abrégée identique à celle de la figure 6. A- Carte bathymétrique au sondeur multifaisceaux de la zone LNH; intervalle entre les isobathes=100 m; profondeurs en km. B- Carte des anomalies magnétiques; intervalle entre les courbes=25 nT; la zone en pointillés correspond aux valeurs supérieures à +200 nT. C- Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre; intervalle entre les courbes=10 mgal; la zone en pointillés correspond aux valeurs inférieures à -180 mgal.

Un ensemble d'antiformes et synformes, convexe vers le Sud-Ouest, apparaît à la base du mur externe, dans la partie centrale de la zone LNH. Ces structures se développent au Sud-Ouest du bloc accrété et correspondent vraisemblablement à un système de plis et chevauchements à vergence sud-ouest, affectant du matériel de la Ride des Loyauté, dans une zone où la pente moyenne du mur externe n'est pas très forte (Fig. 8). Vers le Nord-Ouest, le front des déformations compressives sur le mur externe passerait par une dépression bordant au Sud-Ouest un bloc massif du saillant, indemne de plis, mais dont le flanc nord-est est entaillé par une énorme niche d'arrachement qui témoigne d'une instabilité prononcée.

III A 3 c- La partie sud-est de la zone LNH

Dans la partie sud-est de la zone LNH, la collision, bien que moins avancée que dans la partie centrale, est également en cours, comme le montrent la raideur de la base du mur interne et les amorces de fronts de déformations compressives affectant, à plusieurs endroits, le mur externe en bordure de la fosse (Fig. 8).

III A 4- Etude magnétique et gravimétrique de la zone LNH

La carte des anomalies magnétiques (Fig. 7B), montre que la Ride des Loyauté est généralement soulignée par une importante anomalie positive. Un fort gradient apparaît à l'aplomb de la fosse entre 21°10'S et 21°50'S. A ces latitudes, le mur interne est marqué par une série de petites anomalies négatives d'orientation mal définie. Vers 21°55'S, l'anomalie positive de la ride est décalée d'une vingtaine de kilomètres par un "accident" E-W senestre se prolongeant jusque sur le mur interne.

Le tracé des anomalies à l'air libre (Fig. 7C) suit, en le lissant fortement, celui des isobathes. Toutefois, dans la moitié nord-ouest de la zone LNH, le minimum gravimétrique est décalé vers le Nord-Est par rapport à l'axe de la fosse, alors qu'il coïncide avec lui dans le reste de la zone. Le décalage des anomalies magnétiques précédemment décrit n'a pas d'équivalent gravimétrique mais, au Sud-Est de 21°50'S, le gradient correspondant au mur externe s'accroît notablement.

III A 5- Discussion

Au niveau de la zone LNH, cinq observations illustrent la collision entre la Ride des Loyauté et l'arc des Nouvelles-Hébrides, effective depuis au moins 300 000 ans: 1/ la faible activité des failles normales sous la majeure partie du saillant des Loyauté, 2/ le fait que la zone de contact entre les plaques, définie par la sismicité superficielle, se rapproche de la fosse, 3/ l'accrétion probable d'un des premiers blocs du saillant au mur interne, 4/ la surrection de ce mur au-dessus du bloc accrété, et 5/ la migration du front des déformations compressives sur le mur externe. Le fort enracinement de cette ride massive et sa flottabilité, contrariant la flexure de la plaque plongeante, expliquent certainement cette résistance à la subduction.

Figure 8 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)

Schéma morphostructural de la zone LNH (A) et coupes (B), les deux d'après Monzier *et al.* (1990; annexe 9).

A- 1=faille normale; 2=canyon; 3= décrochement; 4=faille inverse; 5=axe anticlinal; 6=cicatrice de glissement en masse; 7=limite approximative de la Ride des Loyauté et du Bassin Nord-Loyauté; CDF= front des déformations compressives; T'=faille inverse au toit d'un mégabloc du saillant de la Ride des Loyauté accrété au mur interne de la fosse. Les courbes isobathes 4, 4,5 et 5 km sur le mur interne, la situation des coupes 1 à 8 (voir Fig. 8B) et celle de la Fig. 10 (rectangle dentelé) sont présentées.

B- 1=Bassin Nord-Loyauté; 2=Ride des Loyauté; 3= Arc des Nouvelles-Hébrides; T=fosse; T' et CDF comme pour la Fig. 8A; A=axe anticlinal; SS=cicatrice de glissement en masse. Les parcours approximatifs (ou leur projection) réalisés lors des 4 plongées profondes du Nautille (n°8, 9, 11 et 12) effectuées sur la zone LNH sont montrés, sous forme de traits gras, sur les coupes 5 et 6.

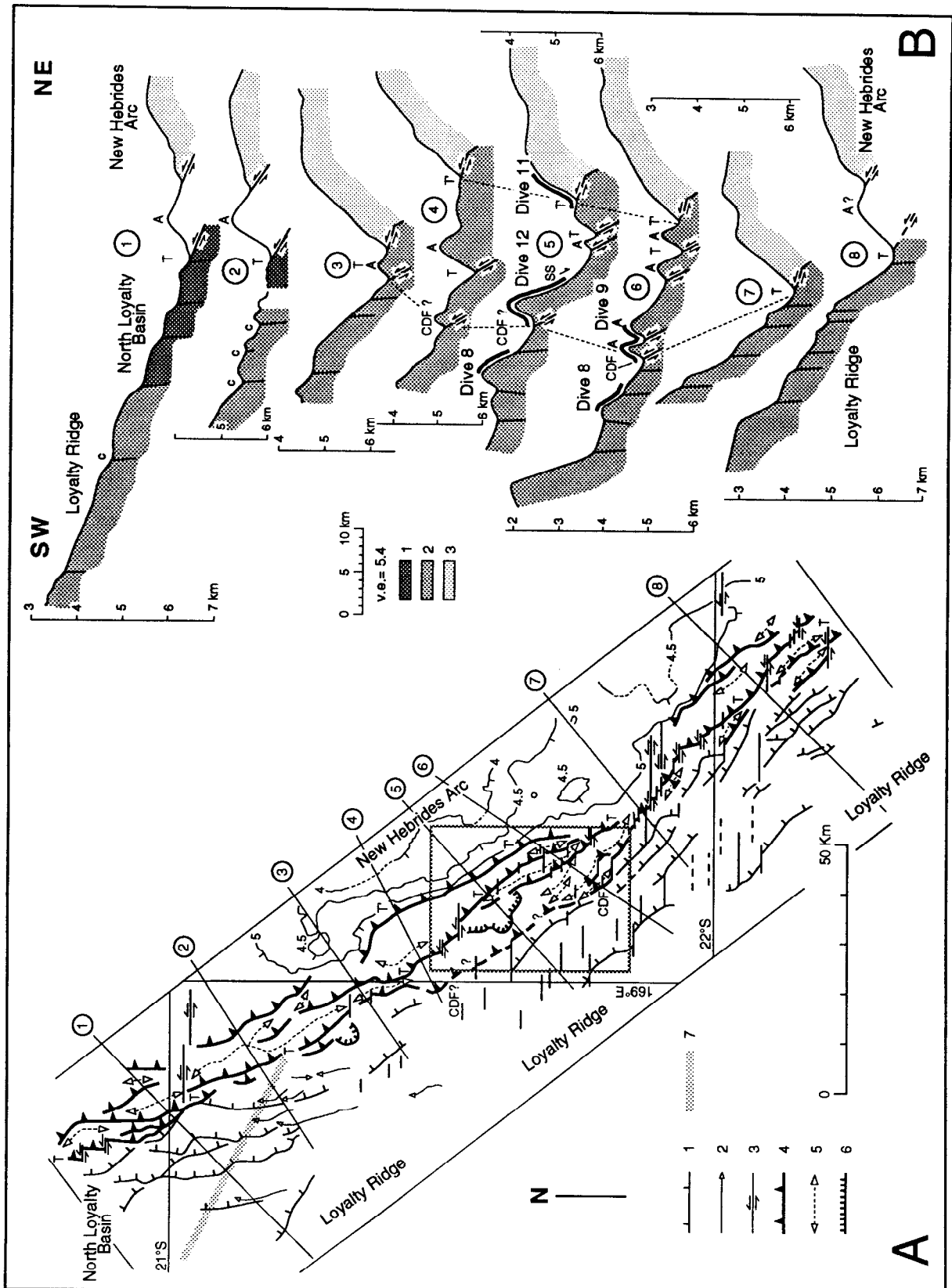


Figure 8

Le bombement lithosphérique de la Plaque Australienne avant son enfoncement sous l'arc affecte actuellement une bande d'environ 200 km de largeur, parallèle à la fosse, qui inclut la Ride des Loyauté et les bassins adjacents (Dubois *et al.*, 1977a et b, 1988). Il y a plus de 2 Ma, ce bombement ne concernait que la lithosphère océanique du Bassin Nord-Loyauté. Ses caractéristiques ont probablement évolué lors de l'entrée progressive de la ride, massive et bien enracinée, dans sa zone d'influence. Le coude obtus qu'elle dessine vers 22°S pourrait d'ailleurs avoir joué un rôle dans cette évolution, en rigidifiant localement la Plaque Australienne. Une modification des paramètres du bombement se répercutant obligatoirement sur le fonctionnement de la zone de subduction, l'influence indirecte exercée par la ride sur la terminaison méridionale arquée de la zone de subduction pourrait alors remonter à 1 ou 2 Ma.

Il a été souligné que, d'une manière générale, dans la zone LNH, des accidents décrochants senestres E-W affectent le fond de fosse et le dispositif de plis et chevauchements à vergence sud-ouest de la base du mur externe. Ces accidents sont particulièrement bien exprimés entre 21°50'S et 22°10'S. Or, à ces latitudes, un essaim de séismes, caractérisés par des mécanismes focaux en décrochement E-W senestre, affecte le mur interne. Dans la zone LNH, l'arc, le fond de fosse et les écaïlles de la base du mur externe seraient donc soumis à un régime général décrochant E-W senestre, culminant vers 22°S.

A 22°S, la direction du mouvement de convergence le long de la fosse des Nouvelles-Hébrides passe de N53°E à N17°E et le couplage entre les deux plaques augmente fortement. Seul un très faible mouvement de convergence normal à la fosse subsisterait au Sud de 22°S (1,5 cm/a au sud de Matthew; Fig. 9), et le décrochement E-W senestre découpant l'arc à cette latitude constituerait actuellement la limite de plaque la plus active de la zone (10,5 cm/a; Louat et Pelletier, 1989).

En fait, l'analyse d'une carte bathymétrique régionale (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7 et Monzier *et al.*, 1992, annexe 11, hors-texte) montre que les décrochements E-W senestres affectant la fosse apparaissent probablement dès 21°S et seraient présents jusqu'à 23°S. Toute la bande E-W comprise entre ces deux latitudes serait donc concernée par un mouvement décrochant senestre d'ensemble dont l'essentiel serait cependant accommodé par l'accident situé à 22°S. Les accidents N165°E qui affectent le segment d'arc de Matthew-Hunter, et dont le rejet a une composante décrochante dextre, participeraient également à cette déformation d'ensemble (Fig. 9).

Pour sa part, la carte des anomalies magnétiques montre, toujours vers 22°S, un décalage senestre important de l'anomalie positive liée à la Ride des Loyauté, suivant une direction E-W qui se prolonge jusque sur le mur interne. Ce décalage, ainsi que certaines directions structurales E-W visibles sur les parties médianes du mur externe de la fosse ont probablement été trop hâtivement interprétés par Monzier *et al.* (1990, annexe 9) comme résultant de la collision en cours. A la réflexion, il semble en effet difficile d'imaginer que la collision ait pu provoquer une telle déchirure dans la bordure orientale de la Ride des Loyauté sans que la sismicité superficielle de la zone n'en garde des traces flagrantes. Ce décalage et les directions structurales E-W des parties médianes du mur externe seraient donc antérieurs à la collision.

Le vis-à-vis de la collision et de la zone transformante senestre affectant le fond de fosse et l'arc ne saurait être fortuit, et il faut donc admettre que la collision a joué un rôle déterminant dans la genèse de cet accident.

Certes, un autre mécanisme pourrait être évoqué pour expliquer la présence à cet endroit de cette zone transformante. Fitch (1972) et Beck (1983) montrent qu'une convergence ralentie, normale à la fosse, associée à un décrochement affectant l'arc peuvent, pour des raisons mécaniques, prendre le relais d'une convergence trop oblique et donc instable. Or, par le passé, la convergence pourrait avoir été oblique sous la terminaison arquée de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, puisque, au Sud d'Anatom, la longueur de la lithosphère plongeante reste à peu près constante selon une direction N70°E (Monzier *et al.*, 1984a; annexe 2). L'obliquité, croissant rapidement vers le Sud, du mouvement de convergence le long de la terminaison arquée de la zone de subduction pourrait alors, peut-être à elle seule, expliquer l'apparition de cette zone transformante. Plus probablement, elle pourrait simplement avoir créé un contexte propice à son apparition, le facteur déclenchant restant cependant l'arrivée de la ride et la collision.

Le problème devient encore plus complexe si l'on admet que l'important décalage E-W senestre de l'anomalie magnétique positive de la Ride des Loyauté à environ 22°S résulte d'un accident ancien ayant à la fois affecté la ride et les bassins océaniques la jouxtant à l'Est. Cet accident, de direction et jeu similaire à celui affectant actuellement la plaque chevauchante, pourrait avoir guidé la naissance de ce dernier, qui se serait en quelque sorte moulé sur de vieux traits de la plaque plongeante. Enfin, l'appartenance ou la participation envisageable de cet accident ancien à la vieille discontinuité ayant guidé l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien -et donc la structuration de la terminaison sud de l'arc- signifierait que la collision en cours était programmée dès le début de la rotation des Nouvelles-Hébrides, il y a plus de 10 Ma...

Sans aller aussi loin, puisque les données sont notoirement insuffisantes et non exemptes d'incertitudes, il faut retenir que dans un contexte peut-être favorable, la collision LNH a vraisemblablement entraîné une profonde réorganisation de la terminaison sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (Fig. 9).

-Au Nord de 22°S, la convergence a été et demeure normale à la fosse. La collision, même intense, n'a pu contrecarrer totalement l'effet d'entraînement latéral dû à la subduction de la lithosphère océanique du Bassin Nord-Loyauté: la flexure de la Plaque Australienne ainsi que sa migration vers l'Ouest-Sud-Ouest ne sont que freinées.

-Au Sud de 22°S, par contre, l'approche de la ride puis la collision ont probablement provoqué l'arrêt de la convergence oblique sous la terminaison arquée. Le décrochement E-W senestre découpant l'arc vers 22°S accomode maintenant l'essentiel du mouvement et seule une subduction résiduelle, normale à la fosse, subsiste au Sud de cet accident. La flexure de la Plaque Australienne et sa migration sont donc pratiquement arrêtées et la microplaque de Matthew-Hunter, fortement couplée à la Plaque Australienne, chasse rapidement vers l'Est tout en se déformant.

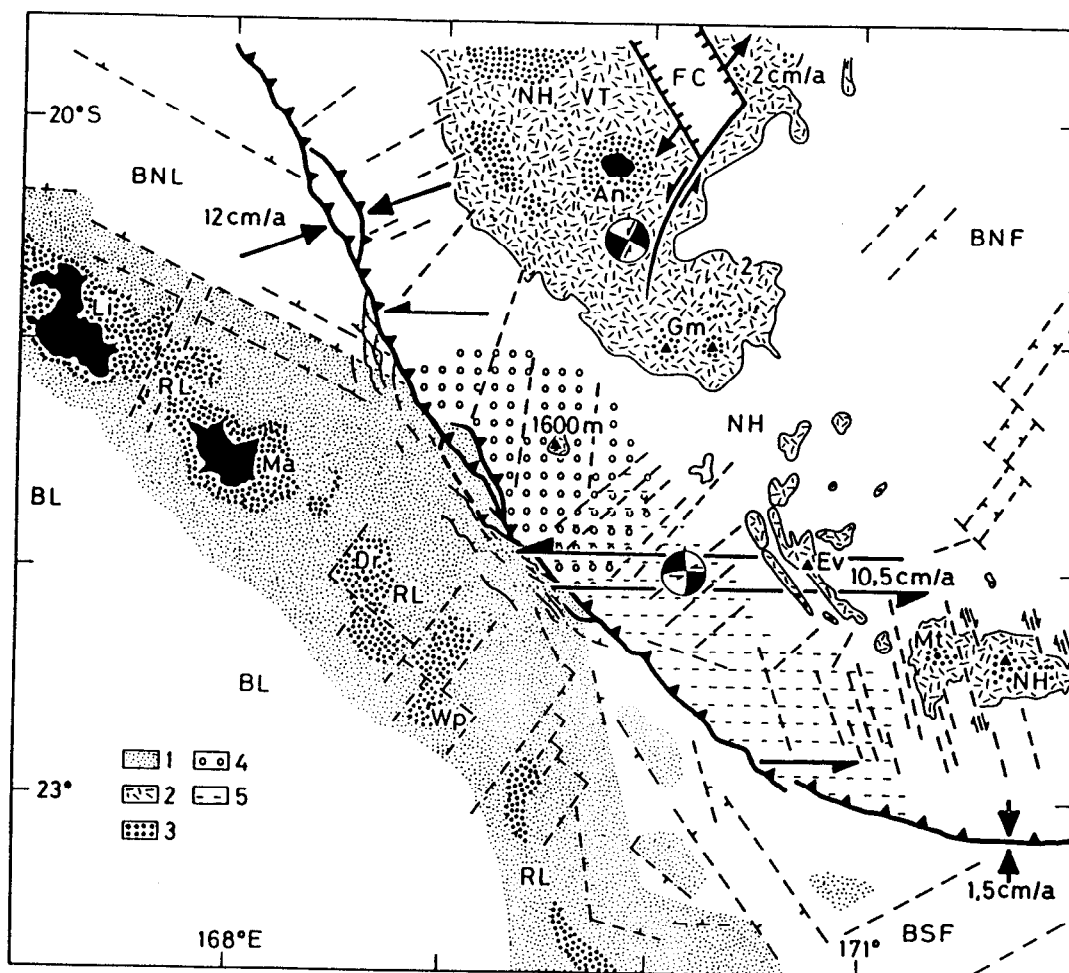


Figure 9 (reprise de Monzier *et al.*, 1990, annexe 9)

La collision LNH et ses répercussions régionales. Toponymie abrégée identique à celle des figures 6 et 7. 1=Ride des Loyauté; 2=arc volcanique des Nouvelles-Hébrides; 3=zones au-dessus de 1000 m de profondeur; 4=zone soulevée du mur interne; 5=mur interne présentant une morphologie complexe. Le tracé des accidents (tiretés) affectant la ride, l'arc et les bassins a été réalisé d'après une carte bathymétrique établie par Monzier *et al.*, publiée in Maillet *et al.* (1989, annexe 7) et éditée en couleur seulement en 1992 (Monzier *et al.*, 1992, annexe 11 hors-texte). Les directions et taux des mouvements actuels entre les plaques sont repris de Louat et Pelletier (1989). La terminaison méridionale des fossés du Coriolis sur un décrochement senestre est figurée à titre d'hypothèse.

D'autres caractéristiques des terminaisons sud de l'arc et du bassin arrière-arc résulteraient de la collision LNH. Ainsi, le faible développement, voire localement l'absence, de la chaîne volcanique sommitale entre les monts Gemini et les abords ouest de Matthew, tout comme la disparition des fossés du Coriolis à la latitude d'Anatom (Fig. 9), peuvent être interprétés comme le résultat de la compression normale à la fosse qui affecte l'arc au droit de la collision. De même, la faible longueur de la zone de Wadati-Benioff au sud d'Anatom découlerait de la collision comme Dubois *et al.* (1988) le suggéraient; elle s'expliquerait par le ralentissement puis l'arrêt de la migration de la fosse vers l'Ouest-Sud-Ouest au niveau de la terminaison arquée, suite aux modifications du bombement précédemment évoquées et à la collision elle-même, et non par la propagation, il y a environ 2 Ma, de la subduction vers le Sud, ainsi que proposé par Louat *et al.* (1988, annexe 6). Quant au segment méridional de l'axe d'expansion du Bassin Nord-Fidjien (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7), il pourrait avoir été entraîné, comme la microplaque de Matthew-Hunter, dans un rapide mouvement vers l'Est, ce qui expliquerait le décalage important existant vers 21°S entre les deux segments de la dorsale (Fig. 4).

III B- LES PLONGEES DU NAUTILE SUR LA ZONE DE COLLISION LNH

(d'après Monzier *et al.*, in prep. b)

En mars 1989 durant la campagne SUBPSO I du Nadir, quatre plongées profondes ont été menées à l'aide du submersible Nautille dans la zone LNH, trois sur le mur externe de la fosse des Nouvelles-Hébrides et une sur le mur interne (Monzier *et al.*, 1989; annexe 8). Les cibles de plongée avaient été soigneusement déterminées à partir des cartes détaillées levées par le Jean Charcot en 1985 et d'une étude sismo-tectonique de la zone LNH (Monzier *et al.*, 1990; annexe 9).

Le Nautille, utilisable jusqu'à 6000 m de profondeur, comprend un équipage de 3 hommes (un pilote, un co-pilote et un scientifique), disposant chacun d'un hublot d'observation. Durant les plongées, la position du submersible est déterminée à partir d'un réseau de balises mis en place au préalable et dont la position est connue grâce au système de positionnement satellitaire GPS. Les observations géologiques réalisées par l'observateur scientifique sont enregistrées en continu, de même que les vues du fond prises par deux caméras vidéo. Deux appareils photographiques (standard et grand angle) complètent le dispositif d'acquisition d'images. Des échantillons peuvent être collectés grâce à un bras manipulateur et stockés dans un panier.

Trois plongées (n° 8, 9 et 12) ont été réalisées pour préciser par observation directe et échantillonnage la structure et la lithologie du saillant de la Ride des Loyauté et vérifier la réalité du dispositif de plis et chevauchements à vergence sud-ouest, décrit antérieurement, sur la seule base des données morphologiques, au pied du mur externe de la fosse (Monzier *et al.*, 1990; annexe 9). Une quatrième plongée (n° 11) a été réalisée dans la même région, mais cette

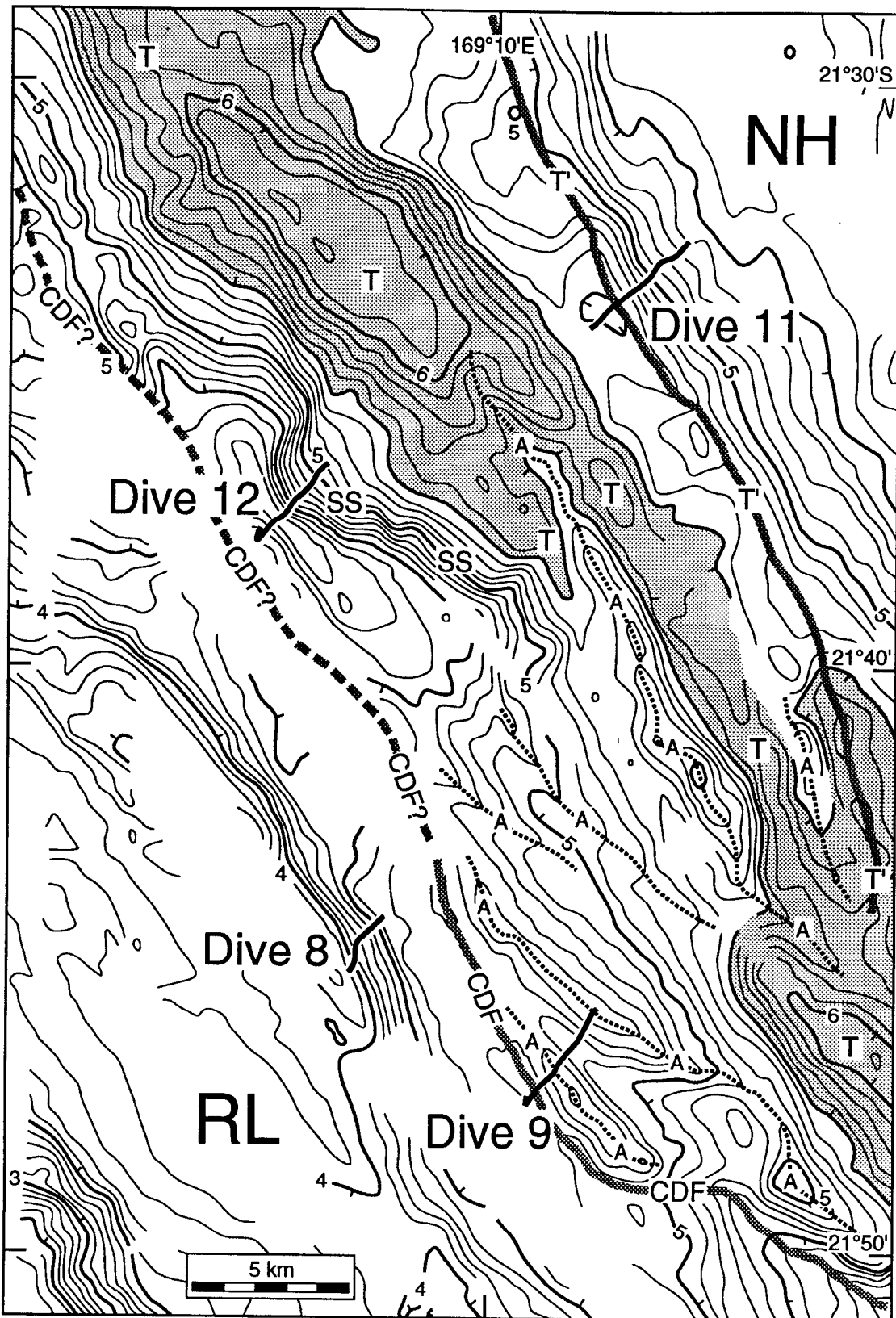


Figure 10 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)
 Carte bathymétrique détaillée en km (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9) et itinéraires suivis lors des 4 plongées du Nautile sur la zone LNH. En grisé: profondeurs > 6km (T=fosse). Pour éviter de surcharger la figure, seuls le front des déformations compressives (CDF), la faille inverse au toit du mégabloc de la Ride des Loyauté (A), la faille accrétée au mur interne de la fosse (T') et les axes des anticlinaux (A) sont présentés; SS=cicatrice de glissement en masse.

fois sur les pentes basses de l'arc, où un mégabloc du saillant de la Ride des Loyauté semble accrété au mur interne (Monzier *et al.*, 1990; annexe 9).

III B 1- Les trois plongées sur la Ride des Loyauté

III B 1 a- Plongée n° 8

La plongée n° 8, effectuée sur le flanc du saillant de la Ride des Loyauté, le long d'escarpements de failles normales, hauts de près de 900 m au total (Fig. 8, 10 et 11; Monzier *et al.*, 1990, annexe 9), a permis de reconnaître deux formations (cf. Tableau 1 pour une description plus détaillée).

La première formation est constituée de brèches polygéniques et tufs grossiers à mise en place sous-marine, bien que ces roches aient été tardivement cimentées par une mosaïque de calcite d'origine météorique. Ces dépôts ne montrent aucune stratification, et sont très fracturés. Ils se présentent souvent à l'affleurement sous forme d'un chaos de blocs métriques à décamétriques, légèrement encroûtés par des oxydes de fer et manganèse.

Les brèches polygéniques incluent des blocs de rhyolites, des fragments de verres volcaniques palagonitisés, plus ou moins vésiculaires, et des bioclastes variés (la pétro-géochimie des éléments volcaniques sera discutée plus loin). Cette association de clastes volcaniques et bioclastes est probablement le résultat de mélanges intervenus lors de coulées de débris sur les pentes sous-marines d'un édifice volcanique. Les tufs grossiers sont constitués des mêmes fragments de verres volcaniques palagonitisés, plus ou moins vésiculaires.

La seconde formation correspond à des calcaires algaires, incluant des fragments grossiers de rhodolithes à corallines et bryozoaires, cimentés, eux aussi, par une mosaïque de calcite d'origine météorique (Montaggioni *et al.*, 1991, annexe 10). Ces calcaires, subhorizontaux, ont été observés plusieurs fois en place (Fig. 11):

-vers -4360 m où un banc de 2 à 3 m d'épaisseur est apparemment interstratifié avec les brèches terminales;

-entre -4300 et -4200 m, où ils reposent normalement sur la formation bréchique (les premiers bancs calcaires enchassant des éléments de 20 à 30 cm de ces brèches), et constituent un niveau d'une centaine de mètres d'épaisseur, formant replat; ils se présentent alors en grandes dalles décamétriques et blocs métriques, souvent légèrement basculés et généralement encroûtés en surface par 10 à 25 cm d'oxydes de fer et manganèse;

-vers -4000 m, sous forme d'un chaos de blocs métriques, fortement encroûtés en surface.

Ces calcaires algaires existent probablement sur le replat sommital reconnu vers -3650 m (Fig. 11), mais n'ont pu être observés, l'énergie électrique du Nautilé étant épuisée.

A cet endroit, le saillant des Loyauté est donc constitué d'une formation volcanoclastique sous-marine d'épaisseur inconnue, par endroits précocement remaniée (brèches polygéniques), surmontée d'une formation de calcaires récifaux d'environ 100 m d'épaisseur. La transition volcanoclastites-calcaires est plutôt tranchée, même si des lentilles calcaires semblent interstratifiées dans les

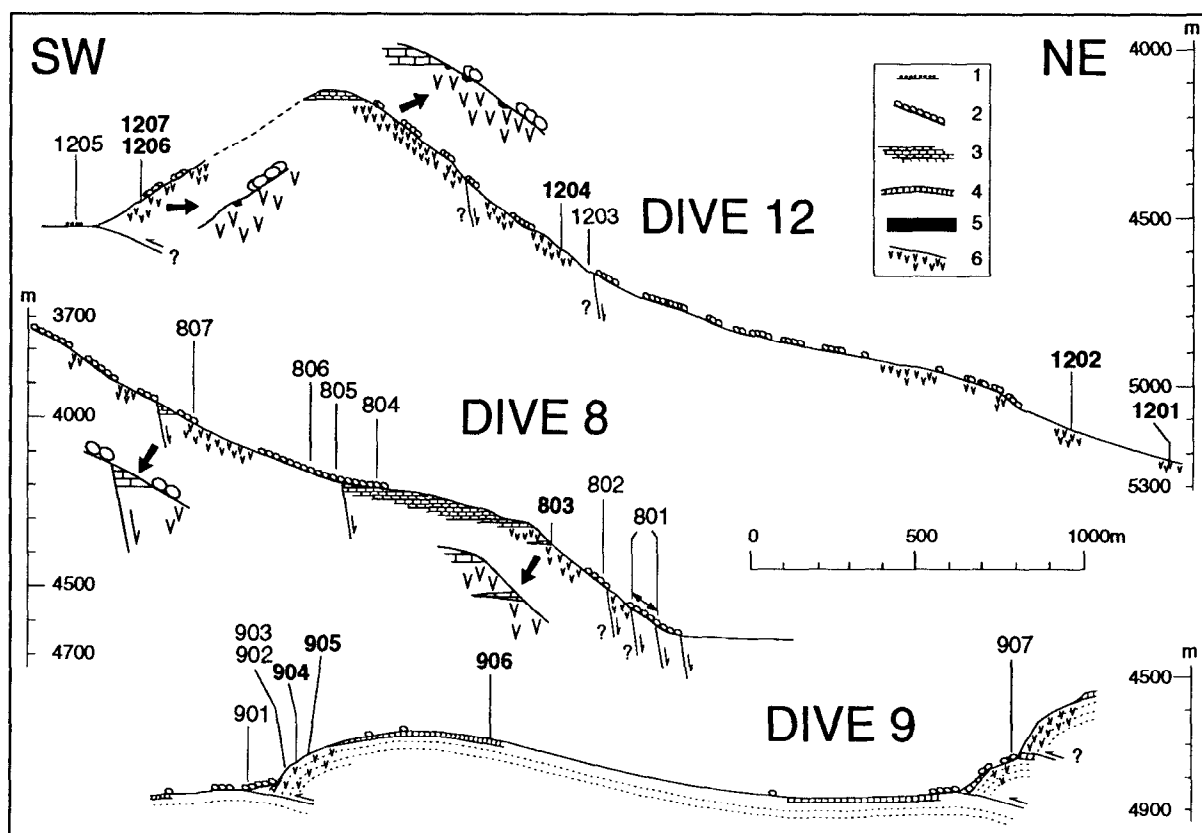


Figure 11 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)

Coupes des escarpements explorés durant les plongées 8, 9 et 12 sur le mur externe de la fosse des Nouvelles-Hébrides (flanc NE de la Ride des Loyauté); voir situations Fig. 10. Pas d'exagération verticale. Les numéros indiquent les échantillons prélevés et décrits dans le Tableau 1 (en gras lorsqu'ils ont été prélevés in situ). 1=petits blocs isolés; 2=éboulis; 3=calcaires de front récifal; 4=boues calcaires consolidées et marnes, blanchâtres; 5=grès fins tufacés; 6=Brèches et tufs pyroclastiques.

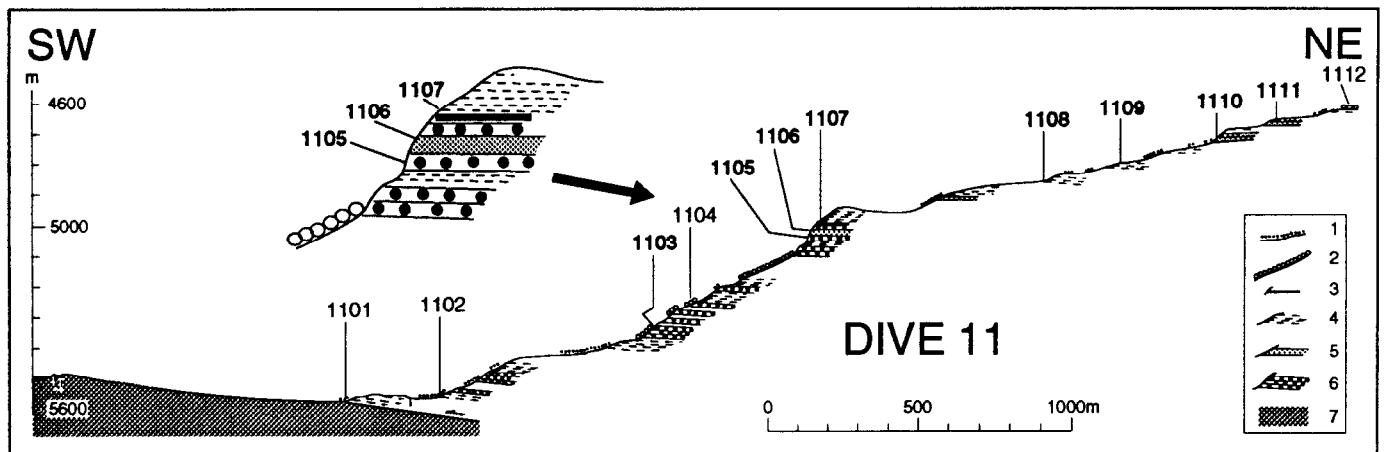


Figure 12 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)
 Coupe de l'escarpement exploré durant la plongée 11 sur le mur interne de la fosse des Nouvelles-Hébrides (flanc SW de l'arc); voir situation Fig. 10. Pas d'exagération verticale. Les numéros indiquent les échantillons prélevés et décrits dans le Tableau 1 (en gras lorsqu'ils ont été prélevés in situ). 1=petits blocs isolés; 2=éboulis; 3=niveau de cendres noires; 4=tufs beige; 5=brèches andésitiques à éléments de taille moyenne; 6=brèches andésitiques à éléments grossiers; 7=mégabloc de la Ride des Loyauté accréte dans le mur interne de la fosse.

niveaux terminaux de brèches et tufs et si les premiers bancs calcaires renferment souvent des éléments grossiers de la formation sous-jacente. La mosaïque de calcite d'origine météorique qui cimente l'ensemble des roches échantillonnées lors de cette plongée signifie que les deux formations reconnues ont émergé à un moment de leur histoire. La nature récifale des calcaires et leur présence à plusieurs profondeurs entre -3650 et -4300 m démontre l'ampleur de l'effondrement ayant affecté le flanc du saillant et confirme l'existence de plusieurs accidents normaux le long de l'escarpement reconnu (Fig. 11).

III B 1 b- Plongée n° 12

La plongée n° 12 avait pour objectif l'énorme cicatrice, haute de 1100 m, laissée par un glissement en masse ayant affecté le flanc très abrupt d'un bloc massif du saillant des Loyauté (Fig. 8, 10 et 11; Monzier *et al.*, 1990, annexe 9). Comme lors de la plongée n° 8, deux formations ont été reconnues (cf. Tableau 1 pour une description plus détaillée).

La première, observée tout au long de cette plongée, est généralement très fracturée, et se présente à l'affleurement sous la forme d'un chaos de blocs décamétriques, dangereusement instables. Elle est constituée de tufs volcaniques soudés, à clastes vitreux palagonitisés, plus ou moins vésiculés, et généralement inférieurs à 5 mm (leur composition sera discutée plus loin). Quelques passées métriques de grès tufacés fins incluant de rares fragments d'algues calcaires et des foraminifères avaient semblé, lors de la plongée, interstratifiées dans la partie supérieure de cette formation, par ailleurs monotone (Fig. 11); toutefois, ces grès incluent une microfaune clairsemée d'âge récent (Tableau 1; cf. infra); il s'agirait donc plutôt de simples placages.

Au sommet du massif, un chaos de blocs calcaires décamétriques instables a été observé mais non échantillonné, l'opération étant trop dangereuse (Fig. 11). Un bloc de ces roches a toutefois été prélevé à -4656 m dans des éboulis (échantillon 1203A, Tableau 1); il correspond à un calcaire de front récifal très diagénétisé, riche en foraminifères variés (Tableau 1; Montaggioni *et al.*, 1991, annexe 10), et cimenté, là encore, par une mosaïque de calcite d'origine météorique.

Cette plongée n° 12, comme la plongée n° 8, montre donc une formation inférieure, volcanoclastique, coiffée de calcaires récifaux ayant émergé. Cependant, contrairement à celle reconnue lors de la plongée n° 8, la formation inférieure est ici plus monotone et présente une signature volcanique plus tranchée: omniprésence de tufs soudés (dont la signification sera brièvement discutée plus loin), absence de brèches polygéniques.

La présence vers -4120 m de calcaires récifaux, ayant émergé après leur édification témoigne une fois encore de l'ampleur des mouvements verticaux ayant affecté le flanc oriental du saillant des Loyauté. La réalité de l'accident inverse supposé émerger au fond de la dépression bordant au sud-ouest le massif reconnu, et qui coïnciderait avec le front des déformations compressives sur le mur externe (Fig. 8, 10 et 11; Monzier *et al.*, 1990, annexe 9), n'a pu être vérifiée, le site étant masqué sous des éboulis; cependant, l'instabilité générale du

massif révélée à la fois par l'aspect chaotique des affleurements et le glissement en masse qui a affecté son versant nord-est plaide en faveur d'un tel accident.

III B 1 c- Plongée n° 9

La plongée n° 9 avait pour objectif l'observation de la zone du mur externe interprété, sur des critères purement morphologiques, comme un ensemble de plis et chevauchements à vergence sud-ouest (Fig. 8, 10 et 11; Monzier *et al.*, 1990, annexe 9). Encore une fois, deux formations ont été observées.

La première (reconnue uniquement dans sa partie supérieure) est constituée par des brèches polygéniques et tufs grossiers à éléments volcaniques vitreux palagonitisés, plus ou moins vésiculés, et rares bioclastes, cimentés par une calcite à texture en mosaïque, et par des grès fins tufacés à microfaune (datée, cf. Tableau 1). L'ensemble rappelle les roches échantillonnées durant la plongée n° 8.

La seconde, observée longuement durant la plongée, est composée par des boues calcaires plus ou moins consolidées, blanchâtres, litées, et incluant parfois des éléments de la formation sous-jacente. Elle n'excède pas une dizaine de mètres d'épaisseur. Seuls quelques fragments consolidés de cette formation ont pu être étudiés, les parties meubles des prélèvements effectués ayant disparu durant la remontée du Nautille vers la surface. Ces échantillons sont importants car, riches en nanofossiles bien conservés, ils ont pu être datés (cf. Tableau 1 et infra).

Les pendages observés dans la formation calcaire épousent globalement la topographie et confirment l'existence de plis anticlinaux déversés vers le sud-ouest (Fig. 11). Ces plis sont toutefois beaucoup plus dissymétriques que ne le laissait prévoir la carte levée antérieurement au sondeur multifaisceaux (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9). Alors que le premier anticlinal reconnu a une structure simple, le deuxième semble plus complexe et correspondrait, peut-être, à l'empilement de deux écaïlles (Fig. 11). Comme lors de la plongée n° 12, la réalité des accidents inverses supposés émerger au fond des dépressions bordant au sud-ouest les anticlinaux reconnus n'a pu être vérifiée, les sites étant masqués sous des éboulis. Les boues calcaires gorgées d'eau de la formation supérieure ont certainement facilité la formation de ces plis chevauchants, en ayant servi de niveau de glissement.

III B 1 d- Géochimie des roches volcaniques

La géochimie de plusieurs blocs de laves récoltés dans des éboulis et celle des clastes vitreux inclus dans les brèches et tufs est présentée.

-Les blocs de laves

Six blocs de laves (échantillons 804, 805A, 907, 1205, 801A et 801B1) ont été sélectionnés (Fig. 11; Tableau 1). Bien que récupérés dans des éboulis, ils sont certainement originaires des formations bréchiques précédemment décrites. Pour comparaison, un basalte provenant de Peorawa à Maré (île établie sur la Ride des Loyauté et voisine de la zone des plongées; voir situation Fig. 4; Baubron *et al.*, 1976) a été analysé avec ces six échantillons (analyste J. Cotten, Brest; Tableau 2).

Tableau 1 (repris de Monzier *et al.*, in prep. b)

Descriptions, datations K-Ar et biostratigraphie des échantillons récoltés lors des plongées du Nautilé sur la zone LNH. La description des roches volcaniques et volcano-sédimentaires est de M. Monzier (vol. % de phénocristaux estimé sur la base de roches non vésiculées), celle des calcaires de L. Montaggioni; les âges K-Ar ont été déterminés par H. Bellon, les foraminifères planctoniques par G. Glaçon, les grands foraminifères benthiques par J. Butterlin, les Ostracodes par J.-F. Babinot, les nannofossiles planctoniques par C. Müller; la biostratigraphie est basée sur les travaux de Berggren *et al.* (1985). Les échantillons analysés en roche totale (cf. Tableau 2) sont repérés par un astérisque. Ceux dont les clastes vitreux ont été analysés à la microsonde sont repérés par deux astérisques (cf. Fig. 13).

Sample n°	Depth (m)	Description	Age
Dive 8			
LOYALTY RIDGE			
801A*	4607-4555	beige-grey porphyritic to glomero-porph. comendite with parallel, irregular, more glassy layers (phenocrysts: 5 to 10% of anorthoclase and albite up to 4mm, aegyrine-augite, arfersonite, aenigmatite; groundmass: albite, quartz, aegyrine-augite and oxydes); 15cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, slightly vesicular, block; rockfall talus	32.06±1.60 Ma (K-Ar) 32.58±1.63 Ma
801B	4607-4555	polygenic breccia with volcanic clasts (1/ numerous comenditic fragments, usually <3cm but except. up to 8cm, similar to 801A; 801B1* is one of these fragments; 2/ palagonitized, ±vesicular, OIB-type** glass fragments, up to 16mm but usually <5mm, including olivine) and bioclasts (coral fragments and coralline algae); early, fibrous, siliceous cement; late, granular, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin in residual interstices; 12cm angular block; rockfall talus	---
801C	4607-4555	polygenic breccia with volcanic clasts (1/ comenditic fragments up to 1cm; 2/ palagonitized glass fragments <1.5mm) and bioclasts (encrusting calcareous algae, amphistegina, bryozoan, forams, coral and mollusca molds; fragments <1cm but except. up to 5cm); late, granular, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin; 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	<i>Heterostegina depressa</i> d'Orbigny...Late Eocene to Recent
801D	4607-4555	yellow to redish-brown coarse tuff with, palagonitized, ±vesicular, BABB-type** glassy clasts up to 3mm (including olivine phenocrysts and scarce plagioclase) and a few basaltic lithic fragments (up to 10mm); late, granular, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin; 15cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
801E	4607-4555	polygenic breccia similar to 801C; elements up to 10mm (except. 20mm); early, fibrous, siliceous cement; late, granular, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin in residual interstices; 10cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
801F	4607-4555	polygenic breccia similar to 801C; 10cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
802	4482	grainstone (filamentous calcareous algae and bryozoan) including large, up to 12cm in diam., rhodolith fragments (encrusting coralline algae, bryozoan, serpulidae) built around decayed, greenish, volcanic pumices (up to 6cm); other bioclasts=forams, echinoids...; late, sparitic to microsparitic, calcitic cement of meteoric origin; 30cm angular block; rockfall talus	Rhodoliths might have formed and accumulated during the Middle Miocene (near 16-13 Ma) rhodolithic episode of the tropical Pacific (Bourrouilh-Le Jan and Hottinger,1988); <i>Heterostegina depressa</i> d'Orbigny and <i>Amphistegina</i> sp.: Late Eocene to Recent; scarce and small planktonic forams, inadequate for biostratigraphy
803	4363	grainstone (filamentous calcareous algae, bryozoan, echinoids, large forams, and coral fragments; coral and mollusca molds), including rhodolith fragments built around decayed, greenish, volcanic pumices; late, sparitic to microsparitic, calcitic cement of meteoric origin (sample similar to 802); sample 803 formed at a reef front; 20cm block, sampled <i>in situ</i> , in a 3m-thick limestone lens interstratified near the top of the polygenic breccias and tuffs formation	<i>Cycloclypeus</i> sp., <i>Heterostegina depressa</i> , <i>Amphistegina</i> sp.: Late Eocene to Recent; <i>Globigerinoides</i> sp., <i>Turborotalia</i> sp.: Late Oligocene to Recent
804*	4200	slightly altered BABB (scarce olivine and plagioclase phenocrysts, calcite in cracks and in some parts of the groundmass); 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	19.50 ±1.46 Ma (K-Ar datation of the fairly fresh core of the sample); perhaps rejuvenated
805A*	4185	slightly altered olivine-OIB; phenocrysts: 10-15% vol. of olivine, 5% of plagioclase (usually <1mm but except. up to 8mm) and scarce clinopyroxene; 15cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, fractured block; rockfall talus	26.88±1.34 Ma (K-Ar)
805B	4185	yellow to redish-brown coarse tuff with, palagonitized, slightly or not vesicular, OIB-type** glassy clasts from 1 to 5mm and very scarce comenditic fragments (up to 1mm); early, fibrous, siliceous cement; late, granular, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin including bioclasts (calcareous algae, bryozoan and large forams fragments); 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	<i>Heterostegina depressa</i> : Late Eocene to Recent

Tableau 1

806	4155	yellow to redish-brown coarse tuff, similar to 805B, but with a large variation in the % vesicularity of the clasts; 25cm block, sampled <i>in situ</i>	<i>Heterostegina depressa</i> : Late Eocene to Recent
807	4012	yellow to redish-brown tuff, similar to 805B and 806, but fine-grained (up to 1mm); 10cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---

Dive 12 **LOYALTY RIDGE**

1201	5212	greenish-brown, welded, coarse tuff to lapillistone, similar to 1202, but altered; 25cm, angular, fractured, slightly Fe-Mn encrusted, block, sampled <i>in situ</i>	---
1202	5126	brownish, coarse tuff to lapillistone, with welded, palagonitized, ± vesicular, OIB-type** glassy clasts (up to 5mm) including a few plagioclase microlites; this sample also contains a few, vesicular, black basaltic lapilli (up to 4cm); 25cm, angular, fractured, slightly Fe-Mn encrusted, block, sampled <i>in situ</i>	---
1203A	4656	packstone/wackestone with fragments of: coralline algae, alcyonarian spicules, corals, bryozoan, echinoderms, serpulid tubes, great forams (amphisteginae, miliolidae), boundstones (built by coralline algae and encrusting forams: Homotrematinae, Victoriellinae), mollusca and volcanic glasses...; former aragonitic fragments have been dissolved or recrystallized in calcite; sparitic, mosaic textured, calcitic cement of meteoric origin in molds and residual interstices; sample 1203A formed at a reef front; 20cm angular block; rockfall talus	One <i>Halkyardia</i> sp. (Eocene-Oligocene), clearly reworked, as associated with one <i>Operculina</i> (Aquitanian-Pliocene), perhaps <i>O. complanata</i> (Mio-Pliocene)
1203B	4656	greenish, welded, coarse tuff to lapillistone, similar to 1202, but altered; 25cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
1204	4586	redish-brown to greenish-grey, welded, OIB-type**, coarse tuff to lapillistone, similar to 1202; 30cm, angular, strongly fractured, slightly Fe-Mn encrusted, block, sampled <i>in situ</i>	---
1205*	4530	redish-grey, slightly altered, porphyritic OIB, with plagioclase phenocrysts (30% vol., up to 7mm), a few, totally iddingsitized, small olivine crystals and some large vesicles (up to 2cm in diameter, with calcite); 45cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
1206A	4460	brownish, OIB-type**, welded, coarse tuff similar to 1202; 6cm, angular, fractured, slightly Fe-Mn encrusted, block sampled <i>in situ</i>	---
1206B	4460	light-beige tuffaceous siltstone; includes scarce fragments of calcareous algae, large benthic forams and scarce planktonic forams; numerous small fragments <2cm, sampled <i>in situ</i>	planktonic forams (with signs of dissolution): <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> , <i>Globorotalia crassaformis</i> sen., <i>Neogloboquadrina eggeri</i> dextre, <i>Globigerinoides conglobatus</i> juv., <i>Globigerinella aequilateralis</i> , <i>Sphaeroidinella dehiscens</i> , <i>Globigerinoides</i> sp., i.e. a Plio-Quaternary association; <i>Amphisteginae</i> : probable Quaternary; Ostracod: <i>Cytherelloidea keiji</i> , Recent
1207	4455	plagioclase-phyric OIB similar to 1205 but more vesicular and altered; a few, up to 2cm, redish fragments, sampled <i>in situ</i>	---

Dive 9 **LOYALTY RIDGE**

901	4843	greenish-beige to redish, coarse tuff with palagonitized, ±vesicular, OIB -type** glassy clasts, up to 1.5mm, including olivine and plagioclase; late, granular, mosaic textured, calcitic cement; 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus at the foot of the SW flank of the first anticline	---
902	4800	redish-yellow lapillistone with palagonitized, ±vesicular, OIB-type** elements from 1 to 10mm (except. up to 60mm), including scarce plagioclase crystals; 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block, sampled <i>±in situ</i> on the SW flank of the first anticline	---

Tableau 1 (suite)

903	4792	greenish tuffaceous sandstone, with palagonitized volcanic clasts up to 0.5mm, including plagioclase and scarce clinopyroxene crystals; scarce planktonic forams, coralline algae and large benthic forams; 20cm, angular, slightly Fe-Mn encrusted, block, sampled <i>in situ</i> on the SW flank of the first anticline	scarce planktonic nannofossils: <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Sphenolithus predistentus</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> : Middle Oligocene, NP 23 nannofossils biochronozone (34-29 Ma)
904	4763	brownish polygenic breccia with palagonitized, ±vesicular, volcanic elements up to 4cm (including scarce plagioclase phenocrysts) and a few sponge spicules; 5cm angular block, coming from a whitish formation, sampled <i>in situ</i> along a cliff on the SW flank of the first anticline; this block is the only remainder of the sample, as the whitish formation vanished during the ascent of the Nautilie	very scarce nannofossils, with species from Oligocene, Mio-Pliocene and Quaternary
905	4750	white mudstone with well-preserved, well graded (small sized), planktonic forams and with a reworked phosphatic crust; perhaps from the upper-part of a turbidite? small fragments, up to 3cm, the only remainders of the sample, as the light-coloured matrix vanished during the ascent of the Nautilie; sampled <i>in situ</i> along a cliff on the SW flank of the first anticline	recrystallized nannoplankton: <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Helicosphaera euphratis</i> , <i>Cyclicargolithus floralis</i> , <i>Zyrrhablithus bijugatus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Sphenolithus predistentus</i> , <i>Helicosphaera perch-nielseniae</i> , <i>Chiasmolithus altus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> : Middle Oligocene, NP 23-24 nannofossils biochronozones (34-26 Ma); planktonic forams are too small for biostratigraphy
906	4711	whitish bedded formation, sampled <i>in situ</i> along a small cliff 3m-high; all the material vanished during the ascent of the Nautilie...	---
907*	4744	brownish-grey, altered OIB with a few large vesicles (from 5 to 30mm); 25cm, very angular, block with a glassy chilled margin; rockfall talus on the SW flank of the second anticline	---
908	4864-4562...	a few, small (1 to 5mm), fragments of whitish calcareous marl collected under the Nautilie, after the end of the dive 9; they probably correspond to the whitish formation widely observed during this dive; 908A, B and C are three distincts fragments	-908A: numerous, well preserved, nannofossils: <i>Helicosphaera recta</i> , <i>Sphenolithus distentus</i> , <i>Sphenolithus predistentus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Helicosphaera compacta</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Sphenolithus ciproensis</i> , <i>Cyclicargolithus abisectus</i> , <i>Coronocyclus nitescens</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> : Middle Oligocene, NP 24 nannofossils biochronozone (29-26 Ma); -908B and C: numerous, well preserved, nannofossils: <i>Dictyococcites dictyodus</i> , <i>Discoaster deflandrei</i> , <i>Cyclicargolithus abisectus</i> , <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Sphenolithus ciproensis</i> , <i>Zyrrhablithus bijugatus</i> , <i>Coronocyclus nitescens</i> , <i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> , <i>Ericsonia fenestrata</i> : Late Oligocene, NP 25 nannofossils biochronozone (26-24 Ma)
Dive 11		NEW HEBRIDES ARC	
1101	5572	beige-brown, thinely bedded, fine tuff, poorly consolidated; azoic; 50 cm, very slightly Fe-Mn encrusted, block; rockfall talus	---
1102	5560	fine tuff, similar to 1101; 20cm block; rockfall talus	---
1103*	5320	dark grey, very fresh, slightly vesicular, basic andesite (2% vol. of plagioclase, 2% of clinopyroxene, Fe-Ti oxides); 25cm angular block with a glassy chilled margin; sampled <i>in situ</i> in a coarse volcanic breccia	---
1104	5265	fine tuff, similar to 1101 and 1102; 15cm block; rockfall talus	---
1105*	5032	basic andesite, similar to 1103; 15cm angular block with a glassy chilled margin; sampled <i>in situ</i> in a coarse volcanic breccia	<1.37±0.21Ma (K-Ar); this value represents a maximum age

Tableau 1 (suite)

1106*	5020	basic andesite, similar to 1103 and 1105; 5 and 7cm angular blocks, sampled <i>in situ</i> in a medium-grained volcanic breccia with elements up to 10 cm	---
1107	4987	thinly stratified, whitish-beige, beds; all the material vanished during the ascent of the Nautilé...	---
1108	4848	fine tuff, similar to 1101, 1102 and 1104; 15cm block, sampled in situ	---
1109	4780	fine tuff, similar to 1101, 1102, 1104 and 1108; 20cm block, sampled in situ	---
1110	4701	basic andesite, similar to 1103, 1105 and 1106; small angular blocks, sampled <i>in situ</i> in a, poorly consolidated, volcanic breccia with elements up to 3 cm	---
1111*	4645	basic andesite, similar to 1103, 1105, 1106 and 1110 (4% vol. of plagioclase, 2% of clinopyroxene and scarce orthopyroxene); 10cm angular block with a glassy chilled margin; sampled <i>in situ</i> in a medium-grained volcanic breccia, with elements up to 10 cm	unsuccessfully K-Ar dated (magmatic fluids probably altered this sample: too much ³⁶ Ar and ⁴⁰ Ar)
1112	4610	fine tuff, similar to 1101, 1102, 1104, 1108 and 1109; 10cm block sampled in situ	---

Tableau 1 (suite)

MICROPROBE ANALYSES

WHOLE-ROCK ANALYSES

LOYALTY RIDGE			LOYALTY RIDGE						NEW HEBRIDES ARC					
Sample n°	801D		Sample n°	804	805A	907	1205	MAPEO	801A	801B1	1103	1105	1106	1111
Type	BABB		Type	BABB	OIA	OIA	OIA	OIA	COM.	COM.	IAT	IAT	IAT	IAT
%	Aver. (31 an.)	sd	Major elements wt. %											
SiO ₂	47,84	0,43	SiO ₂	47,10	46,80	47,60	47,85	46,60	70,60	69,10	52,40	54,00	52,20	52,60
TiO ₂	1,26	0,09	TiO ₂	1,34	2,53	2,79	2,46	2,05	0,29	0,27	0,92	0,90	0,74	0,90
Al ₂ O ₃	16,41	0,24	Al ₂ O ₃	15,89	15,93	14,33	20,64	14,30	12,92	12,65	14,85	15,12	14,81	14,86
FeO	9,16	0,33	Fe ₂ O ₃ *	10,35	10,44	12,45	9,27	12,14	4,09	4,43	10,74	10,53	10,47	11,36
MnO	0,28	0,08	MnO	0,14	0,18	0,17	0,09	0,18	0,12	0,09	0,17	0,17	0,17	0,17
MgO	8,98	0,27	MgO	8,61	7,44	4,08	2,56	10,47	0,07	0,86	4,17	3,96	4,83	4,39
CaO	12,31	0,14	CaO	11,09	9,33	7,00	10,65	9,89	0,39	0,69	7,88	7,87	8,77	9,11
Na ₂ O	2,66	0,07	Na ₂ O	2,40	3,18	3,60	3,48	2,79	6,65	6,15	3,36	3,32	2,75	2,75
K ₂ O	0,14	0,03	K ₂ O	0,21	1,05	1,40	1,23	0,56	3,88	3,74	0,92	1,02	0,68	0,76
P ₂ O ₅	0,11	0,06	P ₂ O ₅	0,10	0,75	0,85	0,45	0,30	0,00	0,00	0,20	0,15	0,10	0,10
			H ₂ O+	1,98	1,82	3,56	1,11	0,52	0,26	1,06	1,91	1,70	1,54	1,67
			H ₂ O-	0,45	0,35	1,77	0,47	0,12	0,04	0,20	2,02	0,96	2,76	1,51
Total	99,25	1,81	Total	99,66	99,80	99,60	100,26	99,92	99,31	99,24	99,54	99,70	99,82	100,18
			Trace elements in ppm											
			Rb	4	16	45	18	13	73	71	17	14	12	12
			Ba	21	218	108	145	131	341	307	114	115	97	40
			Nb	2,8	51,0	30,0	21,7	17,9	68,5	56,5	0,5	0,7	0,3	0,6
			La	4,2	38,0	32,0	21,0	12,3	66,0	42,5	3,4	3,3	3,3	3,0
			Sr	342	531	383	587	401	11	18	343	355	234	232
			Nd	10,3	42,0	48,0	27,5	18,3	68,5	49,0	8,6	8,2	7,0	7,2
			Zr	97	246	326	190	118	945	803	48	47	41	51
			Eu	1,12	2,41	3,65	2,01	1,56	1,96	1,45	0,87	0,90	0,78	0,87
			Dy	4,0	6,6	10,5	5,0	4,1	16,3	9,2	3,2	3,4	3,0	3,6
			Y	25,7	37,9	62,1	28,2	23,7	106,0	48,5	21,5	22,5	20,5	23,4
			Er	2,3	3,1	5,5	2,4	2,0	10,9	4,7	2,0	2,0	1,9	2,1
			Yb	2,49	3,33	4,90	2,18	1,75	10,70	7,40	2,23	2,28	2,13	2,32
			V	208	239	124	220	221	10	13	364	382	310	329
			Cr	306	145	2	41	412	2	2	2	2	46	13
			Co	45	31	21	21	49	3	5	26	24	28	31
			Ni	172	122	17	44	25	17	23	29	29	42	35
			Cu	87	46	9	36	47	6	7	144	150	84	110
			Zn	67	81	128	70	97	132	97	84	87	84	77
			Sc	37,8	24,3	22,1	20,4	25,8	2,5	2,5	27,8	28,7	33,3	30,6

Tableau 2 (repris de Monzier *et al.*, in prep. b)

Analyses des roches volcaniques récoltées lors des plongées du Nautille sur la zone LNH, ainsi que d'un échantillon basaltique (MAPEO 5) provenant de l'île Maré (Ride des Loyauté; voir Fig. 4 pour situation); BABB=basalte de bassin arrière-arc; OIA=basalte alcalin d'île océanique; COM.=comendite; IAT=tholeiite d'arc insulaire. Les analyses à la microsonde (à gauche) ont été réalisées par J.-P. Eissen (Brest); la moyenne présentée est celle de 31 analyses de clastes vitreux de type BABB (échantillon 801D). Les analyses sur roches totales (à droite) ont été réalisées par J. Cotten, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France; les éléments majeurs et en traces ont été analysés par spectrométrie d'absorption atomique, sauf Nb, Zr, Y et Sc analysés par spectrométrie d'émission de plasma couplée inductivement (torche à plasma). Fe₂O₃*= fer total sous forme de Fe₂O₃.

D'après le diagramme " $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ " (Le Bas *et al.*, 1989; Fig. 13), ces échantillons correspondent à quatre basaltes (804, 805A, 1205 et MAPEO 5), une hawaïite (907) et deux rhyolites (801A et 801B1).

- Les basaltes

D'après les diagrammes " $\text{Na}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ " et " $\text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ " (et les limites proposées par Middlemost, 1975), 804 est un basalte sub-alcalin, MAPEO 5 un basalte transitionnel et 805A, 907 et 1205 (noter que chaque plongée est représentée) sont des roches alcalines (Fig. 13). Sur les diagrammes tectono-magmatiques " $\text{Ti}:100 / \text{Zr} / \text{Yx}_3$ " (Pearce et Cann, 1973) et " $\text{TiO}_2 / \text{MnO} / \text{P}_2\text{O}_5$ " (Mullen, 1983) (Fig. 14), 804 tombe dans le champ des basaltes de rides océaniques et de bassins marginaux, tandis que 805A, 907, 1205 et MAPEO 5 tombent dans le champ des basaltes alcalins d'îles océaniques (basaltes intra-plaque).

Les teneurs en éléments majeurs et en traces (terres-rares incluses) du basalte 804 (Fig. 15 et 16) confirment pleinement, malgré une teneur anormalement forte en Sr, son affinité avec des roches de plancher océanique (Wilson, 1989). En particulier, le spectre des teneurs en éléments incompatibles normées au N-MORB de cette roche est très voisin de celui d'un E-MORB (MORB enrichi) ou d'un BABB (Back-arc Basin Basalt), avec un enrichissement relatif en Rb, Ba, K, La (Sun et McDonough, 1989; Wilson, 1989). Toutefois, la présence d'une légère anomalie négative au niveau du Nb indique qu'il s'agirait plutôt d'un basalte de bassin arrière-arc (Saunders et Tarney, 1984). Ce BABB et les verres du tuf grossier 801D (cf. infra) ont des compositions en éléments majeurs très voisines (Tableau 2, Fig. 16) et sont donc probablement liés. Ils tranchent clairement sur l'ensemble de tous les autres échantillons prélevés.

Les teneurs en éléments majeurs et en traces (terres-rares incluses) des basaltes 805A, 907, 1205 et MAPEO 5 sont celles de basaltes alcalins typiques de monts sous-marins et d'îles océaniques. Les spectres des teneurs en éléments incompatibles normées au N-MORB de ces quatre échantillons (Fig. 15) montrent une forte pente, s'élevant régulièrement de Yb à Rb; ils sont comparables à celui d'un basalte alcalin (OIB) moyen présenté par Sun et McDonough (1989), et à ceux des basaltes des îles Norfolk et Philip, sises au sommet de la Ride de Norfolk (Green, 1973, 1978; voir situation Fig. 4).

- Les comendites

Les deux rhyolites 801A et 801B1 sont des roches porphyriques ou gloméro-porphyriques (5 à 10% de phénocristaux), de couleur gris-beige, présentant des passées vitreuses, irrégulières et plus ou moins parallèles. Parmi les phénocristaux, le feldspath alcalin automorphe (1 à 4 mm) prédomine, associé à du clinopyroxène sodique, de l'arfvedsonite et de l'aenigmatite. La mésostase à texture trachytique est composée de lattes de feldspath alcalin, de clinopyroxène sodique, de quartz amiboïde, d'oxydes de Fe-Ti, de calcite et de verre interstitiel.

Ces rhyolites sont clairement peralcalines avec des indices de peralcalinité (" $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ ", en proportions moléculaires) respectifs de 1,17 et 1,12.

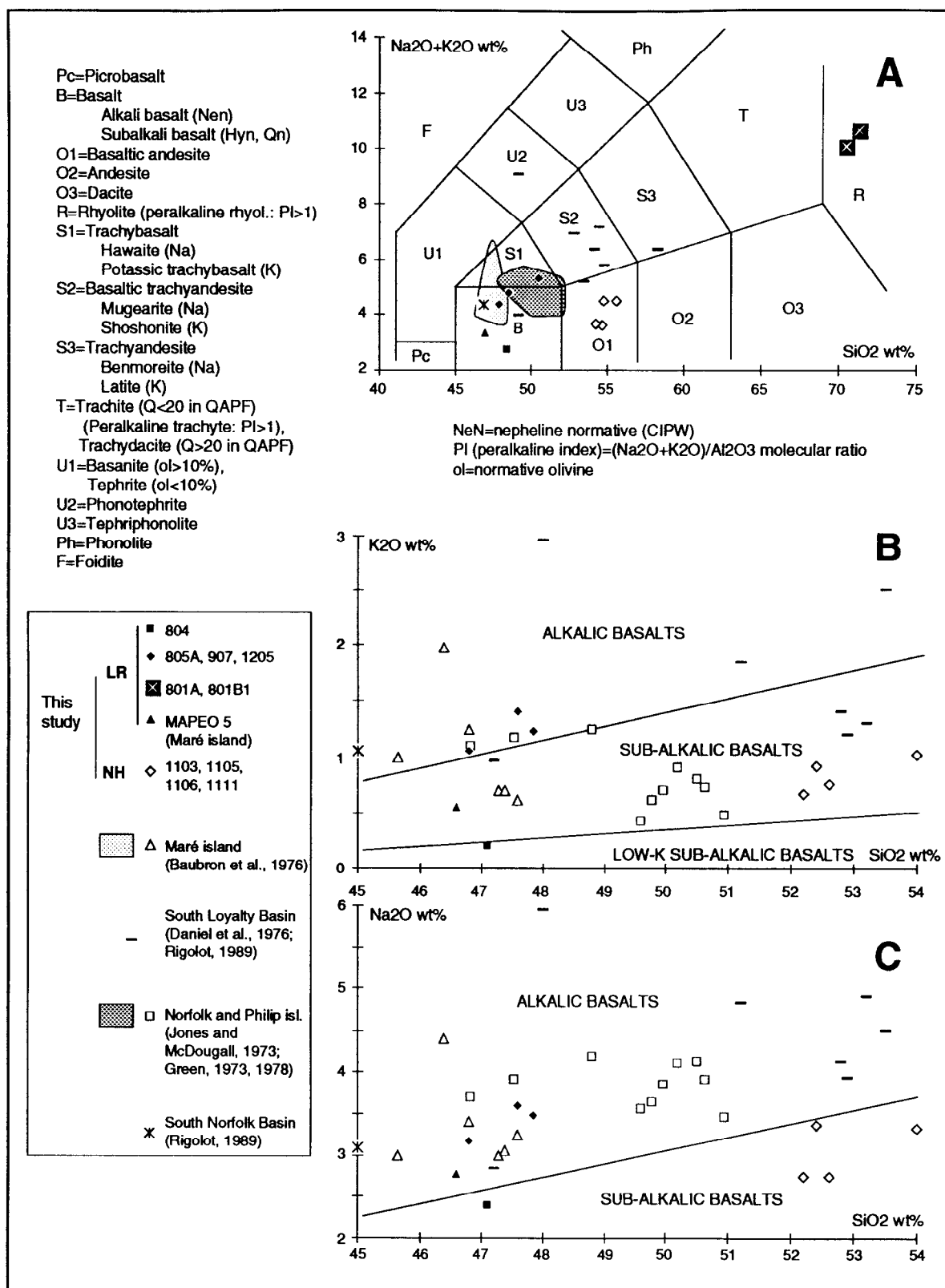


Figure 13 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)
 Classification des roches volcaniques échantillonnées durant les plongées sur la zone LNH et comparaison avec d'autres roches volcaniques provenant de la région (voir situations Fig. 4).
A- Diagramme "Na₂O+K₂O / SiO₂", avec les champs et la nomenclature proposés par Le Bas *et al.* (1986). **B et C-** Diagrammes "K₂O / SiO₂" et "Na₂O / SiO₂" pour les roches basaltiques (SiO₂ < 54%), avec les champs et la nomenclature proposés par Middlemost (1975).

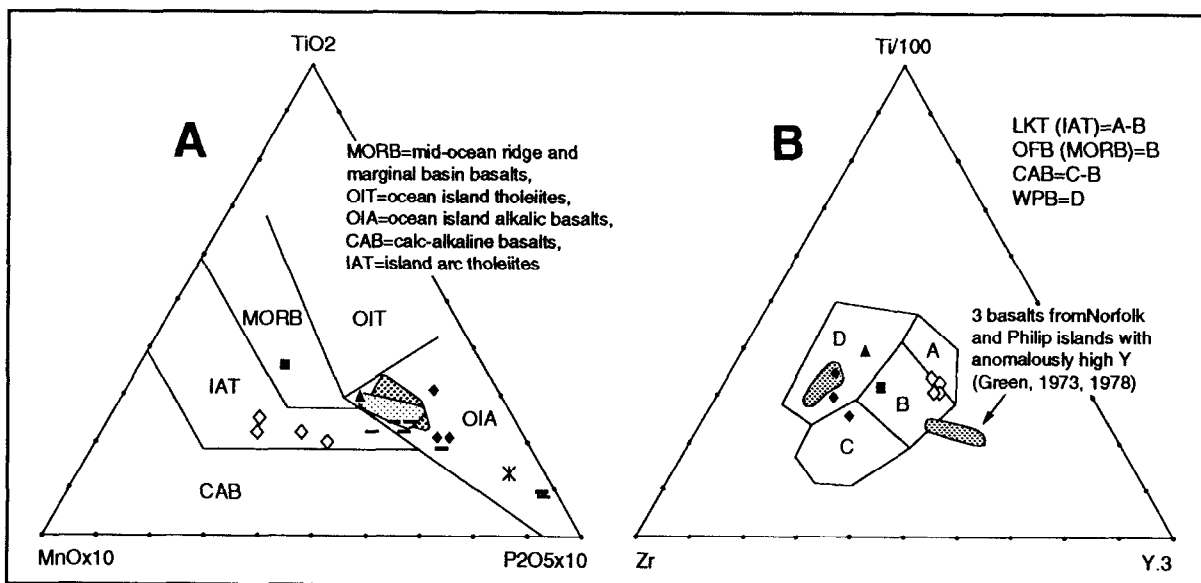


Figure 14 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)
Basaltes et andésites basaltiques récoltés durant les plongées sur la zone LNH et dans la région, reportés dans les diagrammes tectono-magmatiques "TiO₂ / MnOx10 / P₂O₅x10" (Mullen, 1983) et "Ti:100 / Zr / Yx3" (Pearce et Cann, 1973); symboles identiques à ceux de la Figure 13.

Dans le schéma de classification des roches peralcalines proposé par MacDonald (1974) et basé sur les teneurs en Al_2O_3 et FeO^* , les rhyolites 801A et 801B1 sont des comendites typiques. D'après le diagramme triangulaire "Y:44 / Rb:100 / Nb:16" (Thiéblemont et Cabanis, 1990), ces comendites sont typiques d'un contexte anorogénique distensif.

Les spectres des teneurs en éléments incompatibles normées au N-MORB de ces deux comendites (Fig. 15) sont plats au niveau des terres rares lourdes, mais à un niveau supérieur à celui des basaltes alcalins. Ils sont déprimés en Ti, et à un moindre degré, en Eu. De Zr à Rb, et en dehors d'une très forte anomalie négative en P-Sr, ils sont à peu près parallèles à ceux des basaltes alcalins, mais à un niveau légèrement plus élevé. Comendites et basaltes alcalins pourraient être co-génétiques (Fig. 15 et 16).

-Les verres des brèches et tufs

Les clastes vitreux palagonitisés des brèches et tufs échantillonnés ont été analysés à la microsonde (analyste J.-P. Eissen, Brest; Tableaux 1 et 2, Fig. 16). D'une manière générale, ils se sont avérés fortement hydratés. Toutefois, un échantillon de tuf grossier (801D) se distingue du lot, à la fois par la fraîcheur exceptionnelle de ses verres et par leur composition très homogène. Cet échantillon n'inclut d'ailleurs aucun débris comenditique. La moyenne de 31 analyses réalisées sur ces verres 801D (Tableau 2) montre une composition de type basalte de plancher océanique ou de bassin arrière-arc, clairement distincte de celles de tous les autres échantillons. Comme cela a déjà été noté, cette analyse moyenne est très voisine de l'analyse du BABB 804 (Tableau 2 et Fig. 16).

Les clastes vitreux fortement hydratés ont donné des analyses difficilement exploitables. Seules celles dont les totaux bruts sont égaux ou supérieurs à 75% et qui ont des teneurs en oxydes raisonnablement compatibles avec les compositions habituelles de roches volcaniques ont été retenues. Ces données ont été recalculées à 100% en base anhydre et comparées aux analyses des blocs de laves précédemment décrits et de diverses roches volcaniques provenant de la région (Fig. 16).

D'une manière générale, les clastes vitreux soudés des tufs récoltés lors de la plongée n° 12 sont des roches intermédiaires (autour de 60% SiO_2) et s'inscrivent assez bien dans une lignée moyenne allant des OIB aux comendites en passant par les roches intermédiaires échantillonnées dans la partie sud du Bassin des Loyauté (Daniel *et al.*, 1976; Rigolot, 1989). Toutefois, leurs teneurs en TiO_2 , CaO et surtout en K_2O ne correspondent pas, pour partie ou en totalité, à celles de cette lignée. On sait que durant la palagonitisation, les verres basaltiques sont lessivés par l'eau de mer et subissent une hydratation importante suivie d'un fort apport en K et d'une perte sévère en Ca et Mn (Staudigel et Hart, 1983). L'altération marine des verres plus acides, par contre, est beaucoup moins bien connue (Fisher and Schmincke, 1984). Le calcium aurait été lessivé lors de l'altération des verres "trachy-andésitiques" récoltés durant la plongée n° 12, comme cela se produit durant la palagonitisation des verres basaltiques. Plus curieusement, le potassium aurait également été lessivé, contrairement aux verres basaltiques altérés généralement enrichis en cet élément. Le titane, pour sa part,

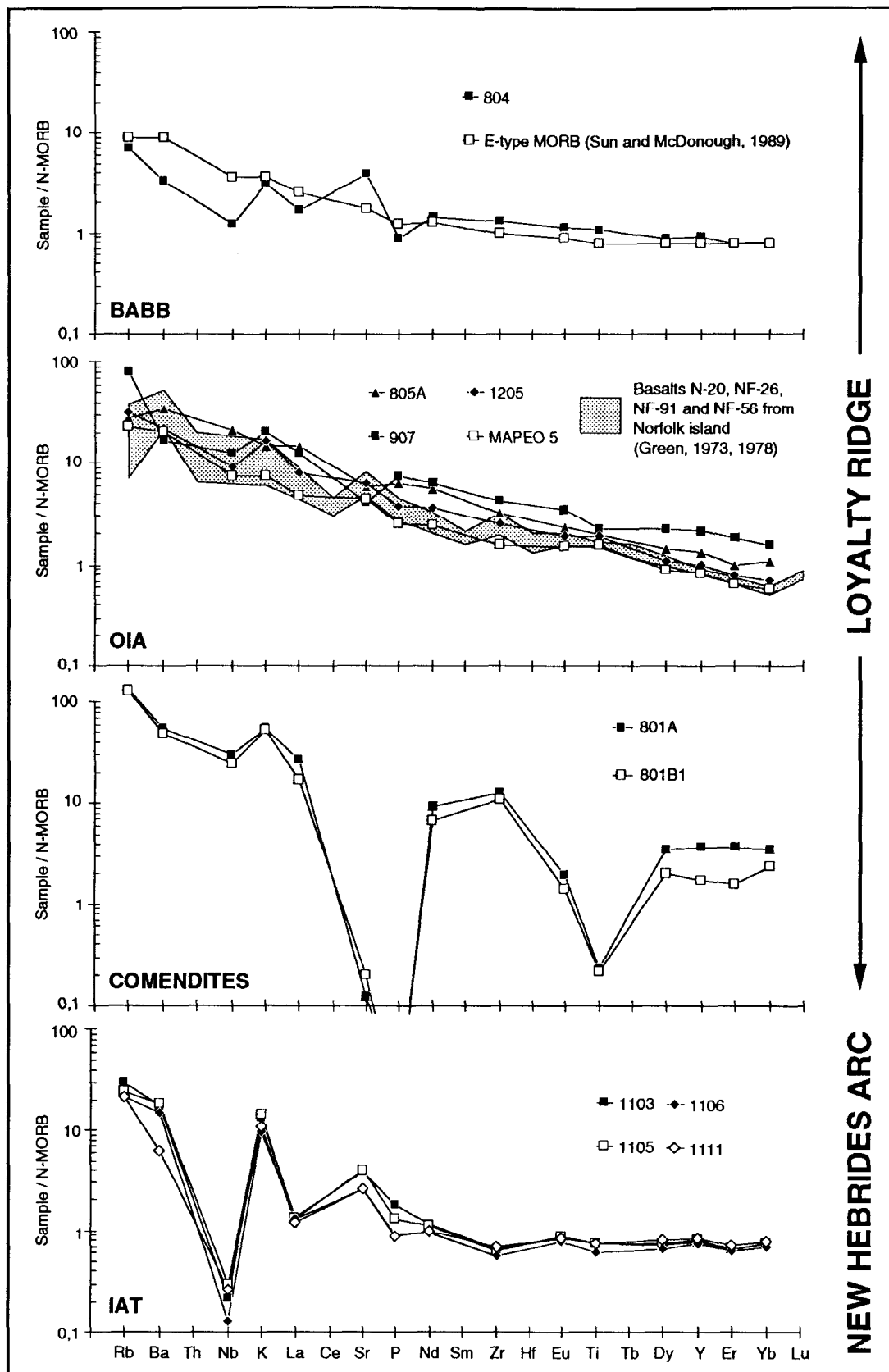


Figure 15 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)

Spectres des teneurs en éléments incompatibles normalisées au N-MORB pour les roches volcaniques récoltées durant les plongées sur la zone LNH et dans la région; les éléments sont classés de gauche à droite par ordre d'incompatibilité décroissante dans les basaltes océaniques; cet ordre et les teneurs de normalisation sont d'après Sun et McDonough (1989).

Figure 16 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. b)

Diagrammes "oxydes / silice" (données recalculées à 100% en base anhydre, fer total sous forme de FeO) pour les clastes vitreux palagonitisés et les roches des formations pyroclastiques de la Ride des Loyauté et pour des roches volcaniques provenant de la région (voir situations Fig. 4). Le trait épais représente la lignée moyenne des OIB et roches différenciées reportés. Analyses à la microsonde des verres: MP (réalisées par J.-P. Eissen, Brest); analyses en roche totale: WR (voir Tableau 2). Les verres étant généralement très altérés, seules les analyses ayant des totaux bruts égaux ou supérieurs à 75% et des teneurs en oxydes raisonnablement compatibles avec les compositions habituelles de roches volcaniques ont été reportées.

1: 31 clastes vitreux de type BABB (éch. 801D; voir moyenne Tableau 2); 2: 1 BABB (éch. 804); 3: 6 clastes vitreux de type OIB (éch. 801B1 et 805B); 4: 15 clastes vitreux de type OIB (éch. 901 et 902); 5: 17 clastes vitreux de type OIB (éch. 1202 et 1206A); 6: 3 OIB (805A, 907 et 1205); 7: 2 comendites (801A et 801B1); 8: 7 OIB de l'île Maré (Baubron *et al.*, 1976 et échantillon MAPEO 5, cette étude); 9: 8 OIB et roches différenciées du Sud du Bassin des Loyauté (Daniel *et al.*, 1976; Rigolot, 1989); 10: 10 OIB des îles Norfolk et Philip (Jones et McDougall, 1973; Green, 1973, 1978); 11: 1 OIB du Bassin Sud Norfolk (Rigolot, 1989).

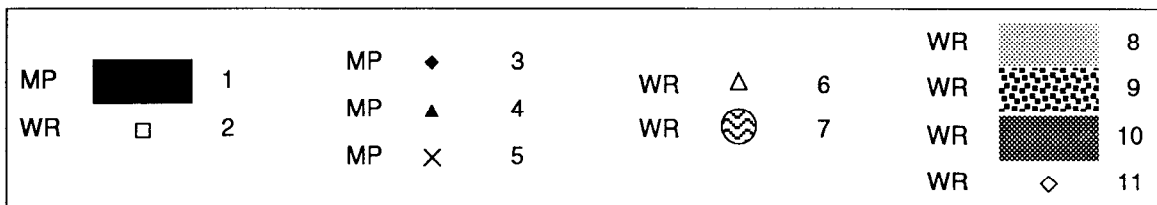
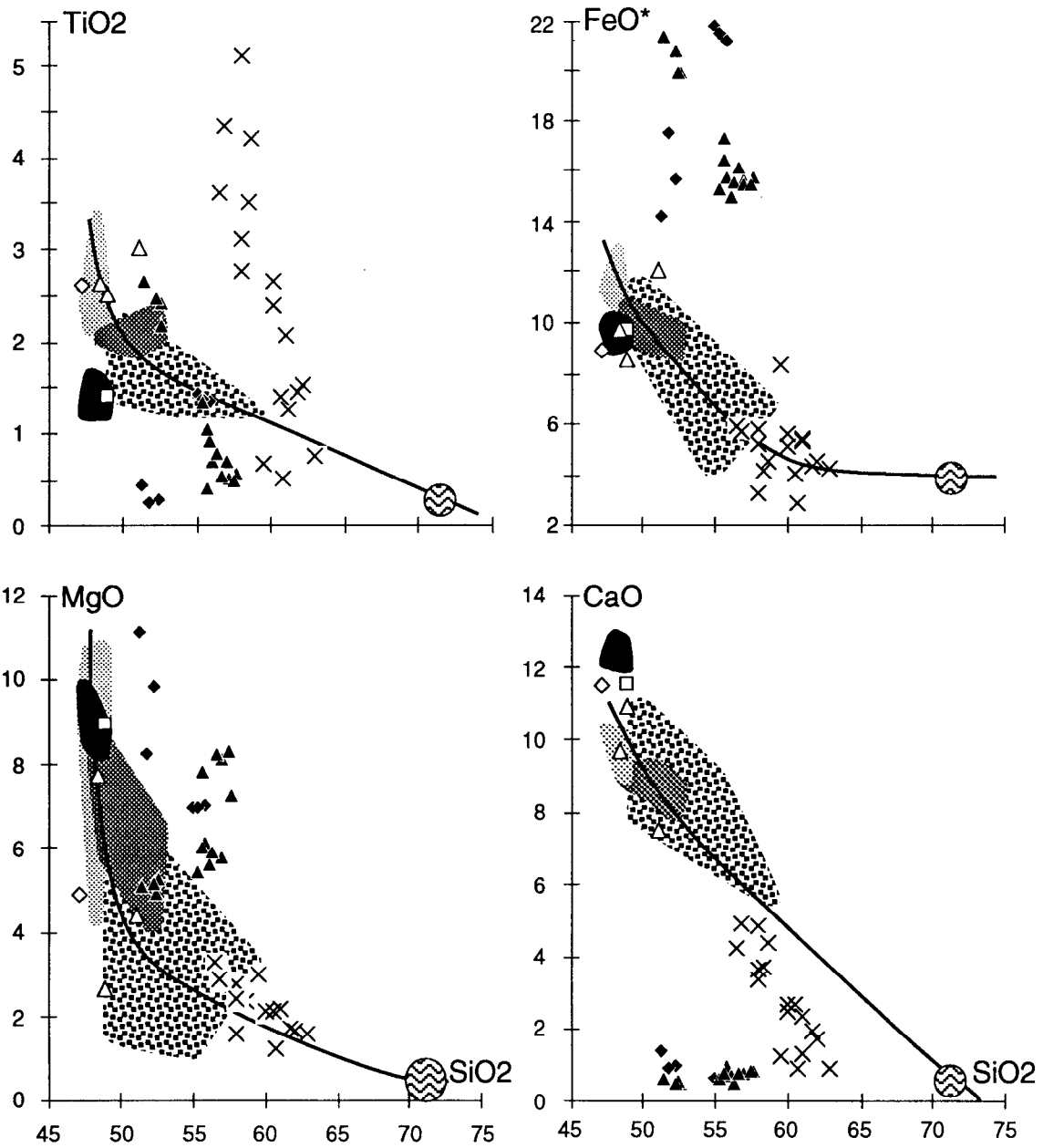
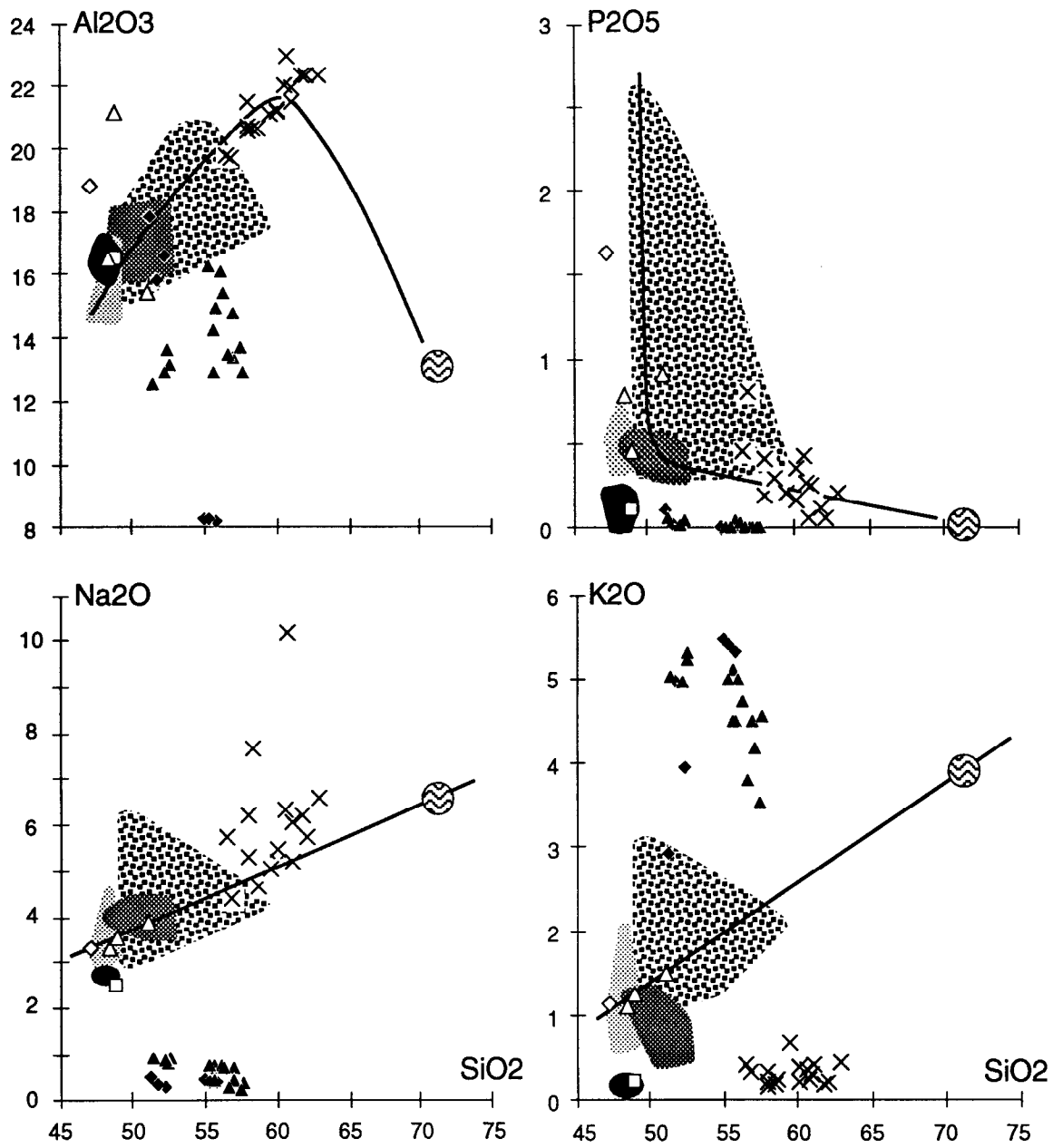


Figure 16



MP	■	1	MP	◆	3	WR	△	6	WR	▨	8
WR	□	2	MP	▲	4	WR	⊙	7	WR	▩	9
			MP	×	5				WR	▧	10
									WR	◇	11

Figure 16 (suite)

se serait accumulé passivement, comme dans les verres basaltiques palagonitisés (Staudigel et Hart, 1983); on notera d'ailleurs que cette accumulation passive est extrêmement variable, certains clastes vitreux ayant des teneurs normales en TiO_2 pour des trachy-andésites dérivées d'OIB (Fig. 16).

De leur côté, les clastes vitreux des brèches et tufs récoltés lors des plongées n° 8 et 9 sont un peu plus basiques que les précédents (autour de 55% SiO_2) et s'inscrivent généralement mal dans la lignée moyenne allant des OIB aux comendites (Fig. 16). Ils sont certainement beaucoup plus altérés que ceux récoltés durant la plongée n° 12, comme le soulignent les teneurs anormalement fortes en FeO^* (qui s'accumule passivement dans la palagonite comme le titane; Staudigel et Hart, 1983) et en K_2O (qui aurait donc cette fois un comportement habituel), et celles anormalement basses en CaO , Na_2O , P_2O_5 . Cependant, certains de ces verres, basaltiques, ont des teneurs en TiO_2 voisines de celles des OIB, tandis que d'autres, provenant d'échantillons récoltés durant la plongée n° 8 mais dont les analyses "inhabituelles" n'ont pas été retenues pour les graphiques ($SiO_2 < 36\%$ ou $MgO < 0,5\%$, pour des totaux variant entre 85 et 96%), ont des teneurs en P_2O_5 comprises entre 1 et 6% (données brutes). Ces dernières observations laissent penser qu'il s'agirait, là encore, de verres intermédiaires de la lignée OIB, mais très fortement altérés.

A l'exception d'un seul échantillon de tuf à clastes vitreux frais de type BABB (éch. 801D), la très grande majorité des clastes vitreux analysés pourrait donc correspondre à des roches intermédiaires, trachy-andésites basaltiques et trachy-andésites (plus précisément mugearites et benmoreites, Le Bas *et al.*, 1986), associées aux basaltes alcalins et comendites échantillonnés dans les éboulis. Le volcanisme sous-marin alcalin de type "monts sous-marins et îles océaniques" aurait ainsi formé l'essentiel des dépôts volcaniques reconnus durant les plongées sur la Ride des Loyauté.

III B 1 e- Datations K-Ar

Trois datations K-Ar ont été réalisées par H. Bellon (Brest) (Tableau 3).

Un âge de $19,5 \pm 1,5$ Ma a été obtenu sur le basalte de bassin arrière-arc 804, mais ce résultat est à utiliser avec précaution, à cause de l'invasion par des carbonates de certaines parties de sa matrice (il vaudrait mieux le considérer comme un âge minimum).

Le basalte alcalin 805A, a donné un âge de $26,9 \pm 1,3$ Ma (Oligocène supérieur).

Enfin, la comendite 801A, a donné un âge K-Ar de $32,3 \pm 1,6$ Ma (Oligocène moyen).

III B 1 f- Déterminations micropaléontologiques

Seuls les échantillons prélevés dans les deux formations reconnues durant la plongée n° 9 ont pu être datés par les nannofossiles qu'ils renferment (déterminations C. Müller, Tableau 1). Des grès tufacés du sommet de la formation volcanique (éch. 903) ont livré de rares nannofossiles planctoniques caractéristiques de l'Oligocène moyen (biochronozone NP 23: $\approx 34-29$ Ma). Au-

	K-Ar Age	40 Ar* 10-7 cc/g	36 Ar 10-9 cc/g	% 40 Ar*/40 Ar T	K2O%
801A	32.06±1.60 Ma	37.02	1.29	90.7	3.55
801A	32.58±1.63 Ma	37.62	4.24	75.0	3.55
804	19.50±1.46 Ma	1.64	3.21	14.7	0.26
805A	26.88±1.34 Ma	9.26	1.95	61.6	1.06
1105	<1.37±0.21 Ma	0.47	1.79	8.1	1.06

	Location	K-Ar ages	samples	Nature	references
N	Maré island, Loyalty Ridge	9.2 to 11.2 Ma	6 samples	OIA	Baubron et al., 1976
	Maré island, Loyalty Ridge	9.6-11.8-13.5 Ma	11 samples	OIA	ORSTOM unpublished data
	Loyalty Ridge	32.1-32.6 Ma	801A	Comendite	This study
	Loyalty Ridge	>19.5 Ma	804	BABB	This study
	Loyalty Ridge	26.9 Ma	805A	OIA	This study
	southern Loyalty Basin	18.5-19.0 Ma	14D5, D6, D13, 16D4, D10	OIA, mugearites and benmoreites	Daniel et al., 1976
	southern Loyalty Basin	22.3 and 25.8 Ma	14D16 and 15D6	OIA and mugearite	Rigolot, 1989
	Norfolk and Philip islands (Norfolk Ridge)	2.3 to 3.1 Ma	34 samples	OIA	McDougall & Aziz-Ur-Rahman, 1972 Jones & McDougall, 1973 Green, 1973, 1978
	South Norfolk Basin	9.5 Ma	345D	OIA	Rigolot, 1989
	S				

Tableau 3 (repris de Monzier *et al.*, in prep. b)

En haut: âges K-Ar obtenus sur les roches volcaniques récoltées lors des plongées du Nautile sur la zone LNH (datations: H. Bellon, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France).

En bas: comparaison des âges obtenus sur les roches de la zone LNH avec ceux des roches des îles Maré (Ride des Loyauté), Norfolk et Philip (Ride de Norfolk) et ceux de roches draguées dans la partie sud du Bassin des Loyauté et dans le Bassin Sud de Norfolk (voir Fig. 4 pour situations).

dessus, les boues calcaires plus ou moins indurées renferment d'abondants nannofossiles caractéristiques de l'Oligocène moyen-terminal (biochronozones NP 23, 24, 25: $\approx 34-24$ Ma), ce qui est cohérent avec la datation réalisée sur les grès tufacés sous-jacents.

Il apparaît immédiatement que la gamme d'âges donnée par la micropaléontologie pour la formation volcanique sous-marine reconnue lors de la plongée n° 9 ($\approx 34-29$ Ma), est similaire à celle donnée par la datation K-Ar de la comendite 801A ($32,3 \pm 1,6$ Ma soit 34-31 Ma). De son côté, la gamme donnée par la datation K-Ar du basalte alcalin 805A ($26,9 \pm 1,3$ Ma soit 28-26 Ma) est légèrement plus récente que les deux précédentes.

Les formations volcaniques alcalines sous-marines reconnues localement, comendites incluses, se seraient donc mis en place à l'Oligocène, dans l'intervalle 34-26 Ma. La microfaune Plio-Quaternaire trouvée dans le grès tufacé 1206B (Tableau 1) démontre clairement que ces produits correspondent à des remaniements tardifs et ne peuvent donc être interstratifiés avec les formations oligocènes; il s'agirait donc bien de placages (cf. supra).

Le calcaire de front récifal 1203A (plongée n° 12; tableau 1), très diagénétisé, est riche en foraminifères d'âges variés (Eocène-Oligocène, Aquitanien-Pliocène) témoignant de remaniements en milieu néritique (Montaggioni *et al.*, 1991, annexe 10). Les calcaires récifaux algaires 802 et 803 (plongée n° 8) incluent de gros fragments de rhodolithes qui pourraient s'être formées au Miocène moyen ($\approx 16-13$ Ma), lors d'un épisode rhodolithique intéressant l'ensemble du Pacifique tropical (Bourrouilh-Le Jan et Hottinger, 1988).

III B 1 g- Discussion

Les trois plongées profondes effectuées sur la Ride des Loyauté apportent des éléments fondamentaux pour la connaissance de cette ride dont la nature était jusqu'à présent discutée (Lapouille, 1978; Maillet *et al.*, 1983, annexe 1; Kroenke, 1984; Rigolot, 1989).

Des formations volcaniques alcalines sous-marines, de type "îles océaniques" et d'âge Oligocène (34-26 Ma) affleurent largement, dans la zone LNH, sur le flanc nord-est de la Ride des Loyauté. Ces formations, mises en place sur les pentes de volcans sous-marins actifs, comprennent des tufs grossiers à clastes vitreux craquelés, basaltiques à mugéaritiques, montrant de larges variations de leur degré de vésiculation (plongée n° 8 et 9), classiques d'un hydrovolcanisme peu profond (Fisher et Schmincke, 1984). Localement (plongée n° 12), des tufs soudés benmoréitiques correspondent probablement à des coulées pyroclastiques sous-marines, bien que l'existence même de ce type de produit soit controversée. Ces formations comprennent également des brèches polygéniques incluant des blocs et débris basaltiques et comenditiques et des bioclastes variés, résultats de remaniements précoces (coulées de débris) intervenus sur les pentes sous-marines des édifices volcaniques.

Des plates-formes récifales dont la construction complexe -liée à la fois aux mouvements du niveau marin et aux mouvements tectoniques régionaux- aurait débuté dès l'Eocène-Oligocène, couronnent les formations volcaniques alcalines

de la zone LNH. Ces plates-formes incluent, en particulier, des éléments rhodolithiques qui pourraient avoir été formés au Miocène moyen ($\approx 16-13$ Ma). Montaggioni *et al.* (1991, annexe 10), précisent l'évolution régionale de ces plates-formes carbonatées et Chevalier (1973) celle des formations récifales d'âge miocène supérieur à pléistocène inférieur, soulevées durant le Quaternaire, qui constituent les îles Loyauté (Fig. 4).

Les deux formations auraient largement émergé, probablement au Plio-Pléistocène, expliquant la présence de figures de diagénèse météorique, à la fois dans les calcaires, les brèches et certains tufs (Montaggioni *et al.*, 1991, annexe 10). Cette émergence serait liée au passage de la ride dans la zone d'influence du bombement lithosphérique situé en avant de la fosse (Dubois *et al.*, 1977a, b, et 1988). Puis, à l'approche de la subduction, des accidents normaux ont découpé la bordure orientale de la Plaque Australienne en larges panneaux, amenant en peu de temps ces formations à des profondeurs considérables.

Les plongées ont globalement permis de confirmer les hypothèses tectoniques formulées par Monzier *et al.* (1990, annexe 9), et en particulier la réalité du dispositif de plis et chevauchements à vergence sud-ouest affectant la partie inférieure du mur externe de la fosse. Ces plis, très dissymétriques, concernent bien du matériel de la Ride des Loyauté, ainsi que ces auteurs l'avaient proposé. On soulignera qu'à cet endroit, les formations pyroclastiques ne sont plus recouvertes par des calcaires récifaux, mais par une mince formation de boues calcaires riche en microfaune datée de l'Oligocène moyen-terminal ($\approx 34-24$ Ma). Ces boues, dont la formation est synchrone de celle des calcaires récifaux, se seraient déposées plus bas sur les flancs de la ride. Du fait de la collision en cours, elles participent actuellement, avec une partie du matériel volcanique sous-jacent, à l'écaillage affectant localement la couverture de la ride. Gorgées d'eau, elles constituent probablement un niveau de glissement facilitant la formation des plis chevauchants.

L'origine et la signification des blocs et fragments comenditiques présents dans les brèches échantillonnées durant la plongée n° 8 méritent d'être discutées. Ces comendites sont caractéristiques d'un contexte anorogénique distensif (Thiéblemont et Cabanis, 1990). Elles sont un peu plus âgées (34-31 Ma) que les basaltes alcalins recueillis durant la plongée n° 8 (28-26 Ma), mais leur âge est voisin de celui des pyroclastites alcalines de la plongée n° 9 ($\approx 34-29$ Ma).

L'hypothèse la plus simple consiste à considérer ces comendites comme des termes très différenciés de la série alcaline reconnue. La coïncidence remarquable entre leur âge et celui de la plus ancienne anomalie magnétique identifiée dans le Bassin Sud-Fidjien (33 Ma; cf. supra) permet cependant d'envisager une autre hypothèse. En effet, pour Smith *et al.* (1977), les rhyolites hyper-alcalines connues dans certains arcs andésitiques du Pacifique Sud-Ouest et associées à des basaltes transitionnels à alcalins, caractériseraient les premiers stades d'une extension intra-arc aboutissant, avec le temps, à la naissance d'un bassin océanique inter-arc. Toutefois, bien que la Ride des Loyauté ait été plusieurs fois interprétée comme un arc volcanique d'âge éocène-oligocène (Lapouille, 1978; Maillet *et al.*, 1983, annexe 1), aucun élément nouveau issu des plongées n'est venu conforter cette interprétation. De plus, selon Packham (1975), le coin nord-ouest du Bassin Sud-Fidjien serait d'âge éocène. Il semble donc difficile de voir dans l'ouverture

initiale du Bassin Sud-Fidjien le contexte distensif recherché, d'autant que d'après Rigolot (1989) l'ouverture de ce bassin ne serait que le dernier stade de l'ouverture du Bassin Est-Norfolk, dont l'ouverture aurait débutée à l'Eocène inférieur. La formation des comendites ne semble donc pas, en l'état actuel des connaissances, pouvoir être expliquée de cette manière.

La relaxation des contraintes après l'obduction d'un panneau océanique sur la Nouvelle-Calédonie à l'Eocène terminal (vers 38 Ma; Paris *et al.*, 1979; Collot, 1989), panneau situé à l'origine le long d'un accident transformant NW-SE du Bassin Est-Norfolk (Rigolot, 1989), ainsi que la naissance au début de l'Oligocène d'une zone de convergence active au niveau de la fosse Salomon-Vitiaz (Kroenke, 1984), pourraient avoir induit un contexte régional distensif favorisant des remontées magmatiques fissurales massives le long d'anciens accidents transformants du Bassin Est-Norfolk, comme avancé par Rigolot (1989). La nature et l'âge des volcanites recueillies durant les plongées vont dans le sens de cette hypothèse. Durant l'Oligocène (34-26 Ma), des remontées de basaltes alcalins et de roches différenciées (dont des comendites qui dériveraient par cristallisation fractionnée des remontées basaltiques les plus précoces), auraient effectivement donné naissance au tronçon NW-SE de la Ride des Loyauté. Cette activité volcanique aurait persisté, sur les plus gros édifices, jusqu'au Miocène supérieur (basaltes de l'île Maré; Tableau 3).

Des basaltes alcalins et roches alcalines différenciées échantillonnés au Sud de la zone LNH (dragages 314 à 316D dans la partie sud du Bassin des Loyauté: Daniel *et al.*, 1976; Rigolot, 1989; îles Norfolk et Philip sur la Ride de Norfolk: McDougall et Aziz-Ur-Rahman, 1972; Jones et McDougall, 1973; Green, 1973, 1978; dragage 345D dans le Bassin Sud Norfolk; Rigolot, 1989; voir situations Fig. 4) et comparables aux roches de la zone LNH et de Maré (Fig. 13 à 16) esquissent l'ébauche d'une province magmatique alcaline anorogénique N-S, comprise entre les méridiens 168 et 170°E (Fig. 4). Les âges K-Ar de ces roches varient de manière apparemment quelconque du Sud vers le Nord (Tableau 3). Un volcan actif a même été repéré, par des méthodes de surveillance acoustique, au milieu de cette province (Simkin *et al.*, 1981; Fig. 4), et il est probable qu'il s'agisse, encore une fois, de magmatisme alcalin de type île océanique.

L'hypothèse proposée par Rigolot (1988, 1989), d'un point chaud ayant produit ces divers édifices durant le déplacement de la Plaque Australienne vers le Nord est donc insuffisante. Elle est toutefois étayée par l'existence de six alignements volcaniques N-S dans la mer de Tasman et en Australie orientale résultant incontestablement, au-moins pour plusieurs d'entre eux, du fonctionnement de points chauds (Vogt et Conolly, 1971; Wellman et McDougall, 1974; Douth *et al.*, 1986; McDougall et Duncan, 1988). L'existence de plusieurs points chauds le long de la province 168-170°E (dont un au-moins fonctionne encore) pourrait alors expliquer l'incohérence apparente de ces âges, mais une activité alcaline fissurale le long d'accidents N160°E, qui seraient apparus sur la marge orientale de la Ride de Norfolk vers le Miocène inférieur (≈ 20 Ma; Rigolot, 1989), voire une combinaison des deux processus, rendrait peut-être mieux compte de la formation du tronçon méridional de la Ride des Loyauté.

Ainsi, le tronçon principal NW-SE de la Ride des Loyauté serait le résultat d'une intense activité magmatique anorogénique ayant débuté à l'Oligocène, dans

un contexte distensif régional, par des émissions massives de basaltes alcalins et roches différenciées le long de fractures préexistantes. Le tronçon méridional, moins volumineux, aurait une origine comparable, mais l'activité magmatique n'y serait apparue qu'au Miocène inférieur et un volcanisme de type point chaud, encore actif, pourrait avoir interféré avec le volcanisme sur fractures. L'hypothèse, plusieurs fois avancée, d'un arc "Loyauté" actif à l'Eocène-Oligocène ou au Miocène tardif serait ainsi infirmée (Lapouille, 1978; Maillet *et al.*, 1983, annexe 1, Kroenke, 1984). Le modèle d'évolution régionale proposé par Rigolot (1989) serait donc globalement confirmé, au-moins pour ce qui concerne l'histoire de la Ride des Loyauté. Toutefois, les incertitudes concernant la disposition des anomalies magnétiques du Bassin Nord-Loyauté et l'évolution régionale à l'Eocène-Oligocène, ainsi que l'insuffisance de l'échantillonnage étudié doivent inciter à la prudence.

Dans ce contexte général intra-plaque alcalin, les deux échantillons isolés de type BABB prélevés lors des plongées posent problème. Bien que l'âge K-Ar (19,5 Ma) de l'échantillon 804 doive probablement être considéré comme un âge minimum, la fraîcheur inhabituelle des clastes vitreux du tuf 801D plaide en faveur d'un âge plus récent pour ces BABB que pour les basaltes alcalins. La vésicularité des éléments vitreux de ce tuf est aussi un argument pour penser que sa mise en place sous-marine ne s'est pas faite à grande profondeur. Dans le cadre des connaissances actuelles, aucune explication rendant compte de la présence de ces roches à cet endroit n'est satisfaisante.

III B 2- La plongée n° 11 sur l'arc des Nouvelles-Hébrides

La plongée n° 11 avait pour objectif l'arc des Nouvelles-Hébrides, au-dessus d'un mégabloc de la Ride des Loyauté supposé accrété au mur interne de la fosse (Fig. 8, 10 et 12; Monzier *et al.*, 1990, annexe 9). Une plongée complémentaire dédiée à l'étude du fond de fosse et du flanc de ce bloc était initialement prévue, mais elle n'a pu être réalisée du fait des nombreux problèmes techniques ayant affecté le fonctionnement du Nadir et du submersible.

La première partie de la plongée s'est déroulée sur un vaste replat où des dépôts blanchâtres, subhorizontaux et incluant des éléments sombres, centimétriques à décimétriques, ont été observés. Au-dessus, une pente irrégulière comprenant plusieurs ressauts érodés expose une série volcano-détritique composée d'alternances de tufs fins et de brèches à éléments andésitiques de taille moyenne (5 à 10 cm) à grossière (10 à 40 cm) (cf. Tableau 1 pour une description plus détaillée). De nombreux blocs andésitiques inclus dans les brèches présentent des faces vitreuses, significatives d'une mise en place sous-marine des produits. Ces formations, nettement distinctes de celles observées durant les trois autres plongées, pendent très légèrement vers le NE ou sont sub-horizontales. Elles reposent normalement et ne sont affectées par aucun accident particulier.

Deux datations K-Ar ont été tentées sur des andésites provenant des brèches (Tableau 3). L'une (1111) n'a donné aucun résultat significatif, l'autre (1105) ne fournissant qu'un âge maximum de 1,4 Ma. La rétention gazeuse liée à la mise en place sous-marine de ces roches serait à l'origine des difficultés rencontrées lors de leur datation.

L'étude pétro-géochimique des andésites prélevées lors de cette plongée sur l'arc sera reprise dans le chapitre III C, avec celle de l'ensemble des roches volcaniques de la terminaison sud de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides. Brièvement, les roches analysées ont des compositions très homogènes: il s'agit d'andésites basiques tholeiitiques typiques de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Tableau 2; Fig. 13 à 15).

Bien qu'aucun échantillon n'ait été prélevé sur le replat reconnu au début de la plongée, les dépôts blanchâtres observés sont très probablement des boues calcaires identiques à celles reconnues lors de la plongée n° 9. En effet, ce type de produit n'a jamais été retrouvé plus haut sur la pente de l'arc. L'accrétion d'un mégabloc du saillant des Loyauté dans le mur de l'arc, selon le mécanisme proposé par Monzier *et al.* (1990, annexe 9), serait donc confirmée. De même que pour les plongées n° 9 et 12, l'accident inverse supposé émerger au toit de ce bloc, sous les formations sus-jacentes, n'a pu être observé, masqué sous des éboulis.

Une série volcano-détritique, épaisse de près de 1000 m, et résultant d'un volcanisme andésitique sous-marin récent (moins de 1,4 Ma), a donc été reconnue sur le flanc de l'arc. Les alternances brèches-tufs ainsi que les variations observées dans la taille des éléments des brèches reflètent probablement l'activité éruptive d'appareils situés au-dessus de la zone explorée, des coulées de débris ayant probablement assuré le transfert du matériel vers les zones basses du mur de l'arc. L'intense érosion observée (ressauts, nombreux pierriers...) résulte vraisemblablement du soulèvement induit par l'accrétion au mur du mégabloc Loyauté sous-jacent, mais en dehors de cela, cette accrétion n'a visiblement pas affecté l'agencement originel de la série volcanique.

III C- LES ANDESITES MAGNESIENNES DE LA TERMINAISON SUD DE L'ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES

(d'après Monzier *et al.*, sous presse, annexe 12)

III C 1- Les volcans de la terminaison sud de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides

Durant les campagnes VOLSMAR et GEMINI du navire océanographique ALIS de l'ORSTOM (1989), les volcans sous-marins de la terminaison sud de la Chaîne Centrale de l'arc des Nouvelles-Hébrides ont été échantillonnés (Fig. 17 et 18). Ce tronçon d'arc était inconnu, en dehors des travaux réalisés sur les petits îlots Matthew et Hunter (Maillet *et al.*, 1986b; annexe 5; Monzier, données non publiées). Cet échantillonnage a été complété durant la plongée 11 de la campagne SUBPSO I du Nautille (1989), réalisée sur le flanc de l'arc, dans la zone LNH (Monzier *et al.*, in prep. b), où affleure une épaisse séquence subhorizontale de brèches volcaniques et tufs, surmontant un mégabloc de la Ride des Loyauté qui serait accrété au mur interne de la fosse (Fig. 8, 10 et 12; Tableau 1).

Comparés à Ambae ($\approx 2500 \text{ km}^3$) ou Ambrym ($\approx 500 \text{ km}^3$), édifices les plus importants de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides (Fig. 4), tous ces cônes sont de taille réduite (de 1 à 150 km^3), à l'exception du Mont Vauban (250

km³) qui se singularise également par un sommet plat constitué de calcaires récifaux. Les déterminations bio-stratigraphiques réalisées sur ces calcaires ont donné des âges allant du Miocène terminal au Plio-Quaternaire (L. Montaggioni, comm. pers., 1991). Au-moins deux de ces volcans sont actifs (Matthew et Hunter; Simkin et al, 1981; Maillet *et al.*, 1986b; annexe 5), et les autres ont certainement moins de 2 ou 3 Ma, mis-à-part le Mont Vauban dont l'activité pourrait s'être arrêtée au Miocène terminal-Pliocène.

III C 2- Définition des séries IAB et HMA, géochimie des éléments majeurs et en traces

Les roches échantillonnées sur ces édifices vont des basaltes aux rhyolites (Tableau 4) et sont systématiquement plus pauvres en K₂O que leurs équivalents de la partie principale de l'arc (Fig. 19), à l'exception de deux andésites basiques riches en potassium du Mont Vauban.

III C 2 a- Les séries IAB et HMA

D'après les diagrammes "FeO*:MgO / SiO₂" (Fig. 19) et "FeO* / FeO*:MgO" (FeO*= fer total sous forme de FeO), les roches des Monts Gemini Est, Volsmar et du flanc de l'arc non loin de ces deux volcans (plongée SUB 11) peuvent être considérées comme des tholeiites d'arc présentant (K₂O% excepté) de grandes similarités avec les laves de la partie principale de l'arc; cette première série, normale, est dorénavant nommée série IAB (pour Island Arc Basalt).

Au contraire, les andésites basaltiques et acides, dacites et rhyolites de la partie la plus méridionale de l'arc (au sud de 22°S, Figs 17 et 18) ont des caractéristiques calco-alkalines, du fait de leur plus grande teneur en MgO et plus faible teneur en FeO* que les laves IAB de même teneur en silice (Fig. 19). Elles sont rassemblées en une série dorénavant nommée HMA (pour High-Mg Andesite). Les enclaves des andésites de Matthew et Hunter (Maillet *et al.*, 1986b; annexe 5), et divers basaltes, andésites basiques et rhyolites sodiques récupérés vers 173°E, dans la zone où la Ride de Hunter est recoupée par un bref segment terminal de l'axe d'expansion N-S du Bassin Nord-Fidjien (Maillet *et al.*, 1989, annexe 7; Sigurdsson *et al.*, 1993), appartiennent également à cette série HMA (Fig. 19). Les boninites provenant de cette même zone (Sigurdsson *et al.*, 1993), ainsi que celles de l'extrémité nord de l'arc des Tonga (Falloon et Crawford, 1991), présentent des variations comparables à celles des roches de la série HMA (Fig. 19; tableau 5), et il est donc probable que les magmas parentaux de cette série HMA sont boninitiques, selon les critères de Crawford *et al.* (1989).

III C 2 b- Les éléments majeurs

Pour chacune des séries IAB et HMA, les teneurs en SiO₂, Na₂O et K₂O montrent d'évidentes corrélations négatives avec celles en MgO, tandis que les teneurs en TiO₂, Fe₂O₃, MnO et CaO sont corrélées positivement avec celles en

Figure 17 (reprise de Monzier *et al.*, in press)

Carte des parties méridionales de l'arc des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien. Bathymétrie en km d'après Maillet *et al.* (1989, annexe 7) et Monzier *et al.* (1992; annexe 11, hors-texte). Zones en pointillés: fosse des Nouvelles-Hébrides (profondeurs > 6km), arc des Nouvelles-Hébrides et Ride des Loyauté (profondeurs < 2km); la croûte océanique générée dans le Bassin Nord-Fidjien durant les deux derniers millions d'années est représentée en pointillés très légers (d'après Auzende *et al.*, 1988a, b, c et Maillet *et al.*, 1989, annexe 7). LR=Ride des Loyauté; NFB=Bassin Nord-Fidjien; SFB=Bassin Sud-Fidjien; Ma=Maré; Dr=récif Durand; Wp=Walpole; An=Anatom; C=fossés du Coriolis; Cst=banc Constantine; Cw=Conway.

Les volcans étudiés: GMW=mont sous-marin Gemini Ouest; GME=mont sous-marin Gemini Est; VSM=mont sous-marin Volsmar; SUB11=plongée 11 du Nautille sur la zone LNH (voir Figs. 8, 10 et 12 et Tableau 1); EVA=mont sous-marin Eva; LP=mont sous-marin La Pérouse; GB=mont sous-marin Gilbert; MT=mont Matthew (îlot); CH=mont sous-marin Charlotte; VB=mont sous-marin Vauban; HR=mont Hunter (îlot).

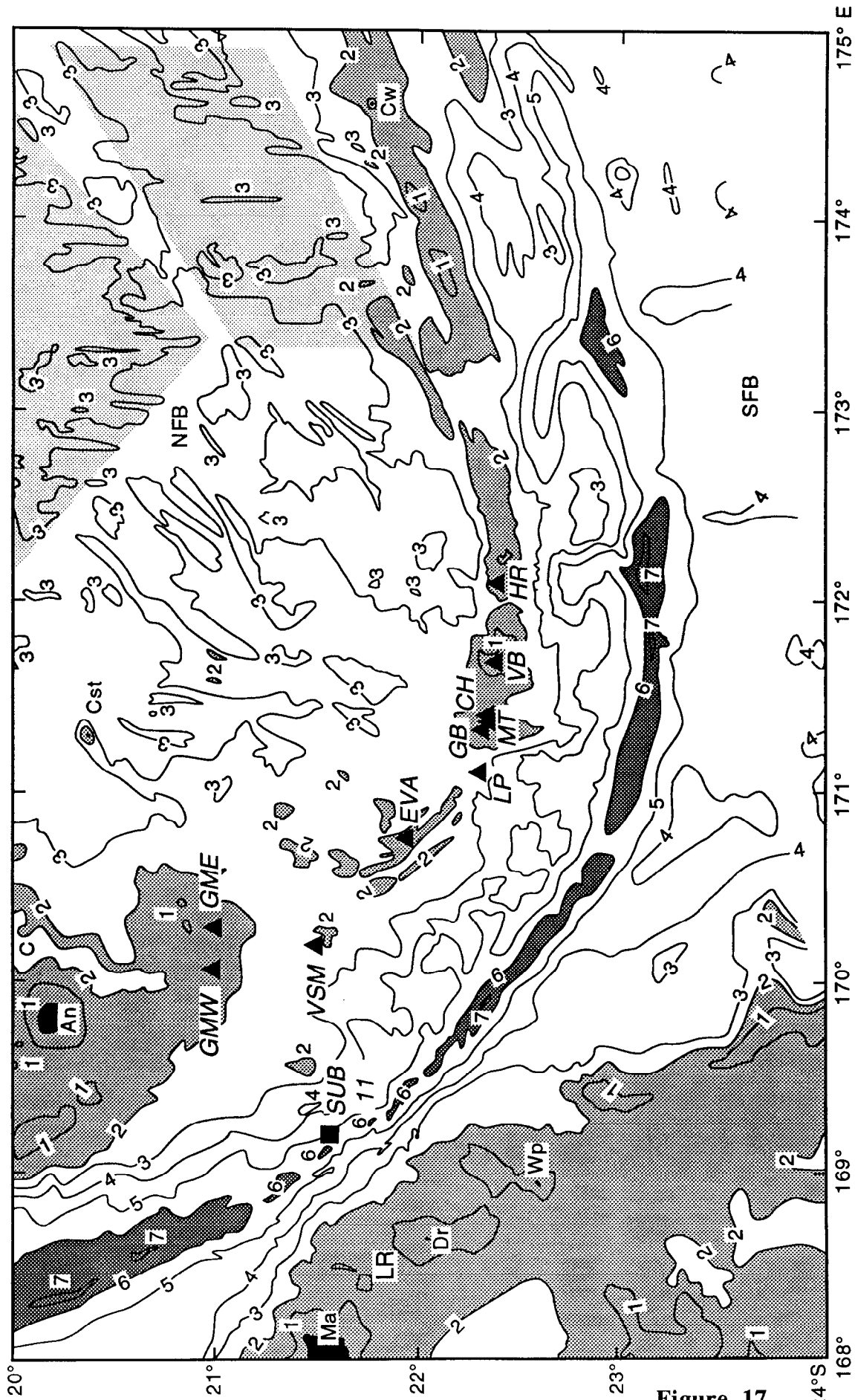


Figure 17

Figure 18 (reprise de Monzier *et al.*, in press)

Sismo-tectonique et mouvements relatifs actuels des plaques dans les parties méridionales de l'arc des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien.

A. Bathymétrie simplifiée en mètres d'après Maillet *et al.* (1989, annexe 7) et Monzier *et al.* (1992, annexe 11, hors-texte). Les triangles noirs correspondent aux volcans étudiés. Abréviations identiques à celles utilisées pour la Fig. 17, avec en plus: Li=Lifou; Aw=Aniwa; Fu=Futuna. Le trait épais représente la fosse profonde; les étoiles indiquent la zone de collision LNH; la zone en pointillés légers représente la croûte océanique générée dans le Bassin Nord-Fidjien durant les deux derniers millions d'années (d'après Auzende *et al.*, 1988a, b, c et Maillet *et al.*, 1989, annexe 7); la zone en pointillés serrés correspond (approximativement) à la microplaque de Matthew-Hunter. La sismo-tectonique est basée sur les mécanismes focaux CMT (Centroid Moment Tensor) des séismes superficiels (0-70km) (fournis par Dziewonski et Woodhouse, 1983, Dziewonski *et al.*, 1983 à 1988, Giardini *et al.*, 1985 et USGS/NEIC, 1987 à mars 1990).

Zone de subduction des Nouvelles-Hébrides: ronds noirs=mécanismes en chevauchement; flèches épaisses=mouvements relatifs actuels entre la plaque Australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides déduits de ces solutions en faille inverse (avec l'azimut du mouvement); cercles=mécanismes en faille normale sous le mur externe de la fosse; les sphères focales sont représentées pour les autres solutions en faille normale et les décrochements (les grosses sphères correspondent à plusieurs événements ayant des mécanismes identiques); petites flèches doubles=extension actuelle N34°E dans les fossés du Coriolis, mouvement décrochant senestre à la terminaison sud de ces fossés et mouvement décrochant senestre N20°E sous les monts Gemini, déduits de ces mécanismes; flèches doubles épaisses=mouvement actuel décrochant senestre N92°E, vers 22°S, à travers l'arc des Nouvelles-Hébrides; ligne en pointillé=projection verticale de la limite orientale de la lithosphère plongeante, avec les profondeurs atteintes, en km.

Bassin Nord-Fidjien: expansion N72°E actuelle le long de l'axe actif du bassin (d'après Louat et Pelletier, 1989); les mécanismes en décrochement se trouvant près du dispositif transformant évolutif assurant la liaison entre les deux segments de l'axe (voir Maillet *et al.*, 1989, annexe 7) indiquent un mouvement d'extension N65°E.

Zone de fracture de Hunter: décrochement senestre N47°E le long de la zone de fracture de Hunter (plusieurs événements).

B. mouvements relatifs actuels entre les plaques; les taux sont repris de Louat et Pelletier (1989). La zone décrochante senestre qui affecte l'arc au front de la zone de collision LNH est soulignée (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9).

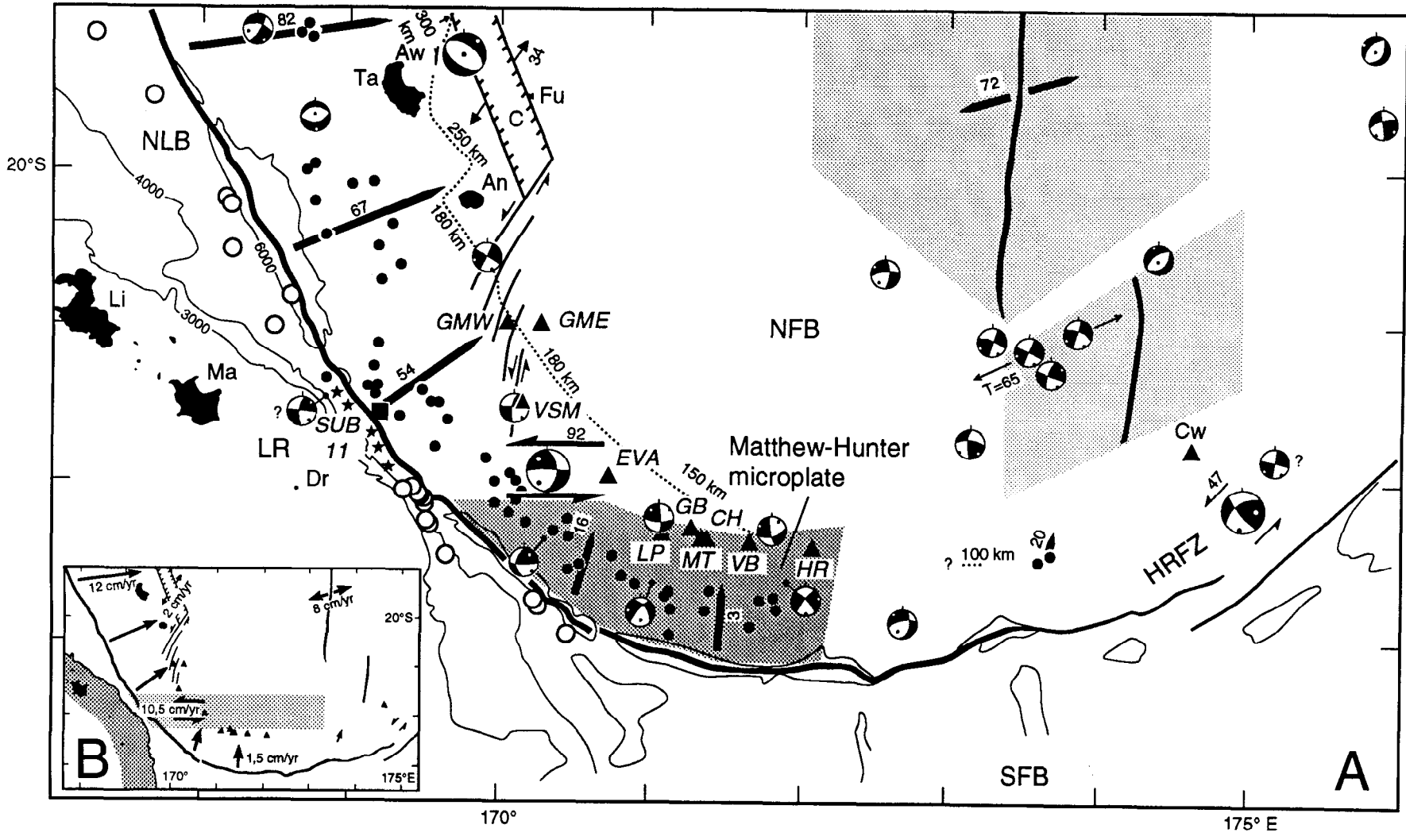


Figure 18

Volcano Sample	GMW 55	GMW 54	GME 56C	GME 56A	GME/RUB 60C	UB 1111	UB 1103	VSM 36A	VSM 36B	EVA 36A	EVA 36B	EVA 36D	LP 34C	LP 34B	GB 29B	GB 29C	MT 11A	MT 24C	MT 3M25B	CH 19D	CH 22	CH 19A1	VB 16A	VB 11C	HR 11A	HR 4B	HR 10	HR 16	
wt%																													
SiO ₂	63,43	66,28	51,10	52,22	54,09	54,23	54,81	54,14	54,83	63,31	63,76	64,90	54,88	55,29	58,41	58,95	61,80	62,22	63,11	58,25	62,83	69,21	55,06	56,76	60,85	62,01	62,56	63,87	
TiO ₂	0,64	0,57	0,85	1,05	1,31	0,93	0,96	0,65	0,82	0,64	0,58	0,83	0,59	0,58	0,66	0,66	0,45	0,42	0,44	0,49	0,41	0,52	0,78	0,87	0,50	0,49	0,56	0,38	
Al ₂ O ₃	15,50	15,18	19,10	16,21	14,80	15,32	15,53	18,70	16,65	14,51	14,17	14,85	14,19	13,95	15,88	16,40	15,16	15,51	15,73	14,85	16,07	14,36	14,02	13,66	14,97	15,10	15,04	15,37	
Fe ₂ O ₃ *	7,30	6,00	10,12	11,94	12,80	11,71	11,23	9,88	11,64	6,77	6,67	6,55	8,43	8,14	7,81	7,70	6,33	6,12	5,99	7,62	6,14	4,24	8,52	8,82	6,10	6,03	5,88	5,51	
MnO	0,15	0,14	0,17	0,21	0,22	0,18	0,18	0,16	0,19	0,11	0,11	0,10	0,15	0,15	0,13	0,13	0,11	0,11	0,10	0,13	0,10	0,09	0,14	0,14	0,10	0,10	0,10	0,09	
MgO	2,11	1,58	4,50	5,07	4,35	4,53	4,36	3,11	3,27	3,42	3,59	2,25	8,72	8,54	5,09	4,25	4,47	3,99	3,15	5,64	3,20	1,17	7,83	8,77	5,74	5,25	4,43	3,81	
CaO	5,82	4,96	11,81	10,27	8,68	9,39	8,24	9,88	8,54	6,21	6,14	5,29	9,90	9,77	7,67	7,37	6,91	6,80	6,06	8,96	6,38	3,22	8,13	7,97	6,89	6,58	6,75	6,36	
Na ₂ O	3,77	4,07	2,42	2,69	3,16	2,84	3,51	2,63	2,84	3,89	3,89	4,18	2,90	2,54	3,41	3,59	3,66	3,85	4,39	3,19	3,82	5,82	3,21	2,98	3,59	3,41	3,53	3,58	
K ₂ O	1,09	1,02	0,08	0,26	0,36	0,78	0,96	0,68	0,98	1,04	0,99	1,09	0,74	0,93	0,78	0,80	0,99	0,88	0,95	0,75	0,95	1,29	1,92	1,24	1,26	0,96	1,07	0,97	
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,05	0,08	0,12	0,10	0,21	0,15	0,25	0,10	0,10	0,15	0,10	0,12	0,15	0,15	0,10	0,08	0,08	0,10	0,08	0,10	0,41	0,20	0,10	0,08	0,08	0,08	
LOI	0,40	0,30	0,37	-0,29	-0,42	1,87	1,91	0,33	0,43	1,05	0,87	0,85	0,45	0,50	0,00	0,06	0,08	0,12	1,12	0,48	0,52	2,46	0,42	0,44	0,48	-0,04	0,20	-0,10	
Init. tot.	99,89	99,88	99,19	99,48	99,79	98,67	97,52	99,89	100,20	98,67	99,68	99,41	99,39	100,43	99,47	99,81	99,59	99,76	98,95	100,03	99,51	99,28	99,08	99,44	98,90	99,30	99,62	100,11	
Mg#	39	37	49	48	43	46	46	41	38	53	54	43	69	70	59	55	61	59	54	62	53	38	67	69	67	66	62	60	
ppm																													
Sc	21	19	37	42	42	31	28	28	31	22	23	19	33	34	30	29	23	23	21	32	21	13	28	28	22	22	23	23	
V	125	75	300	330	460	329	364	320	350	165	165	167	235	230	275	285	150	145	145	180	155	50	270	290	175	155	145	175	
Cr	2	2	38	30	4	13	2	17	10	59	79	14	339	347	130	68	94	74	30	185	29	2	260	306	190	201	124	73	
Co	11	6	24	30	28	31	26	22	26	13	15	12	33	30	22	17	18	18	14	22	13	3	26	33	21	19	16	16	
Ni	2	2	16	15	9	36	29	13	10	18	9	13	128	118	50	33	30	24	16	38	13	5	93	185	95	86	34	27	
Cu	59	11	102	144	198	110	144	166	268	89	91	90	81	98	102	96	61	63	68	77	58	33	146	136	44	68	67	31	
Zn	88	93	79	93	105	77	84	85	104	63	63	64	69	68	69	69	58	55	58	65	58	69	76	74	57	57	55	53	
Rb	17	16	2	5	5	12	17	9	13	12	13	14	11	13	11	11	12	10	11	10	12	11	33	19	22	16	18	16	
Sr	386	340	310	284	295	232	343	562	643	345	308	318	345	404	470	481	597	432	401	505	398	320	684	432	364	301	323	319	
Y	27,0	29,0	18,0	23,0	29,0	23,4	21,5	16,1	20,0	19,5	18,0	19,5	13,3	13,2	15,8	15,8	13,3	12,7	13,2	12,4	12,7	19,0	27,0	18,0	12,8	11,7	10,8	11,2	
Zr	66	69	31	41	60	51	48	41	63	111	109	122	54	57	78	79	99	73	86	68	84	119	188	110	83	72	48	72	
Nb	<1,0	1,0	<1,0	<1,0	1,0	<1,0	<1,0	1,1	1,6	1,4	1,7	2,0	2,4	3,2	1,8	1,4	1,4	1,4	1,3	1,5	1,5	1,8	3,5	2,0	1,3	1,1	1,0	1,2	
Ba	124	138	25	50	30	40	114	110	167	153	152	154	153	125	100	96	103	197	91	86	91	155	161	116	131	90	100	115	
La	7,2	7,2	2,0	3,0	3,7	3,0	3,4	10,2	17,0	11,8	10,2	11,7	9,2	12,6	10,0	10,3	12,8	7,8	9,2	9,1	7,4	13,2	40,0	16,0	7,8	6,6	7,3	6,5	
Nd	13,5	12,0	5,5	7,5	10,0	7,2	8,6	14,0	21,0	15,0	14,0	14,5	9,0	11,0	16,0	15,5	19,0	12,0	12,5	11,2	12,0	19,0	55,0	23,0	11,5	10,0	9,5	9,5	
Eu	1,06	1,20	0,80	0,95	1,20	0,87	0,87	0,95	1,35	1,00	1,00	1,00	0,90	0,75	1,00	1,06	1,15	0,70	0,90	0,85	0,85	1,15	2,70	1,25	0,85	0,90	0,70	0,95	
Dy	4,3	4,8	2,7	3,6	4,5	3,6	3,2	2,6	3,0	3,1	2,7	2,8	2,3	2,3	2,7	2,8	2,2	2,0	2,2	2,0	1,8	3,0	4,8	3,1	2,1	2,0	1,5	1,8	
Er	2,9	2,8	2,1	2,5	3,1	2,1	2,0	1,9	2,3	2,2	2,1	2,1	1,5	1,5	1,9	2,0	1,8	1,6	1,4	1,5	1,7	2,2	2,8	2,2	1,6	1,3	1,3	1,4	
Yb	2,55	2,85	1,80	2,20	2,75	2,32	2,23	1,80	1,80	1,80	1,85	1,85	1,20	1,30	1,50	1,50	1,25	1,25	1,40	1,20	1,30	1,75	2,05	1,55	1,25	1,20	1,00	1,20	
PHENOCRYST MINERALOGY (est. vol.% on the basis of 0% vesiculae)																													
Plg	10	12	3	3	2	4	2	30	20	12	10	10	10	10	25	25	21	28	28	7	25	12	10	5	20	23	20	22	
Cpx	2	3	x	x	x	2	2	1	x	3	3	3	20	14	4	3	6	8	8	7	5	2	6	3	4	8	7	6	
Opx	x	1				x				1	x	x			2	2	4	4	4	2	2	1	2	1	3	6	5	3	
Fe-Ti Ox.	x	1				x	x	x	x	x	x	x			x	x	1	1	x	x	1	x	x	x	x	x	x	x	
Qtz	x	x	x	x	x			1	2	1	1	1	5	6			x	x	1				2	7	3	2	1	x	
% Ves.	2	0	20	20	30	15	15	30	20	2	5	5	10	10	10	10	1	2	75	5	3	75	0	3	2	0	0	0	

Tableau 4 (repris de Monzier *et al.*, in press)

Compositions chimiques (Analyste: J. Cotten, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France), et minéralogiques (phénocristaux) des roches de la terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Eléments majeurs déterminés par spectrométrie d'absorption atomique (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O), spectrométrie d'émission atomique (MnO) ou colorimétrie (P₂O₅). Eléments en traces déterminés par spectrométrie d'absorption atomique (Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn), spectrométrie d'émission atomique (Rb, Sr), ou spectrométrie d'émission de plasma couplée inductivement (torche à plasma; Nb, La, Nd, Zr, Eu, Dy, Y, Er, Yb, et Sc). Pour les éléments majeurs: teneurs en poids % recalculées à 100% en base anhydre; Fe₂O₃*=Fer total sous forme de Fe₂O₃; LOI=perte au feu; Init. tot.=total initial brut; Mg# déterminé sur la base de Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Fe³⁺)=0,9; pour les éléments en traces, teneurs en ppm. Contenu en phénocristaux (vol. %) estimé sur la base de roches non vésiculées; x=rare (<1%).

	1	2	3	4	5	6	7	8
	NT bon. 1	NT bon. 2	HRFZ bon.	HR dol. incl.	MT dol. incl.	LP	VBLK	VBHK
SiO ₂	53,8-56,9	53,4-58,6	57,1-57,3	54,7-56,0	56,8-57,6	54,9-55,3	55,7-55,9	55,1-55,2
TiO ₂	0,27-0,29	0,23-0,30	0,13-0,18	0,28-0,31	0,34-0,44	0,58-0,59	0,66-0,69	0,78-0,86
Al ₂ O ₃	13,1-14,7	10,9-12,7	11,5-12,3	14,5-14,6	16,1	13,9-14,2	13,6-13,8	13,3-14,0
Fe ₂ O ₃ *	10,1-11,0	9,7-10,9	8,7-9,7	7,4-7,9	7,6-7,8	8,1-8,4	8,5-8,6	8,4-8,5
MnO	0,17-0,19	0,16-0,18	0,15-0,17	0,14-0,15	0,12-0,14	0,15	0,14	0,14
MgO	7,7-8,1	10,3-11,0	10,0-10,7	10,1-10,6	6,0-6,1	8,5-8,9	8,7-8,8	7,6-7,8
CaO	9,4-10,6	7,7-10,4	8,8-9,4	7,7-8,7	8,5-8,6	9,6-9,8	7,9-8,0	8,1-8,5
Na ₂ O	1,3-1,6	1,4-1,6	1,5-1,6	2,7-3,1	3,0-3,1	2,5-2,6	3,0	3,2-3,3
K ₂ O	0,40-0,53	0,44-0,57	0,32-0,36	0,50	0,60-1,00	0,74-0,94	1,24-1,28	1,92-2,03
P ₂ O ₅	0,04-0,06	0,03-0,07	0,04	0,11		0,10-0,12	0,20-0,30	0,41-0,60
Mg#	0,58-0,61	0,65-0,69	0,67-0,71	0,73	0,61	0,67-0,69	0,67	0,64-0,65
CaO/Al ₂ O ₃	0,72	0,71-0,82	0,72-0,82	0,53-0,60	0,53	0,68-0,70	0,58	0,58-0,64

Tableau 5 (repris de Monzier *et al.*, in press)

Compositions en éléments majeurs:

1 et 2/ des boninites de la Ride Nord-Tonga (1 = échantillons 3-53-IV, 3-22-IV et 3-28-IV avec MgO≈8%, 2 = échantillons 3-21-II, 3-51-II, 3-25-III, et 3-24-V avec MgO≈10-11%, d'après Falloon et Crawford, 1991);

3/ des boninites de la Ride de Hunter (105.1 and 2, d'après Sigurdsson *et al.*, 1993);

4 et 5/ des enclaves doléritiques des andésites acides de Hunter et Matthew (HR 4M et HR 8G, MT 35A et B, d'après Maillet *et al.*, 1986b, annexe 5);

6-8/ des andésites basaltiques des monts sous-marins La Pérouse et Vauban (cette étude).

Toutes ces données ont été recalculées à 100% en base anhydre, le fer total étant exprimé sous forme de Fe₂O₃.

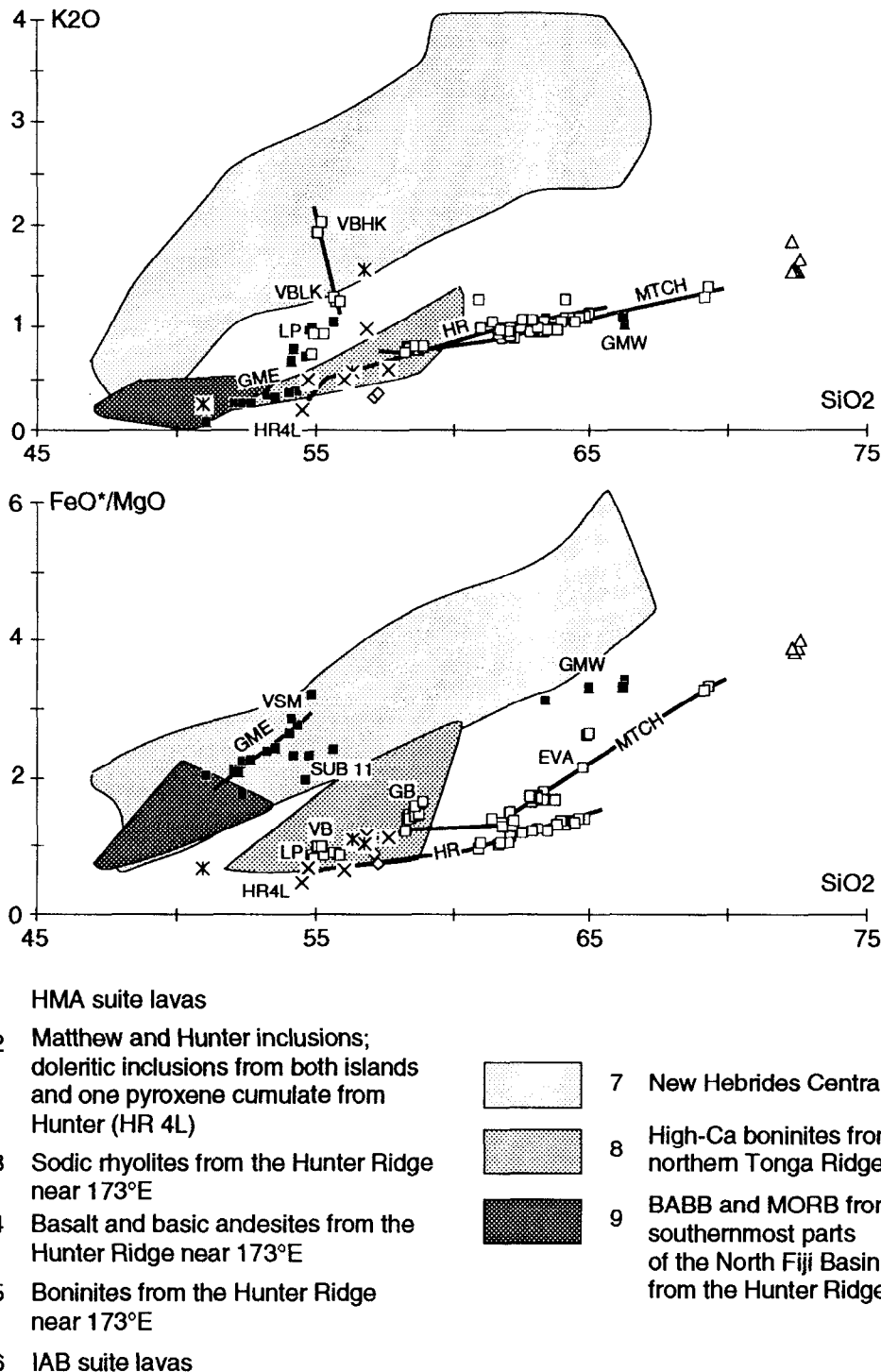
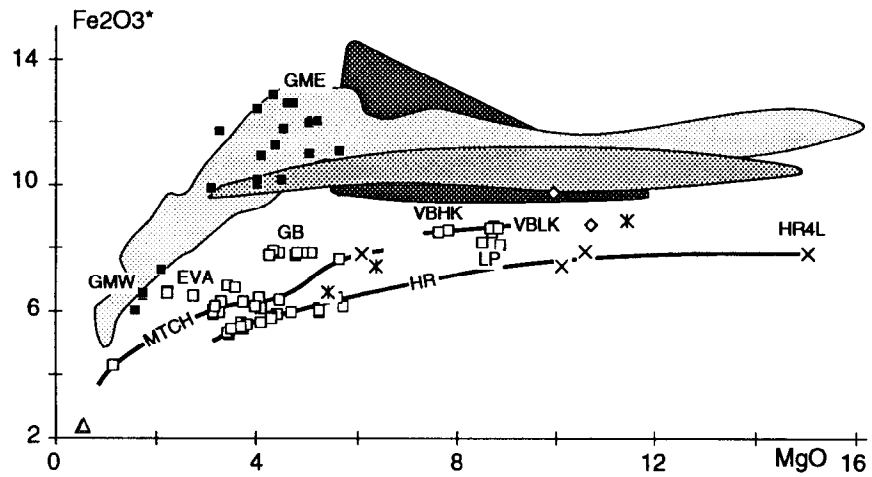
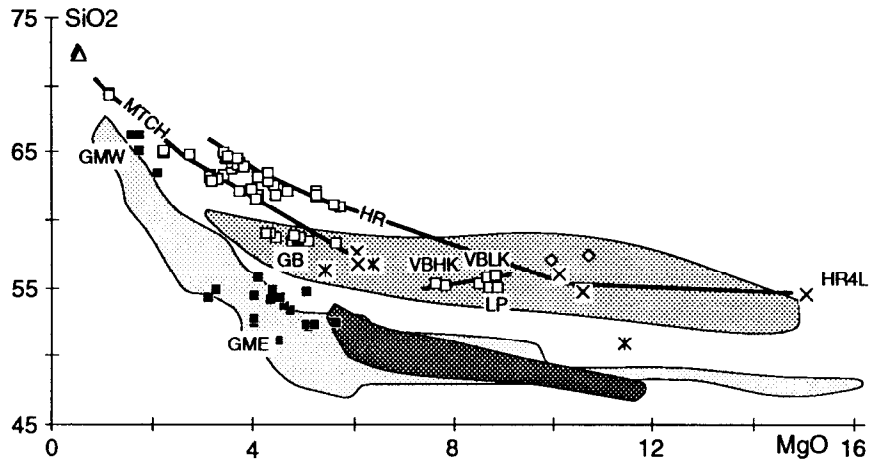


Figure 19 (reprise de Monzier *et al.*, in press)

Diagrammes " K_2O / SiO_2 ", " $FeO^*/MgO / SiO_2$ ", " SiO_2 / MgO " et " $Fe_2O_3^* / MgO$ " (toutes données recalculées à 100%, en base anhydre); abréviations identiques à celles de la Fig. 17. 1: cette étude; 2: d'après Mailliet *et al.* (1986b, annexe 5); 3, 4 et 5: d'après Sigurdsson *et al.*, 1993; 6: cette étude; 7: 204 analyses inédites de laves récentes de l'arc des Nouvelles-Hébrides provenant des volcans Vanua Lava, Aoba, Ambrym, Kuwae et Tanna (voir leur situation Fig. 4); 8: d'après Falloon et Crawford (1991); 9: d'après Eissen *et al.* (1991) et Sigurdsson *et al.* (1993). VBHK=andésite basaltique riche en K_2O du mont Vauban; VBLK=andésite basaltique pauvre en K_2O du Mont Vauban; les lignées sont représentées pour les monts Hunter (HR), Matthew et Charlotte (MTCH) et Gemini Est (GME)



- 1 HMA suite lavas
- × 2 Matthew and Hunter inclusions; doleritic inclusions from both islands and one pyroxene cumulate from Hunter (HR 4L)
- △ 3 Sodic rhyolites from the Hunter Ridge near 173°E
- × 4 Basalt and basic andesites from the Hunter Ridge near 173°E
- ◇ 5 Boninites from the Hunter Ridge near 173°E
- 6 IAB suite lavas




-  7 New Hebrides Central Chain
-  8 High-Ca boninites from the northern Tonga Ridge
-  9 BABB and MORB from the southernmost parts of the North Fiji Basin and from the Hunter Ridge

Figure 19 (suite)

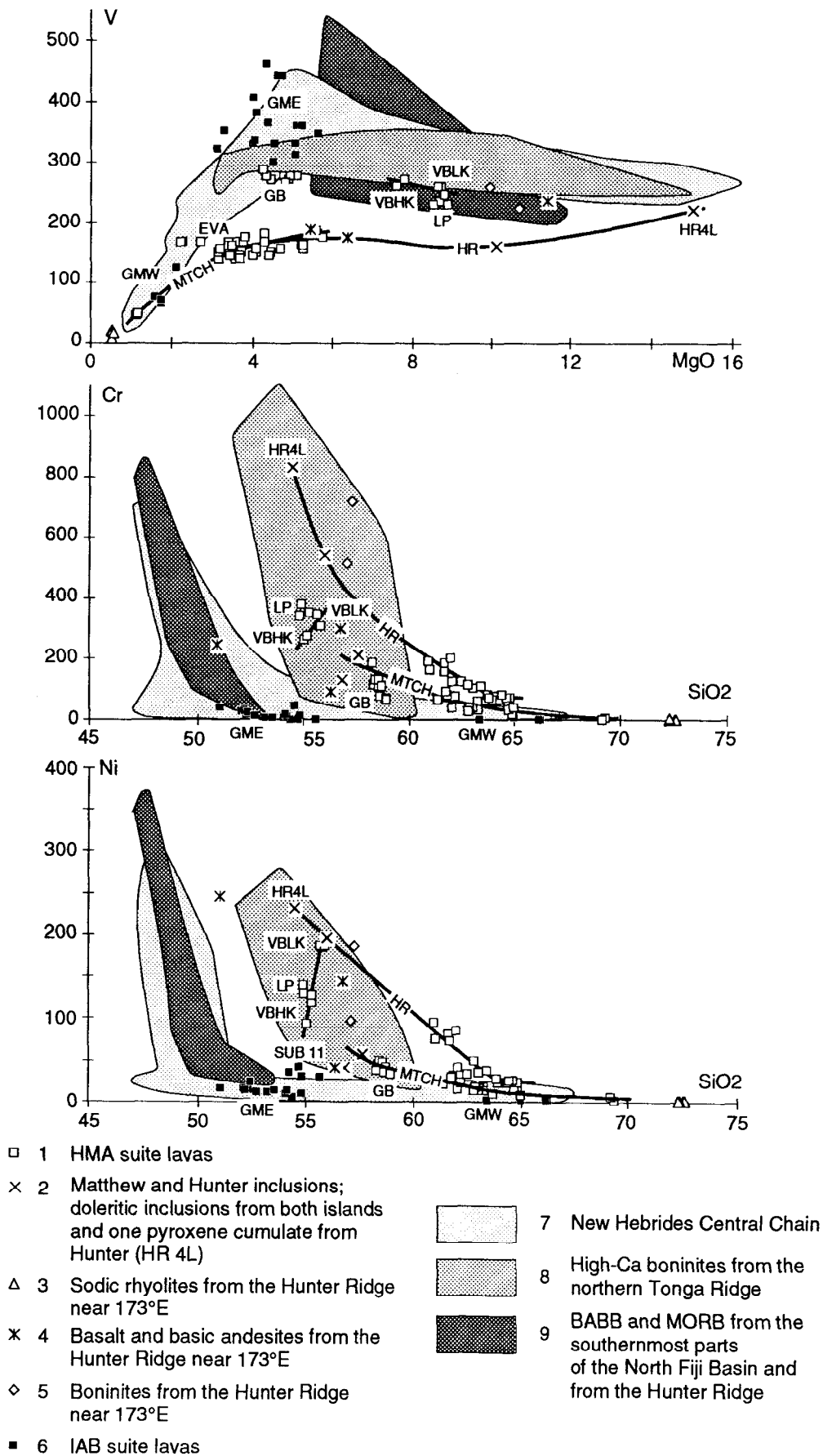


Figure 20 (reprise de Monzier *et al.*, in press)
 Diagrammes "V (ppm) / MgO%", "Cr (ppm) / SiO2%" et "Ni (ppm) / SiO2%"; légende identique à celle de la Fig. 19.

MgO (Monzier *et al.*, sous presse, annexe 12). De telles corrélations reflètent probablement des processus de cristallisation fractionnée et / ou de mélanges magmatiques le long de deux lignées principales issues de deux types de magmas parentaux distincts. Les andésites basiques des Monts La Pérouse et Vauban représentent les laves échantillonnées les plus primitives de la série HMA, et donc les plus proches des magmas parentaux. Toutefois, d'importantes variations dans les teneurs en TiO₂, MgO, K₂O et P₂O₅ des andésites basiques du Mont Vauban, clairement transverses à la lignée HMA, compliquent ce schéma simple et réclament des études complémentaires.

III C 2 c- Les laves du Mont Gemini Ouest

Le Mont Gemini Ouest est situé à proximité immédiate du Mont Gemini Est, typiquement tholeiitique, et donc bien au Nord de la frontière séparant à 22°S les IAB des HMA. En général, les teneurs en éléments majeurs des roches du Mont Gemini Ouest sont proches de celles des roches de la série HMA, alors que leurs teneurs en éléments incompatibles et terres-rares sont plutôt typiques de celles des roches de la série IAB (Tableau 4; Monzier *et al.*, sous presse, annexe 12). Ce découplage entre LILE (Large Ion Lithophile Elements) et éléments majeurs pourrait s'expliquer par le fait que la lithosphère plongeante est bien plus proche à l'aplomb du Mont Gemini Ouest (≈90 km) que sous son voisin oriental, le Mont Gemini Est (≈140 km) (Monzier *et al.*, 1984a; annexe 2). Les processus de genèse des magmas du Mont Gemini Ouest seraient alors, pour ce qui concerne les éléments majeurs, apparentés à ceux des volcans de la série HMA, sous lesquels la lithosphère plongeante est généralement proche. Au contraire, les teneurs en éléments en traces des magmas du Mont Gemini Ouest, certainement contrôlées d'une manière significative par la nature des fluides dérivés de la lithosphère plongeante, sont proches de celles observées dans le groupe voisin des volcans de la série IAB.

III C 2 d- Les éléments de transition

Sur les diagrammes "V / MgO", "Cr / SiO₂" et "Ni / SiO₂" (Fig. 20) la série IAB tombe clairement dans le champ des laves de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides. La série HMA est significativement distincte, fortement appauvrie en vanadium, et ses termes les plus basiques tombent dans le champ des boninites du Nord-Tonga (Falloon et Crawford, 1991) et de la Ride de Hunter (Sigurdsson *et al.*, 1993).

III C 2 e- Les éléments incompatibles

En dehors de certaines andésites basiques des Monts La Pérouse et Vauban (et spécialement celles riches en potassium du Mont Vauban), toutes les laves analysées sont systématiquement moins riches en éléments incompatibles Rb, Ba, La, Zr que celles à teneurs en SiO₂ équivalentes de la Chaîne Centrale. Toutes, sans exception cette fois, présentent de très basses teneurs en Ba, similaires à celles des MORB, BABB ou boninites (Fig. 21). Pour les éléments les moins

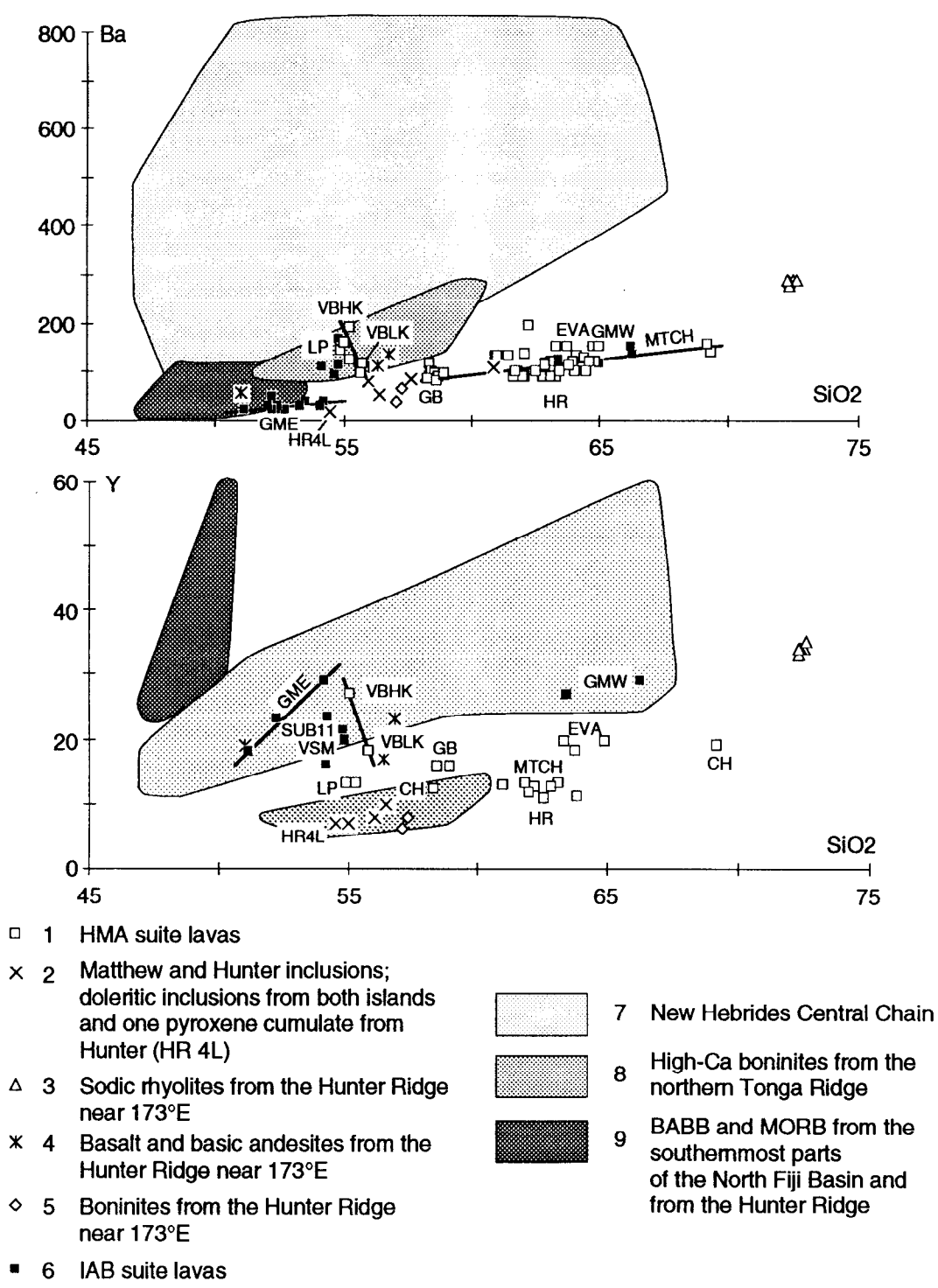


Figure 21 (reprise de Monzier *et al.*, in press)
 Diagrammes "Ba (ppm) / SiO₂%" et "Y (ppm) / SiO₂%" ; légende identique à celle de la Fig. 19.

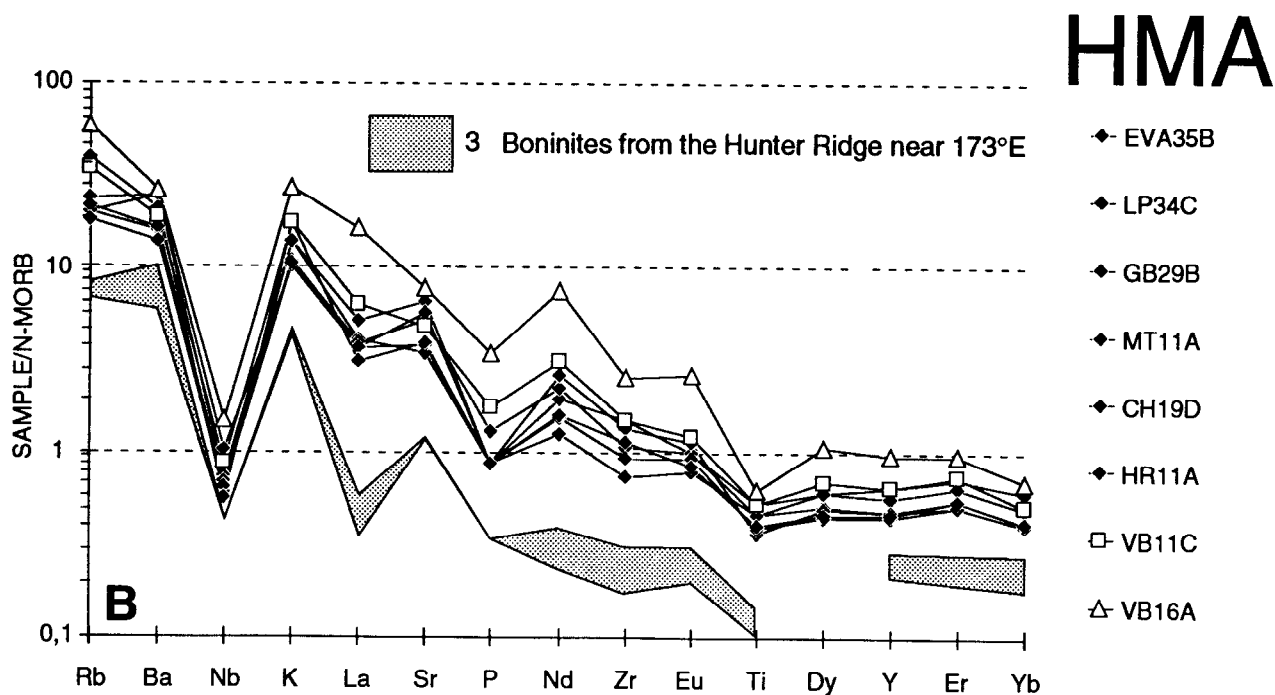
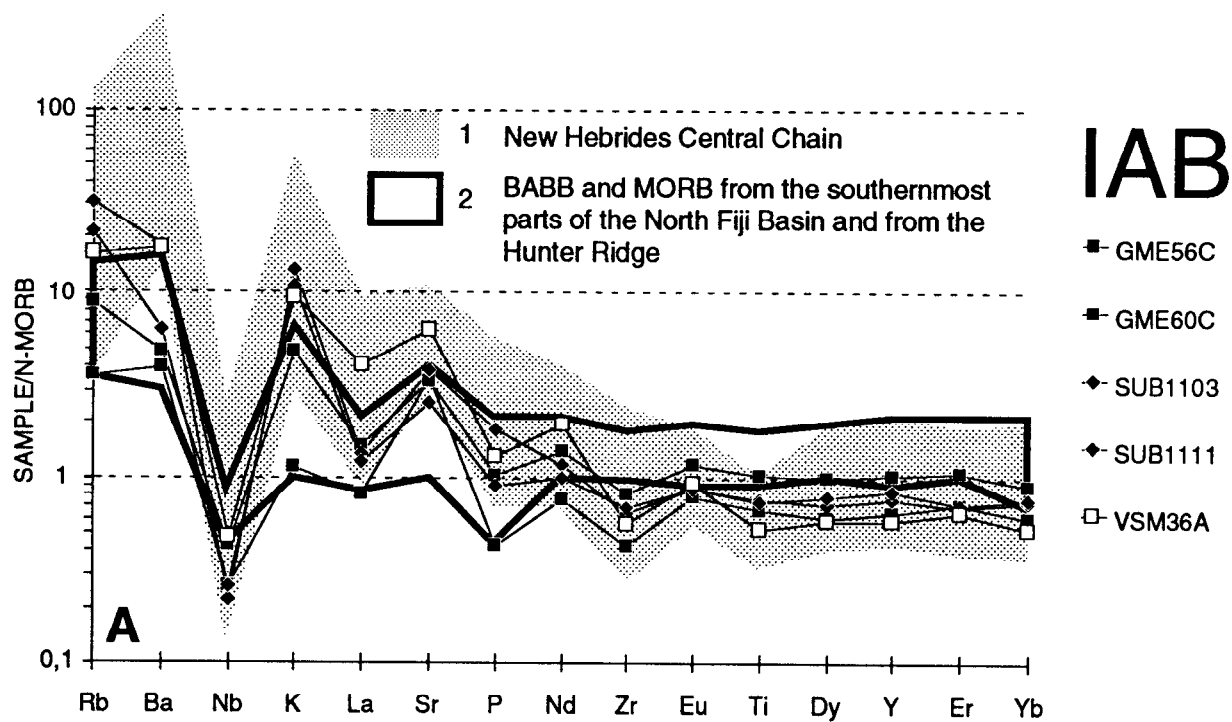


Figure 22 (reprise de Monzier *et al.*, in press)

Spectres des teneurs en éléments incompatibles normalisées à celles d'un N-MORB pour les roches les plus basiques des suites IAB (A) et HMA (B); les éléments sont ordonnés de gauche à droite dans un ordre d'incompatibilité décroissante; cet ordre et les concentrations de normalisation ont été repris de Sun et McDonough (1989). Pour comparaison: 1: 204 analyses inédites de roches de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides (voir légende Fig. 19); 2: d'après Eissen *et al.* (1991) et Sigurdsson *et al.* (1993); 3: d'après Sigurdsson *et al.* (1993).

incompatibles (Dy, Y et Yb), la série IAB tombe dans le champ de la Chaîne Centrale alors que la série HMA (sauf les andésites riches en K du Mont Vauban) tombe bien en-dessous de ce champ, comme les boninites du Nord Tonga (Fig. 21).

D'une manière générale, les spectres de variation des teneurs en éléments incompatibles normalisés aux N-MORB des roches les plus mafiques des séries IAB et HMA (Fig. 22) montrent des signatures typiques d'arc, avec un enrichissement relatif en LILE par rapport aux HFSE (High Field Strength Elements) et HREE (terres-rares lourdes), une anomalie négative prononcée en Nb, une anomalie positive en Sr, et des niveaux de HFSE et HREE similaires ou inférieurs à ceux d'un N-MORB.

Il est remarquable de noter, qu'en dehors de niveaux légèrement bas pour les éléments P à Yb, les spectres des basaltes et andésites basiques du Mont Gemini Est ne diffèrent pas vraiment de ceux des BABB de la partie sud du Bassin Nord-Fidjien (Eissen *et al.*, 1991; Sigurdsson *et al.*, 1993). Par contre, les spectres des andésites basaltiques plus riches en K récoltées durant la plongée SUB 11 se rapprochent plus de ceux des roches de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides, tandis que le spectre d'une andésite basaltique du Mont Volsmar est très similaire à ceux des HMA. Bien que les teneurs en éléments majeurs des roches du Mont Volsmar soient typiques de la série IAB, la situation de ce volcan, à proximité de la frontière IAB / HMA pourrait expliquer ces teneurs en éléments incompatibles proches de celles de la série HMA.

Mises à part les laves du Mont Vauban, les laves les plus magnésiennes ($54 < \text{Mg\#} < 69$; Mg# calculé sur la base de $\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 0,9$) de la série HMA ont des spectres très voisins et dont l'allure générale n'est pas très différente de ceux de la série IAB. Toutefois, ils montrent des niveaux nettement inférieurs en HREE et Ti et supérieurs pour tous les éléments plus incompatibles que Eu, y compris Nb et Zr, à ceux de la série IAB. Les deux andésites basaltiques du Mont Vauban (Mg#=67 et 69) diffèrent des autres laves HMA sur plusieurs points: 1/ elles ne présentent pas de pic en Sr (mais cela ne peut être attribué à un fractionnement de plagioclase, car leurs teneurs modales en ce minéral sont similaires à celles des autres échantillons HMA reportés sur la Fig. 22); 2/ leurs teneurs en HREE sont supérieures à celles des autres laves de la série HMA; et 3/ elles montrent des degrés très différents d'enrichissement en LREE, P, Zr et HREE, reflétant rigoureusement leurs teneurs en K, les laves riches en K étant également riches en ces éléments. Enfin, si l'on exclut les laves riches en K du Mont Vauban, il est évident que les spectres des laves les plus magnésiennes de la série HMA sont parallèles, entre Rb et Ti, à ceux des boninites de la Ride de Hunter (Fig. 22).

Une étude pétrologique et isotopique plus détaillée des roches des séries IAB et HMA est actuellement en cours et devrait permettre de mieux cerner et quantifier les différents processus magmatiques ayant participé à leur genèse.

III C 3- Discussion

Les variations en éléments majeurs et en traces décrites plus haut peuvent être considérées, en première approximation, comme étant le résultat de

processus de cristallisation fractionnée affectant deux séries magmatiques d'arc distinctes. Comme ces deux séries, IAB et HMA, apparaissent dans deux domaines tectoniques distincts, il apparaît clairement que les processus magmatiques et tectoniques sont liés le long de la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Dans cette perspective, l'évolution magmatique de la série IAB est probablement contrôlée par des processus pétrogénétiques similaires à ceux se produisant le long de la partie principale de l'arc (Crawford *et al.*, 1988; Eggins, 1989; Eggins, 1993), tandis que la série HMA a probablement une origine et une évolution plus atypique.

Les magmas parentaux de la série HMA sont probablement similaires aux laves les plus mafiques des monts La Pérouse et Vauban et ont donc certaines affinités avec des boninites riches en Ca (Crawford *et al.*, 1989). De vraies boninites riches en Ca ont d'ailleurs été draguées à seulement une centaine de kilomètres à l'Est de l'île Hunter, là où l'axe d'expansion N-S du Bassin Nord-Fidjien vient buter sur la zone de fracture de Hunter (Crawford et Eggins, 1991; Sigurdsson *et al.*, 1993). Dans un contexte tectonique aussi complexe, dominé par des mouvements transformants et où un axe d'expansion arrière-arc recoupe un arc intra-océanique (Maillet *et al.*, 1989; annexe 7), la genèse des boninites serait due à la fusion d'un manteau réfractaire hydraté à faible profondeur sous la Ride de Hunter, le supplément de chaleur nécessaire à cette fusion étant fourni par les diapirs ascendants de l'axe d'expansion recoupant l'arc. La formation de boninites dans cette région avait d'ailleurs été prédite par Crawford *et al.* (1989). A l'extrémité nord de l'arc des Tonga, dans un contexte tectonique similaire, des boninites riches en Ca sont également connues (Sharaskin *et al.*, 1983; Falloon *et al.*, 1987, 1989, Falloon et Crawford 1991; Danyushevsky and Sobolev, 1987). Les teneurs en éléments majeurs des andésites mafiques des monts La Pérouse et Vauban, celles des boninites de la terminaison nord Tonga et de la Ride de Hunter et celles des inclusions doléritiques des andésites acides des îles Matthew et Hunter (Maillet *et al.*, 1986b; annexe 5) sont d'ailleurs très voisines (Tableau 5), en dehors de légères différences en TiO_2 , alcalins et P_2O_5 .

Les inclusions doléritiques, communes dans les andésites de Matthew et Hunter (jusqu'à 1 ou 2% en volume) présentent généralement des minéraux aciculaires et une matrice vitreuse vésiculaire suggérant que ces roches ont été trempées. Maillet *et al.* (1986b, annexe 5) estiment qu' enclaves et laves hôtes sont certainement cogénétiques. Il pourrait donc s'agir de témoins d'une réalimentation en magma parental boninitique dans une chambre évoluée à dominante andésitique acide. La fréquence de ces enclaves ainsi que l'existence d'un litage magmatique perpendiculaire à l'écoulement souvent observé dans les coulées de Matthew et Hunter suggèrent que, même si la différenciation par cristallisation fractionnée reste le processus dominant, les mélanges de magmas cogénétiques mafiques et plus évolués jouent un rôle important dans la genèse des laves de ces volcans. La même combinaison des deux processus se produit probablement sous les autres édifices de la terminaison méridionale de l'arc. Des travaux sur les inclusions vitreuses dans les minéraux sont en cours de réalisation à l'Université de Hobart (Tasmanie) pour tester la validité de cette hypothèse.

A l'extrémité méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides, dominée depuis quelques millions d'années par des mouvements transformants rapides, le taux

réduit de production magmatique des volcans et l'inhabituelle affinité boninitique des magmas, pourraient donc résulter de la combinaison d'une lithosphère plongeante profondément déchirée par des zones faillées ("hinge zones"), d'une profondeur inhabituellement faible de cette lithosphère à l'aplomb des volcans (Monzier *et al.*, 1984a; annexe 2), et d'un manteau supérieur régional anormalement chaud lié à la montée de diapirs alimentant l'axe d'expansion arrière-arc voisin. Enfin, la collision entre la Ride des Loyauté et l'arc a joué -et joue encore- un rôle fondamental dans ce processus complexe, ne serait-ce que par son action prépondérante sur l'évolution géodynamique de la zone (cf. supra et infra).

III D- GEODYNAMIQUE DE LA JONCTION FOSSE-AXE D'EXPANSION AUX EXTREMITES MERIDIONALES DE L'ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES ET DU BASSIN NORD-FIDJEN

(d'après Maillet *et al.*, 1989, annexe 7, largement remanié et Monzier *et al.*, sous presse, annexe 12)

Une nouvelle cartographie bathymétrique et magnétique des extrémités méridionales de l'arc des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien ainsi qu'une étude détaillée de la sismicité superficielle et intermédiaire de la zone avaient permis à Maillet *et al.* (1989, annexe 7) de discuter l'évolution géodynamique régionale et d'élaborer un modèle du dispositif géodynamique actuel (cette carte vient seulement d'être éditée en couleur: Monzier *et al.*, 1992, annexe 11, hors-texte).

Un nouveau schéma géodynamique des parties méridionales de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien est proposé ici (Fig. 23). L'accent est mis sur le rôle fondamental joué par la collision LNH dans l'évolution régionale (cf. supra).

Actuellement, le premier bloc de la Ride des Loyauté serait déjà accrété au mur interne et le front des déformations compressives attaquerait progressivement le mur externe. Du fait des dimensions et de l'enracinement important de la ride, ainsi que du saillant obtus qu'elle dessine à la latitude de la zone de collision, le serrage ne peut que s'intensifier rapidement.

Au sud de 20-21°S, cette collision croissante aurait contrôlé toute l'évolution récente des terminaisons de l'arc et du système d'expansion du Bassin Nord-Fidjien. Au droit du serrage maximum, une zone décrochante E-W senestre s'est développée, l'accident le plus actif se trouvant par 22°S. Le taux actuel de décrochement senestre serait d'environ 10,5 cm/an (Louat et Pelletier, 1989), faisant de cette zone décrochante une importante limite de plaque. Au sud de l'accident situé par 22°S, la subduction n'est plus que résiduelle sous la microplaque de Matthew-Hunter (1,5 cm/an selon Louat et Pelletier, 1989). Cette microplaque est fortement couplée avec la Plaque Australienne et chasse rapidement vers l'Est tout en se déformant (rotation senestre des blocs jointifs la composant, blocs limités par des accidents N165°E à composante décrochante droite).

Vers l'Est, le décrochement principal E-W senestre prendrait une orientation N 60°E, passerait à l'extrémité sud de l'axe d'expansion N-S du Bassin Nord-Fidjien situé par 173° 25'E, puis joindrait l'extrémité nord du segment 174° 05'E de cet axe d'expansion. Ce changement d'orientation, guidé probablement par d'anciennes directions structurales, implique une composante secondaire d'extension transverse dans la région où l'accident n'est pas orienté E-W (Louat et Pelletier, 1989). Le horst sur lequel se trouve le Banc de Constantine, le profond fossé bordé de horsts situé par 21°S / 172°E, ainsi que les horsts et fossés se trouvant vers 20-21°S / 175°E (Fig. 17; Monzier *et al.*, 1992; annexe 11, hors-texte), tous résultant probablement d'anciens accidents transformants N45°E du Bassin Nord-Fidjien (Fig. 3), pourraient avoir été réactivés par cette extension transverse, comme le suggère la fraîcheur de leurs formes.

La jonction par 21°S entre les deux segments N-S de l'axe d'expansion actif du Bassin Nord-Fidjien a été diversement interprétée. Pour Maillet *et al.* (1989, annexe 7), l'axe situé vers 173° 25'E se propagerait vers le Sud, aux dépens de celui se trouvant par 174° 05'E, un dispositif transformant évolutif assurant la liaison entre les deux. Ruellan *et al.* (1989), s'appuyant sur des levés détaillés, mais limités à l'axe 174° 05'E, contestent cette hypothèse et soutiennent qu'une zone de fracture longue de 300 km, la Zone de Fracture Jean Charcot, décalerait en senestre de 80 km les deux segments de l'axe (la partie active étant transformante dextre). Pour ces derniers auteurs, le segment sud serait jeune, voire naissant.

Il est proposé ici (cf. supra) que, suite à la collision en cours, le segment méridional de l'axe d'expansion du Bassin Nord-Fidjien aurait été entraîné vers l'Est, provoquant le décalage important observé entre les deux segments de la dorsale vers 21°S. Le "propagateur" reconnu par Maillet *et al.* (1989, annexe 7), tant sur la carte bathymétrique que sur celle des anomalies magnétiques, devrait alors être réinterprété, peut-être en termes de ralentissement progressif de l'expansion à l'extrémité Sud de l'axe 173° 25'E.

La bande N-S de croûte océanique formée par l'axe 174° 05'E est moins large que celle formée par l'axe 173° 25'E vers 20°S, montrant que le premier fonctionne avec un taux d'expansion inférieur à celui du second. Ce ralentissement de l'expansion arrière-arc serait lui aussi une conséquence de la collision LNH.

L'obliquité du mouvement d'expansion (N72°E selon Louat et Pelletier, 1989) par rapport à la direction N-S des axes du Bassin Nord-Fidjien pourrait, soit être originelle, et peut-être guidée par d'anciennes directions structurales (mais, dans cette hypothèse, pourquoi une orientation N-S des axes?), soit résulter d'une réorganisation visant à accommoder les contraintes découlant de la collision LNH aux extrémités sud du système arc-dorsale.

Le dispositif, partiellement hypothétique, assurant la connection entre l'extrémité méridionale du segment d'axe 174° 05'E et l'extrémité orientale de la fosse profonde (vers 172°E), inspiré de Maillet *et al.* (1989, annexe 7), comprendrait de grands accidents transformants N70°E senestres, un court segment d'axe N-S recoupant la Ride de Hunter, et un bassin en extension ("pull-apart basin") situé immédiatement au Sud de Hunter. Des MORB primitifs récemment dragués vers 173°E, au sud de la Ride de Hunter, confirment que

Figure 23

Schéma géodynamique actuel des parties méridionales de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien. Légende identique à celles des figures 17 et 18; CWFZ=Zone de fracture de Conway. Les axes sub-horizontaux de tension et compression ont été systématiquement indiqués pour les mécanismes focaux des séismes superficiels (profondeur < 70 km).

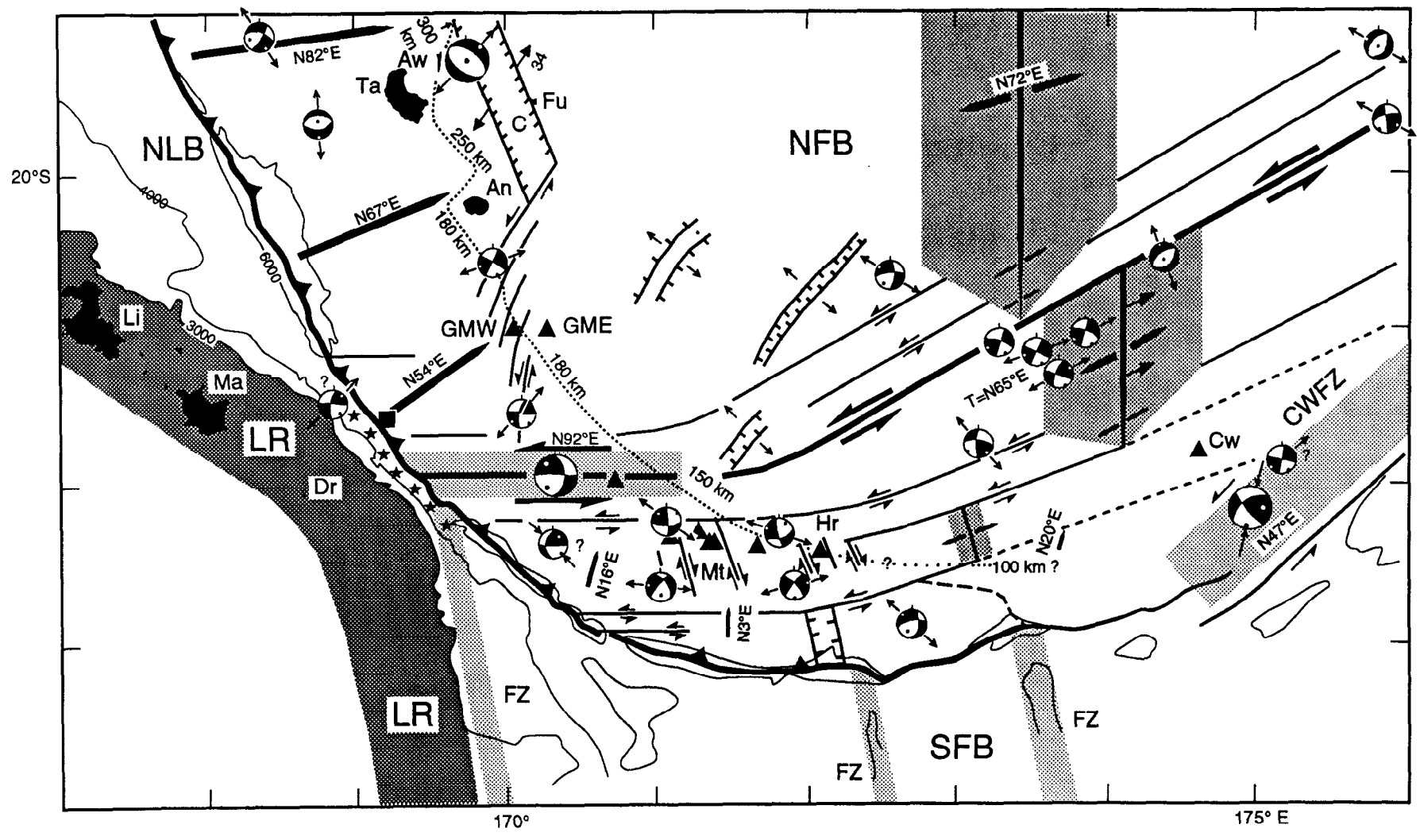


Figure 23

l'interruption locale, sur environ 25 km, de cette ride correspond bien au passage du plus méridional des segments N-S de l'axe d'expansion du Bassin Nord-Fidjien (Sigurdsson *et al.*, 1993). Vers 175°E, près de l'îlot Conway, la zone de fracture de Hunter présente actuellement une faible activité décrochante NE-SW senestre (il conviendrait d'ailleurs de rebaptiser cette zone de fracture "zone de fracture de Conway", le volcan Hunter dépendant de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides).

En profondeur, le modèle de lithosphère plongeante proposé par Monzier *et al.* (1984, annexe 2), et comprenant plusieurs déchirures, peut être réexaminé à la lumière de données récentes sur les mécanismes focaux des séismes intermédiaires (Fig. 24). Entre 19 et 20°S, là où la plaque plongeante atteint encore 250 à 300 km de profondeur (Fig. 23), quelques mécanismes correspondent à des accidents sub-méridiens verticaux, les compartiments orientaux s'effondrant, ce qui peut être interprété en termes d'enfoncement dans le manteau des blocs extrêmes de cette plaque. Entre 20 et 21°S, les mécanismes sont divers et ne montrent aucune organisation d'ensemble. Par contre, au Sud de 21°S, là où la plaque plongeante ne dépasse jamais 180 à 150 km de profondeur (Fig. 18), de nombreux mécanismes correspondent à des accidents N75-105°E subverticaux le long desquels les compartiments nord s'effondrent, une composante décrochante senestre, accessoire à importante, étant toujours présente. Entre 21°S et le segment méridional E-W de la fosse profonde, la lithosphère plongeante serait donc découpée par des déchirures E-W \pm 15° (et non uniquement N70°E comme Monzier *et al.*, 1984, annexe 2, le proposaient), en bandes de moins en moins profondes et de plus en plus horizontales, en allant vers le Sud. Contrairement à ce qui se passe sous la frontière nord, décrochante, de la Plaque Caraïbes (Sykes *et al.*, 1982; Calais *et al.*, 1992), la lithosphère plongeante n'est pas détachée de celle du Bassin Sud-Fidjien, une convergence résiduelle vers le Nord étant toujours active le long du segment méridional E-W de la fosse profonde.

La nature de la discontinuité ancienne de la Plaque Australienne qui aurait guidé l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien et donc la formation de la Zone de Hunter et de la terminaison sud de l'arc, voire celle de la zone décrochante senestre recoupant l'arc vers 22°S, reste à discuter. En effet, la disparition dans la subduction des Nouvelles-Hébrides d'une grande partie du Bassin Nord-Loyauté d'une part, les incertitudes sur l'orientation et l'identification des anomalies de la partie résiduelle de ce bassin d'autre part, n'aident guère à la proposition d'hypothèses. De plus, l'âge éocène supposé du coin nord-ouest du Bassin Sud-Fidjien (Packham, 1975) complique les données du problème. La forme initiale de cette discontinuité est certainement reflétée dans la disposition des anomalies magnétiques de la bordure nord du Bassin Sud-Fidjien (Davey, 1982, Fig. 4), mais séparerait-elle simplement les croûtes océaniques éocène du Bassin Nord-Loyauté et oligocène du Bassin Sud-Fidjien, comme envisagé par Monzier *et al.*, 1990, annexe 9)?

Pour Rigolot (1989), le même système d'accrétion aurait d'abord généré à l'Eocène le Bassin Nord-Loyauté puis, à l'Oligocène le Bassin Sud-Fidjien, l'ensemble formant un bassin marginal complexe, le Bassin Est-Norfolk, dont l'ouverture résulterait du fonctionnement de courts segments d'axe d'expansion

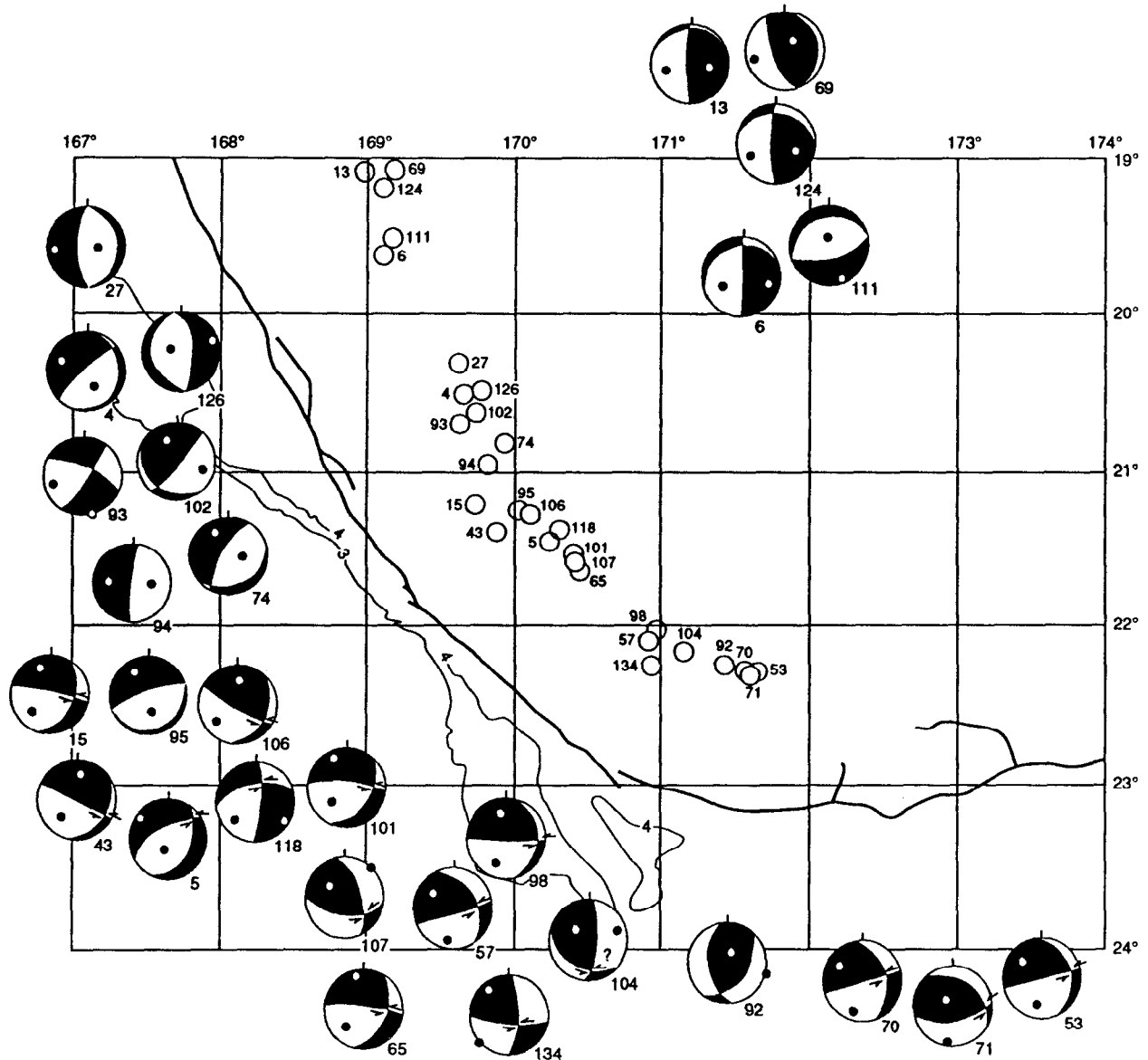


Figure 24

Mécanismes focaux (CMTS) des séismes intermédiaires (profondeur > 70 km) de la terminaison sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, entre février 1977 et mars 1989 (fournis par Dziewonski et Woodhouse, 1983, Dziewonski *et al.*, 1983 à 1988, Giardini, 1984; Giardini *et al.*, 1985 et USGS/NEIC, 1987 à mars 1989). Les numéros près des épencentres renvoient aux projections des sphères focales.

NE-SW, fortement décalés par des accidents décrochants NW-SE. Toutefois, dans l'hypothèse où l'ouverture de ce bassin aurait été plus complexe que ne l'imaginait cet auteur, la discontinuité ancienne pourrait effectivement correspondre à une limite entre deux croûtes océaniques d'âges différents, formées lors de phases successives d'expansion, séparées par une réorganisation des axes, comme cela s'est produit il y a 3 Ma pour le Bassin Nord-Fidjien (Fig. 3).

Il convient, pour conclure de revenir à la surprise de Menard (1969): "*We crossed the trench for the sixth time and after replotting the soundings found that it turned in a smooth curve from north-northwest to east. The New Hebrides Trench graded into the Hunter fracture zone without a sign of any truncated structures. The trench and fracture zone were parts of one and the same structure and it formed the western and southern boundaries of the Fiji Plateau*". En ayant en tête un schéma géodynamique simple de type "fosse et faille transformante perpendiculaire à la fosse", cette courbure continue constituait une surprise de taille! Toutefois, à la lumière du modèle proposé ici, elle ne surprend plus guère, puisqu'elle est alors liée à la collision LNH, à un axe d'expansion du Bassin Nord-Fidjien de moins en moins actif en allant vers le Sud et à la nécessité de se raccorder à d'anciennes directions structurales NE-SW.

Seule une cartographie plus détaillée de la frontière sud du Bassin Nord-Fidjien permettra maintenant de progresser. Proposée plusieurs fois mais non réalisée jusque là, une telle cartographie pourrait être effectuée d'ici quelques années, en partie dans le cadre du programme ZoNéCo mené depuis la Nouvelle-Calédonie, en partie dans le cadre des programmes régionaux menés par la SOPAC.

IV- LA TERMINAISON NORD DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES TONGA

Louat et Dupont (1982) interprètent la distribution particulière de la sismicité superficielle et intermédiaire dans la partie nord de la zone de subduction des Tonga en termes de propagation de la subduction vers le Nord: la subduction, entre 15 et 19°S, serait plus récente que dans le reste de l'arc. Une propagation de la subduction avait été proposé par Louat *et al.* (1988, annexe 6) pour l'extrémité sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, mais les observations sur lesquelles ces auteurs s'appuyaient ont depuis été réinterprétées en termes de collision ride-arc (Monzier *et al.*, 1990, annexe 9 et ce mémoire). Il semble toutefois que ce cas particulier ne remette pas en cause l'existence même du phénomène de propagation des fosses, observé par exemple à l'extrémité sud de la fosse des Philippines (Moore and Silver, 1983; Hall, 1987; Nichols *et al.*, 1990)

IV A- La Zone de Fracture Nord-Fidjienne

Actuellement, la partie nord de la zone de subduction des Tonga fonctionne au taux exceptionnel de 18 cm/an (Pelletier et Louat, 1989a et b) et se termine sur une faille transformante senestre, tronçon oriental de la Zone de Fracture Nord-Fidjienne (Fig. 2 et 25), qui fonctionne localement au même taux. Le découplage entre la lithosphère Pacifique plongeante et celle coulissant vers l'Ouest le long de cette faille transformante est assuré par une déchirure complexe ("hinge zone" de Louat et Dupont, 1982).

IV B- Les terminaisons nord de l'arc des Tonga et du Bassin de Lau

Le tronçon nord de l'arc volcanique, sous-marin, est mal connu. A l'extrémité septentrionale de cet arc, des boninites riches en Ca affleurent sur le mur interne de la fosse (Sharaskin *et al.*, 1983; Falloon *et al.*, 1987, 1989, Falloon et Crawford 1991; Danyushevsky and Sobolev, 1987).

En arrière de l'arc, la terminaison nord du Bassin de Lau s'ouvre depuis 5-4 Ma selon un dispositif complexe (Fig. 2, 3, 5 et 25) comprenant un axe d'expansion central en rapide propagation vers le Sud (Parson *et al.*, 1990) aux dépens de la Ride de Valu Fa, axe d'expansion excentré à l'Est du bassin (Foucher *et al.*, 1988) et ayant la particularité d'émettre des andésites dont la composition indique une participation mineure de composants dérivés de la lithosphère plongeante à la source mantellique arrière-arc (Jenner *et al.*, 1987). Vers le Nord, la Ride de Peggy joue à la fois en décrochement dextre et extension transverse (Pelletier et Louat, 1989a et b) et assure la liaison avec un axe récent SW-NE à expansion rapide, lui-même probablement relié par un dispositif complexe à un second axe de même orientation situé à l'extrémité nord du bassin (Hughes Clarke *et al.*, 1993; Parson and Tiffin, 1993). L'île volcanique active de Niuafou, qui émet des basaltes similaires à ceux généralement rencontrés dans le Bassin de Lau (Reay *et al.*, 1974; Gill, 1976a), se trouverait sur le dispositif

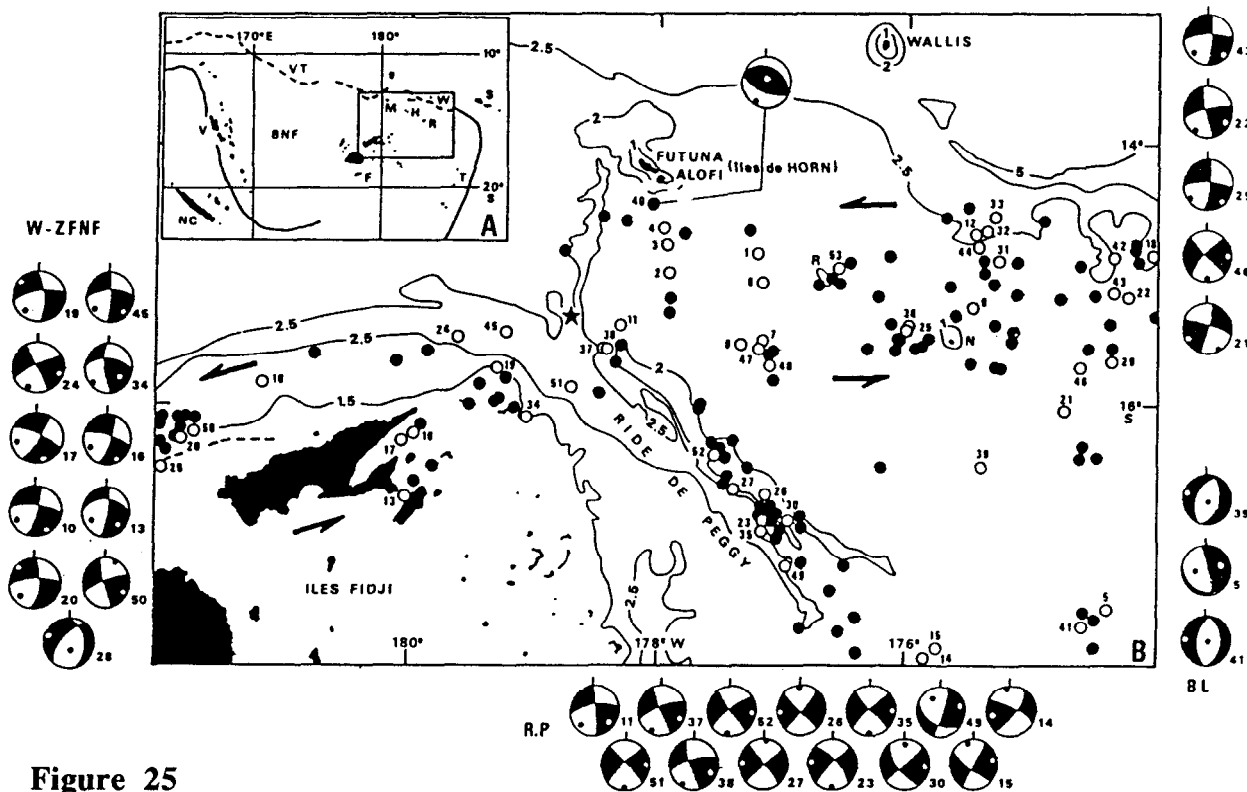
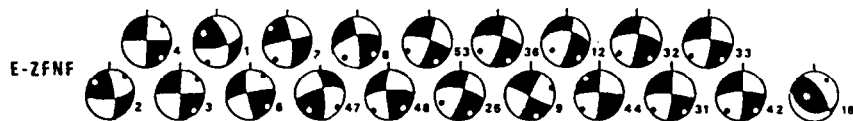
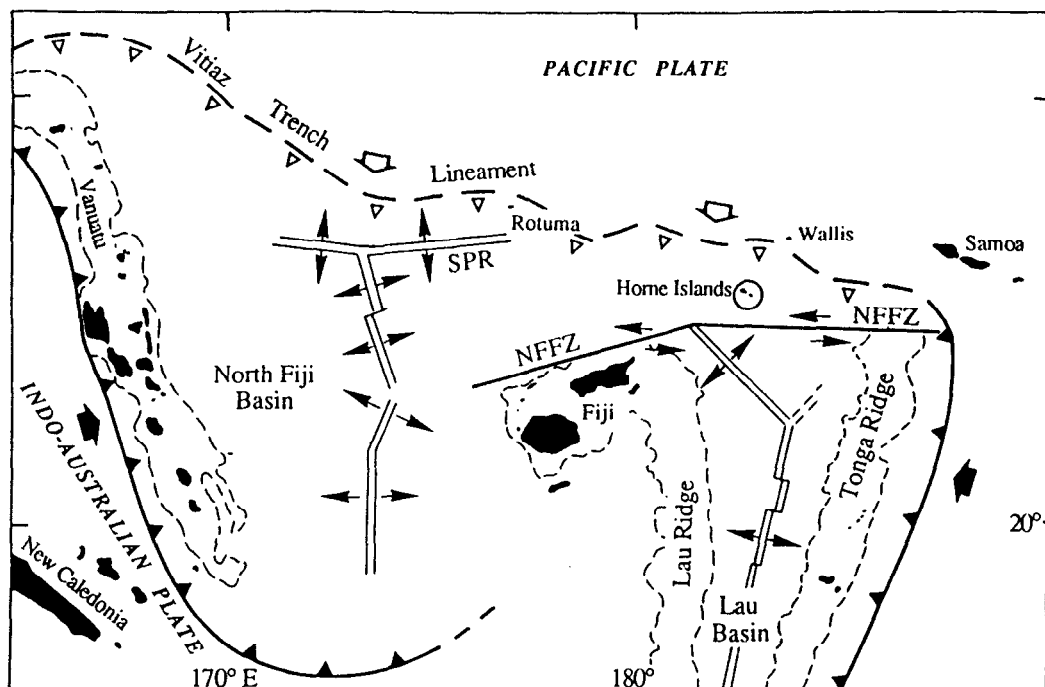


Figure 25

En haut: cadre géodynamique des îles de Horn. SPR=Ride (axe d'expansion) Sud Pandora; NFFZ=Zone de Fracture Nord-Fidjienne (figure reprise de Grzesczyk *et al.*, 1991, annexe 16). En bas: sismicité superficielle dans la région des îles de Horn et de Fidji=ronds blancs et ronds noirs; les ronds blancs représentent les séismes pour lesquels un mécanisme focal a été déterminé. Les mécanismes sont regroupés par famille et identifiés par un numéro. RP=Ride de Peggy; W-ZFNF et E-ZFNF=troncçons occidental et oriental de la Zone de Fracture Nord-Fidjienne; BL=Bassin de Lau. Les flèches indiquent la direction et le sens du mouvement le long des deux tronçons de la ZFNF. L'étoile représente le point triple FFR. Bathymétrie simplifiée en km. R=banc Rochambeau; N=île (volcan actif) de Niuafu'ou (figure reprise de Louat *et al.*, 1989, annexe 15)

assurant la liaison entre ces deux derniers axes (Parson and Tiffin, 1993). Les taux individuels de chacun des éléments actifs du bassin ne sont pas connus mais le taux global actuel d'ouverture du Bassin de Lau serait d'environ 8 cm/an (Fig. 2; Pelletier et Louat, 1989a et b).

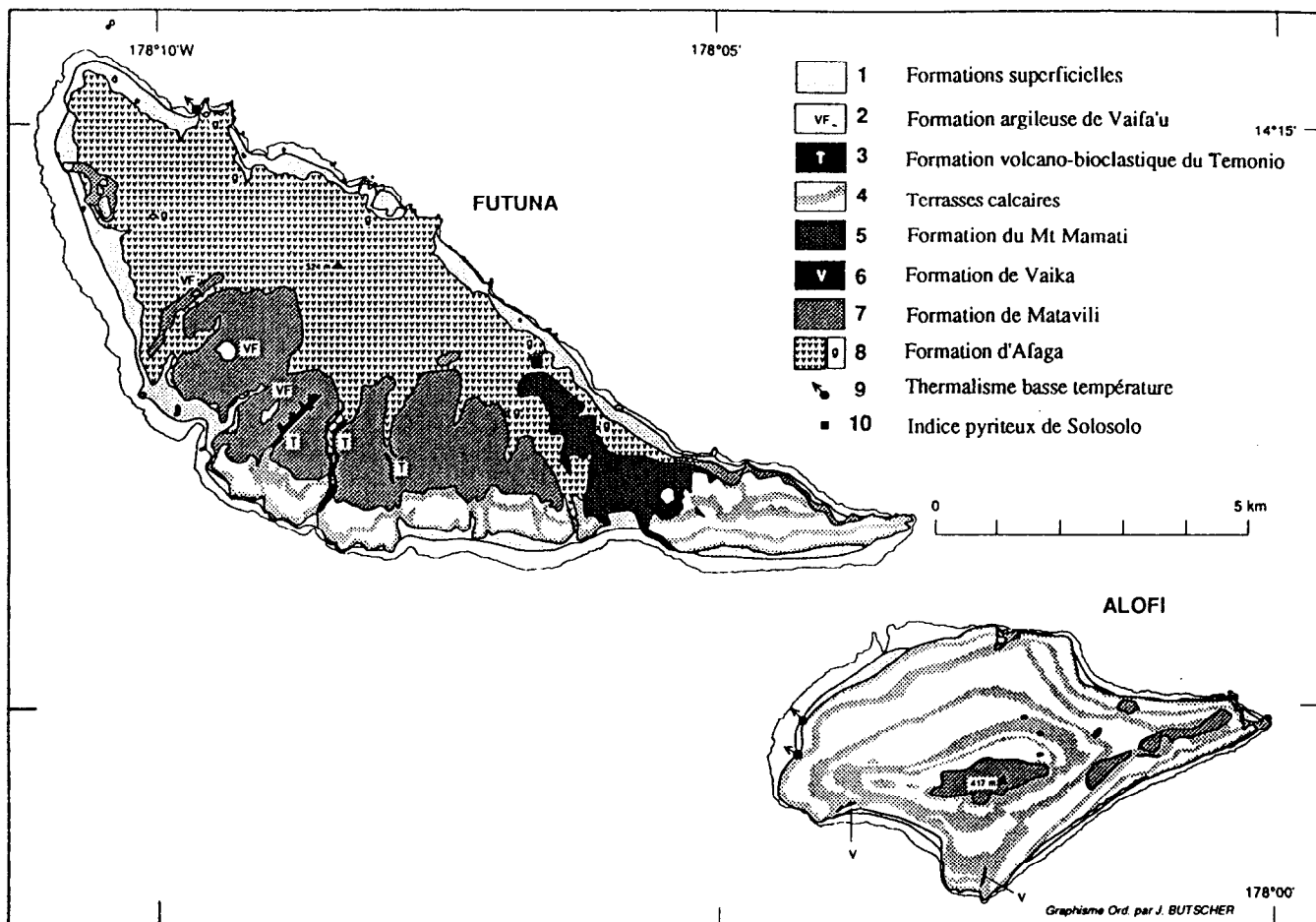
IV C- L'archipel de Horn, témoin privilégié de l'évolution régionale

Il y a environ 3 Ma, au Pliocène supérieur, l'archipel de Horn (îles Futuna et Alofi) correspondait probablement à un segment d'arc volcanique sous-marin actif. Sur un édifice basal massif, la formation d'Afaga, constitué de basaltes intermédiaires entre les MORB et les basaltes de bassins marginaux, la formation de Matavili à dominante andésitique montre en effet une empreinte orogénique un peu plus franche (Fig. 26; Grzesczyk *et al.*, 1987, annexe 13; Grzesczyk *et al.*, 1988a; Grzesczyk *et al.*, 1988b, annexe 14; Grzesczyk *et al.*, 1991, annexe 16).

Il y a environ 3-2 Ma, au Pliocène terminal, un volcanisme sous-marin basaltique transitionnel, de type intra-plaque a pris, sur ces îles, le relais du volcanisme d'arc antérieur (Grzesczyk *et al.*, 1991; annexe 16). Cette évolution est comparable à celle survenue aux îles Fidji où, il y a 3 Ma, le volcanisme orogénique a cédé la place à un volcanisme alcalin d'île océanique (Gill, 1976b; Gill *et al.*, 1984; Gill et Whelan, 1989), les îles Fidji devenant un arc rémanent à cette époque. Pour Gill et Whelan (1989) s'appuyant sur Giardini et Woodhouse (1986), cette modification du volcanisme refléterait l'introduction de manteau sub-Pacifique de type Samoa sous Fidji (et sa région) suite à une déformation cisailante horizontale qui aurait déplacé ce manteau profond de quelques 500 km vers le Sud par rapport au matériel superficiel.

A. Grzesczyk achève actuellement la rédaction d'un mémoire de thèse sur la pétrologie-géochimie de cet archipel de Horn et l'édition officielle par le BRGM de la carte géologique de ces îles levée par Grzesczyk *et al.* (1988a) ne devrait plus tarder, le fort séisme superficiel du 13 mars 1993 ($M_s=6,5$) ayant brutalement montré tout l'intérêt de ce document... Au passage, la question d'une éventuelle parenté boninitique de certaines laves de Futuna mérite d'être posée, compte-tenu de la présence proche de boninites riches en Ca sur le mur interne de la fosse des Tonga (cf. supra) et de la similitude de contexte avec la terminaison sud de la Chaîne Centrale des Nouvelles-Hébrides (cf. chapitre III C).

Actuellement, la Zone Transformante Nord-Fidjienne, sismiquement très active (Fig. 25), constitue la frontière séparant la Plaque Pacifique et les microplaques constituant la marge australienne (Isacks *et al.*, 1969; Pelletier et Louat, 1989a et b; Louat *et al.*, 1989, annexe 15). Les îles de Horn se trouvent clairement au Nord de cette limite et appartiennent sans ambiguïté à la Plaque Pacifique. Par contre, il y a 3 Ma, la terminaison nord, arquée, de la zone de subduction des Tonga était certainement encore active au voisinage de ces îles (Brocher, 1985). Suite à une réorganisation géodynamique régionale, la subduction aurait cessé il y a environ 2 Ma sous cette terminaison, la Zone Transformante Nord-Fidjienne serait apparue et, en conséquence, comme pour toute la région, l'introduction de manteau sub-Pacifique de type Samoa sous les îles (Giardini et Woodhouse, 1986), aurait profondément modifié la nature du volcanisme à Futuna et Alofi (Monzier *et al.*, in prep. a; Fig. 27).



	Afaga		Mavavili		Vaika			Mont Mamati							
	<49% RT	55-57% RT	49-51% RT	55-57% RT	A52D RT	A227G RT	A230B RT	F318A RT(1)	F319 RT(1)	F320A RT(2)	F333C RT(1)	F31E V	F319 V	F333C V	F336 V
SiO ₂	48,67	55,87	50,41	55,84	43,90	46,63	45,20	46,75	45,48	46,68	46,50	48,22	47,46	49,18	47,95
TiO ₂	1,15	1,38	0,82	0,62	1,07	1,18	1,10	1,97	2,02	2,87	1,79	2,10	2,37	1,90	1,56
Al ₂ O ₃	16,36	14,28	15,61	15,61	13,41	15,51	13,26	13,29	12,57	14,68	14,40	14,97	15,34	14,58	16,16
Fe ₂ O ₃	10,57	11,07	10,64	8,99	9,27	10,71	10,65	11,49	11,96	11,96	10,07	12,51	11,53	11,33	11,50
MnO	0,15	0,17	0,17	0,14	0,12	0,17	0,14	0,14	0,15	0,14	0,13	0,18	0,18	0,19	0,21
MgO	7,08	3,94	7,56	5,36	12,44	8,08	11,68	11,83	14,12	5,16	9,80	6,91	7,00	7,05	7,71
CaO	11,78	8,90	11,17	9,93	11,71	12,04	11,66	9,43	9,55	11,88	11,27	11,67	11,88	11,37	11,47
Na ₂ O	2,60	2,67	2,17	2,12	1,44	1,78	1,71	2,20	2,02	2,82	2,56	2,87	2,88	3,06	2,71
K ₂ O	0,20	0,64	0,28	0,44	0,80	0,91	0,80	0,64	0,63	0,74	0,44	0,74	1,01	0,60	0,51
PF	1,17	1,17	1,13	1,08	4,80	2,54	2,34	1,02	0,59	1,33	1,75	-	-	-	-
Total	99,73	100,39	99,96	100,02	98,96	99,55	98,54	98,76	99,09	98,26	98,71	100,17	99,65	99,26	99,82
FeO	6,31	6,13	6,44	5,08	4,14	4,45	4,63	5,74	6,64	4,89	5,22	-	-	-	-
SAT. %	8,5 hy	11,4 qz	0,7 qz	11,8 qz	1,1 ne	4,4 hy	1,1 ne	7,5 hy	0,1 ne	1,0 ne	0,8 ne	1,4 ne	3,5 ne	0,5 hy	0,3 ne
Mg#	60,70	44,90	62,00	59,00	75,80	63,70	71,90	70,60	73,30	50,10	69,40	55,40	58,00	58,70	60,40
Na ₂ O/K ₂ O	13,00	4,20	7,80	4,80	1,80	2,00	2,10	3,40	3,20	3,80	5,80	3,90	2,80	5,10	5,30

Figure 26 (figure et tableau reprises de Grzesczyk *et al.*, 1991, annexe 16)

En haut: carte géologique simplifiée des îles de Horn, Futuna et Alofi.

En bas: analyses représentatives des laves des îles de Horn (RT=roches totales, analyste: M. Marly, ORSTOM, Nouméa; V=verre analysé à la microsonde, analyste: A. Grzesczyk). Les analyses des laves d'Afaga et de Mavavili correspondent aux moyennes des termes extrêmes de chaque série. SAT.%=degré de saturation en silice exprimé en pourcentage de Ne, Hy et Qz dans la norme (pour Fe₂O₃=1,5%). Mg#=100 Mg / Mg + Fe²⁺ (pour Fe₂O₃=1,5%). Les laves (RT) du Mont Mamati se répartissent en deux groupes pétrographiques: les basaltes à olivine (1) et les basaltes et dolérites à Cpx (2).

V- UN MODELE D'EVOLUTION DES TERMINAISONS ARQUEES DE ZONES DE SUBDUCTION SOUS L'ACTION DE COLLISIONS RIDE-ARC: LA FORMATION DE "TERRANES"

(d'après Monzier *et al.*, in prep. a)

Les "terrane" tectonostratigraphiques (ou unités exotiques) sont, à l'échelle régionale, des ensembles de roches bordés par des accidents, caractérisés par une histoire géologique distincte de celle des terrains environnants. Ces ensembles sont composés de fragments de croûtes continentale ou océanique et / ou de fragments d'arcs volcaniques (Howell *et al.*, 1985).

Des travaux récents tant géologiques que géophysiques montrent que l'accrétion de "terrane" s'est produite le long de la plupart des marges de l'Océan Pacifique (Howell *et al.*, 1985).

Les parties nord de l'arc des Tonga et méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides correspondent à deux terminaisons de zones de subduction, à des stades d'évolution différents. L'étude comparative de ces deux terminaisons permet de proposer un modèle expliquant comment, dans ce contexte particulier, des "terrane" se forment en réponse à des collisions ride-arc.

V A- La terminaison nord de l'arc des Tonga et le "terrane" de Horn

Au Pliocène supérieur (3-2 Ma), l'archipel de Horn (îles Futuna et Alofi) appartenait probablement à un segment d'arc volcanique actif, s'étendant vers l'Ouest jusqu'au mont sous-marin Manatu, qui constituait alors la terminaison nord de l'arc des Tonga (Fig. 27). Il y a environ 2 Ma, un volcanisme de type intra-plaque, similaire à celui des îles Wallis ou Samoa, a pris, sur les îles de Horn, le relais du volcanisme d'arc antérieur.

Actuellement, la Zone Transformante Nord-Fidjienne, sismiquement très active, participe à la frontière séparant la Plaque Pacifique et les plaques constituant la marge australienne.

La terminaison nord, arquée, de la zone de subduction des Tonga était donc encore active au voisinage des îles de Horn il y a 3-2 Ma. Suite à une modification géodynamique régionale, la subduction a cessé il y a environ 2 Ma sous cette terminaison, la Zone Transformante Nord-Fidjienne est apparue, l'introduction régionale de manteau sub-Pacifique de type Samoa sous les îles s'est produite, et en conséquence, la nature du volcanisme a été profondément modifiée à Futuna et Alofi. Lors de cette modification, des fragments récents d'arc et de bassins arrière-arc qui appartenaient initialement à la plaque chevauchante, ont été accrétés à la Plaque Pacifique, d'âge crétacé (110-75 Ma). Ces fragments récents accrétés constituent le "terrane" de Horn et participent aujourd'hui au mouvement général de la Plaque Pacifique (Fig. 27).

V B- La terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides et la microplaque de Matthew-Hunter

En réponse à la collision entre la Ride des Loyauté et l'arc des Nouvelles-Hébrides, une nouvelle zone transformante, la Zone Transformante Méridionale du Bassin Nord-Fidjien, est apparue vers 22°S, découpant l'arc et le Bassin Nord-Fidjien et connectant directement la fosse et les axes d'expansion du bassin arrière-arc. Des déformations intenses affectent la microplaque Matthew-Hunter, qui chasse rapidement vers l'Est, fortement couplée à la Plaque Australienne. Toutefois, une subduction résiduelle vers le Nord intervient toujours sous cette microplaque (Fig. 23).

Le taux de décrochement élevé le long de la Zone Transformante Méridionale du Bassin Nord-Fidjien, ainsi que cette subduction résiduelle pourraient correspondre à un stade précédant une troncature plus définitive, du même type que celle intervenue il y a 2 Ma à la terminaison nord-Tonga. Dans ce cas, le tronçon d'arc Matthew-Hunter ainsi que des fragments de la croûte océanique du Bassin Nord-Fidjien finiraient par être accrétés à la Plaque Australienne, dont l'âge varie localement entre 34 et 26 Ma. Ces fragments d'arc et de croûte océanique constitueraient alors le "terrane" de Matthew-Hunter, qui participerait au mouvement général de la Plaque Australienne.

V C- Les terminaisons arquées des zones de subduction: un lieu propice à la formation de "terranes"

La découpe d'un secteur arqué de plaque chevauchante par une zone transformante (cas de la terminaison méridionale des Nouvelles-Hébrides), puis l'accrétion de la microplaque ainsi formée à la plaque subductante sous forme d'un "terrane" (cas de la terminaison nord-Tonga), illustreraient deux phases successives d'un même processus tectonique se produisant aux terminaisons arquées des zones de subduction.

D'un point de vue mécanique, la subduction sous une terminaison arquée est probablement un phénomène relativement instable. L'approche d'une ride à racine massive pourrait progressivement gêner le pliage et entraver le fonctionnement des accidents normaux découpant, en bordure de fosse, la croûte de la plaque subductante, amenant ainsi à une collision ride-arc. Cette collision d'intensité croissante, entraînerait alors l'apparition d'une zone transformante découpant la plaque chevauchante, puis provoquerait la création d'une nouvelle microplaque. La collision devenant trop intense pour que la subduction perdure sous la terminaison arquée, cette microplaque se transformerait enfin en un "terrane" accrété à la plaque subductante.

Or, de telles rides à racines profondes existent dans les deux cas précédemment cités. La Ride des Loyauté, très massive, est en cours de collision avec la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides, tandis que la chaîne volcanique des Ellice-Samoa se trouve juste au nord de l'arc des Tonga (Fig. 27). On soulignera au passage les fortes analogies existant entre ces chaînes volcaniques, générées toutes deux par un magmatisme alcalin intra-plaque de monts sous-marins et îles océaniques de type "point chaud" ou "ligne chaude"

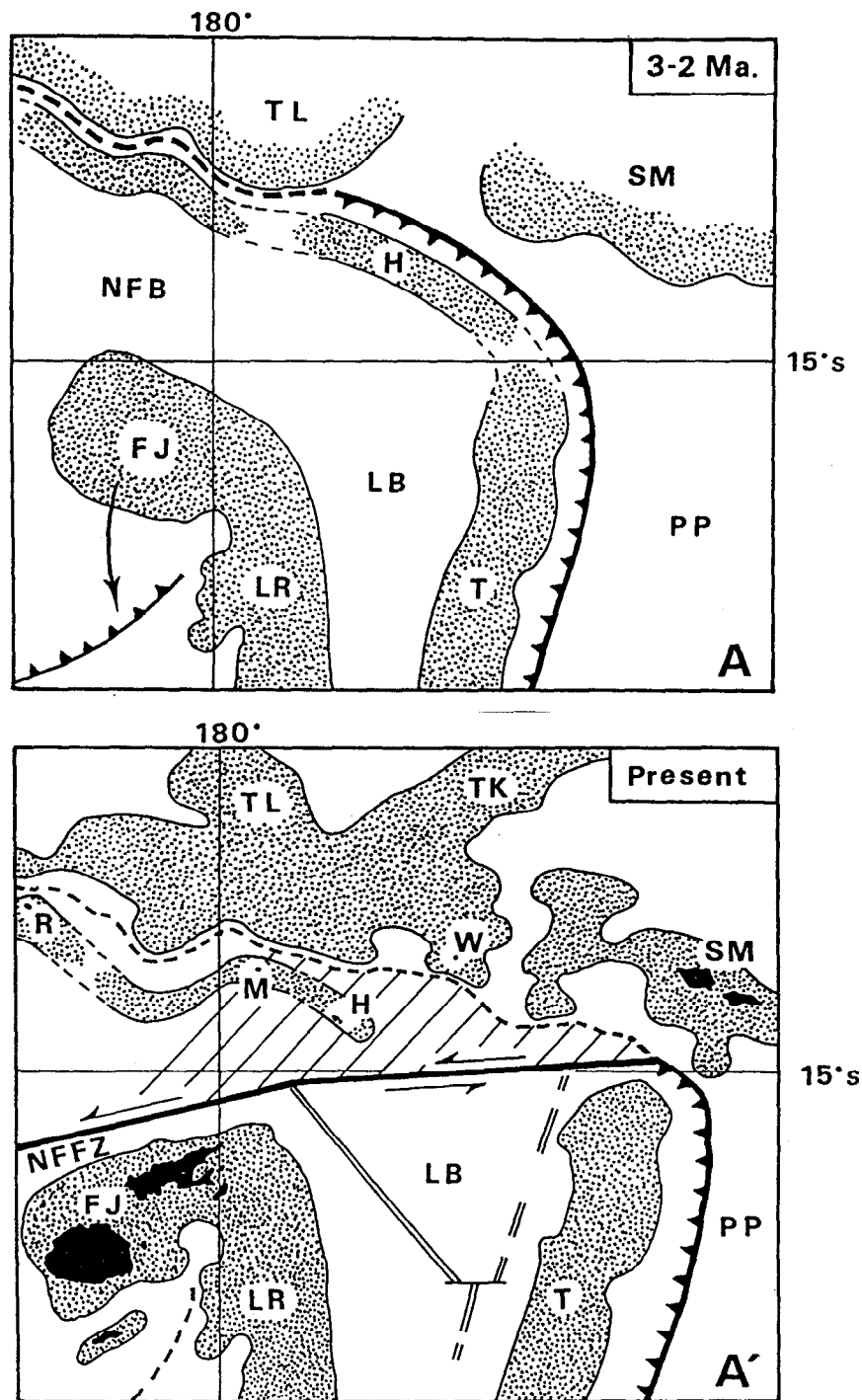


Figure 27 (reprise de Monzier *et al.*, in prep. a)

Evolution de la terminaison nord de la zone de subduction des Tonga.

FJ=îles Fidji; LR=Ride de Lau; NFB=Bassin Nord-Fidjien; LB=Bassin de Lau; T=arc des Tonga; R=île Rotuma; M=haut-fond Manatu; H=archipel de Horn; TL=îles Tuvalu; TK=îles Tokelau; W=île Wallis; SM=îles Samoa; PP=Plaque Pacifique.

A- 3-2 Ma. Ouverture du Bassin de Lau et du Bassin Nord-Fidjien, rotation anti-horaire de la plate-forme fidjienne, subduction de la Plaque Pacifique sous l'arc Tonga-Horn (les parties ouest et centrale de la fosse du Vitiaz sont déjà fossiles (Brocher, 1985).

B- Présent. La fosse de Vitiaz et l'arc volcanique de Horn sont fossiles; la Zone de Fracture Nord-Fidjienne et la subduction sous l'arc des Tonga sont actives. Le "terrane" de Horn (hachuré) est accrété à la Plaque Pacifique.

(Monzier *et al.*, in prep. b; Monzier, ce mémoire; Natland, 1980; Natland et Turner, 1985; Sinton *et al.*, 1985; Duncan, 1985). La collision entre une ride massive et une terminaison d'arc pourrait donc entraîner l'ensemble du processus menant à l'arrêt de la subduction et à l'accrétion, à la plaque plongeante, d'un "terrane" constitué de fragments d'arc et de croûte océanique.

Les deux exemples ci-dessus illustrent le raccourcissement d'une zone de subduction par troncature puis inactivation de sa terminaison arquée. Certaines données suggèrent que le phénomène inverse, l'allongement d'une zone de subduction, pourrait être provoqué par l'incorporation au substratum de l'arc, de fragments anciens en provenance de la plaque plongeante.

La distribution de la sismicité sous la partie nord des Tonga, la disparition de la plate-forme des Tonga vers le Nord et la présence de croûte océanique d'âge Campanien terminal au mur interne de la fosse à l'extrémité nord des Tonga (Academy of Sciences of the USSR, 1983) suggèrent qu'un fragment de la Plaque Pacifique aurait été incorporé au substratum de l'arc des Tonga. En conséquence, la fosse des Tonga se serait propagée vers le Nord comme Louat et Dupont (1982) le proposaient.

Dans le même ordre d'idée, Louat *et al.* (1988), constatant que la zone de Wadati-Benioff est nettement plus courte sous la terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides que dans sa partie principale, ont interprété cette observation comme significative d'une propagation, il y a environ 2 Ma, de la subduction vers le Sud. Cette interprétation impliquerait une extension concomitante vers le Sud de l'axe d'expansion N-S du Bassin Nord-Fidjien et l'incorporation de fragments de la plaque subductée au substratum de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Toutefois, pour Dubois *et al.* (1988), Monzier *et al.* (1990; annexe 9) et Monzier (ce mémoire), ce raccourcissement de la zone de Wadati-Benioff ne serait qu'une conséquence de la collision en cours à ce niveau (Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides), et ne correspondrait donc pas à une propagation vers le Sud de la subduction.

Lors de collisions avec des rides massives portées par les plaques plongeantes, les terminaisons arquées des zones de subduction du Sud-Ouest Pacifique constituent des lieux privilégiés pour la formation de "terrane" par transfert de matériel entre les plaques chevauchantes et plongeante concernées. Le phénomène inverse, la propagation de la terminaison par incorporation d'un fragment de plaque plongeante au substratum de l'arc, interviendrait à l'extrémité nord des Tonga. Ainsi, ce type de structure, relativement instable et sujet à des réorganisations fréquentes, constituerait un lieu particulièrement propice aux transferts de matériel entre plaques.

VI- REFERENCES

- Academy of Sciences of the USSR, 1983. The 16th R/V Kallisto cruise 1982. Vladivostok, 320 pp.
- Andrews, J.E., Packham, G. *et al.*, 1975. Sites 285 and 286. In: Andrews, J. E., Packham, G. *et al.*, Initial reports of the deep sea drilling project, vol. 30, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 27-131.
- Auzende, J.-M., Eissen J.P., Lafoy, Y., Gente, P., et Charlou J.-L., 1988a. Sea-floor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Tectonophysics*, 146, p. 317-351.
- Auzende, J.-M., Honza, E., Boespflug, X., Deo, S., Eissen, J.-P., Hashimoto, J., Huchon, Ph., Ishibashi, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, Ph., Joshima, M., Kisimoto, K., Kiuwahara, Y., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Mazé, J.-P., Mitsuzawa, K., Monma, H., Naganuma, T., Nojiri, Y., Ohta, S., Otsuka, K., Okuda, Y., Ondreas, H., Otsuki, A., Ruellan, E., Sibuet, M., Tanahashi, M., Tanaka, T. et Urabe, T., 1988b. L'accrétion récente dans le Bassin Nord-Fidjien: premiers résultats de la campagne franco-japonaise KAIYO 87. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 971-978.
- Auzende, J.-M., Lafoy, Y. et Marsset, B., 1988c. Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific), *Geology*, 16, p. 925-929.
- Baubron, J.-C., Guillon, J.-H. et Recy, J., 1976. Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique), *Bull. B. R. G. M.*, 2e série, IV, 3, p. 165-176.
- Beck Jr, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, p. 1-11.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. et Van Couvering, J.A., 1985. Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 1407-1418.
- Bitoun, G. et Recy, J., 1982. Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, n°147, p. 505-539.
- Bourrouilh-LeJan, F.G. et Hottinger, L.C., 1988. Occurrence of rhodolites in the tropical Pacific - a consequence of Mid-Miocene paleo-oceanographic change. *Sedimentary Geology*, 60: p. 355-367.
- Brocher, T.M., 1985. On the formation of the Vitiaz Trench lineament and North Fiji Basin, in Brocher, T.M. (ed.), *Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, *Earth Sci. Ser.*, v. 3, p. 13-33.
- Bryan, W.B., Stice, G.D. et Ewart, A., 1972. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic islands of Tonga. *J. G. R.*, 77, 8, p. 1566-1585.
- Calais, E., Béthoux, N. et Mercier de Lepinay, B., 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean Plate boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11, 1, p. 114-123.
- Charvis, P. et Pelletier, B., 1989. The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 170, p. 259-277.
- Chase T.E. et Seekins B.A., 1988. Submarine topography of the Vanuatu and southeastern Solomon islands regions, in H. G. Greene et F. L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sci. Ser.* 8, Houston, Texas, p. 35 + 2 maps.
- Chevalier, J.-P., 1973. Coral reefs of New Caledonia, in Jones, O. A. et Endean, R. (eds), *Biology and geology of coral reefs*. Academic Press, New York, vol. 1, p. 143-167.
- Collot, J.-Y., 1989. Obduction et collision: exemples de la Nouvelle-Calédonie et de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. Thèse de Doctorat d'Etat ès-sciences naturelles, Université de Paris XI, 476 pp.
- Collot, J.-Y., Daniel, J. et Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides, *Tectonophysics*, 112, p. 325-356.
- Collot, J.-Y., Lallemand, S., Pelletier, B., Eissen, J.-P., Glaçon, G., Fisher, M.A., Greene, H. G., Boulin, J., Daniel, J. et Monzier, M. 1992. Geology of the D'Entrecasteaux - New

- Hebrides island arc collision zone: results from a deep-sea submersible survey. *Tectonophysics*, 212, p. 213-241.
- Collot, J.-Y., Missegue, F. et Malahoff, A., 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie: enracinement des péridotites, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, n° 147, p. 549-564.
- Collot, J.-Y., Pelletier, B., Boulin, J., Daniel, J., Eissen, J.-P., Fisher, M.A., Greene, H.G., Lallemand, S., et Monzier, M., 1989. Premiers résultats des plongées de la campagne SUBPSO 1 dans la zone de collision des rides d'Entrecasteaux et de l'arc des Nouvelles-Hébrides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 1947-1954.
- Crawford, A.J. et Eggins, S.M., 1991. Boninites from the North Fiji Basin-Hunter "Fracture Zone". Abstract, STARMER Symposium, 7-11 february 1991, ORSTOM Center, Noumea, New Caledonia.
- Crawford, A.J., Greene, H.G. et Exon, N.F., 1988. Geology, petrology and geochemistry of submarine volcanoes from around Epi Island, New Hebrides Island arc, in H.G. Greene et F.L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, p. 301-327.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J. et Green, D. H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites, in *Boninites*, A. J. Crawford (ed.), Unwin Hyman, London, UK, 1989, p. 1-49.
- Daniel, J., 1982. Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, n°147, p. 39-60.
- Daniel, J., Collot, J.-Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gerard, M., Maillet, P., Monjaret, M.-C., Recy, J., Renard, V., Rigolot, P. et Temakon, J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9, p. 805-810.
- Daniel, J., Dugas, F., Dupont, J., Jouannic, C., Launay, J., Monzier, M. et Recy, J., 1976. La zone charnière Nouvelle-Calédonie - Ride de Norfolk (SW Pacifique) - Résultats de dragages et interprétation, *Cahiers ORSTOM, sér. Géol.*, v. VIII, 1, p. 95-105.
- Danyushevsky, L.V. et Sobolev, A.V., 1987. New data on the petrology of boninites in Tonga. *Acad. Nauk. USSR, Geology and geophysics* 12, p. 100-103.
- Davey, F.J., 1982. The structure of the south Fiji basin. *Tectonophysics*, 87, p. 185-241.
- Doutch, H.F., Golovchenko, X., Larson, R.L., Moore, G.W., Packham, G.H., Pitman, W.C., Rinehart, W.A., Siebert, L. et Simkins, T., 1986. Plate tectonic map of the Circum-Pacific region: Southwest quadrant, scale 1:10,000,000, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas.
- Dubois, J., Deplus, C., Diament, M., Daniel, J. et Collot, J.-Y., 1988. Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu): mechanical and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 149, p. 111-119.
- Dubois, J., Dupont, J., Lapouille, A. et Recy, J., 1977a. Lithospheric bulge and thickening of the lithosphere with age: examples in the South-West Pacific, *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, Nouméa, New Caledonia, 1976, Technip eds, Paris, p. 371-380.
- Dubois, J., Launay, J., Recy, J. et Marshall, J., 1977b. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth. Sci.*, 14, p. 250-255.
- Duncan, R.A., 1985. Radiometric ages from volcanic rocks along the New Hebrides-Samoa lineament, in T.M. Brocher (ed.), *Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 3, Houston, Texas, p. 67-76.
- Dupont, J., 1979. Le système d'arc insulaire des Tonga et Kermadec: deux morphologies différentes, une seule zone de subduction (Pacifique Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, 3, p. 245-248.
- Dupont, J., 1982. Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'étude

- géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, n° 147, p. 263-282.
- Dupont, J., 1988. The Tonga and Kermadec ridges, in Nairn, F.G. Stehli et S. Uyeda (eds.), The ocean basins and margins, 7B, A.E.M., Plenum Publishing Corporation, 1988.
- Dupont, J. et Herzer, R.H., 1985. Effect of subduction of the Louisville Ridge on the structure and morphology of the Tonga arc, in D.W. Scholl et T.L. Vallier (eds), Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Tonga region. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 2, Houston, Texas, p. 323-332.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1987. Global seismicity of 1977: centroid-moment tensor solutions for 471 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 45, p. 11-36.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1987. Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1986. *Phys. Earth Planet. Int.*, 45, p. 229-239.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1987. Global seismicity of 1978: centroid-moment tensor solutions for 512 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 46, p. 316-342.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1987. Global seismicity of 1979: centroid-moment tensor solutions for 524 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 48, p. 18-46.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1988. Global seismicity of 1980: centroid-moment tensor solutions for 515 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50, p. 127-154.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1988. Global seismicity of 1981: centroid-moment tensor solutions for 542 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50, p. 155-182.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1988. Global seismicity of 1982 and 1983: additional centroid-moment tensor solutions for 533 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 53, p. 17-45.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1983. Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33, p. 243-249.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1984. Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34, p. 1-8.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1984. Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1984. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34, p. 209-219.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1985. Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40, p. 249-258.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. et Woodhouse, J.H., 1986. Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 42, p. 205-214.
- Dziewonski, A.M., Friedman, A., Giardini, D. et Woodhouse, J.H., 1983. Global seismicity of 1982: centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33, p. 76-90.
- Dziewonski, A.M. et Woodhouse, J.H., 1983. An experiment in systematic of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88, B4, p. 3247-3271.
- Eggs, S.M., 1989. The origin of primitive ocean island and island arc basalts. PhD Thesis (unpublished), University of Tasmania, 402pp.
- Eggs, S.M., 1993. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, p. 79-100.
- Eissen, J.-P., Morvan G., Lefèvre, C., Maillet, P., Urabe, T., Auzende, J.-M. et Honza, E., 1990. Pétrologie et géochimie de la zone d'accrétion du centre du Bassin Nord-Fidjien (SW Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, II, p. 771-778.
- Eissen, J.-P., Lefèvre, C., Maillet, P., Morvan, G. et Nohara, M., 1991. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S. *Marine Geology*, 98, p. 201-239.
- Ewart, A., 1976. A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fo'ou island, S.W. Pacific. *Contrib. Mineral. petrol.*, 58, p. 1-21.
- Ewart, A., Bryan, W. et Gill, J., 1973. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. *J. Petrol.*, 14, p. 429-465.

- Ewart, A., Brothers, R.N. et Mateen, A., 1977. Mineralogical and chemical evolution of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 205-250.
- Falloon, T.J. et Crawford, A.J., 1991. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, p. 375-394.
- Falloon, T.J., Green, D.H. et Crawford, A.J., 1987. Dredged igneous rocks from the northern termination of the Tofua magmatic arc, Tonga and adjacent Lau Basin. *Aust. J. Earth Sci.* 34, p. 487-506.
- Falloon, T.J., Green, D.H. et McCulloch, M.T., 1989. Petrogenesis of "high-Mg" and associated lavas from the north Tonga trench, in Boninites, A. J. Crawford (ed.), Unwin Hyman, London, 1989, p. 357-395.
- Falvey, D.A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Australian Society of Exploration Geophysicists Bulletin*, v. 9, p. 117-123.
- Falvey, D.A. et Greene, H.G., 1988. Origin and evolution of the sedimentary basins of the New Hebrides arc, in H. G. Greene et F. L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, p. 413-442.
- Fisher, R.V. et Schmincke, H.-U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 472 pp.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, vol. 77, n° 23, p. 4432-4460.
- Foucher, J.-P., Dupont, J., Bouysse, Ph., Charlou, J.-L., Davagnier, M., Eissen, J.-P., Fouquet, Y., Gueneley, S., Harmegnies, F., Lafoy, Y., Lapouille, A., Mazé, J.-P., Morton, J., Ondréas, H., Ruellan, E. et Sibuet, J.-C., 1988. La ride volcanique de Valu Fa dans le bassin de Lau méridional (sud-ouest Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 609-616.
- Giardini, D., 1984. Systematic analysis of deep seismicity: 200 centroid-moment tensor solutions between 1977 and 1980. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, p. 883-914.
- Giardini, D., Dziewonski, A.M. et Woodhouse, J.H., 1985. Centroid-moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977-1980. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40, p. 259-272.
- Giardini, D. et Woodhouse, J.H., 1986. Horizontal shear flow in the mantle beneath the Tonga arc. *Nature*, 319, p. 551-555.
- Gill, J.B., 1976a. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 1384-1395.
- Gill, J.B., 1976b. From island arc to oceanic islands: Fiji, southwestern Pacific. *Geology*, 4, p. 123-126.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Minerals and rocks 16, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 390 pp.
- Gill, J.B., Stork, A.L. et Whelan, P.M., 1984. Volcanism accompanying back-arc basin development in the southwest Pacific. *Tectonophysics*, 102, p. 207-224.
- Gill, J.B. et Whelan, P.M., 1989. Postsubduction ocean island alkali basalts in Fiji. *J. Geophys. Res.*, 94, B4, 4579-4588.
- Green, T.H., 1973. Petrology and geochemistry of basalts from Norfolk island, *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 20, 3, p. 259-272.
- Green, T.H., 1978. Rare earth geochemistry of basalts from Norfolk Island, and implications for mantle inhomogeneity in the rare earth elements, *Geochemical Journal*, v. 12, p. 165-172.
- Greene, H.G., Collot, J.-Y. et Fisher, M.A., sous presse. Neogene tectonic evolution of the New Hebrides Island arc - a review incorporating ODP drilling results, in H. G. Greene, J.-Y. Collot, L. B. Stokking *et al.* (sous presse). *Proc. ODP, Sci. Results*, 134: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p.
- Greene, H.G., Macfarlane, A. et Wong, F.L., 1988. Geology and offshore resources of Vanuatu - Introduction and summary, in H.G. Greene et F.L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, p. 1-25.
- Grzesczyk, A., Eissen, J.-P., Dupont, J., Lefèvre, C., Maillet, P., et Monzier, M., 1987. *Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest)*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 93-98.
- Grzesczyk, A., Lefèvre, C., Monzier, M., Eissen, J.-P., Dupont, J. et Maillet, P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel Pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (Sud-Ouest

- Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique Nord-Tonga. C.R. Acad. Sci. Paris, 312, II, p. 713-720.
- Grzesczyk, A., Monzier, M., Dupont, J., Eissen, J.-P. et Maillet, P., 1988a. Carte géologique préliminaire à l'échelle du 1/25.000 de Futuna et Alofi (Iles de Horn), ORSTOM, Centre de Nouméa, Nouvelle-Calédonie.
- Grzesczyk, A., Monzier, M., Lefèvre, C., Butterlin, J., Dupont, J., Eissen, J.-P., Glaçon, G., Maillet, P., et Muller, C., 1988b. Géologie des îles Futuna et Alofi (TOM des îles Wallis et Futuna. Pacifique Sud-Ouest) : données préliminaires : Géologie de la France, 2-3, p. 131-134.
- Hall, R., 1987. Plate boundary evolution in the Halmahera region: Indonesia. *Tectonophysics*, 144, p. 337-352.
- Hamburger, M.W. et Isacks, B.L., 1988. Diffuse back-arc deformation in the southwestern Pacific. *Nature*, 332, n° 6165, p. 599-604.
- Howell, D.G., Jones, D.L., et Schermer, E.R., 1985. Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, in Howell, D.G. (ed.), *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Sci. Ser., v. 1, p. 3-30.
- Hughes Clarke, J.E., Jarvis, P., Tiffin, D., Price, R. et Kroenke, L., 1993. Tectonic activity and plate boundaries along the northern flank of the Fiji Platform. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p.98-106.
- International Seismological Centre (ISC), 1961-1984. *Regional Catalogue of Earthquakes*. Thatcham, Newbury, Berkshire, U. K.
- Isacks, B.L., Oliver, J. et Sykes, L. R., 1968. Seimology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73, 18, p. 5855-5899.
- Isacks, B.L., Sykes, L.R. et Oliver, J., 1969. Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1443-1470.
- Jarvis, P., Kroenke, L., Price, R.C. et Maillet, P., 1993. GLORIA imagery of sea-floor structures in the northern North Fiji Basin. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p. 90-97.
- Jenner, G.A., Cawood, P.A., Rautenschlein, M. et White, W.M., 1987. Composition of back-arc volcanics, Valu Fa Ridge, Lau Basin: evidence for a slab-derived component in their mantle source. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, p. 209-222.
- Jones, J.G. et McDougall, I., 1973. Geological history of Norfolk and Philip islands, Southwest Pacific Ocean, *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 20, 3, p. 239-257.
- Johnson, D.P., Maillet, P. et Price, R.C., 1993. Regional setting of a complex backarc: New Hebrides Arc, northern Vanuatu - eastern Solomon Islands. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p. 82-89.
- Katz, H.R., 1988. Offshore geology of Vanuatu - Previous work, in H.G. Greene et F.L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, p. 93-122.
- Kroenke, L.W. (with a contribution by Rodda, P.), 1984. Cenozoic tectonic development of the southwest Pacific. U. N. ESCAP, CCOP / SOPAC Tech. Bull. , 6.
- Kroenke, L.W., Jouannic, C. et Woodward, P., (compilers), 1983. Bathymetry of the Southwest Pacific, scale 1:6 442 192 at 0°, 2 sheets, Mercator Projection, UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Secretariat, Suva, Fiji.
- Kroenke, L.W. et Walker, D.A., 1986. Evidence for the formation of a new trench in the western Pacific. *Eos Trans., Am. Geophys. Union*, vol. 67, n° 12, p. 145-146.
- Lafoy, Y., Auzende, J.-M., Gente, P., et Eissen, J.-P., 1987. L'extrémité occidentale de la zone de fracture fidjienne et le point triple de 16°40'S - Résultats du leg III de la campagne SEAPSO du N.O. Jean Charcot (décembre 1985) dans le Bassin Nord-Fidjien, SW Pacifique .C.R. Acad. Sci. Paris, 304, II, n°3, p. 147-152.
- Lafoy, Y., Auzende, J.-M., Ruellan, E., Huchon, P. et Honza, E., 1990. The 16°40'S triple junction in the North Fiji Basin (SW Pacific). *Marine Geoph. Res.*, 12, p. 285-296.
- Lapouille, A., 1978. Southern New Hebrides Basin and Western South Fiji Basin as a single marginal Basin. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n°3, 130-133.
- Lapouille, A. et Dugas, F., 1975. Geological evolution of New Hebrides and Loyalty areas. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, 2/3, p. 52

- Larue, B.M., Daniel, J., Jouannic, C. et Recy, J., 1977. The south Rennell trough: evidence for a fossil spreading zone. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, ed. Technip, Paris, p. 51-61.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, v. 27, 3, p. 745-750.
- Louat, R. et Dupont, J., 1982. Sismicité de l'arc des Tonga-Kermadec in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, n° 147, p. 299-317.
- Louat, R., Hamburger, M., et Monzier M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc : constraints on the subduction process, in H.G. Greene et F.L. Wong (eds), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs, Vanuatu region : Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Sci. Ser., v. 8, p. 329-356.*
- Louat, R., Monzier, M., Grzesczyk A., Dupont, J., Eissen, J.-P., et Maillet, P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud) : caractéristiques et conséquences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 489-494.
- Louat, R. et Pelletier, B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region: *Tectonophysics*, 167, p. 41-55.
- Macdonald, R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks, *Bull. Volcanol.*, 38, p. 498-516.
- McDougall, I. et Aziz-Ur-Rahman, 1972. Age of the Gauss-Matuyama boundary and of the Kaena and Mammoth events. *Earth planet. Sci. Lett.*, 14, p. 367-380.
- McDougall, I. et Duncan, R.A., 1988. Age progressive volcanism in the Tasmanid Seamounts. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 89, p. 207-220.
- Macfarlane, A., Carney, J.N., Crawford, A.J. et Greene, H.G., 1988. Vanuatu- A review of the onshore geology, in H. G. Greene et F.L. Wong (eds), *Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Science Series, v. 8, p. 45-91.*
- Maillet, P., Eissen, J.-P., Lapouille, A., Monzier, M., Baleivanualala, V., Butscher, J., Gallois, F. et Lardy, M., 1986a. La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20,00°S et 20,53°S: signature magnétique et morphologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 3, p. 135-140.
- Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.-P., et Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc-ridge junction : the case of the New Hebrides arc/North Fiji Basin : *Tectonophysics*, 165, p. 251-268.
- Maillet, P., Monzier, M. et Lefevre, C., 1986b. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 1-27.
- Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53, p. 179-197.
- Malahoff, A., Feden, R.H. et Fleming, H.S., 1982. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 87, p. 4109-4125.
- Menard, H.W., 1969. *Anatomy of an expedition.* McGraw-Hill Book Company, New York, 255 pp.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan, *Earth Science Reviews*, 11, p. 337-364.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- Monjaret, M.-C., 1989. Le magmatisme des fossés à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu). Thèse , Université de Bretagne Occidentale, Brest, 275 pp.
- Monjaret, M.-C., Bellon, H. et Maillet, P., 1991. Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 46, p. 265-280.
- Montaggioni, L., Butterlin, J., Glaçon, G., Collot, J.-Y., Monzier, M., Pelletier, B., Boulin, J., Lallemand, S., Daniel, J., Faure, G., Lauriat Rage, A., Venec-Peyré, M.-T., Blondeau, A., Lozouet, P., Vacelet, J. et Babinot, J.-F., 1991. Signification géodynamique des calcaires de plate-forme en cours de subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (sud-ouest de l'Océan Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 661-668.
- Monzier, M., 1991. The boninitic trend of the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). Poster, STARMER Symposium, 7-11 february 1991, ORSTOM Center, Noumea, New Caledonia.

- Monzier, M., Boulin, J., Collot, J.-Y., Daniel, J., Lallemand, S. et Pelletier, B., 1989. Premiers résultats des plongées Nautile de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique), C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, p. 2069-2076.
- Monzier, M., Collot, J.-Y. et Daniel, J., 1984b. Carte bathymétrique des parties centrale et méridionale de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), Paris.
- Monzier, M., Daniel, J., et Maillet, P., 1990. La collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, spécial 10, Actes du colloque: Tour du Monde "Jean Charcot", Paris, 1989, p. 43-56.
- Monzier, M., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J., Bellon, H. et Cotten, J., sous presse. High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). *J. Volc. Geotherm. Res.*,
- Monzier, M., Dupont, J., Pelletier, B., Grzesczyk, A., Eissen, J.-P., Louat, R. et Maillet, P., in prep. (a). Formation of terranes by ridge-arc collisions at the arcuate terminations of Tonga and New Hebrides subduction zones in the SW Pacific,
- Monzier M., Maillet P., Dupont J., 1992. Carte bathymétrique des parties méridionales de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et du bassin Nord-Fidjien. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris.
- Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missegue, F. et Pontoise, B., 1984a. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101, p. 177-184.
- Monzier, M., Pelletier, B., Daniel, J., Bellon, H., Glaçon, G., Montaggioni, L., Boulin, J., Collot, J.-Y., Eissen, J.-P. et Lallemand, S. in prep. (b). Nautile deep dives on the "Loyalty islands ridge / New Hebrides island arc" collision zone and their contribution to the geology of the SW Pacific, *Tectonophysics*,
- Moore, G.F. et Silver, E.A., 1983. Collision processes in the northern Moluca Sea, in D.E. Hayes (ed.), *The tectonic and geologic evolution of southeast asian seas and islands*, Part 2. *Am. Geophys. Union Monogr.*, 27, p. 360-372.
- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 53-62.
- Natland, J.H., 1980. The progression of volcanism in the samoan linear volcanic chain. *Am. J. Sci.*, 280A, p. 709-735.
- Natland, J.H. et Turner, D.L., 1985. Age progression and petrological development of Samoan shield volcanoes, in T.M. Brocher (ed.), *Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 3, Houston, Texas, p. .
- Nichols, G., Hall, R., Milsom, J., Masson, D., Parson, L., Sikumbang, N., Dwiyanto, B. et Kallagher, H., 1990. The southern termination of the Philippine trench. *Tectonophysics*, 183, p. 289-303.
- Okal, E.A., Woods, D.F. et Lay, T., 1986. Intraplate deformation in the Samoa-Gilbert-Ralik area: a prelude to a change of plate boundaries in the southwest Pacific? *Tectonophysics*, 132, p. 69-77.
- Oversby, V.M. et Ewart, A., 1972. Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contr. Mineral. Petrol.*, 37, p. 181-210.
- Packham, G., 1975. Aspects of the geological history of the New Hebrides and South Fiji Basins. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, v. 6, n° 2/3, p. 50-51.
- Paris, J.-P., Andreieff, P. et Coudray, J., 1979. Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, unité du charriage océanique péri-australien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. *C. R. Acad. Sci.*, D, 288, 1659-1661.
- Parson, L.M., Pearce, J.A., Murton, B.J., Hodkinson, R.A., and RRS Charles Darwin Scientific Party, 1990. Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, southwest Pacific. *Geology*, 18, p. 470-473.
- Parson, L.M. et Tiffin, D.L., 1993. Northern Lau Basin: backarc extension at the leading edge of the Indo-Australian Plate. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p. 107-115.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins, in C. J. Hawkesworth et M. J. Norry (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Shiva, p. 230-249.

- Pearce, J.A. et Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, p. 290-300.
- Pelletier, B. et Dupont, J., 1990. Effets de la subduction de la Ride de Louisville sur l'arc des Tonga-Kermadec. *Oceanologica Acta*, spécial 10, Actes du colloque: Tour du Monde "Jean Charcot", Paris, 1989, p. 57-76.
- Pelletier, B., et Louat, R., 1989a. Mouvements relatifs des plaques dans le Sud-Ouest Pacifique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 123-130.
- Pelletier, B., et Louat, R., 1989b. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Lau and Kermadec-Havre region. *Tectonophysics*, 165, p. 237-250.
- Pelletier B., Missegue F., Lafoy Y., Mollard L., Decourt R., Dupont J., Join Y., Perrier J. et Recy J., 1993. Extrémités nord du bassin Nord-Fidjien et des fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides: morphostructure et signature magnétique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, p. 637-644.
- Pontoise, B., Pelletier, B., Auboin, J., Baudry, N., Blanchet, R., Butscher, J., Chotin, P., Diament, M., Dupont, J., Eissen, J.-P., Ferrière, J., Herzer, R., Lapouille, A., Louat, R., d'Ozouville, L., Soakai, S. et Stevenson, A., 1986. La subduction de la ride de Louisville le long de la fosse des Tonga: premiers résultats de la campagne SEAPSO (Leg V). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 10, p. 911-918.
- Price, R.C., Maillet, P. et Johnson, D.P., 1993. Interpretation of GLORIA side-scan sonar imagery for the Coriolis Troughs of the New Hebrides backarc. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p. 71-81.
- Reay, A., Rooke, J.M., Wallace, R.C. et Whelan, P., 1974. Lavas from Niuafu'ou island, Tonga, ressemble ocean-floor basalts. *Geology*, 2, p. 605-606.
- Récy J., Charvis Ph., Ruellan E., Monjaret M.-C., Gérard M., Auclair G., Baldassari C., Boirat J.M., Brown G.R., Butscher J., Collot J.-Y., Daniel J., Louat R., Monzier M. et Pontoise B., 1986. Tectonique et volcanisme sous-marin à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu, Pacifique sud-ouest): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO Leg II du N/O Jean Charcot. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 8, p. 685-690.
- Recy, J., Pelletier, B., Charvis, Ph., Gérard, M., Monjaret, M.-C. et Maillet, P., 1990. Structure, âge et origine des fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides (Sud-Ouest Pacifique). *Oceanologica Acta*, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris, volume spécial 10, p. 165-182.
- Rigolot, P., 1988. Prolongement méridional des grandes structures géologiques de Nouvelle-Calédonie et découverte de monts sous-marins interprétés comme un jalon dans un nouvel alignement de Hot-Spot, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 965-972.
- Rigolot, P., 1989. Origine et évolution du "système" Ride de Nouvelle-Calédonie / Norfolk (Sud-Ouest Pacifique): Synthèse des données de géologie et de géophysique marine, Etude des marges et bassins associés, Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 319 pp.
- Royer, J.-Y., 1993. La tectonique de l'Océan Indien. *La Recherche*, 24, n° 251, p. 160-167.
- Ruellan, E., Auzende, J.-M., Honza, E., Dutt, S., Hashimoto, J., Iwabuchi, Y., Jarvis, Ph., Jollivet, D., Joshima, M., Kawai, T., Kawamoto, T., Kisimoto, K., Lafoy, Y., Matsumoto, T., Mitsuzawa, K., Naganuma, T., Naka, J., Otsuka, K., Otsuki, A., Rao, B., Tanahashi, M., Tanaka, T., Temakon, J. S., Urabe, T., Veivau, T., et Yokokura, T., 1989. L'accrétion dans le Bassin Nord-Fidjien méridional: premiers résultats de la campagne franco-japonaise STARMER / KAIYO 88. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 1247-1254.
- Saunders, A.D. et Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins, in Kokelaar B. P. et Howells M. F. (eds), *Marginal basin geology, Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*, Oxford (Blackwell), p. 59-76.
- Sharaskin, A.Ya., Pustchin, I.K., Zlobin, S.K. et Kolesov, G.M., 1983. Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc. *Ofioliti* 8, p. 411-430.
- Sigurdsson, I.A., Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Eggins, S.M. et Zlobin, S.K., 1993. Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge - Hunter Fracture Zone. Evidence from glass, olivine and spinel compositions. *Mineralogy and Petrology* 47, p. 149-169.
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. et Latter, J.H., 1981. *Volcanoes of the world*, Smithsonian Institution, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 233 pp.

- Sinton, J.M., Johnson, K.T.M. et Price, R.C., 1985. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Northern Melanesian Borderland, in T.M. Brocher (ed.), Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 3, Houston, Texas, p. 35-65.
- Smith, I.E.M., Chappell, B.W., Ward, G.K. et Freeman, R.S., 1977. Peralkaline rhyolites associated with andesitic arcs of the Southwest Pacific. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 37, p. 230-236.
- Staudigel, H. et Hart, S.R., 1983. Alteration of basaltic glass. Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, p. 337-350.
- Sun, S.-s. et McDonough, W.I., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in A.D. Saunders et M.J. Norry (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Special publ. 42, p. 313-345.
- Sykes, L.R., MacCann, W.R. et Kafka, A.L., 1982. Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 13, p. 3041-3050.
- Thiéblemont, D. et Cabanis, B., 1990. Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides, *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 1, p. 23-35.
- Tiffin, D.L., 1993. Tectonic and structural features of the Pacific / Indo-Australian plate boundary in the North Fiji-Lau Basin regions, Southwest Pacific. *Geo-Marine Letters*, 13, 2, p. 126-131.
- U. S. Geological Survey - National Earthquake Information Center (USGS-NEIC), 1987 to March 1990. Preliminary Determinations of Epicenters, monthly listing. Denver, Colorado, U. S. A.
- Vidale, J. et Kanamori, H., 1983. The october 1980 earthquake sequence near the New Hebrides. *Geophys. Res. Lett.*, v. 10, n°12, p. 1137-1140.
- Vogt, P.R. et Conolly, J.R., 1971. Tasmantid guyots, the age of the Tasman Plate, and motions between the Australia Plate and the mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2577-2584.
- Wellman, P. et McDougall, I., 1974. Cainozoic igneous activity in eastern Australia. *Tectonophysics*, 23, p. 49-65.
- Weissel, J.K., 1981. Magnetic lineations in marginal basins of the western Pacific. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 300, p. 223-247.
- Weissel, J.K., Watts, A.B. et Lapouille, A., 1982. Evidence for late paleocene to late eocene seafloor in the southern New Hebrides basin. *Tectonophysics*, 87, p. 243-251.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrology*, Unwin Hyman ed., London, UK, 466 pp.

UN MODELE DE COLLISION ARC INSULAIRE - RIDE OCEANIQUE

EVOLUTION SISMO-TECTONIQUE ET PETROLOGIE DES VOLCANITES DE LA ZONE D'AFFRONTMENT ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES - RIDE DES LOYAUTE.

-De l'Oligocène (34-26 Ma) au Miocène supérieur (13-9 Ma), une activité volcanique anorogénique a caractérisé (a édifié?) le tronçon nord de la Ride des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique).

-La Ride des Loyauté est entrée en collision avec l'arc des Nouvelles-Hébrides il y a environ 300 000 ans, mais elle perturberait le fonctionnement de la terminaison arquée de la zone de subduction depuis 1 ou 2 Ma.

Le fort enracinement et la flottabilité de cette ride massive, contrariant la flexure de la plaque plongeante et la migration vers l'WSW de l'ensemble "fosse-arc-axe d'expansion arrière-arc", expliquent l'intensité de la collision et les caractéristiques singulières des parties méridionales de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien, entre autres:

-la migration du front des déformations compressives sur le mur externe de la fosse dans la zone de serrage maximum,

-l'apparition d'une nouvelle limite de plaque, E-W décrochante senestre vers 22°S à travers l'arc (au Sud de cette limite, une subduction résiduelle subsiste sous la microplaque de Matthew-Hunter qui, fortement couplée à la Plaque Australienne, se déforme),

-la faible longueur de la zone de Wadati-Benioff,

-le faible développement de l'arc volcanique, l'absence de fossés arrière-arc

-et le décalage important affectant vers 21°S l'axe du Bassin Nord-Fidjien.

-Une série magmatique particulière, dérivée de magmas parentaux boninitiques par des processus de cristallisation fractionnée et mélanges magmatiques, caractérise la microplaque de Matthew-Hunter. Dans un contexte dominé par des mouvements transformants, ces boninites résulteraient de la combinaison:

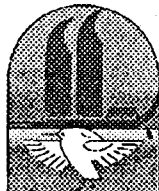
-d'une lithosphère plongeante déchirée se trouvant à une profondeur inhabituellement faible à l'aplomb des volcans

-et d'un manteau supérieur régional anormalement chaud, du fait de la proximité de l'axe d'expansion arrière-arc.

-La comparaison entre les terminaisons arquées des Nouvelles-Hébrides et des Tonga permet de proposer un modèle dans lequel la collision entre une ride massive et une terminaison d'arc entraîne successivement:

1-l'apparition d'une nouvelle limite de plaque isolant la terminaison arquée qui devient alors une microplaque sous laquelle une subduction résiduelle subsiste;

2-l'arrêt de la subduction sous cette microplaque et son accréation à la plaque plongeante sous forme d'un "terrane" constitué de fragments d'arc et de croûte océanique.



UFP



**THESE PRESENTEE A
L'UNIVERSITE FRANCAISE DU PACIFIQUE**

par

Michel MONZIER

**UN MODELE DE COLLISION
ARC INSULAIRE - RIDE OCEANIQUE**

**EVOLUTION SISMO-TECTONIQUE ET PETROLOGIE DES VOLCANITES
DE LA ZONE D'AFFRONTEMENT
ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES - RIDE DES LOYAUTÉ.**

VOLUME II (Annexes)

**Soutenu à Nouméa (Nouvelle-Calédonie) le 15 Novembre 1993,
devant le jury composé de:**

Jean-Marie Auzende, IFREMER, Nouméa
Dominique Cluzel, Professeur à l'U.F.P., Nouméa
Anthony J. Crawford, Professeur à l'Université de Tasmanie
Jacques Daniel, Directeur de Recherche, ORSTOM
Jacques Dupont, Directeur de Recherche, ORSTOM
Thierry Juteau, Professeur à l'U.B.O., Brest
Christian Picard, Maître de Conférences, U.F.P., Nouméa
Claude Robin, Directeur de Recherche à l'ORSTOM, Port-Vila

16 SEPT. 1994

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 40573 vol 2 ex 3
Cote : A

Annexe 1 -Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53, p. 179-197.

ANNEXES

Annexes concernant la terminaison sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et les zones environnantes

- Annexe 1 -Maillet, P., Monzier, M., Selo, M. et Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53, p. 179-197. p. 107
- Annexe 2 -Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missegue, F. et Pontoise, B., 1984a. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101, p. 177-184. p. 127
- Annexe 3 -Daniel, J., Collot, J. Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gerard, M., Maillet, P., Monjaret, M. C., Recy, J., Renard, V., Rigolot, P. et Temakon, J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9, p. 805-810. p. 135
- Annexe 4 -Maillet, P., Eissen, J.-P., Lapouille, A., Monzier, M., Baleivanualala, V., Butscher, J., Gallois, F. et Lardy, M., 1986a. La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20,00°S et 20,53°S: signature magnétique et morphologie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, 3, p. 135-140. p. 141
- Annexe 5 -Maillet, P., Monzier, M. et Lefevre, C., 1986b. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 1-27. p. 147
- Annexe 6 -Louat, R., Hamburger, M., et Monzier M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc : constraints on the subduction process, in H.G. Greene et F.L.Wong, eds., *Geology and Offshore Resources of Pacific Island arcs, Vanuatu region : Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Houston, Texas, Earth Sci. Ser., v. 8, p. 329-356. p. 179
- Annexe 7 -Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.P., et Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc-ridge junction : the case of the New Hebrides arc/North Fiji Basin : *Tectonophysics*, 165, p. 251-268. p. 207
- Annexe 8 -Monzier, M., Boulin, J., Collot, J.-Y., Daniel, J., Lallemand, S. et Pelletier, B., 1989. Premiers résultats des plongées Nautile de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, p. 2069-2076. p. 223
- Annexe 9 -Monzier, M., Daniel, J., et Maillet, P., 1990. La collision "Ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, spécial 10, Actes du colloque: Tour du Monde "Jean Charcot", Paris, 1989, p. 43-56. p. 231
- Annexe 10 -Montaggioni, L., Butterlin, J., Glaçon, G., Collot, J.-Y., Monzier, M., Pelletier, B., Boulin, J., Lallemand, S., Daniel, J., Faure, G., Lauriat-Rage, A., Vénec-Peyré, M.-T., Blondeau, A., Lozouet, P., Vacelet, J. et Babinot, J.-F., 1991. Signification géodynamique des calcaires de plate-forme en cours de subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (sud-ouest de l'Océan Pacifique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 661-668. p. 245

Annexe 11 (carte hors-texte) -Monzier M., Maillet P., Dupont J., 1992. Carte bathymétrique des parties méridionales de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et du bassin Nord-Fidjien. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris. Hors-texte

Annexe 12 -Monzier, M., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., Bellon, H. et Cotten, J., sous presse. High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). *J. Volc. Geotherm. Res.*,... p. 253

Annexes concernant la terminaison nord de la zone de subduction des Tonga et les zones environnantes

Annexe 13 -Grzesczyk, A., Eissen, J.P., Dupont, J., Lefèvre, C., Maillet, P., et Monzier, M., 1987. Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, p. 93-98. p. 299

Annexe 14 -Grzesczyk, A., Monzier, M., Lefèvre, C., Butterlin, J., Dupont, J., Eissen, J.P., Glaçon, G., Maillet, P., et Muller, C., 1988b. Géologie des îles Futuna et Alofi (TOM des îles Wallis et Futuna. Pacifique Sud-Ouest) : données préliminaires : Géologie de la France, 2-3, p. 131-134. p. 305

Annexe 15 -Louat, R., Monzier, M., Grzesczyk A., Dupont, J., Eissen, J.P., et Maillet, P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud): caractéristiques et conséquences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 489-494. p. 309

Annexe 16 -Grzesczyk, A., Lefèvre, C., Monzier, M., Eissen, J.P., Dupont, J. et Maillet, P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel Pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (Sud-Ouest Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique Nord-Tonga. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, p. 713-720. p. 315

THE D'ENTRECASTEAUX ZONE (SOUTHWEST PACIFIC). A PETROLOGICAL AND GEOCHRONOLOGICAL REAPPRAISAL

P. MAILLET¹, M. MONZIER¹, M. SELO² and D. STORZER³

¹ *Centre ORSTOM, B.P. A5, Nouméa Cédex (New Caledonia)*

² *Université Pierre et Marie Curie, Paris (France)*

³ *Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris (France)*

(Received January 3, 1983; revised and accepted May 4, 1983)

ABSTRACT

Maillet, P., Monzier, M., Sélo, M. and Storzer, D., 1983. The D'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Mar. Geol.*, 53: 179–197.

The D'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific) is an arched submarine horst- and graben structure, which extends from the northern end of the New Caledonia ridge to the western border of the New Hebrides island arc. A review of the bathymetry, seismic-reflection data, paleomagnetism, gravimetry, seismology and DSDP data available for this area is combined with a study of basaltic samples dredged along the horsts of this regional fracture zone. These basalts show strong petrographic and chemical affinities with MORB. Their fissiontrack ages range between 56 Ma (Paleocene–Eocene boundary) and 36 Ma (Eocene–Oligocene boundary). It is suggested that the D'Entrecasteaux Zone represents the northern arcuate extension of the northeast-dipping Eocene subduction/obduction zone, located along the New Caledonia/Loyalty Islands ridge, while its present morphology appeared from post-obduction extensional movements, resulting in a progressive uplift of basaltic ocean floor since Middle Miocene times.

INTRODUCTION

The D'Entrecasteaux Zone, located between the northern part of the New Caledonia ridge and Santo and Mallicolo Islands (Vanuatu, formerly New Hebrides) separates the North D'Entrecasteaux Basin from the North Loyalty Basin (Fig.1). Daniel et al. (1977) interpret this zone as relics of the northern end of the northeast-dipping subduction zone which, during Eocene times, was situated in the area of the New Caledonia/Loyalty Islands.

Although presently inactive, this structure may have behaved as an arc-arc transform similar to the active Hunter Fracture Zone, which links the New Hebrides and the Tonga island arcs.

BACKGROUND AND PREVIOUS WORK

The D'Entrecasteaux Zone forms a long and narrow structure (approximately 100 by 600 km) of positive relief above the surrounding ocean basins.

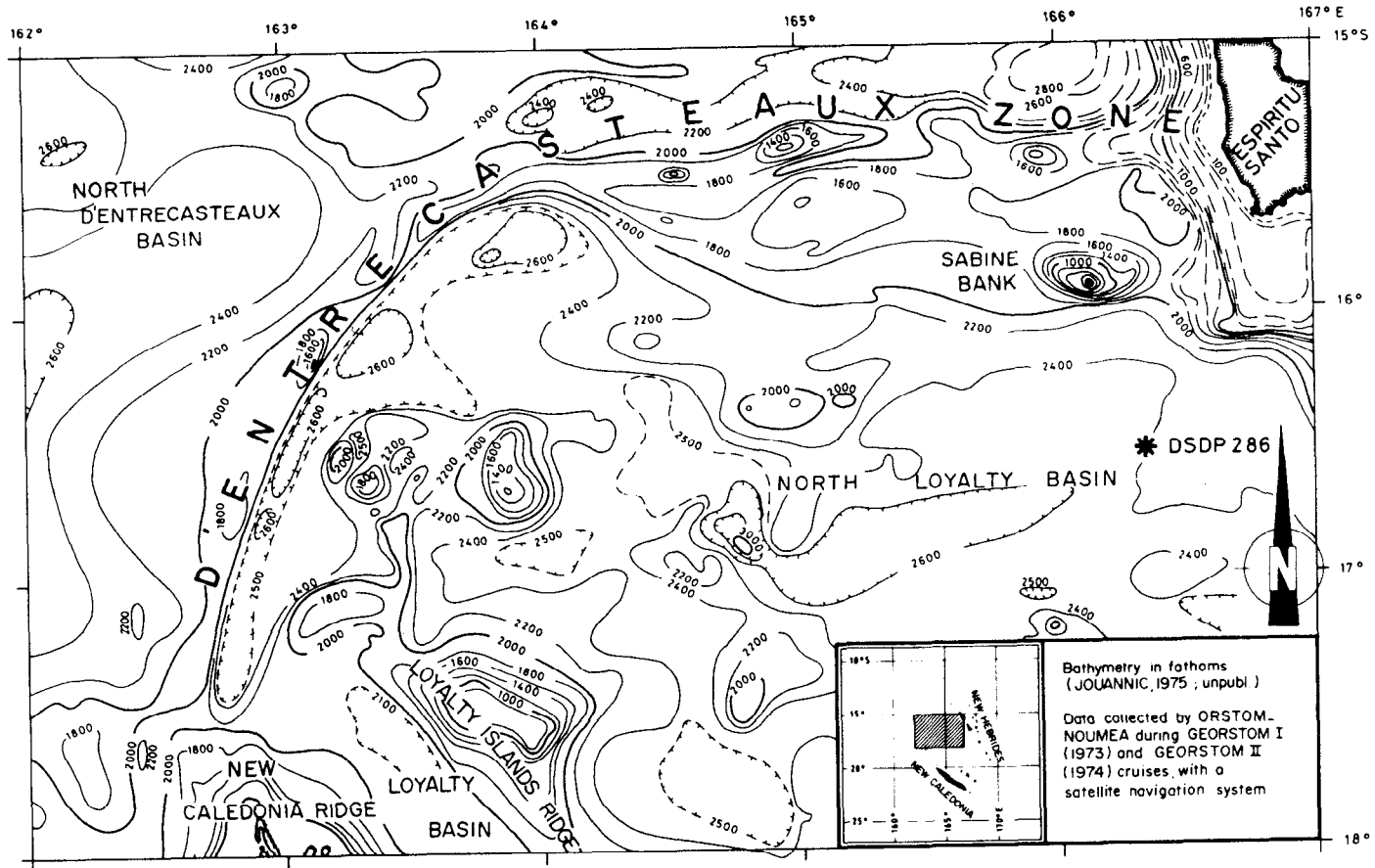


Fig.1. Bathymetric chart of the D'Entrecasteaux Zone (Jouannic, 1975; unpubl.).

It can be divided into two segments (Figs.2 and 3): (1) an arched western segment, orientated SSW—NNE; and (2) a straight eastern segment, orientated W—E.

The entire length of the western segment of the D'Entrecasteaux Zone is characterized by horst- and graben morphology; the gently sloping north-western flank of this structure rises regularly from the North D'Entrecasteaux Basin to the summit of the principal horst. The relatively steep southeastern flank of the principal horst borders a depression, which is separated from the North Loyalty Basin by a series of secondary horsts.

The eastern segment of the D'Entrecasteaux Zone is also characterized by horst- and graben morphology. It differs from the western segment by having generally less distinct relief and a particular structural arrangement, around a complex and steep-flanked horst. The northern slope of this horst is bounded by a pronounced depression, while its southern side slopes steadily toward the North Loyalty Basin. Near the eastern end of the D'Entrecasteaux Zone there is a conical seamount, the Sabine Bank, which has a morphology resembling a volcano.

From the seismic-reflection profiles of the western part of the D'Entrecasteaux Zone (profiles G0 204, 109, 212, 214 and 105) the following structural elements are apparent from northwest to southeast (Figs.3 and 4):

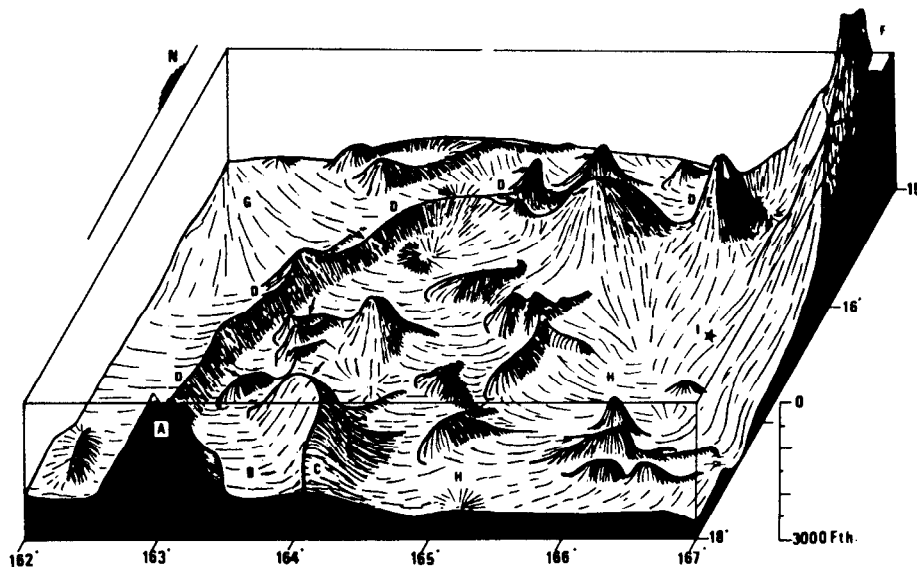


Fig.2. Block-diagram showing the main topographic features of the D'Entrecasteaux Zone. Bathymetric contours from Fig.1. Vertical exaggeration $37\times$. A = northern extension of the New Caledonia ridge; B = Loyalty Basin; C = Loyalty Islands ridge; D = D'Entrecasteaux Zone; E = Sabine Bank; F = Santo Island (Vanuatu; New Hebrides); G = North D'Entrecasteaux Basin; H = North Loyalty Basin; I = DSDP Site 286. Small arrows locate dredging sites (see Fig.3).

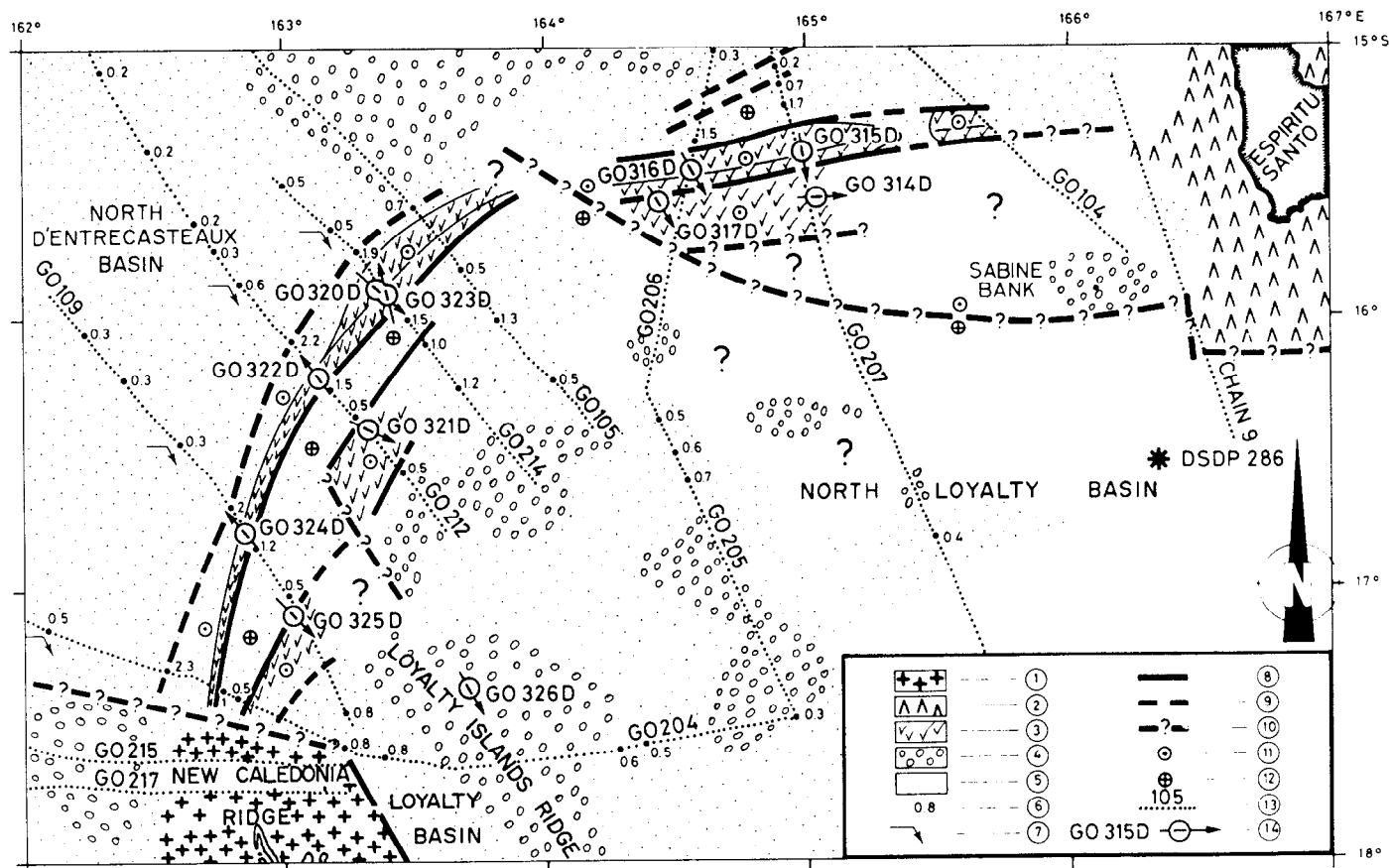


Fig. 3. Structural map of the D'Entrecasteaux Zone and location of seismic profiles and dredging sites. 1 = northern extension of the New Caledonia ridge; 2 = New Hebrides island arc; 3 = ocean-floor basalts outcrops along the D'Entrecasteaux Zone horsts; 4 = unknown-nature "basement"; 5 = sedimentary cover; 6 = sediment thickness inferred from seismic-reflection profiles (in two-way travel time seconds); 7 = northwestern limit of the thick sedimentary basin characterizing the western part of the D'Entrecasteaux Zone; 8 = apparent fracture; 9 = fracture hidden by sediments; 10 = inferred fracture; 11 = horst; 12 = graben; 13 = GEORSTOM profiles (bathymetry; seismic reflection; magnetism) and CHAIN 9 profile (Luyendyk et al., 1974); 14 = dredging sites (GEORSTOM III NORD cruise).

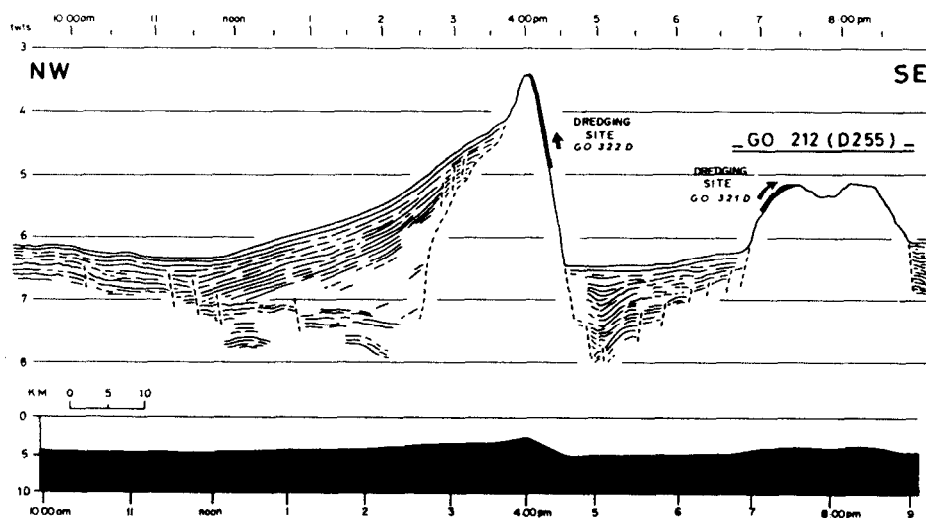


Fig.4. Standard profile across the western part of the D'Entrecasteaux Zone. *Top*: interpretation of the seismic-reflection profile; *bottom*: 1/1-scaled bathymetric profile.

(1) The North D'Entrecasteaux Basin, with a thin sediment cover (0.2–0.5 s: two-way travel time in seconds).

(2) A straight and narrow basin (approximately 60 by 250 km), characterized by a noticeable thickening of the sedimentary series (up to 2.3 s). This basin seems always to be divided by the main horst into two unequal parts (Fig.4):

(a) Sediment thickness on the gently sloping northwestern flank reaches 2.3 s; this flank resembles a monocline, the dip of which is probably due to late uplift of the main horst. The sedimentary strata show a slight discordance upon a faulted, gently southeast-dipping substratum. Sedimentation was most likely contemporaneous or quasi-contemporaneous with the tectonics affecting the substratum.

(b) Sediments on the southeastern part are less thick (1.5 s) and lie in a graben, bordered to the northwest by the main horst and to the southeast by a more or less distinct, smaller, secondary horst. The sedimentary strata dip gently to the northwest, except close to the main horst, where they clearly show a reversal to the southeast, thus giving a synclinal form to the basin. This reversal is certainly due to the late uplift of the main horst. The aspect of the sedimentary layers and of the underlying faulted substratum again indicates that most of the deposits have been virtually contemporaneous with the tectonics.

(3) Some secondary horsts that are more or less distinct, and in some places reduced to simple faults (profiles G0 105 and G0 214; Fig.3).

(4) The North Loyalty Basin, which is characterized, like the North D'Entrecasteaux Basin, by a thin sedimentary cover (0.5–0.7 s).

As to the seismic profiles on the eastern part of the D'Entrecasteaux Zone (profiles G0 206, G0 207 and G0 104) they show, from north to south (Figs. 3 and 5):

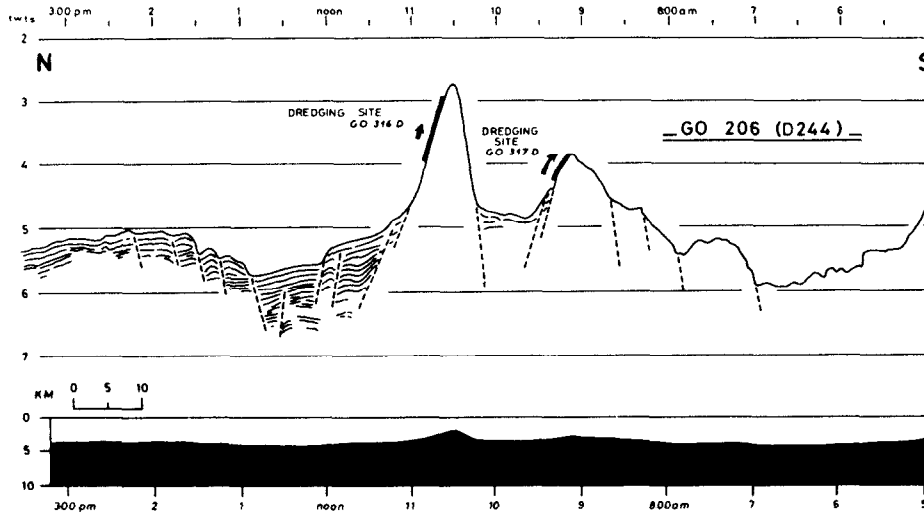


Fig. 5. Standard profile across the eastern part of the D'Entrecasteaux Zone. *Top*: interpretation of the seismic-reflection profile; *bottom*: 1/1-scaled bathymetric profile.

(a) The southern end of the North D'Entrecasteaux Basin, with its thin sedimentary cover (0.3 s).

(b) A straight and narrow graben-like sedimentary basin bounded by a series of conjugate faults. In its central part, the sedimentary thickness can reach 1.7 s.

(c) A double horst, bordering a graben significantly smaller than the former one, and without significant sedimentary deposits.

(d) A transition zone between this horst and the North Loyalty Basin, characterized by the lack of sediments, numerous faults and a steady deepening of the structures. The Sabine Bank, probably a former volcano, seems to have formed within this transition zone.

Lapouille (1982) presented and discussed in detail the paleomagnetic data available on the North Loyalty and North D'Entrecasteaux Basins (Fig. 9). The North Loyalty Basin is characterized by a series of ENE–WSW-oriented magnetic anomalies (anomaly 18 to 23), which emphasize the northward motion of the North Loyalty Basin crust between 42 and 55 Ma (see also Weissel et al., 1982). These anomalies are absent near the D'Entrecasteaux Zone, because of the complex morphology of the latter. Further north, new lineations appear on the North D'Entrecasteaux Basin (anomaly 30 to 34), which show a variable orientation (W–E in the western part of the basin; NE–SW in its central part; WNW–ESE in its eastern part). The change of lineation orientation between the western and central parts of the basin could be related to a hypothetical main fracture, lying on the northwestward extension of the Loyalty Islands ridge. The identification of anomalies 30 to 34 indicates a formation of the North D'Entrecasteaux Basin between 80 and 66 Ma (Late Cretaceous), accompanied by a crustal drift from southeast

to northwest (or from south to north). Lapouille (1982) concludes that both the North Loyalty and the North D'Entrecasteaux Basins once were parts of the same basin, originating from a southern spreading centre which later broke apart because of tectonic movements along the D'Entrecasteaux Zone.

Gravimetry data are available only from a single profile (Luyendyk et al., 1974), which is located at the eastern part of the D'Entrecasteaux Zone (Chain 9; Fig.3). Although this profile is not centered on the D'Entrecasteaux Zone, Chung and Kanamori (1978) interpret the two Bouger anomaly minima as an indication of an isostatic compensation of the structure, because of the presence of low-density roots beneath the two topographical heights apparent on the bathymetric profile.

Seismological studies show that no earthquake with magnitude greater than 4.7 has occurred along the D'Entrecasteaux Zone since 1964 (R. Louat, pers. commun., 1982). This observation supports the lack of important horizontal or vertical movements since this date, but does not exclude any limited readjustments.

DSDP drill hole 286 located near Santo and Mallicolo Islands (Figs.1 and 6) cut 650 m of sedimentary or volcanosedimentary rocks, before entering 10 m of basaltic pillow lavas, which are thought to be the wall rock of a 47 m-wide gabbroic intrusion (Andrews, Packham et al., 1975; Stoesser, 1975; Landmesser et al., 1975). Whether these intrusive rocks represent sea-floor basement or not remains unsolved. Basalts dredged from DSDP Site 286 differ mineralogically from those of the D'Entrecasteaux Zone (see below)

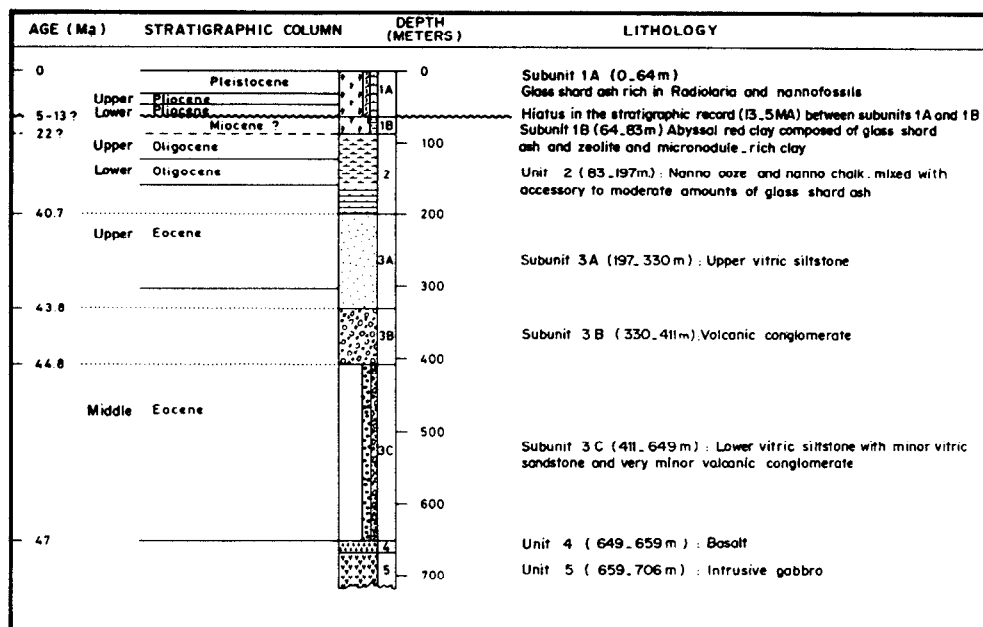


Fig.6. Stratigraphy and lithology of formations drilled in DSDP Site 286 (from Andrews, Packham et al., 1975).

because of the presence of olivine (accordingly, Cr and Ni contents are higher in the former than in the latter; Table I), and because of a higher K_2O content (possibly due to an advanced degree of alteration).

Since DSDP 286 basalts have strong geochemical affinities with abyssal tholeiites (ocean-ridge tholeiites), we assume in the following discussion that these basalts correspond to the upper part of the sea-floor basement. The underlying gabbro displays an altered chilled margin close to the basalt. Moreover, chemical characteristics of the former are unknown, due to its strongly pronounced alteration. The age of this basaltic formation should be contemporaneous with or older than the oldest sediments of the Middle Eocene siltstone formation (47 Ma). However, Andrews and Packham et al. (1975) suggest that warm and slightly acidic emanations, originating in the gabbroic intrusion, may have more or less metamorphosed the lower part of these sediments. Consequently, if the same magmatic process has produced basalts and gabbros, sea-floor formation could have started just before 47 Ma, by basaltic emission, followed by gabbroic intrusion at the time of deposition of the first Eocene silts (47 Ma).

The principal characteristics of the overlying sedimentary sequence are as follows:

(a) Most of the series is made up of rapidly deposited, Middle and Upper Eocene (47–41 Ma) turbidites of alternating siltstone and sandstone (subunits 3A and 3C in Fig.6). These medium-depth formations contain a significant amount of volcanic glass and pumice of intermediate silica content and indicate andesitic volcanism. The non-bedded volcanic conglomerates (subunit 3B in Fig.6) suggests the presence of a nearby emerged volcanic ridge from which this volcanosedimentary series originated. The presence of an oceanic basement, covered by rapidly deposited and substantially andesitic debris until Late Eocene seems to indicate that DSDP Site 286 was located at that time in a marginal basin near an active island arc.

(b) The volcanic activity and sedimentation rate drastically decrease during Late Eocene and Oligocene (41–22 Ma; unit 2 in Fig.6), and the sediments become distinctly biogenic (chalks and calcareous mudstones with minor amounts of volcanic ashes). This sedimentation change is marked by a progressive deepening, probably caused by lithosphere cooling.

(c) The subsidence becomes more pronounced during the Late Oligocene and Early and Middle Miocene (22–13 Ma), with deposition of abyssal red clays (subunit 1B in Fig.6). Interlayered glassy fragments suggest a reactivation of remote volcanic activity at that time.

(d) The absence of Miocene formations argues for an important hiatus (13–5 Ma) related to a possible deformation of the oceanic floor, close to DSDP Site 286.

(e) During the Early Pliocene, the sedimentation starts again, as shown by the increasing arrival of radiolaria- and nannofossil-rich volcanic ashes, up to the top of the sedimentary sequence (subunit 1A in Fig.6; 5 Ma up to Present). These volcanic ashes, at least the most recent ones (2.5 Ma up to Present), could be derived from the New Hebrides active island arc.

TABLE I

Chemical compositions of dredged basalts from the D'Entrecasteaux Zone

	314 D2	315 D19	316 D24	317 D9	320 D1	322 D3	323 D1	324 D3	324 D4	324 D6	DSDP 286	MORB
wt %												
SiO ₂	50.10	49.00	48.40	49.70	50.40	49.50	49.00	49.60	49.10	48.80	49.20	49.21 ± 0.74
Al ₂ O ₃	15.45	16.25	15.15	16.40	18.10	16.05	16.34	16.77	16.40	14.95	16.60	15.81 ± 1.50
Fe ₂ O ₃	5.85	5.15	5.55	6.45	5.45	7.45	4.60	2.46	2.25	2.60	3.40	2.21 ± 0.74
FeO	3.50	3.50	5.15	4.05	2.45	3.40	5.22	6.93	8.00	7.90	6.20	7.19 ± 1.25
MnO	0.14	0.09	0.13	0.11	0.10	0.12	0.18	0.15	0.16	0.16	0.12	0.16 ± 0.03
MgO	6.95	5.55	4.85	3.50	4.10	4.90	5.99	6.38	6.95	7.45	7.60	8.53 ± 1.98
CaO	10.45	11.85	11.50	9.95	9.60	8.90	11.58	12.91	11.95	12.15	9.90	11.14 ± 0.78
Na ₂ O	3.00	2.95	3.30	3.90	2.95	3.15	2.97	2.43	2.40	2.50	2.40	2.71 ± 0.19
K ₂ O	0.41	0.41	0.50	0.28	0.52	0.47	0.20	0.08	0.13	<0.03	0.87	0.26 ± 0.17
TiO ₂	1.37	1.17	1.91	1.84	0.99	1.40	1.90	1.36	1.45	1.40	1.50	1.39 ± 0.28
P ₂ O ₅	0.22	0.80	1.03	1.27	0.06	0.17	0.16	0.09	0.08	0.08	0.09	0.15 ± 0.04
H ₂ O-	1.50	2.08	1.58	1.79	3.40	3.37	1.08	0.25	0.30	0.61	-	-
H ₂ O+	0.81	1.58	1.37	1.35	2.00	1.45	0.88	0.31	0.60	0.83	1.90	-
TOTAL	99.75	100.38	100.42	100.59	100.12	100.33	100.10	99.72	99.77	99.43	99.78	98.76
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.67	1.47	1.08	1.59	2.22	2.19	0.88	0.35	0.28	0.33	0.55	0.31
FeO*	8.76	8.13	10.14	9.85	7.35	10.10	9.36	9.14	10.02	10.24	9.26	9.18
FeO*/MgO	1.26	1.46	2.09	2.81	1.79	2.06	1.56	1.43	1.44	1.37	1.22	1.08
ppm												
K	3402	3402	4149	2323	4315	3900	1660	664	1079	<249	7219	2157 ± 1411
Rb	6	8	13	5	12	4	11	2	1	tr	-	-
Sr	119	153	169	280	137	150	124	166	153	143	200	123 ± 46
Ti	8220	7020	11460	11040	6000	8400	11400	8160	8700	8400	9000	8340 ± 1680
Zr	110	74	124	120	55	100	87	78	79	70	70	100 ± 42
Y	48	32	60	39	22	38	41	26	26	27	20	43 ± 12
Nb	4	2	3	2	tr	tr	5	4	5	1	-	-
Ni	100	62	36	26	35	34	40	125	139	108	200	123 ± 56
Co	50	29	31	22	35	34	39	46	49	51	50	-
V	272	242	300	429	207	315	328	274	280	292	150	289 ± 73
Cr	309	306	124	26	216	68	172	352	399	338	500	296 ± 80
Rb/Sr	0.050	0.052	0.077	0.018	0.088	0.027	0.089	0.012	0.007	-	-	-
K/Rb	567	425	319	465	360	975	151	332	1079	-	-	-
Y/Nb	12	16	20	19.5	-	-	8.2	6.5	5.2	27	-	-
d	2.60	2.35	2.40	2.20	2.15	2.30	2.85	2.90	2.95	2.90	-	-
FeO* : total iron as FeO d : apparent density tr : traces												

Major elements: Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM, Bondy, France.

Trace elements: Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes, France (analyst: H. Martin).

Sample identification is as follows: 314 D2: sample no.2 from G0 314D dredging site, and so on . . . ; DSDP 286: fine-grained olivine-basalt from DSDP 286 basement (Stoeser, 1975; analysis 4, pp.406 and 408); MORB: mean composition of 33 analyses of mid-ocean ridge basalts (Melson and Thompson, 1971; analysis 4, p. 429).

NEW DATA

Recent petrological and geochronological data allow us to reconsider the problems related to the D'Entrecasteaux Zone. During GEORSTOM III NORD cruise, held in September 1975, the research vessel "Le Noroît" carried out 13 dredgings in this area; 11 of them were successful in obtaining samples (Fig.3); their coordinates and the rock types encountered are listed in Tables II and III, respectively.

The mineralogy of the basalts remains constant: plagioclase, clinopyroxene, opaque minerals, alteration minerals and mesostasis. Plagioclase phenocrysts (An_{60-78}) are twinned according to the albite law, commonly display normal zoning, and are usually sericitized; augite phenocrysts are typically euhedral, light-green in color, strongly birefringent, and usually altered to chlorite and uralite; ilmenite (generally leucoxenized) is the main opaque species. Absence of olivine, and the erratic presence of calcite must be emphasized.

Acicular, needle-shaped or belt-buckled plagioclases, "comb"-pyroxenes, complex plagioclase-pyroxene arborescences are common, and suggest rapid quenching.

Ten samples (among the twenty-five chosen for petrographic study) have been chemically analyzed (Table I).

Major- and trace-element geochemistry of the D'Entrecasteaux Zone basalts displays a strong affinity with mid-ocean ridge basalts (MORB); low

TABLE II

Coordinates of dredging sites carried out on the D'Entrecasteaux Zone

Dredging site ##	Beginning	End
GO 314 D	15°33'0S-165°01'3E (-3120m)	15°33'0S-165°03'0E (-2800m)
GO 315 D	15°22'4S-164°59'0E (-2160m)	15°23'6S-164°59'2E (-1800m)
(2) GO 316 D	15°26'0S-164°33'2E (-2960m)	15°28'0S-164°34'4E (-2200m)
GO 317 D	15°33'4S-164°25'8E (-3200m)	15°34'8S-164°26'4E (-2600m)
.....		
G0320 D	15°52'1S-163°20'8E (-4150m)	15°54'2S-163°23'3E (-3640m)
G0321 D	16°23'8S-163°18'4E (-4190m)	16°24'6S-163°20'3E (-3830m)
G0322 D	16°13'5S-163°08'9E (-3680m)	16°12'0S-163°07'7E (-2500m)
(1) G0323 D	15°55'5S-163°24'1E (-4180m)	15°53'6S-163°23'4E (-3250m)
G0324 D	16°47'0S-162°51'3E (-3750m)	16°46'2S-162°50'6E (-3020m)
G0325 D	17°05'0S-163°01'3E (-4000m)	17°06'0S-163°02'3E (-3700m)
G0326 D	17°21'2S-163°41'4E (-2000m)	17°22'7S-163°42'2E (-1460m)

1 = western part of the D'Entrecasteaux Zone; 2 = eastern part of the D'Entrecasteaux Zone. Latitudes, longitudes and bathymetry concern the dredge.

TABLE III

Petrographic types of dredged samples from the D'Entrecasteaux Zone

Dredging Site #	Basaltic	Hyaloclastite	Volcaniclastic (tuff)	Claystone and mudstone	Polymetallic crust	Polymetallic nodule	Jasper and siliceous breccia	Coral limestone
G0314 D	+++	**		*	*			
G0315 D	*		*	**		+++		
(2) G0316 D	**	**		*	**	**		
G0317 D	**	*			**	*		
.....								
G0320 D	*			+++	**	*		
G0321 D				*		*		
G0322 D	+++	*			*			
(1) G0323 D	**	*	*	*	**			
G0324 D	**		**		*		**	
G0325 D		*			*			
G0326 D					*			*

+++ : very abundant ** : abundant * : scarce

1 = western part of the D'Entrecasteaux Zone; 2 = eastern part of the D'Entrecasteaux Zone.

K₂O (<0.5%) and Rb (<10 ppm) contents; intermediate TiO₂ contents (~1.5%); high transition elements contents (Cr, Co, Ni, V).

This affinity is further supported by presenting the results on Pearce and Cann (1973) diagrams (Fig.7).

The eight glass samples analyzed by means of the fission-track method (for details see e.g. Storzer, 1970; Sélo and Storzer, 1979) were recovered from sites G0 314D, G0 316D, G0 323D and G0 325D (Fig.8) and represent either glassy pillow margins or hyaloclastic fragments. The bulk uranium contents of the fresh remnants of unweathered glasses range between 51 and 108 ppb. Glass sample 316D22 has the abnormally high uranium content of 227 ppb which, together with this sample's low fission-track age (see below), could be indicative of the possibility that it is part of a dike intrusion. The basalts from all four sites are altered to various extents because their uranium contents are enriched up to five times compared to the unweathered reference glass samples (see e.g. Storzer and Sélo, 1978). Ambient temperatures prevailing during these alteration processes are estimated to have been 1–5°C at sites G0 314D and G0 325D; about 10°C at site G0 323D; but 40–110°C at site G0 316D (Table IV). The apparent fission-track ages of the glasses vary between 34 Ma in the north and 20 Ma in the south, except for site G0 316D, where they are exceedingly low (Table IV). All these ages are thermally lowered and require correction as evidenced from fission-track size analyses (Storzer, 1970). The ages corrected for thermally induced partial track-loss converge to 56.0 ± 4.9 Ma at site G0 314D; 53.3 ± 5.8 Ma at site G0 323D; and 36.4 ± 5.2 Ma at site G0 325D (Table IV). The corrected fission-track ages of these three sites are interpreted as formation ages of the local oceanic crust and are suggestive for the presence of a formerly active spreading centre

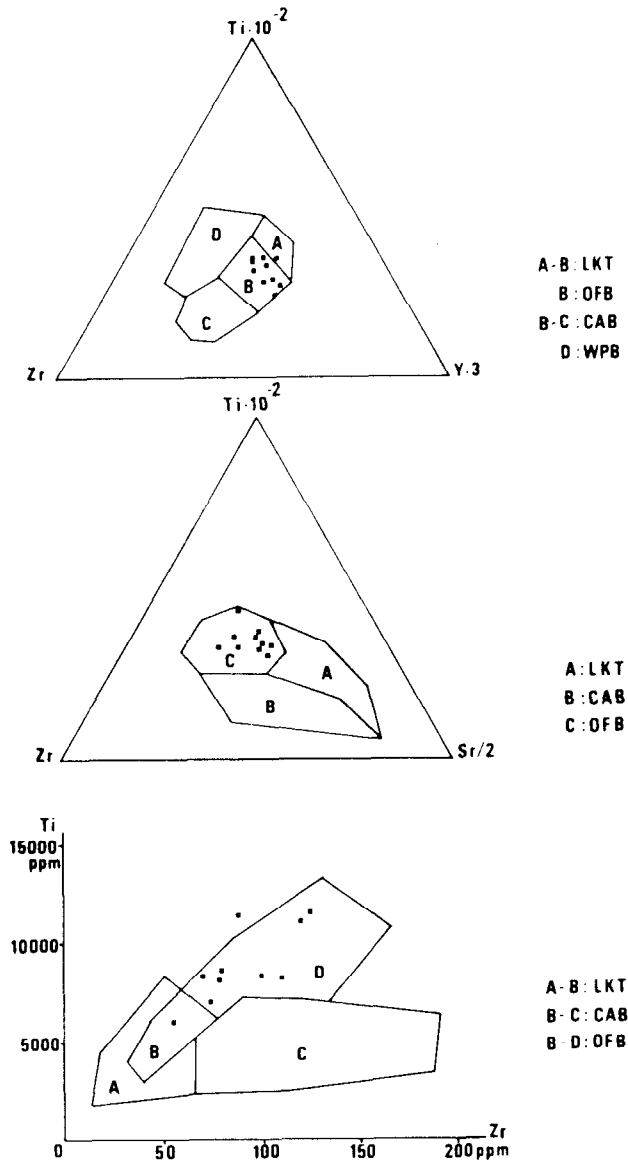


Fig. 7. D'Entrecasteaux Zone basalts plotted on Pearce and Cann (1973) diagrams. *LKT* = low-potassium tholeiites; *CAB* = calc-alkali basalts; *OFB* = ocean-floor basalts; *WPB* = within-plate basalts.

in the south-southeastern part of the dated area (with a spreading rate of $0.61^{+1.27}_{-0.24}$ cm a⁻¹ between 60 and 30 Ma).

As to glass 316D22, the meaning of its corrected fission-track age of 37 ± 12 Ma is not quite clear. If this is a formation age, it could be interpreted as the time of a dike intrusion. If this is a cooling age, it would date

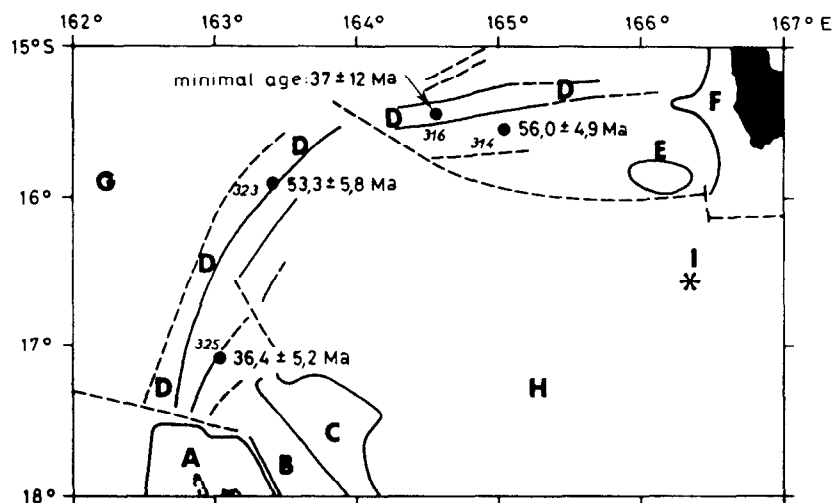


Fig.8. Location map of fission-track ages (same captions as in Fig.2).

the end of a thermal event. In this case the sample could well be about 60 Ma old, but owing to a relatively high-temperature environment (due for example to hydrothermal circulations), the fission-track clock was continuously reset so that it started to operate only about 37 Ma ago. We prefer

TABLE IV

Uranium fission-track ages of D'Entrecasteaux Zone volcanic glasses (see Storzer, 1970; Storzer and Sélo, 1978; and Sélo and Storzer, 1979, for analytical methods)

Sample #/	Measured age (Ma)	Estimated ambient temperature prevailing during alteration process	Corrected age (Ma)
314 DA	34.3 ± 2.9		57.2 ± 8.2
314 DB	27.9 ± 2.2		54.7 ± 8.0
GO 314D site (mean value)		1-5°C	56.0 ± 4.9
316 D22	4.4 ± 0.7	90°C	37 ± 12 { > 40°C, even if hydrothermal metamorphism occurred
316 D27	<0.7	110°C	
316 DA	<0.7	110°C	
323 DA	23.2 ± 2.6		52.7 ± 8.9
323 DB	24.8 ± 2.8		53.9 ± 9.5
GO. 323D site (mean value)		~ 10°C	53.3 ± 5.8
325 D1	20.4 ± 1.5	1-5°C	36.4 ± 5.2

the second interpretation, because the degree of fading of fossil fission tracks in glass 316D22 and the complete resetting of the fission-track clock in glasses 316D27 and 316DA (Table IV), provide direct evidence for an elevated temperature regime to which the samples from site G0 316D were exposed. This interpretation also allows for a period of dike injection. Thus, oceanic crust at this site is most likely contemporaneous with the ocean floor at sites G0 314D and G0 323D.

DISCUSSION

The above-mentioned data are too incomplete, and the regional setting not sufficiently well known, to permit a geodynamic reconstruction of the D'Entrecasteaux Zone, and to confirm or to disprove the interpretation of Daniel et al. (1977). Petrological and geochronological studies of dredged samples from the South Rennell Trough are in progress, and will presumably clarify this problem. Larue et al. (1977) see in this structure, located 300 km to the northwest of the D'Entrecasteaux Zone (Fig.9), a remnant spreading zone which was active at about 30 Ma (Middle Oligocene). Nevertheless, this interpretation appears to be contradictory to the one of Lapouille (1982), who places anomaly 34 (80 Ma) close to the South Rennell Trough (Fig.9). Therefore, it seems more worthwhile at the present to search for possible relationships between the D'Entrecasteaux Zone, the Loyalty Basin, the North Loyalty Basin and the last tectonic phases in New Caledonia.

Let us first consider the geometrical pattern formed by the New Caledonia ridge and the western part of the D'Entrecasteaux Zone (Fig.9). Major structural directions trace a continuous arc, which is progressively deflected to the north and then to the northeast. This structural continuity could be the result of the same geological event (tectonic phase? subduction? obduction?) operating along a 1000-km zone.

The New Caledonia peridotitic nappe presumably represents an overthrust slice of the Loyalty Basin oceanic crust, emplaced during a southwestward obduction phase in Late Eocene times (40 Ma; Paris et al., 1979; Collot et al., 1982). According to Coudray (1977), this compressive phase was followed (from Middle Miocene to Early Pleistocene) by an extensional phase, which gave New Caledonia its present structural features. In general, the New Caledonia ridge may be considered as a large horst (length ca. 700 km; width 60–80 km; vertical displacement several kilometers). We have also noted that the overall structure of the D'Entrecasteaux Zone resembles a series of horsts and grabens, often separated by important vertical displacements (sometimes higher than 1 km). These observations suggest that the same single tectonic process may be involved, and that uplift of ocean floor in the D'Entrecasteaux Zone horsts area may have been contemporaneous with New Caledonia extensional movements (Middle Miocene–Early Pleistocene). The latter could correspond either to a late isostatic compensation of the New Caledonia ridge, following the Late Eocene ultrabasic nappe obduction, or to a change in regional strain regime, correlated with the

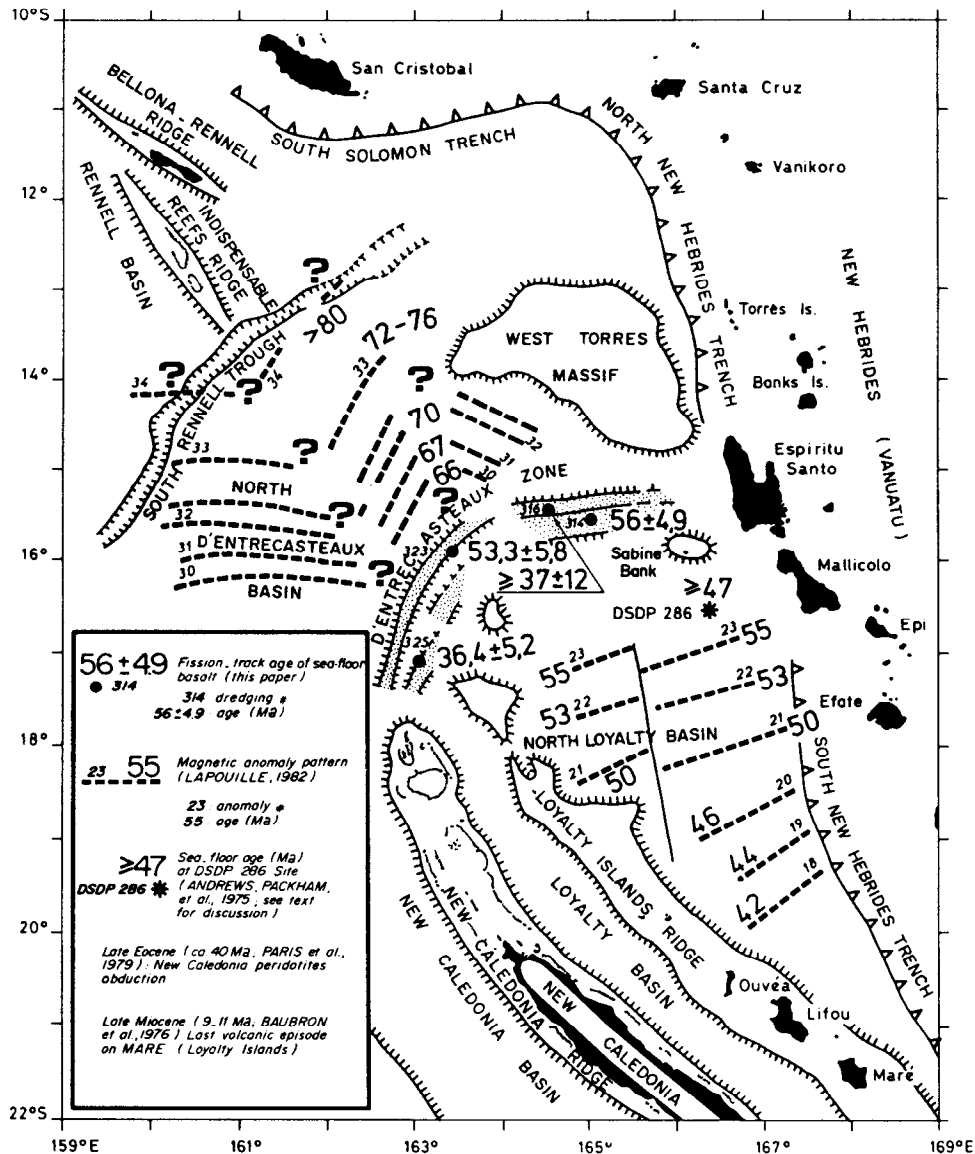


Fig.9. Synoptic map of the D'Entrecasteaux Zone in its regional context.

geodynamic evolution of this margin area. Any of these events may have affected the eastern border of the North Loyalty Basin, since an important sedimentary hiatus occurs at this time (Miocene) in DSDP Site 286 series (Fig.6), which could indicate a period of strong deformation of the oceanic crust. However, this interpretation does not explain the presence of the thick and narrow basin which has been tectonically altered by the D'Entrecasteaux horsts uplift (Fig.4). If one accepts the hypothesis of the coincidence and continuity of tectonic movements between the New Caledonia chain and the

D'Entrecasteaux Zone during the Cenozoic, then the uplifted basin between the D'Entrecasteaux horsts was nothing but the northern extension of the Loyalty Basin. In addition it has to be supposed that at least until the beginning of extensional movements (Middle Miocene), no major structural obstacle rose between these two ensembles.

Yet the problem of the age of the D'Entrecasteaux Zone's uplifted ocean floor and of its relations with the North Loyalty Basin crust remains unsolved. Two possibilities can be considered:

(a) The model of Lapouille (1982). In this case, it must be emphasized that the fission-track ages of the D'Entrecasteaux basalts do not accord with his interpretation of magnetic lineations in the North Loyalty and the North D'Entrecasteaux Basins (Fig.9). However, if one takes into account, the standard deviation (ca. 5 Ma) of the fission-track ages, together with the fact that the age of DSDP 286 igneous basement might be a minimum age, it is not illogical to connect anomalies 18 (42 Ma) to 23 (55 Ma) of the North Loyalty Basin with the ages of 53.3 ± 5.8 Ma of G0 323 D (59 Ma ?) and 56.0 ± 4.9 Ma of G0 314 D dredgings (61 Ma ?). This implies that the age of DSDP 286 basement is 55–61 Ma. Such northwestward increase of ocean-floor age could therefore emphasize the progressive creation, from the Late Cretaceous onward, of oceanic lithosphere initiated at a southern spreading centre. According to this hypothesis, the spreading rate would have been nearly 3 cm a^{-1} , substantially higher than that obtained by the fission-track analyses.

(b) Alternatively, if we take into account the difficulty of assigning an unambiguous age to a given magnetic anomaly, and if we consider only the fission-track ages obtained for the D'Entrecasteaux Zone (including the age estimate of 47 Ma for DSDP 286 basement), then all the data become consistent and support a northward age increase of the ocean crust. In this case, the spreading rate would have been around 1 cm a^{-1} .

Although available data are insufficient to decide between these two hypotheses, it seems likely that the area limited by 15° and 18°S , and 163° and 167°E is characterized by a regular northward age increase of the ocean floor.

Finally, a last point should be considered: we have mentioned the DSDP 286 drilling characteristics, but did not resolve the origin of the thick, Middle and Upper Eocene, andesitic volcano-sedimentary series, which seems to support the proximity of an active Eocene island arc. The corresponding subduction zone could have been the one which at that time was located in the area of the New Caledonia/Loyalty Islands. In this case, the Sabine Bank could correspond to the easternmost part of this Eocene island arc, which extended westwards and southwards to the Loyalty chain. The topographic highs which appear immediately south of the arched part of the D'Entrecasteaux Zone (Figs.1 and 9), as well as the basement of the Loyalty Islands would then represent the other remnants of this arc. Although Baubron et al. (1976) assigned a Late Miocene age (ca. 10 Ma) to the volcanism of these islands, it is likely that their dated samples originate from a very late volcanic stage associated with local isostatic readjustments.

This assumption of a plate boundary passing through the area of New Caledonia/Loyalty Islands/D'Entrecasteaux Zone satisfactorily explains the island-arc volcanism documented at DSDP Site 286. However, as discussed above, it conflicts with the interpretation of Lapouille (1982) who considers an original structural continuity between the North Loyalty and the North D'Entrecasteaux Basins.

CONCLUSION

The D'Entrecasteaux Zone corresponds to a regional submarine topographic height, which extends from the northern end of the New Caledonia ridge to the vicinity of Santo and Mallicolo Islands (Vanuatu; New Hebrides). Its morphology originated from an extensional horst- and graben tectonic phase, which resulted in the uplift and the exposure of ocean-floor basement. Basic volcanic rocks dredged along these horsts display the petrographic and chemical characteristics of ocean-floor tholeiites. Fission-track ages obtained for these samples range between 56 Ma (Paleocene—Eocene boundary) and 36 Ma (Eocene—Oligocene boundary). These results, combined with available geophysical data, lead to the following hypothetical reconstruction:

(1) During Eocene times, a northeast-dipping subduction zone occurs along the New Caledonia/Loyalty Islands ridge, with the curved end of this convergent plate boundary marked by the D'Entrecasteaux Zone. The proceeding volcanism resulted in the thick volcano-sedimentary series drilled on DSDP Site 286, and on the Loyalty Islands basement and its northern buried extensions. Along the D'Entrecasteaux Zone, these volcanic formations overlie Eocene basaltic oceanic floor which was generated by a slowly spreading ridge. The latter could correspond to the creation of a marginal basin close to the active island arc.

(2) Late Eocene (40–38 Ma) subduction is followed by the obduction of an oceanic lithosphere slab upon New Caledonia (i.e. overthrusting peridotitic nappes).

(3) A tectonic hiatus separates these compressional movements and the following distension phase which was initiated during Middle Miocene times (15 Ma). The latter is interpreted as being responsible for the present morphology of the D'Entrecasteaux Zone. Progressive uplift of the horsts partially exposed the basaltic oceanic basement, while terminating the northern extension of the Loyalty Basin.

As suggested previously by Daniel et al. (1977), the D'Entrecasteaux Zone may, therefore, be considered as the arched end of the New Caledonia subduction/obduction zone. Its geometry, which appeared during Eocene times, has been drastically altered since the Middle Miocene by extensional tectonics, which are thought to be late after-effects of the cessation of regional compressional stresses.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by O.R.S.T.O.M. (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer). C.N.E.X.O. (Centre National pour l'Exploitation des Océans) provided ship and technical assistance. Thanks are due to R/V "Le Noiroît" 's captain and crew. We are grateful to Jacques Récy and Jacques Daniel for constructive and helpful discussions. The authors also would like to thank the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions.

REFERENCES

- Andrews, J.E., Packham, G.H. et al., 1975. Site 286. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 30. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp.69—91.
- Baubron, J.C., Guillon, J.H. and Récy, J., 1976. Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). Bull. Bur. Rech. Géol. Min., 2, IV: 165—175.
- Chung, W.Y. and Kanamori, H., 1978. Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges: the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 54: 221—240.
- Collot, J.Y., Missegue, F. and Malahoff, A., 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie: enracinement des péridotites. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'Étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Trav. Doc. ORSTOM, 147: 549—564.
- Coudray, J., 1977. The main events of the sedimentary and structural history of New Caledonia from the Oligocene to the present day. *Int. Symp. on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976. Technip, Paris*, pp.217—228.
- Daniel, J., Jouannic, C., Larue, B. and Récy, J., 1977. Interpretation of d'Entrecasteaux zone (North of New Caledonia). *Int. Symp. on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976. Technip, Paris*, pp.117—124.
- Landmesser, C.W., Andrews, J.E. and Packham, G., 1975. Aspects of the geology of the eastern Coral sea and the western New Hebrides basin. In: J.E. Andrews and G. Packham et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 30. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp.647—662.
- Lapouille, A., 1982. Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique: Bassin Nord d'Entrecasteaux, Bassin Nord-Loyauté, Bassin Sud-Fidjien. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, Contribution à l'Étude Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Trav. Doc. ORSTOM, 147: 409—438.
- Larue, B.M., Daniel, J., Jouannic, C. and Récy, J., 1977. The South Rennell trough: evidence for a fossil spreading zone. *Int. Symp. on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976. Technip, Paris*, pp.51—61.
- Luyendyk, B.P., Bryan, W.B. and Jezek, P.A., 1974. Shallow structure of the New Hebrides island arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 1287—1300.
- Melson, W.G. and Thompson, G., 1971. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268: 423—441.
- Paris, J.P., Andreieff, P. et Coudray, J., 1979. Sur l'âge éocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, unité du charriage océanique périaustralien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, Sér. D: 1659—1661.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290—300.

- Sélo, M. et Storzer, D., 1979. Chronologie des événements volcaniques de la zone Famous. C.R. Acad. Sci. Paris, 289, Sér. D: 1125—1128.
- Stoeser, D.B., 1975. Igneous rocks from leg 30 of the Deep Sea Drilling Project. In: J.E. Andrews and G. Packham et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 30. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., pp.401—414.
- Storzer, D., 1970. Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 8: 55—60.
- Storzer, D. and Sélo, M., 1978. Chrono-thermométrie par traces de fission des basaltes provenant des Legs 51—52 et quelques réflexions sur l'altération de ces roches par l'eau de mer. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 5: 250—253.
- Weissel, J.K., Watts, A.B. and Lapouille, A., 1982. Evidence for late Paleocene to late Eocene seafloor in the southern New Hebrides Basin. Tectonophysics, 87: 243—251.

Annexe 2 -Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missegue, F. et Pontoise, B., 1984a. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101, p. 177-184.

Letter Section

The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific)

M. MONZIER¹, P. MAILLET¹, J. FOYO HERRERA², R. LOUAT¹, F. MISSEGUE¹
and B. PONTOISE¹

¹*Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, B.P. A 5 Nouméa
(New Caledonia)*

²*Instituto de Oceanología, Academia de Ciencias de Cuba, Playa, Ciudad Habana
(Cuba)*

(Received August 30, 1982; revised version accepted August 26, 1983)

ABSTRACT

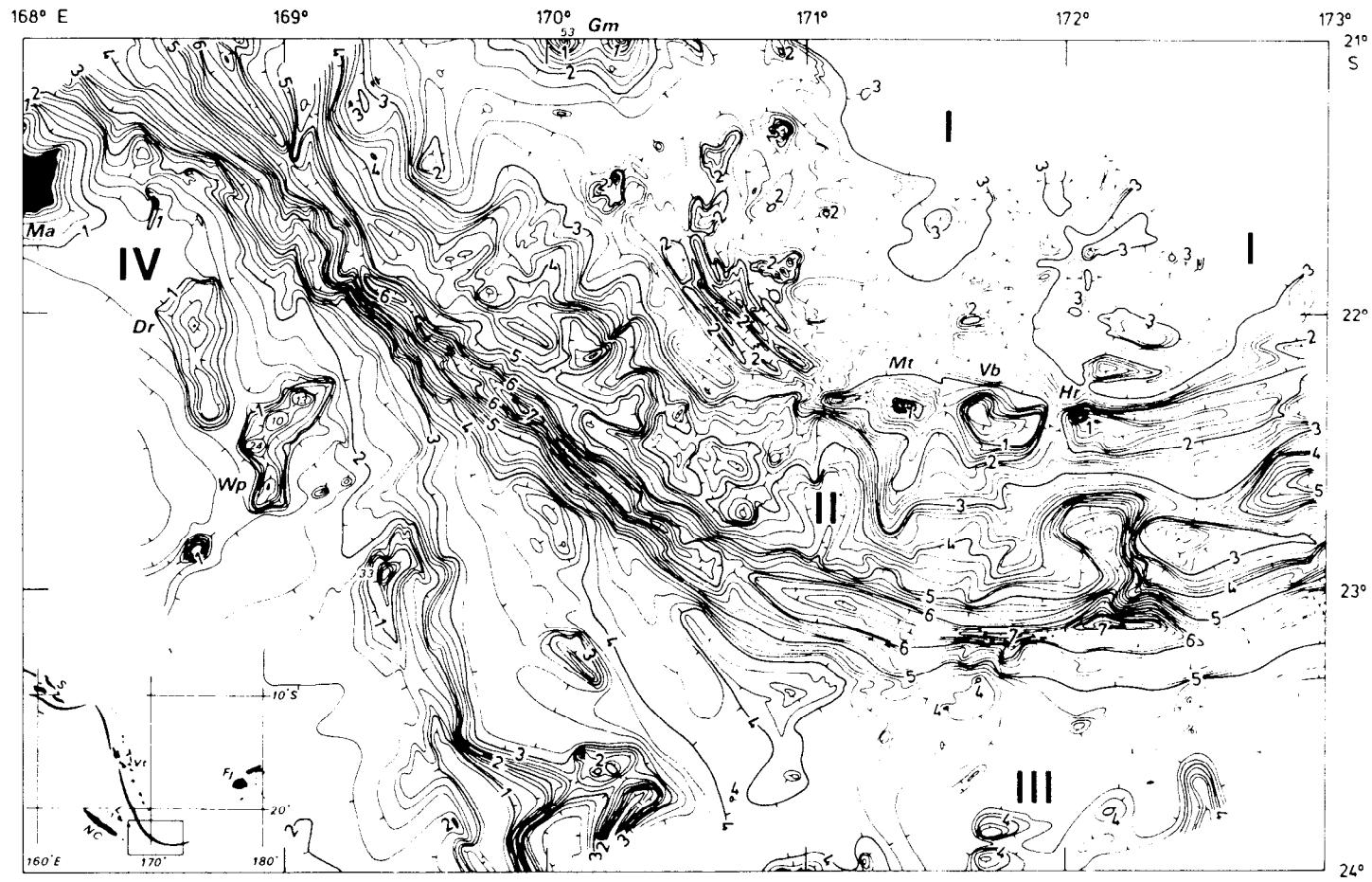
Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missegue, F. and Pontoise, B., 1984.
The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific).
Tectonophysics, 101: 177–184.

Recent data (bathymetric map and petrological investigations) as well as reappraisal of local seismological events for more than 20 years allow us to present a new geodynamic interpretation of the southern New Hebrides subduction zone. A multidisciplinary approach to this complex area, where transform movements relay subduction process, clearly shows the interrelationships between intermediate seismicity, lithospheric plates tectonics and volcanic activity. According to our model, two hinge zones, tearing the downgoing slab along directions which parallel the convergence vector (N70° E), reasonably account for most seismological and petrological data from the region. The approach of the Loyalty islands ridge towards the trench and its increasing influence on the subduction regime is beginning to complicate this scheme.

INTRODUCTION

The New Hebrides island arc belongs to the southwestern Pacific arc-trench system, which marks lithospheric boundaries between the India–Australia and Pacific plates, and several related microplates. In the regional picture, subduction of the India–Australia plate occurs towards the ENE along the Solomon and Santa Cruz/New Hebrides arcs, and the Pacific plate is subducted towards WNW along the Tonga–Kermadec island arc.

Recent geophysical studies shed light on several unusual characteristics of the New Hebrides island arc (Daniel et al., 1982). Among them is the fact that in this area the India–Australia plate subduction does not directly take place under the Pacific plate, for an actively expanding structure — the North Fiji Basin — overlies the ENE-ward plunging slab. Linear N–S trending magnetic lineations (anomalies 0 to 2') can be recognized in the southern part



of this basin, which support the hypothesis of active sea-floor spreading during the last 3.3 Ma (Cherkis, 1980). Furthermore, a triple junction may exist farther to the north, in the central part of the basin. Thus the presence of more than two microplates on the North Fiji Basin can not be excluded.

We therefore postulate that the New Hebrides southern trench (at least between 18 and 21°S) marks the subduction of the India–Australia plate under a microplate which does not belong to the Pacific plate, but is related to the recent opening of the North Fiji Basin. Structural limits of this microplate still remain too blurred to constrain geotectonic reconstructions. The relative motion parameters between the India–Australia plate and this microplate (subduction strike: N76°E ± 11° between 11 and 21°S; N70°E ± 5° between 19 and 21°S; inferred rate: 12 cm/yr) have, however, been deduced from earthquake focal mechanisms and lithospheric bulge studies (Dubois et al., 1977; Coudert et al., 1981; Isacks et al., 1981).

SUBMARINE MORPHOLOGY

The bathymetric survey of the southern part of the New Hebrides subduction zone (Fig. 1) was completed by ORSTOM during the fall of 1981 cruises of R/V “CORIOLIS”, using a ca. 10 mile-spaced profile array positioned by satellite navigation. We have also plotted on an extension of the bathymetric map (eastward up to 175°E) the seismic events recorded by more than 50 stations during the last 22 years (Fig. 2). Due to a lack of reliable bathymetric data east of 173°E, only main structural directions (Halunen, 1979) appear on Fig. 2.

Though structural interactions between the downgoing slab and the upper crust of the overriding plate still remain unclear, the following observations arise from Figs. 1 and 2.

The southern New Hebrides trench can, regardless of limited thresholds, be recognized up to 172.5°E, 23.1°S. At this point it ends in a sudden termination marked by its greatest depth (7575 m) in the central and southern New Hebrides. Also the 6-km isobath defines significant trench strike changes (from N to S: NNW–SSE, NW–SE, W–E) which persist in the main structural directions of the overriding plate; compare for instance, on Fig. 1, the Matthew–Hunter ridge direction to the ones apparent between Gemini seamounts and Matthew island. A superficial earthquake swarm at 170.4°E, 23°S (Fig. 2) may locate a zone of crustal weakness along which active trench disruption occurs. Perhaps causally this area also marks a change in trench direction.

Fig. 1. Bathymetric map (in km) of the southern New Hebrides island arc and related areas. Isobath spacing: 0.2 km. Soundings (in meters) are specified on some highs. Tick-marks run towards lows. *I* = North Fiji Basin, *II* = southern New Hebrides island arc, *III* = South Fiji Basin, *IV* = Loyalty Islands Ridge (LIR), *S* = Solomon islands, *Vt* = Vanuatu, *L* = Loyalty Islands, *NC* = New Caledonia, *Fj* = Fiji Islands, *Gm* = Gemini seamounts (previously unnamed), *Mt* = Matthew Island, *Vb* = Vauban seamount (previously unnamed), *Hr* = Hunter Island, *Ma* = Mare Island, *Dr* = Durand reef, *Wp* = Walpole Island.

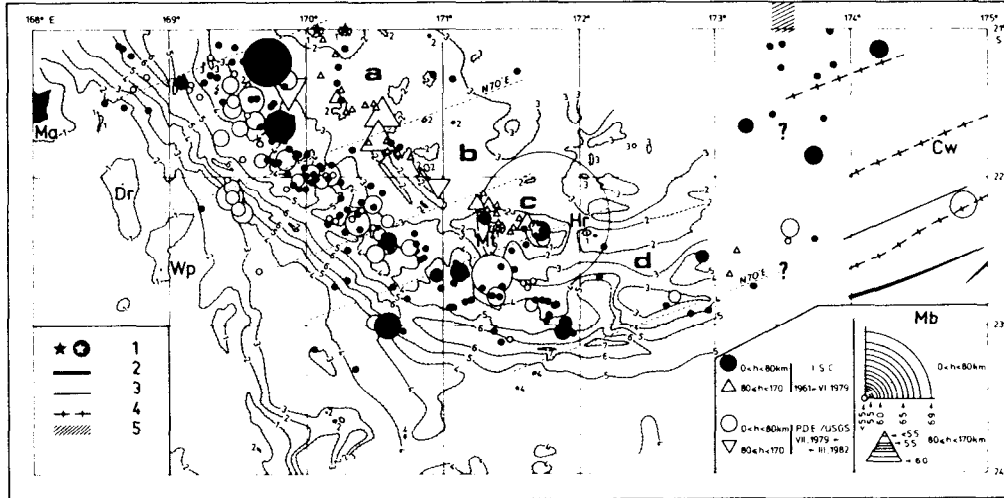


Fig. 2. 1961–1982 superficial (0–80 km) and intermediate (80–170 km) seismicity of the southern New Hebrides island arc and related areas. Only seismic events recorded by ≥ 50 stations are plotted. Different symbols distinguish preliminary (*PDE*) and definitive (*ISC*) determinations of hypocenters. Events with a M_b magnitude ≥ 5.5 appear with symbols proportional to the estimated released energy. Seismic zones (*a, b, c, d*) are reported from Fig. 3A. Halunen's (1979) and Cherkis's (1980) structural data have been added (eastward of 173°E) to the simplified bathymetry from Fig. 1 (same abbreviations, except for *Cw* = Conway Cay).

Features related to the New Hebrides island arc: 1 = seamounts. Features related to the Hunter Fracture Zone: 2 = major trough, 3 = minor trough, 4 = submarine ridges. Features related to the North Fiji Basin: 5 = spreading axis.

To the east of 172.5°E , submarine structures, although more complicated, display a definite ENE direction; this orientation ($\text{N}70^\circ\text{E}$) corresponds to the western onset of the so-called Hunter Fracture Zone, which is the most conspicuous transform zone related to the opening of the North Fiji Basin.

In addition, the lobate and rough topography of the inner slope of the trench probably reflects severe fracturing, which may partly explain the significant concentration of shallow earthquakes all along it.

The New Hebrides central volcanic chain, which is related to the present subduction pattern, is not older than Late Pliocene (Carney and Macfarlane, 1979). In the studied area, it is represented by the Gemini seamounts to the north, and by Matthew and Hunter active volcanoes (plus the Vauban seamount ?) to the south. Between these two separate segments, the volcanic chain either never formed or at least has an unusual morphological pattern (narrow and elongate highs without any delineated volcanic edifice). We interpret this anomaly as the surface expression of the early stages of subduction of the easternmost wedge of the volcanic Loyalty Island Ridge (LIR). The precise nature of this ridge still remains unclear (Baubron et al., 1976).

SEISMOLOGY AND PETROLOGY

The high-gain/short period seismic station of Mt. Dzumac (New Caledonia) continuously records events from the whole area. All the shallow events located south of 21.5°S display high-frequency P waves ($> 4\text{ Hz}$). By contrast, most of P waves recorded from events located north of 21.5°S , i.e. related to the linear part of the New Hebrides island arc, show a dominant frequency ranging from 1 to 2 Hz. Since both P wave families travel the same oceanic ray path, only a source effect, linked to the stress regime existing within the contact zone between the two interacting plates, can account for these observations. Moreover, the location of this abrupt change in stress regime occurs precisely where the LIR interacts with the arc.

Thus we infer from the raw seismological data that the southern arcuate portion of the New Hebrides subduction zone marks a stress regime different from that associated with the linear part of the arc. Intermediate seismicity shows a change at about 20°S . South of this latitude the length of the Benioff zone abruptly shortens (from ca. 350 km to 220 km). This shortening presumably corresponds to a recent southward extension of subduction (Louat et al., 1982).

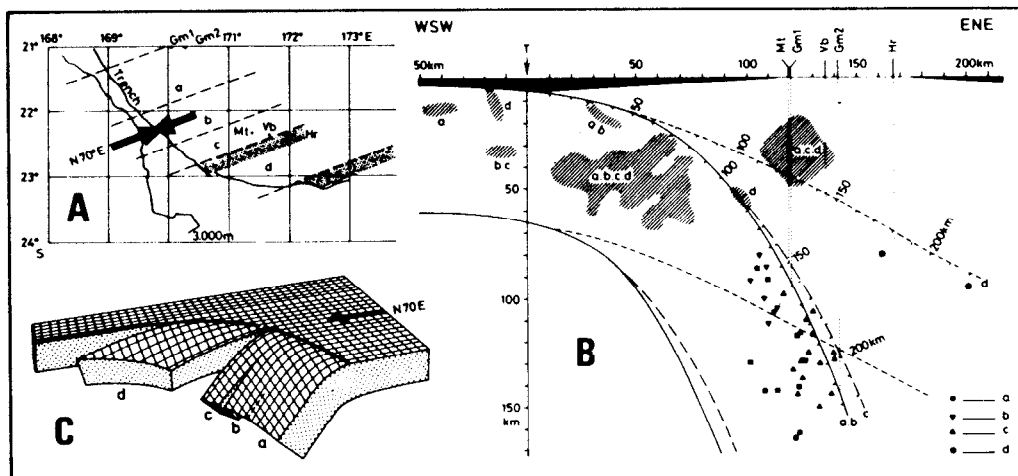


Fig. 3. A. Location of the four seismic zones (see text for discussion). Stippled areas delineate the two main hinge zones. The southern New Hebrides trench and the 3000 m-isobath bordering the Loyalty Islands Ridge have been drawn. Double arrow symbolizes the relative convergent plate motion. Abbreviated toponymy from Fig. 1.

B. Vertical composite cross-sections of the four seismic zones from Fig. 3A. The 0-km on the horizontal scale corresponds to the trench. Location of each seismic event is defined by the trench-epicenter distance along a $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ direction, and the hypocenter depth. Locations of volcanoes and seamounts are determined using the same principle (same toponymy as in Fig. 3A). Intermediate seismicity of each composite cross-section is labelled with a distinctive symbol. Striped zones indicate superficial seismicity clusters. Inferred geometry of the 60-km thick slab appears on each cross-section.

C. Schematic model of the subducting plate along the southern New Hebrides arc.

Four cross-sections (located on Fig. 2) oriented $N70^{\circ}E$, and exclusively defined using seismological arguments, show the inferred shape of the seismic zone (Fig. 3). Using this $N70^{\circ}E$ angle of convergence (instead of $N76^{\circ}E$; cf. supra) produces a consistent representation of the data since no dramatic change occurs in the length of the seismic zone between 21.5° and $23^{\circ}S$.

Shallow seismicity in the four sections is primarily located beneath the inner slope of the trench. However, a noticeable swarm of great magnitude shallow earthquakes (1980–1981 seismic crisis) on the eastern flank of the LIR ($169.5^{\circ}E$, $22.2^{\circ}S$; Fig. 2) is related to intense normal faulting apparent on seismic-reflection profiles (Launay, 1982).

Intermediate seismicity typically defines an envelope which roughly parallels (and sometimes overlaps) the shallow earthquake epicenters, but a seismic gap usually occurs in the descending slab (Figs. 2 and 3B).

The seismic cross-sections delineate two main subducting slab patterns. The first one corresponds to sections *a*, *b* and *c* (Figs. 3A and 3B) which look quite similar in shape and dip. However, intermediate hypocenters shallow distinctly in *b* compared to *a* and *c*. Although this peculiarity in *b* may be due to a too short recording time span, it more probably reflects the consequence of the early subduction of the LIR. The deepest part of the slab is still present (but seismically inactive) in *b*, and the slab length does not vary throughout the three sections *a*, *b*, and *c* (ca. 220 km). If the position of the inferred slab is correct, then it underlies the Gemini seamounts at a depth ranging from 90 to 145 km, and the Matthew active volcano at ca. 85 km.

In contrast, the section *d* (Figs. 3A and 3B) shows less active intermediate seismicity (some intermediate earthquakes determined using 47 stations do not appear in Figs. 2 and 3B; however, their hypocenter location strengthens the following conclusion). Besides section *d* displays a significantly lower dip of the seismic zone (30° vs. 70°). The length of the zone, however, remains similar to that observed on sections *a*, *b* and *c* (ca. 220 km). These two distinctive hinge characteristics of section *d* support the hypothesis of a major lithospheric zone between sections *a*, *b*, *c* and section *d*, as shown schematically in Figs. 3A and 3C. Consequently, the active Hunter volcano — i.e. the southernmost edifice of the New Hebrides central chain — would overlie this major tear zone in the subducting plate. Furthermore the petrological resemblances between the Matthew and Hunter volcanics (xenolith-rich, high-silica, medium-K orogenic andesites) favor a similar depth of the slab beneath both islands (Fig. 3B) (Maillet and Gill, 1980; Maillet and Monzier, 1982; Maillet et al., 1982; Lefèvre et al., 1982).

Finally a second hinge zone is supposed to be located southward (Figs. 3A and 3C), beyond which only transform movements occur.

CONCLUSIONS

The most important conclusions from our study are:

- (1) The India–Australia plate is subducted under the New Hebrides island

arc with a relative N70°E convergence direction. South of the 21.5°S latitude, which marks the beginning of the arcuate termination of the arc, an abrupt change occurs in the intraplate stress regime. In addition, two main hinge zones, parallel to the plate-motion vector, permit a dynamic transition between subduction and transform movements. Since the slab length (220 km) remains constant along the N70°E direction all the way to the southeasternmost tear zone, a ca. 2 Ma age for the onset of the subduction in this area can be deduced from a 12 cm/yr inferred rate of plate motion.

(2) The Gemini seamounts and the Matthew and Hunter active volcanoes (plus Vauban seamount ?) represent the southernmost edifices of the New Hebrides central volcanic chain. Only bathymetric data reflect the volcanic nature of Gemini seamounts, which overlie the downgoing slab at 90 and 145 km, respectively. On the other hand a recent petrological study of the Matthew and Hunter islands emphasizes the close petrographic and geochemical similarities between their xenolith-rich, high-silicic, medium-K andesitic volcanics. The proposed geodynamic model is consistent with these similarities. According to the model, Hunter Island would overlie one of the hinge zones. This would account for a comparable depth of the slab below both volcanoes (ca. 85 km). Moreover the distinctly low dip of the slab between the two hinge zones may partly explain the absence of arc volcanism to the east of Hunter.

(3) The impingement of the Loyalty Islands Ridge on the trench is already disturbing the subduction mechanism. Limited modifications in the location of shallow and intermediate seismicity, as well as the lack of a definite volcanic ridge between the Gemini seamounts and Matthew Island argue for the recent and progressively increasing influence of this ongoing collision.

Finally, the southern New Hebrides subduction zone displays a step-by-step change from a convergent to a conservative plate boundary, in which a local external influence — i.e. the collision of the Loyalty Islands Ridge — tends to become more and more prominent.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was supported by O.R.S.T.O.M. (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer). C.N.E.X.O. (Centre National pour l'Exploitation des Océans) provided ship and technical assistance. Thanks are due to captain and crew of the R/V "Coriolis" and to an anonymous reviewer who contributed to improve the manuscript.

REFERENCES

- Baubron, J.C., Guillon, J.H. and Récy, J., 1976. Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). Bull. B.R.G.M., 2e Sér., Sect. IV, 3: 165–175.

- Carney, J.N. and Macfarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa. Regional Report, New Hebrides Government, Geological Survey, 71 pp.
- Cherkis, N.Z., 1980. Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau Basin and northern Fiji Plateau. U.N. ESCAP, CCOP/SOPAC, Tech. Bull., 3: 37-45.
- Coudert, E., Isacks, B.L., Barazangi, M., Louat, R., Cardwell, R., Chen, A., Dubois, J., Latham, G. and Pontoise, B., 1981. Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides Arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations. *J. Geophys. Res.*, 86 (B7): 5905-5925.
- Daniel, J., Collot, J.Y., Ibrahim, A.K., Isacks, B.L., Latham, G.V., Louat, R., Maillet, P., Malahoff, A. and Pontoise, B., 1982. La subduction aux Nouvelles-Hébrides. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. ORSTOM*, 147: 149-156.
- Dubois, J., Launay, J., Récy, J. and Marshall, J., 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14 (2): 250-255.
- Halunen, A.J., Jr., 1979. Tectonic history of the Fiji Plateau. Unpublished PhD Thesis, University of Hawaii, 127 pp.
- Isacks, B.L., Cardwell, R.K., Chatelain, J.L., Barazangi, M., Marthelot, J.M., Chinn, D. and Louat, R., 1981. Seismicity and tectonics of the central New Hebrides Island Arc. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (Editors), *Earthquakes Prediction - An International Review*, Maurice Ewing Ser., 4 - American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 93-116.
- Launay, J., 1982. Morphologie et structure de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides dans sa terminaison sud. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. ORSTOM*, 147: 163-178.
- Lefèvre, C., Maillet, P. and Monzier, M., 1982. Minéralogie des laves de Hunter (arc insulaire des Nouvelles-Hébrides) et de leurs cumulats; implications pétrogénétiques. In: 9e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris. Editions de la Société Géologique de France, Paris, p. 367.
- Louat, R., Daniel, J. and Isacks, B.L., 1982. Sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. ORSTOM*, 147: 111-148.
- Maillet, P. and Gill, J.B., 1980. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, New Hebrides. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 61 (46): 1140
- Maillet, P. and Monzier, M., 1982. Volcanisme et pétrologie des îles Matthew et Hunter: données préliminaires. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. ORSTOM*, 147: 187-215.
- Maillet, P., Monzier, M. and Lefèvre, C., 1982. Pétrologie des volcans Matthew et Hunter (arc insulaire des Nouvelles-Hébrides). In: 9e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris. Editions de la Société Géologique de France, Paris, p. 398.

Annexe 3 -Daniel, J., Collot, J. Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gerard, M., Maillet, P., Monjaret, M. C., Recy, J., Renard, V., Rigolot, P. et Temakon, J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I). C. R. Acad. Sc. Paris, 303, II, 9, p. 805-810.

OCÉANOGRAPHIE DYNAMIQUE. — *Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu) : résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I).* Note de **Jacques Daniel, Jean-Yves Collot, Michel Monzier, Bernard Pelletier, John Butscher, Christine Deplus, Jacques Dubois, Martine Gerard, Patrick Maillet, Marie-Claire Monjaret, Jacques Recy, Vincent Renard, Patrick Rigolot et S. Jules Temakon**, présentée par Jean Aubouin.

La première partie de la campagne SEAPSO a été consacrée à l'étude des contacts entre les rides et autres irrégularités de la plaque plongeante et l'arc des Nouvelles-Hébrides. L'amorce de la subduction de la ride des Loyauté se traduit par la présence de plis et failles normales sur le flanc externe de la fosse et l'absence de plis sur le flanc interne. Au niveau de la zone d'Entrecasteaux, des traces de collision sont observées sur le flanc interne face au guyot de Bougainville, tandis qu'au nord, la ride Nord d'Entrecasteaux plonge sous le banc de Wousi qui pourrait lui-même constituer un bloc accréte à l'arc antérieurement. Dans la zone Emaé, la transition entre les zones en tension et compression de la plaque plongeante est due à la forme originelle de l'arc et se fait grâce aux directions structurales héritées de l'ouverture du bassin Nord Loyauté.

DYNAMICAL OCEANOGRAPHY. — *Subduction and collisions along the New Hebrides island arc (Vanuatu) : preliminary results of the SEAPSO cruise (Leg I).*

The first leg of the J.-Charcot SEAPSO cruise was devoted to the study of the contact of the ridges and other irregularities of the dipping plate with the New Hebrides island arc. The incipient subduction of the Loyalty Ridge induces folding and normal faulting on the outer wall of the trench, whereas there is no evidence of folding on the inner wall. In the d'Entrecasteaux region, tectonic features related to collision are evidenced on the inner wall, facing the Bougainville guyot, whereas the North d'Entrecasteaux Ridge gently underthrusts the Wousi bank, a possible accreted block. In the Emae region, the transition between compressive and tensional stress regimes of the dipping plate is controlled by the original forearc configuration and uses the structural trends inherited from the North Loyalty Basin opening.

INTRODUCTION. — La fosse des Nouvelles-Hébrides (fig. 1) constitue sur 1 500 km environ la limite entre les plaques Australo-indienne et Pacifique. Deux rides portées par la plaque plongeante viennent perturber la subduction [1]. Au Sud, la ride des Loyauté forme un saillant qui vient au contact de l'arc. La nature exacte de cette ride, ainsi que son âge, demeurent hypothétiques [2]; elle présente cependant un enracinement notable de l'ordre de 25 km [3]. La morphologie inhabituelle de l'arc au droit de ce contact (absence d'appareil volcanique important) est troublante bien que peut-être indépendante de l'approche de la ride. Une sismicité superficielle intense affecte la zone de contact sous le flanc interne (liée à des failles inverses principalement), et sous le flanc externe (liée à des failles normales très actives). La zone de Bénéioff ne présente aucun caractère particulier en face du saillant de la ride, mais toutefois un brusque changement du régime des contraintes intervient sous le mur interne, de part et d'autre du parallèle 21°30' [4]. Au centre, la zone d'Entrecasteaux, constituée de deux rides parallèles, est quasiment perpendiculaire à la limite des plaques ([5], [6], [7]). Trois zones d'intérêt sont définies : (a) la zone de Bougainville où le promontoire de Bougainville pouvait être interprété soit comme une portion de croûte océanique soulevée par suite de la collision de la chaîne Sud d'Entrecasteaux avec l'arc ([5], [6]), soit comme un mont sous-marin [7]; (b) la zone de Wousi, point d'impact de la ride Nord d'Entrecasteaux, où le banc de Wousi pouvait être interprété soit comme une partie de l'arc [6], soit comme une partie de la ride accréte à l'arc par suite d'une collision antérieure [7]; (c) la zone Emaé, formant la transition sur la plaque plongeante entre un domaine en compression et un domaine en tension [6] et présentant sur le mur interne un prisme d'accrétion et un bassin avant-arc clairement exprimés [7]. Chacune de ces zones a fait l'objet d'un levé bathymétrique détaillé (boîte Seabeam), lors du leg I de la campagne SEAPSO du J.-Charcot.

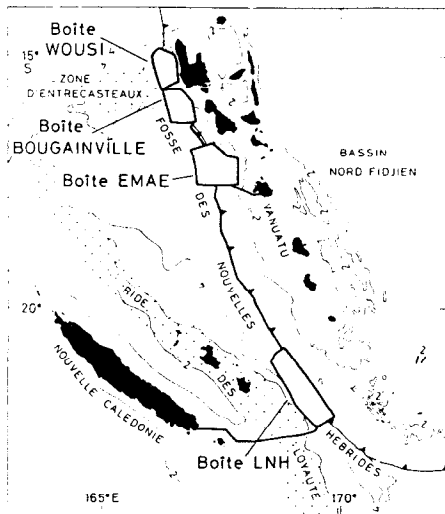


Fig. 1

Fig. 1. — Localisation des zones étudiées lors du Leg I de la campagne SEAPSO, le long de la fosse des Nouvelles-Hébrides.

Fig. 1. — Location map of the surveyed areas during the first Leg of the SEAPSO cruise, along the New Hebrides trench.

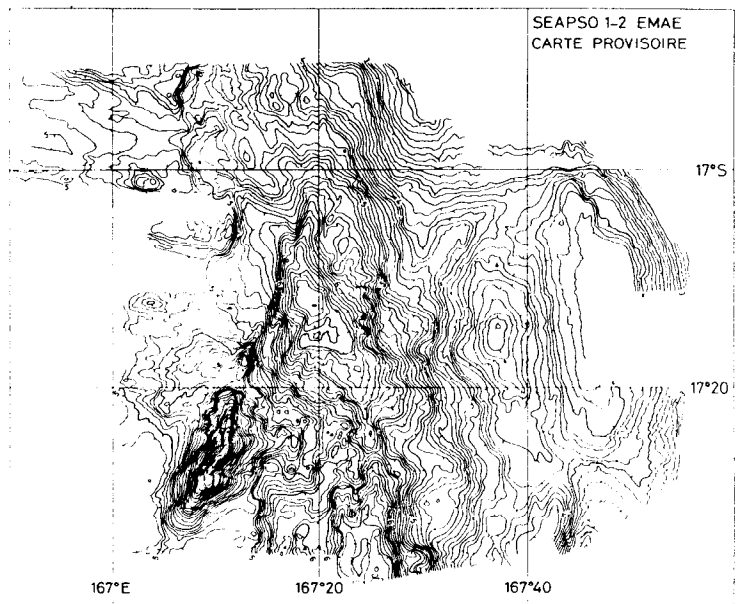


Fig. 2

Fig. 2. — Carte bathymétrique (Seabeam) de la boîte Emae.

Fig. 2. — Seabeam map of the Emae box.

LA ZONE LOYAUTÉ (*pl. I*). — Les levés bathymétriques et géophysiques ont mis en évidence : (1) l'importance de la couverture volcano-sédimentaire de la ride des Loyauté (supérieure à 1,25 std); (2) la présence, au niveau de la partie inférieure du mur externe, d'un ensemble ancien de plis et cisaillements à vergence SO, découpé postérieurement par d'importantes failles normales; une synforme très pincée, bordée au nord-est par une antiforme majeure, visible sur toute la partie centrale de la boîte LNH et se raccordant au nord et au sud avec la fosse actuelle, pourrait correspondre à un ancien front de déformation désormais perché au-dessus de la fosse; (3) l'absence de trains de plis bien organisés sur le mur interne, ce dernier semblant plutôt affecté par des accidents normaux; (4) un fort gradient des anomalies magnétiques à la hauteur de la fosse suggérant

EXPLICATIONS DES PLANCHES

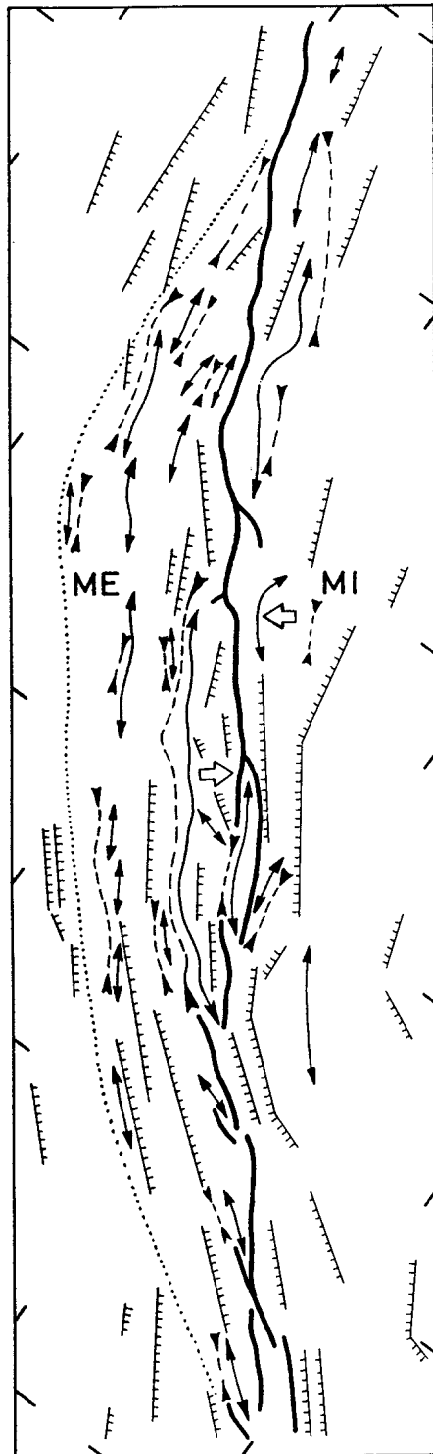
Planche I

Carte bathymétrique (Seabeam) et schéma structural de la boîte LNH. A : fosse; B : axe antiforme; C : axe synforme; D : limite supérieure de la zone plissée du mur externe; E : faille normale; F : glissement; ME : mur externe; MI : mur interne.

Seabeam map and structural sketch map of the LNH box. A: trench; B: antiform axis; C: synform axis; D: upper limit of the outer wall folded zone; E: normal fault; F: slump; ME: outer wall; MI: inner wall.



- A ———
- B ↔ ↔
- C - - -
- D ·····
- E ———
- F →



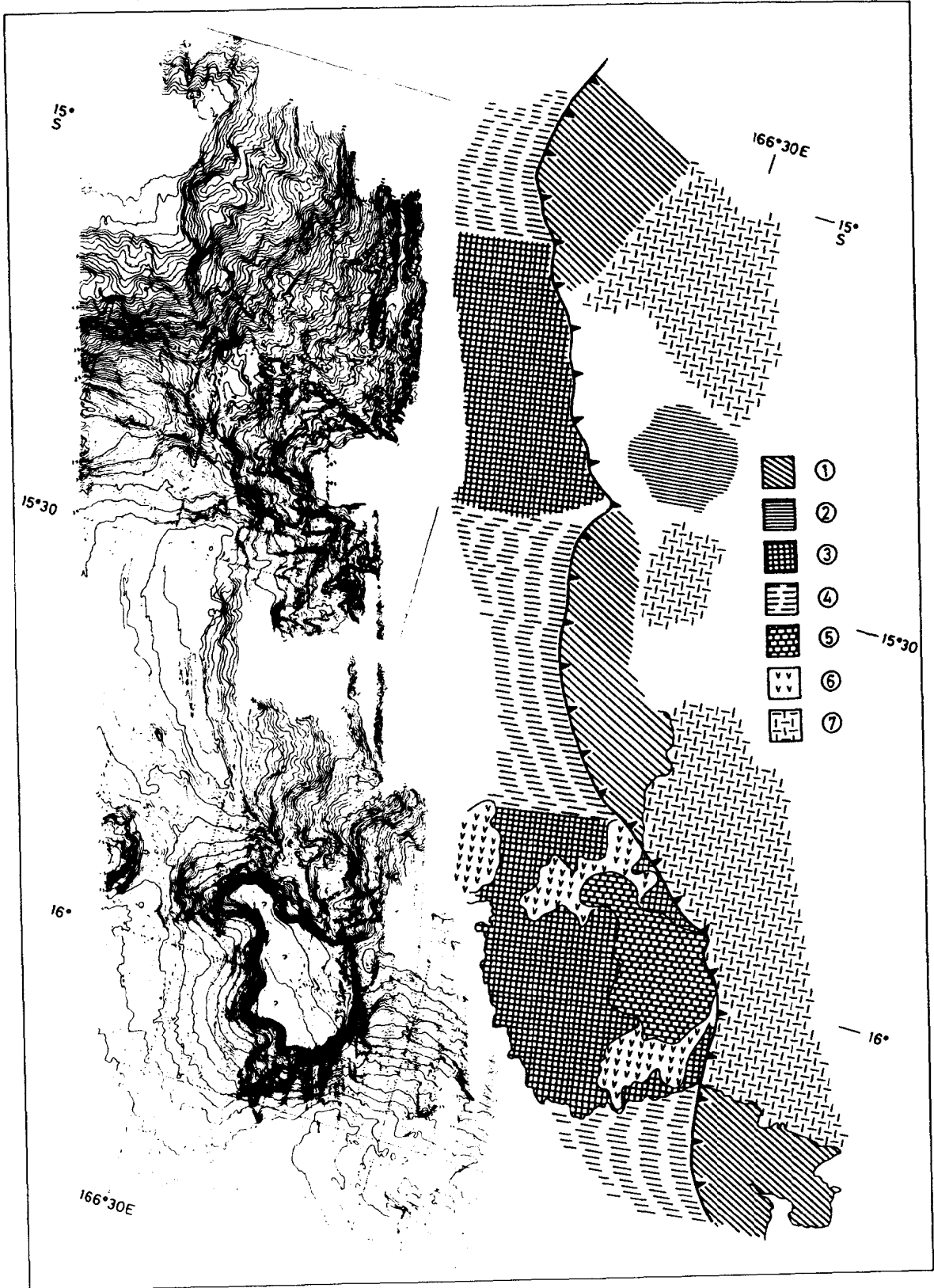


Planche II

Carte bathymétrique (Seabeam) et schéma structural des boîtes Bougainville et Wousi. 1 : prisme d'accrétion; 2 : bloc accrété (?); 3 : ride Nord d'Entrecasteaux et chaîne Sud d'Entrecasteaux; 4 : bassins; 5 : plate-forme corallienne du mont Bougainville; 6 : coulées volcaniques; 7 : pente supérieure (essentiellement recouverte de sédiments provenant de l'arc).

Seabeam map and structural sketch map of Bougainville and Wousi boxes. 1: accretionary prism; 2: accreted (?) blok; 3: North d'Entrecasteaux ridge and South d'Entrecasteaux chain; 4: basins; 5: coral terrace capping the Bougainville seamount; 6: volcanic flows; 7: upper slope (mainly overlain by arc derived sediments).

l'effondrement d'un panneau de la ride des Loyauté sous la partie inférieure du mur interne.

Ces faits peuvent être intégrés dans un schéma géodynamique du stade initial de la subduction de la ride qui comprendrait une phase compressive avec formation de plis suivie d'une phase distensive avec effondrement, sous le mur interne, d'un panneau du bord de la ride, accompagné d'une migration de la fosse vers le nord-est.

LA ZONE BOUGAINVILLE (*pl. II*). — Elle se situe à l'intersection de la chaîne Sud d'Entrecasteaux et de l'arc frontal (*fig. 1*). Du côté océanique, des déformations plicatives et des cisaillements intracrustaux se développent au sud. Au NO, le bassin central d'Entrecasteaux ne présente pas de déformation récente notable. La fosse morphotectonique au sens strict est absente dans tout ce secteur. Le mont Bougainville constitue le trait dominant de cette boîte. Les deux édifices qui le constituent sont coiffés par une plate-forme très régulière formée de calcaires coralliens et de biocalcarénites. Les basaltes à olivine récoltés sur les flancs révèlent l'existence de coulées volcaniques. Aucun réseau de failles normales ne vient découper cet édifice qui est cependant incliné de 4° vers le NE et dont une partie est engagée dans la subduction. Le mur interne présente une terrasse supérieure vers 1000 m de profondeur délimitée au SE par une forte pente régulière, au pied de laquelle se développe un maigre prisme d'accrétion. Au nord, la pente interne présente une morphologie accidentée délimitant un prisme d'accrétion bien développé. L'impact du mont Bougainville engendre des déformations dans le mur interne. Un bourrelet situé dans la zone de contact, ainsi que les directions tectoniques N150° et N60° observées immédiatement au nord semblent lui correspondre. En conclusion, le présumé promontoire est en réalité un guyot volcanique; entraîné par la subduction il entre en contact avec le mur interne sans subir de déformation majeure. Le basculement NE est généré par la déflexion normale de la lithosphère qui entre en subduction. Les contraintes compressives affectant la plaque plongeante dans ce secteur ainsi que la préexistence d'un arc frontal faisant saillie et contre lequel le guyot vient buter avant de subduire, rendent compte de l'absence de faille normale contrôlant la subduction du guyot.

LA ZONE WOUSI (*pl. II*). — Elle intéresse le contact entre la ride Nord d'Entrecasteaux et le banc de Wousi, qui forme saillie à l'ouest d'Espiritu Santo (*fig. 1*). La ride orientée pratiquement EO est massive, large de 40 km environ; d'après les données géophysiques elle serait de nature océanique, ce qui est en accord avec les résultats des dragages effectués plus à l'ouest [8]. Elle est localement recouverte par une série volcano-sédimentaire. Au contact de la ride, le front de déformation ne subit aucune inflexion notable, contrairement à ce que l'on observe au niveau du guyot Bougainville. Trois types différents de pente interne sont observés : (1) au nord, un large prisme d'accrétion dans lequel on peut identifier plusieurs unités; (2) au sud, une pente interne réduite mais assez déformée dans

sa partie supérieure; (3) au centre, face à la ride, un mur interne très étroit en raison de la saillie formée par le Banc de Wousi.

On sait, par la sismique réflexion [9] que la ride Nord d'Entrecasteaux plonge sans être déformée sous la pente interne jusqu'au moins 25 km à l'est du front de déformation. D'autre part, les anomalies magnétiques suggèrent également que la nature du banc de Wousi est comparable à celle de la ride. Ainsi le banc de Wousi pourrait être un fragment de cette ride, incorporé à l'arc au cours d'une phase de collision antérieure.

LA ZONE EMAE (fig. 2). — Elle se situe à la transition entre les régimes extensif et compressif de la plaque plongeante et correspond à la disparition de la fosse morphologique. Du côté océanique, un mont sous-marin allongé N25°E et perpendiculaire à la direction des anomalies magnétiques (N110°E) [7], souligne une ancienne faille transformante. Cette direction est clairement réutilisée par un réseau de failles normales qui hachent la plaque plongeante, y compris le mont sous-marin. Ces failles orientées NS à N20-25°E et parallèles à la fosse au sud de la boîte viennent obliquement l'interrompre vers 17°S. Au nord, elle se prolonge par une gouttière, tandis qu'une nouvelle direction structurale orientée N100 à 120°E apparaît sur la plaque plongeante, matérialisée par des chevauchements et des plis à composante décrochante sénestre installés, au moins pour certains, sur d'anciennes failles normales. Ils convergent et rejoignent la fosse au sud de 17°S. Leur orientation, parallèle aux anomalies magnétiques, suggère que ces chevauchements naissent sur d'anciennes failles du rift. Le mur interne comprend trois domaines : un domaine nord, étroit et abrupt, situé dans le prolongement sud de l'île de Mallicolo; un domaine central, limité au nord et au sud par deux décrochements morphologiques NE-SO très prononcés, et comprenant un prisme d'accrétion bien individualisé et un bassin avant-arc bien développé; un domaine sud, où le prisme et le bassin avant-arc sont très réduits et décalés vers l'ouest. En conclusion, il apparaît que le promontoire de Mallicolo gouverne la morphologie et le régime tectonique de la plaque plongeante. Ainsi, la transition entre les zones en tension et compression est due à la forme originelle de l'arc, et se fait grâce aux deux directions perpendiculaires héritées de l'ouverture du bassin Nord Loyauté.

Reçue le 9 juin 1986.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] M. MONZIER et coll., *Carte bathymétrique*, ORSTOM, 1984.
- [2] J.-C. BAUBRON et coll., *Bull. B.R.G.M.*, ser. 2, IV, n° 3, 1976, p. 165-175.
- [3] J.Y. COLLOT et coll., *Trav. Doc. ORSTOM* 147, 1982, p. 549-564.
- [4] M. MONZIER et coll., *Tectonophysics*, 101, 1984, p. 177-184.
- [5] J. DANIEL et H. R. KATZ, *Geo-Marine Letters*, 1, 1981, p. 213-219.
- [6] R. V. BURNE et coll., *Earth Sciences Series*. Houston (sous presse).
- [7] J.-Y. COLLOT et coll., *Tectonophysics*, 112, 1985, p. 325-356.
- [8] P. MAILLET et coll., *Mar. Geology*, 53, 1983, p. 179-198.
- [9] G. GREENE et coll., C.C.O.P./S.O.P.A.C. Cr. Report, 94, 1984.

J. D., J. Y. C., M. M., B. P., J. B., M. G., P. M., M. C. M., J. R. et P. R. :
 ORSTOM, B. P. n° A 5, Nouméa, Nouvelle-Calédonie;
 C. D., J. D. et M. G. : Laboratoire de Géophysique, Université Paris-Sud, 91405 Orsay;
 M. C. M. et P. R. : Université de Bretagne occidentale, 6, avenue Le-Gorgeu, 29287 Brest;
 V. R. : IFREMER, Centre de Brest, B. P. n° 337, 29273 Brest;
 S. J. T. : Department of Geology,
 Mines and Rural Water Supply of Vanuatu, Port Vila, Vanuatu.

Annexe 4 -Maillet, P., Eissen, J.-P., Lapouille, A., Monzier, M., Baleivanualala, V., Butscher, J., Gallois, F. et Lardy, M., 1986a. La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20,00°S et 20,53°S: signature magnétique et morphologie. C. R. Acad. Sci. Paris, 302, II, 3, p. 135-140.

GÉOLOGIE MARINE. — *La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20,00°S et 20,53°S : Signature magnétique et morphologie.* Note de **Patrick Maillat, Jean-Philippe Eissen, André Lapouille, Michel Monzier, Vili Baleivanualala, John Butscher, Francis Gallois et Michel Lardy**, présentée par Xavier Le Pichon.

La zone axiale de la dorsale active du Bassin Nord-Fidjien (Sud-Ouest Pacifique) est reconnue et décrite entre 20,00°S et 20,53°S vers 173,25°E, grâce à l'analyse de levés bathymétriques et magnétiques récents. On retrouve sur cette dorsale de bassin arrière-arc les caractéristiques morphologiques et magnétiques des dorsales océaniques à vitesse d'expansion intermédiaire (demi-taux d'ouverture : 3 à 4 cm/an). Cependant, l'histoire du bassin est marqué par un événement majeur, vers 2 M.a., à l'origine d'un changement brutal dans la direction d'expansion. En outre, l'ouverture actuelle, subméridienne, semble se propager vers le sud du segment de dorsale étudié.

MARINE GEOLOGY. — The active spreading center of the North Fiji Basin between 20,00°S and 20,53°S: Magnetism and morphology.

A recent bathymetric and geomagnetic survey of the southern part of the North Fiji Basin (NFB), South-West Pacific, allows to locate and characterize the axial zone of an active spreading center between 20,00°S and 20,53°S at 173,25°E. Its orientation (North-South) and spreading rate (3-4 cm/yr) has been stable for ca. 2 g.r. The morphology of this southern NFB spreading zone (axial horst with a small central graben, normal faults on both flanks, with scarps looking toward the axis, off-axis volcanism) resembles the one of intermediate-rate oceanic spreading centers.

However, the geotectonic framework of the NFB as a whole remains obscure. Prior to 2 M.a. B.P., the orientation of the magnetic lineations in the southern part of the NFB was N45°W (instead of N-S now), thus indicating a major spreading jump. The still evolutionary character of the NFB is also emphasized by the presence of this southern spreading center, which acts as a propagating rift towards the south.

INTRODUCTION. — Le Bassin Nord-Fidjien est situé dans la zone de convergence des plaques Pacifique et Indienne (fig. 1 A). Séparant les zones de subduction à polarités opposées et convergentes des Nouvelles-Hébrides et des Tonga, ce bassin est cependant structuralement différent de la plaque Pacifique, comme le montrent les caractéristiques de son manteau supérieur [1] et de sa croûte, de nature océanique [2].

La faible profondeur du Bassin Nord-Fidjien (fig. 1 A), son relief rugueux [3], sa couverture sédimentaire mince [4] et son flux de chaleur élevé [5] suggèrent un âge récent pour sa formation. L'existence, au voisinage de 173,50°E entre 17,00°S et 21,00°S, d'un centre d'expansion depuis 5 M.a. [4], ainsi qu'une sismicité superficielle éparse [6] montrent qu'il est actif.

L'un des objectifs de la campagne Eva XII, réalisée par l'Institut français de Recherche scientifique pour le Développement en Coopération (O.R.S.T.O.M.) à bord du *N/O Coriolis* (IFREMER) en octobre-novembre 1983, était de localiser précisément le centre d'expansion actif du Bassin Nord-Fidjien au sud de 20,00°S (fig. 1 B) au moyen de sa signature magnétique, et de décrire la morphologie de sa zone axiale.

IDENTIFICATION DES ANOMALIES MAGNÉTIQUES. — Les anomalies magnétiques sont calculées en retranchant du champ total mesuré un champ théorique (champ I.G.R.F. 1980 corrigé de la variation séculaire). Les anomalies ainsi obtenues sont comparées à la séquence d'anomalies créées par un modèle utilisant les inversions du champ magnétique terrestre [7] depuis 2,5 M.a. (fig. 2). On reconnaît ainsi sur les profils expérimentaux les anomalies 1, J et 2, qui définissent l'axe du centre d'expansion actif et son environnement immédiat jusqu'à 1,9 M.a. L'identification des anomalies antérieures à l'anomalie 2 reste conjecturale, dans la mesure où leur orientation diffère nettement des orientations méridiennes reconnues dans la zone axiale. La meilleure correspondance entre le modèle calculé et les profils expérimentaux est obtenue pour une vitesse d'expansion de 3,0 cm/an

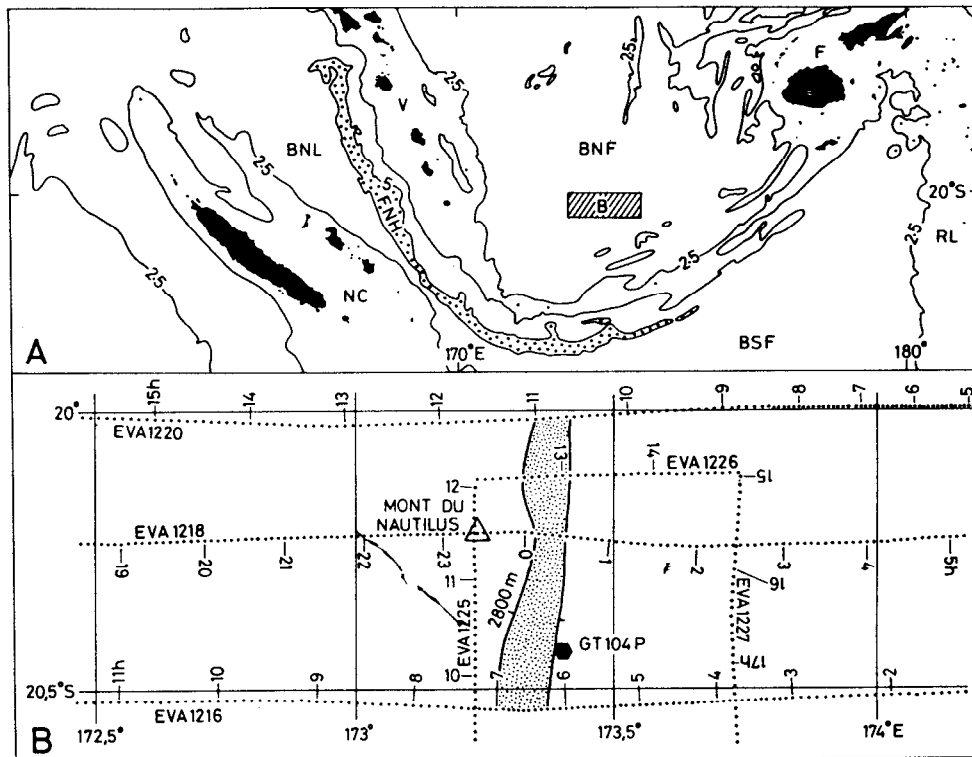


Fig. 1. — A. Localisation du Bassin Nord-Fidjien dans le Sud-Ouest Pacifique. La zone hachurée (B) est agrandie en figure B. NC, Nouvelle-Calédonie; V, Vanuatu; F, Fidji; BNL, Bassin Nord-Loyauté; BNF, Bassin Nord-Fidjien; BSF, Bassin Sud-Fidjien; RL, Ride de Lau; FNH, Fosse des Nouvelles-Hébrides. B. Situation des profils étudiés (Profils 1220, 1226, 1218 et 1216) réalisés au cours de la campagne Eva XII. La ride portant la zone axiale d'expansion est délimitée par l'isobathe 2800 m. Sont figurés un volcan « off-axis » (Mont du Nautilus) et le site de prélèvement GT 104 P.

Fig. 1. — A. The North Fiji Basin in the South-West Pacific. The dashed area (B) is enlarged in Figure B. NC, New Caledonia; V, Vanuatu; F, Fiji; BNL, North Loyalty Basin; BNF, North Fiji Basin; BSF, South Fiji Basin; RL, Lau Ridge; FNH, New Hebrides Trench. B. Situation of the studied ship-tracks (1220, 1226, 1218 and 1216) realized during the Eva XII cruise. The axial spreading zone is situated on a ridge delineated by the 2.800 m isobath. Also shown are the off axis volcano (Mont du Nautilus) and the sampling site GT-104-P.

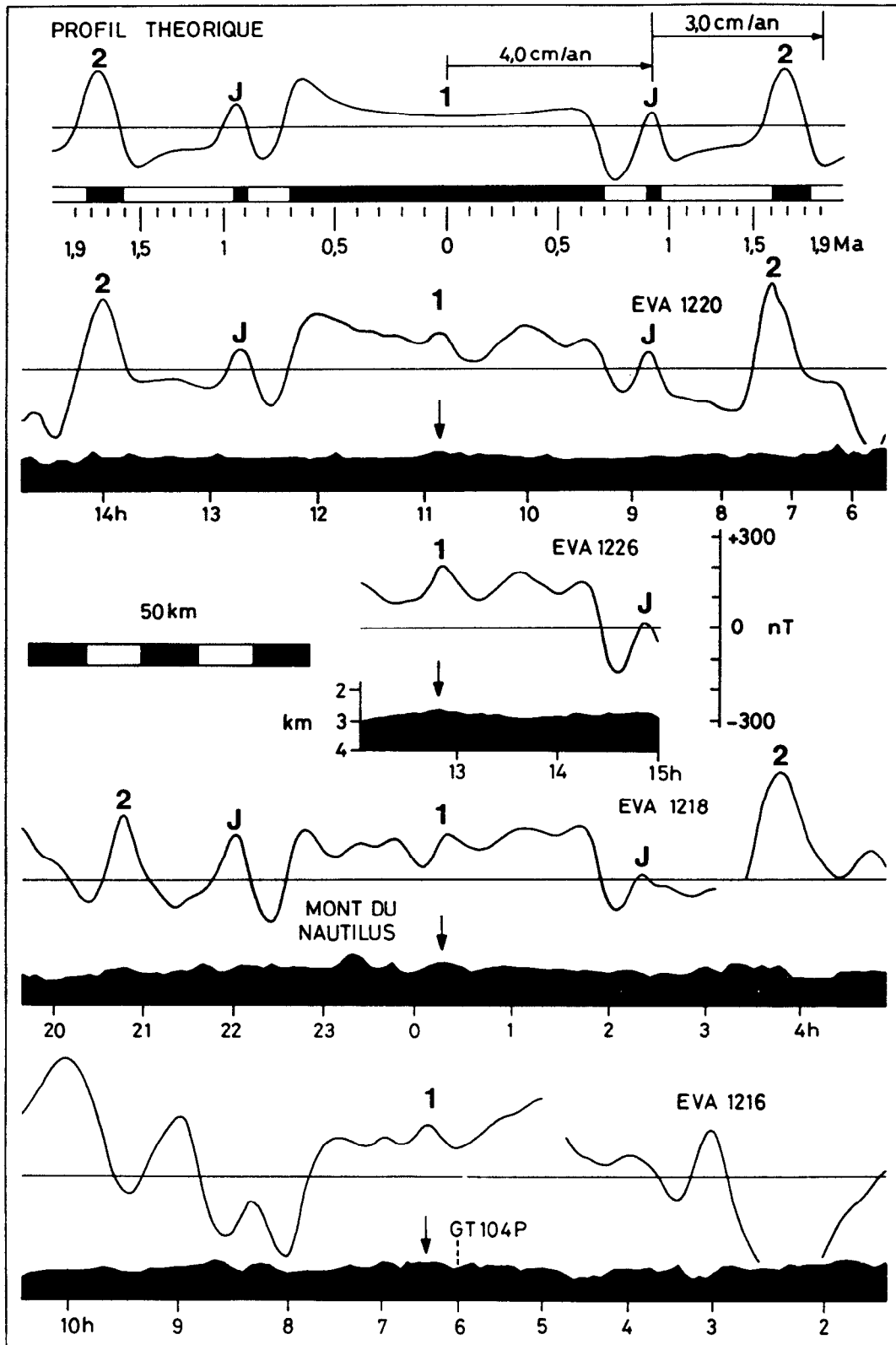
(demi-taux) entre les anomalies 2 et J, et de 4,0 cm/an entre les anomalies J et 1. Cette augmentation récente de la vitesse d'expansion se retrouve, symétrique, sur les profils 1220 et 1218.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Fig. 2. — Identification des anomalies magnétiques sur les profils Eva XII. Paramètres adoptés pour le calcul du profil théorique : Aimantation rémanente : $M=0,012$ u. e. m. C. G. S.; $D=0^\circ$; $I=-37^\circ$ (aimantation positive); $I=+37^\circ$ (aimantation négative). Champ inducteur : $F=45\,000$ nT; $D=11^\circ E$; $I=-37^\circ$. Les profils bathymétriques correspondants montrent la rugosité de la morphologie du Bassin Nord-Fidjien. La zone d'expansion, signalée par les flèches, est située au centre d'une voussure large de 40 km et haute de 200 à 400 m.

Fig. 2. — Identification of the magnetic anomalies on the Eva XII tracks. The parameters adopted for the calculation of the theoretical profile are given above. The relevant bathymetric profiles show the roughness of the North Fiji Basin morphology. The axial spreading zone (arrows) is centered on a bulge, 40 km wide and 200 to 400 m high.



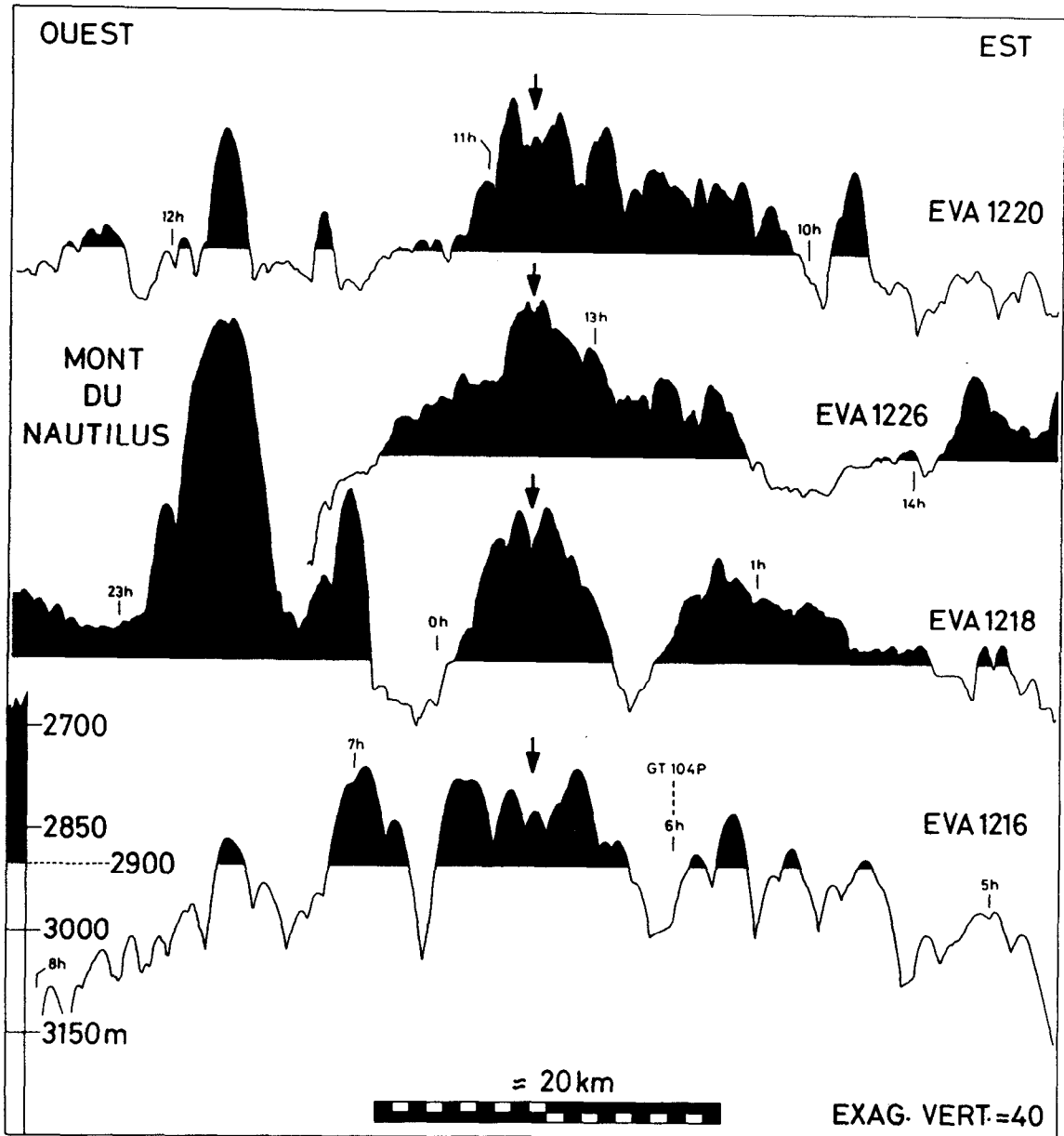


Planche II

Fig. 3. — Profils bathymétriques bruts (non corrigés des variations de vitesse du bateau) de la partie axiale de la zone d'expansion entre 20,00°S et 20,53°S.

Fig. 3. — *Uncorrected bathymetric profiles of the axial spreading zone between 20,00°S and 20,53°S.*

MORPHOLOGIE DE LA ZONE AXIALE. — L'axe de cette zone d'expansion est situé au sommet d'une ride d'orientation sub-méridienne, culminant vers $-2\,700$ m, (fig. 2), bordée, à l'est comme à l'ouest, de deux dépressions plus ou moins bien marquées, dont les profondeurs s'échelonnent entre $-2\,950$ et $-3\,100$ m. Des failles normales, surtout à regard interne, affectent les flancs de la zone axiale, qui est soulignée par une petite dépression (fig. 3). Cette zone d'expansion est également le siège d'un volcanisme « off-axis » important : le cratère sommital du « Mont du Nautilus », situé à 18 km à l'ouest de l'axe, culmine à 500 m au-dessus du plancher (fig. 3).

La profondeur de la zone axiale est d'environ 2 650 m entre les profils 1226 et 1218. Elle croît régulièrement vers le sud, dépassant 2 900 m vers 21,00°S. Si la zone la plus haute d'un segment longitudinal de dorsale correspond à la zone la plus active [8], celle-ci serait donc située entre les profils 1226 et 1218 pour le segment considéré (fig. 1 B).

La morphologie en ride peu marquée de cette zone d'expansion d'un bassin arrière-arc est comparable à celle des zones d'expansion océanique à vitesse intermédiaire (demi-taux d'environ 3 cm/an [9]).

Quelques fragments centimétriques de verre basaltique récent (épaisseur de palagonite < 50 μm) ont été récoltés par préleveur libre, au cours de la campagne Geotransit 1 (1973), à une profondeur de 2 840 m, sur le flanc est de la ride (site GT 104 P, fig. 1 B). Il s'agit de verre basaltique homogène sub-aphyrique, contenant moins de 2 % de microphénocristaux de plagioclase, clinopyroxène et olivine (Fo_{86}). La composition du verre (analyse en pourcentages de poids d'oxydes) est celle d'un basalte de zone d'expansion océanique : $\text{SiO}_2 = 50,31$; $\text{TiO}_2 = 1,18$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,99$; $\text{FeO}^* = 9,79$; $\text{MnO} = 0,20$; $\text{MgO} = 8,13$; $\text{CaO} = 12,06$; $\text{Na}_2\text{O} = 2,61$; $\text{K}_2\text{O} = 0,07$; $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,18$; $\text{NiO} = 0,035$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,058$; Total = 99,67 (analyse faite à la microsonde par J. Hawkins — S.I.O., U.C. San Diego, U.S.A.). Des verres de compositions semblables ont été prélevés en 1982 vers 16,61°S-174,27°E (basaltes 16-A 3 de [10]).

DISCUSSION. — Les caractéristiques magnétiques, morphologiques, tectoniques et pétrographiques du court segment de dorsale décrit montrent une forte similitude avec celles d'une dorsale de grand bassin océanique à taux d'expansion semblable. On a vu cependant qu'au-delà de 1,9 M.a. les anomalies magnétiques présentent une orientation très différente de celle de l'anomalie axiale : autant à l'ouest qu'à l'est du segment de dorsale décrit, elles sont orientées N 45°W, montrant que le Bassin Nord-Fidjien a connu, il y a environ 2 M.a., un saut de dorsale important, indice d'un rééquilibrage majeur. Plusieurs arguments corroborent cette interprétation : (1) Une faible discordance angulaire entre le Pliocène et le Pléistocène dans les sédiments à l'ouest de Viti Levu (Fidji) [11]. (2) L'extension probable de la subduction des Nouvelles-Hébrides au sud de l'île d'Anatom vers l'îlot Hunter [12]. (3) La création probable d'une zone d'expansion dans l'est du Bassin Nord-Fidjien vers 176,00°E entre 17,00°S et 20,00°S [4], soulignée par une sismicité importante [6], une très faible épaisseur de sédiments, et de fortes anomalies magnétiques [13]. (4) Enfin, l'existence d'anomalies magnétiques latérales de moins en moins bien définies entre 20,50°S et 21,00°S, ainsi que l'absence de zone transformante bien marquée vers 21,00°S, pouvant s'expliquer par la présence d'un « propagating

rift » [14]. Le segment de dorsale étudié se propagerait ainsi vers le sud depuis environ 2 M.a., avec une vitesse comparable à sa vitesse d'expansion, aux dépens d'une zone d'expansion, mal définie magnétiquement, mais marquée par une ride située vers 174,00°E entre 20,95°S et 21,50°S.

CONCLUSION. — Les levés bathymétriques et magnétiques réalisés au cours de la campagne Eva XII dans la partie sud du Bassin Nord-Fidjien ont permis de localiser la zone axiale du centre d'expansion de ce bassin entre 20,00°S et 20,53°S, vers 173,25°E. Son orientation est actuellement nord-sud, et sa vitesse d'expansion de 3 à 4 cm/an (demi-taux) depuis 2 M.a. Morphologiquement, le horst axial, entaillé d'un petit graben central, les failles normales à regard interne, la présence d'un volcan « off-axis », sont des caractéristiques qu'on retrouve sur les dorsales des grands bassins océaniques à vitesse d'expansion comparable.

Cependant, les linéations magnétiques montrent que cette expansion a été marquée par un saut de dorsale il y a environ 2 M.a., consécutif à une réorganisation importante de la géodynamique régionale. Depuis environ 2 M.a., le Bassin Nord-Fidjien semble se développer vers le sud aux dépens du Bassin Sud-Fidjien, comme en témoigneraient l'extension de la subduction des Nouvelles-Hébrides au sud de l'île d'Anatom jusque vers l'îlot Hunter (entre 21,00°S et 23,00°S), et la propagation vers le sud de l'expansion (entre 20,50°S et 22,00°S). Ce bassin marginal fait donc l'objet de réajustements géodynamiques peut-être plus fréquents que dans un grand bassin océanique, car il réagit plus rapidement aux contraintes régionales.

Remise le 23 septembre 1985, acceptée le 28 octobre 1985.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J. DUBOIS, G. PASCAL, M. BARAZANGI, B. L. ISACKS et J. OLIVER, *J. Geoph. Res.*, 78, 1973, p. 3431-3436.
- [2] B. M. LARUE, B. PONTOISE, A. MALAHOFF, A. LAPOUILLE et G. V. LATHAM, *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, 147, 1982, p. 361-406.
- [3] A. J. HALUNEN, *Thèse*, Univ. Hawaii, 1979, 129 p.
- [4] C. G. CHASE, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 82, 1971, p. 3087-3110.
- [5] T. WATANABE, M. Q. LANGSETH et R. N. ANDERSON, *M. Ewing Series 1, Amer. Geoph. Union*, 1977, p. 137-161.
- [6] M. W. HAMBURGER et B. L. ISACKS, *A.A.P.G. Memoir on the North Fiji Basin*, 1985 (sous presse).
- [7] E. A. MANKINEN et G. B. DALRYMPLE, *J. Geophys. Res.*, 84, 1979, p. 615-626.
- [8] J. FRANCHETEAU et R. D. BALLARD, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 64, 1983, p. 93-116.
- [9] P. LONSDALE, *Marine Geophys. Res.*, 3, 1977, p. 251-293.
- [10] J. M. SINTON, K. T. M. JOHNSON et R. C. PRICE, dans T. M. BROCHER éd., *Circum pacific council for energy and mineral resources, Earth Sciences Series A.A.P.G.*, 3, 1985, p. 34-64.
- [11] B. M. LARUE, J. Y. COLLOT et A. MALAHOFF, U.N., E.S.C.A.P., C.C.O.P./S.O.P.A.C., *Technical Bulletin*, 3, 1980, p. 77-83.
- [12] R. LOUAT, *Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M.*, 147, 1982, p. 179-185.
- [13] T. M. BROCHER, et R. HOLMES, dans T. M. BROCHER éd., *Circum pacific council for energy and mineral resources, Earth Sciences Series A.A.P.G.*, 3, 1985, p. 122-137.
- [14] R. N. HEY, F. K. DUENNEBIER et W. J. MORGAN, *J. Geophys. Res.*, 85, 1980, p. 3647-3658.

P. M., J.-P. E., A. L., M. M., J. B., F. G. et M. L. : Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa,
B.P. n° A 5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie
et G.I.S. « Océanologie et Géodynamique » GS 410012.

V. B. : Mineral Resources Department, Private Mail Bag, Suva, Fidji.

Annexe 5 -Maillet, P., Monzier, M. et Lefevre, C., 1986b. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 1-27.

PETROLOGY OF MATTHEW AND HUNTER VOLCANOES, SOUTH NEW HEBRIDES ISLAND ARC (SOUTHWEST PACIFIC)

PATRICK MAILLET¹, MICHEL MONZIER¹ and CHRISTIAN LEFEVRE²

¹ Centre ORSTOM, BP A5, Nouméa-Cedex, Nouvelle-Calédonie

² Laboratoire de Pétrologie, Sciences de la Terre, Bât. SN5, Université des Sciences et
Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq-Cedex, France

(Received July 18, 1985; revised and accepted April 14, 1986)

ABSTRACT

Maillet, P., Monzier, M. and Lefèvre, C., 1986. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30: 1–27.

Matthew and Hunter, the two southernmost active volcanoes of the New Hebrides island arc (southwest Pacific) differ markedly from the other (mainly tholeiitic Quaternary volcanoes of this arc.

Geodynamically related to the New Hebrides subduction zone, they also lie close to the southern limb of the active expanding ridge of the North Fiji Basin. Both volcanoes are made up of acid, medium-K, calcalkaline orogenic andesites, containing a variety of inclusions (pyroxene- and gabbroic cumulates, as well as doleritic cognate inclusions). This paper presents the first systematic petrographic and chemical study of these volcanics and their inclusions.

Trace-element geochemistry and rare-earth element modelling suggest that the two volcanoes developed from successive batches of similar parental magmas, originating from limited partial fusion of garnet peridotite in the mantle wedge. Various degrees of fractional crystallization of these batches led to the formation of three volcanic suites: Hunter (little fractionated), West-Matthew (moderately fractionated) and East-Matthew (highly fractionated). Moreover, on Matthew island, no correlation exists between the degree of fractionation and the eruptive chronology, the youngest edifice (West-Matthew) being less evolved than the older one (East-Matthew).

INTRODUCTION

Although subduction is generally accepted as the primary cause and necessary condition for the predominance of orogenic andesites in island arcs (Gill, 1981; Thorpe, 1982), the precise role of subducted ocean crust and/or overlying upper mantle wedge in producing the geochemical patterns of andesitic volcanism remains to be ascertained. Moreover, theoretical difficulties complicate dealing with transition zones between normal convergent plate boundaries and transform fault areas. An example of such a complex zone can be found along the southern edge of the New Hebrides

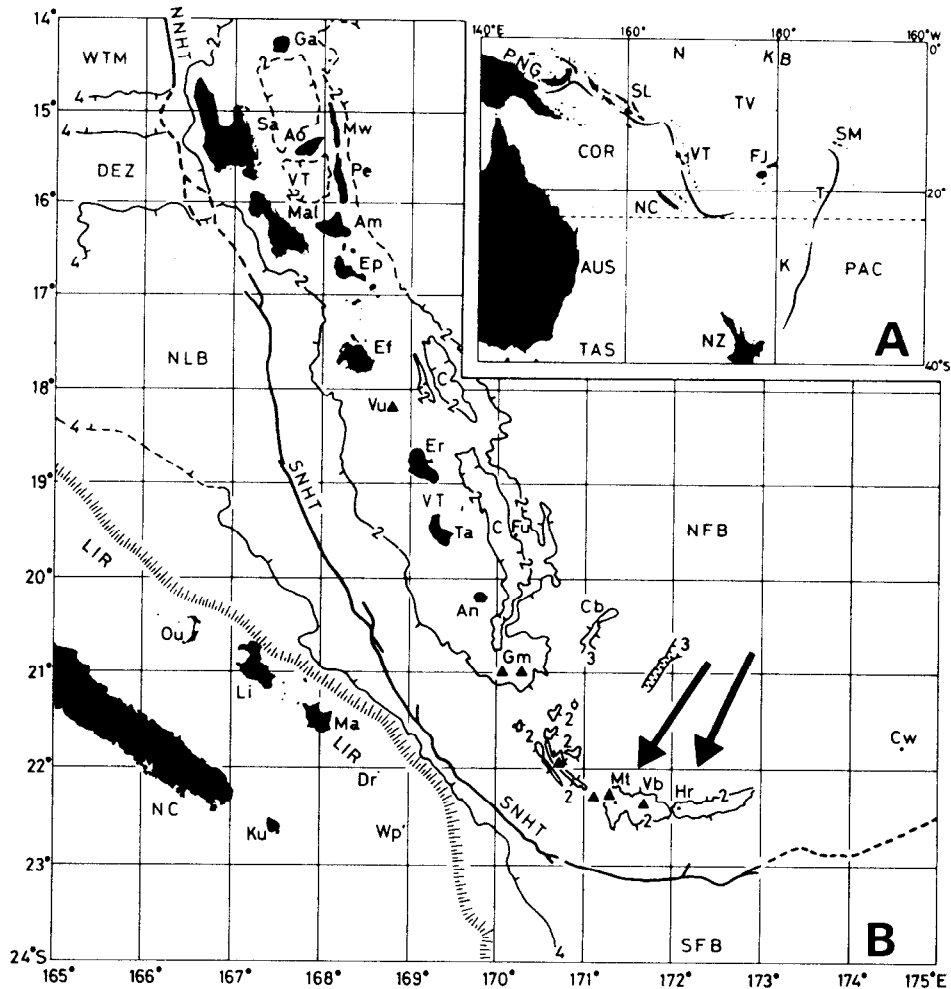


Fig. 1. Map of the southwestern Pacific (A) and outline map of the Vanuatu-New Caledonia region (B), showing major physiographic features and location of Matthew and Hunter volcanoes (arrows).

A: PAC = Pacific Ocean; COR = Coral Sea; TAS = Tasman Sea; AUS = Australia; PNG = Papua New Guinea; N = Nauru; SL = Solomon Islands; VT = Vanuatu; NC = New Caledonia; NZ = New Zealand; K = Kermadec Islands; T = Tonga Islands; FJ = Fiji Islands; SM = Samoa Islands; TV = Tuvalu; KB = Kiribati.

B: Generalized bathymetry (in km) from Monzier et al. (1984b), modified around Matthew and Hunter islands; VT = Vanuatu; NC = New Caledonia; NFB = North Fiji Basin; C = Coriolis Troughs; SFB = South Fiji Basin; LIR = Loyalty Islands Ridge (the hatched line marks the eastern scarp of this ridge); NLB = North Loyalty Basin; DEZ = D'Entrecasteaux Zone; WTM = West Torres Massif; NNHT = Northern New Hebrides Trench; SNHT = Southern New Hebrides Trench; Ku = Kunie (Pines Island); Ou = Ouvea; Li = Lifou; Ma = Maré; Dr = Durand Reef; Wp = Walpole; Ga = Gaua; Sa = Santo; Mw = Maewo; Ao = Aoba; Pe = Pentecost; Mal = Malekula; Am = Ambrym; Ep = Epi; Ef = Efate; Vu = Vulcan Seamount; Er = Erromango; Ta = Tanna; Fu = Futuna; An = Aneityum; Cb = Constantine Bank; Gm = Gemini Seamounts; Mt = Matthew; Vb = Vauban Seamount; Hr = Hunter; Cw = Conway (Theva-i-ra).

island arc, southwest Pacific; Matthew and Hunter are the two southernmost active volcanoes of this arc (Fig. 1).

Previous geological and petrological studies of the New Hebrides island arc (e.g. Gorton, 1977; Roca, 1978; Coulon and Maury, 1981; Barsdell et al., 1982; Dupuy et al., 1982; Carney and Macfarlane, 1982; Marcelot et al., 1983) drew attention to the characteristics of this active intra-oceanic subduction zone. Among them, the most striking features of the Quaternary—Recent volcanism can be summarized as following:

— Notwithstanding the remark of Arculus (1981, p. 118) about the difficulty of estimating the bulk petrographic composition of an arc, basalts and basaltic andesites represent the predominant rock type, whereas andesites and more felsic volcanics are subordinate. Most of the recent volcanics can be related to the island-arc tholeiitic rock series.

— Although no clear across-strike arc variations appear in magma composition, subduction of the aseismic D'Entrecasteaux Zone in the central part of the arc (Fig. 1) seems to be responsible for some along-strike arc structural (Collot et al., 1985), mineralogical, geochemical (Roca, 1978), and isotopic (Briqueu and Lancelot, 1983) variations, i.e. the so-called 'edge-effects' of Gill (1981).

We present in this paper some new petrological data relating to the andesites from Matthew and Hunter islands and discuss their relationships and petrogenetic implications.

PETROLOGY OF MATTHEW AND HUNTER VOLCANOES

Tectonic setting

The volcanoes Matthew and Hunter mark the southeasternmost tip of the Quaternary volcanic chain of the New Hebrides island arc (Fig. 2; Daniel et al., 1982; Louat, 1982). They also lie close to the southern limb of the actively spreading ridge of the North Fiji Basin. Precise location, orientation and opening rate of this spreading system are still somewhat conjectural (Fig. 3).

According to the model of Monzier et al. (1984a), the length of the slab underthrusting Matthew and Hunter volcanoes remains constant (ca. 220 km) between 21.5°S and 23°S. However, its dip decreases southward, because two hinge zones are tearing the downgoing plate. The slab lies at a depth of about 85 km beneath both volcanoes.

Because the slip-vectors for underthrusting earthquake solutions remain almost perpendicular to the trench in the entire southern New Hebrides arc (Fig. 2C), a combination of strike-slip and normal subduction movements seems preferable over oblique subduction in this area (Fitch, 1972; Beck, 1983). Accordingly, a fault complex, equivalent to a sinistral shear, would affect the Matthew-Hunter volcanic chain, as schematically shown in Fig. 3. Topographic features (Fig. 2A) and focal mechanisms (Fig. 2C)

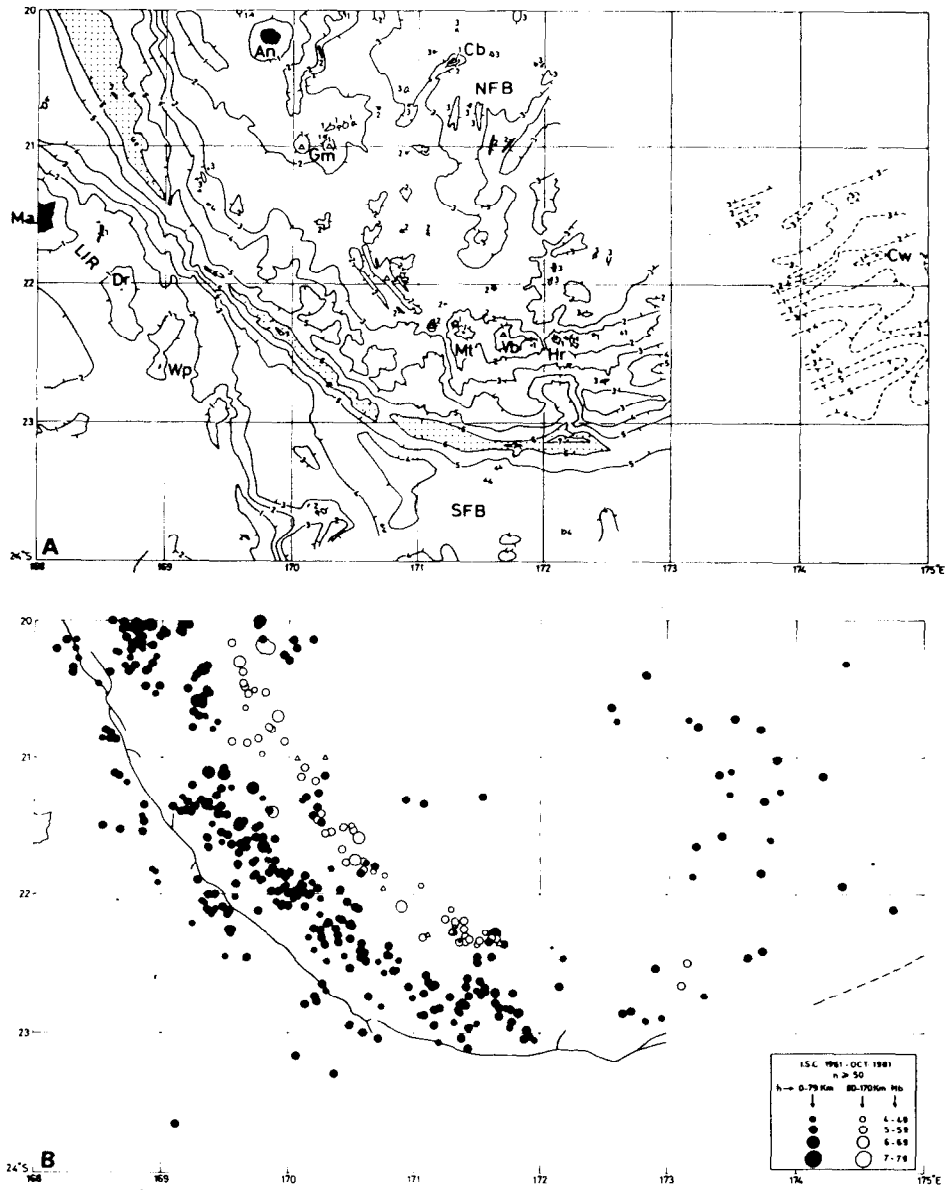


Fig. 2. Tectonic setting of Matthew and Hunter volcanoes (southern New Hebrides island arc and related areas).

A. Bathymetry (in km) from Monzier et al. (1984b), modified around Matthew and Hunter islands and augmented by Halunen's (1979) bathymetric data, eastward of 173°E; tickmarks point towards lows; abbreviated toponymy from Fig. 1B.

B. Spatial distribution of shallow (0–79 km: solid circles) and intermediate (80–170 km: open circles) focus earthquakes (International Seismological Centre catalogue from 1961 to October 1981).

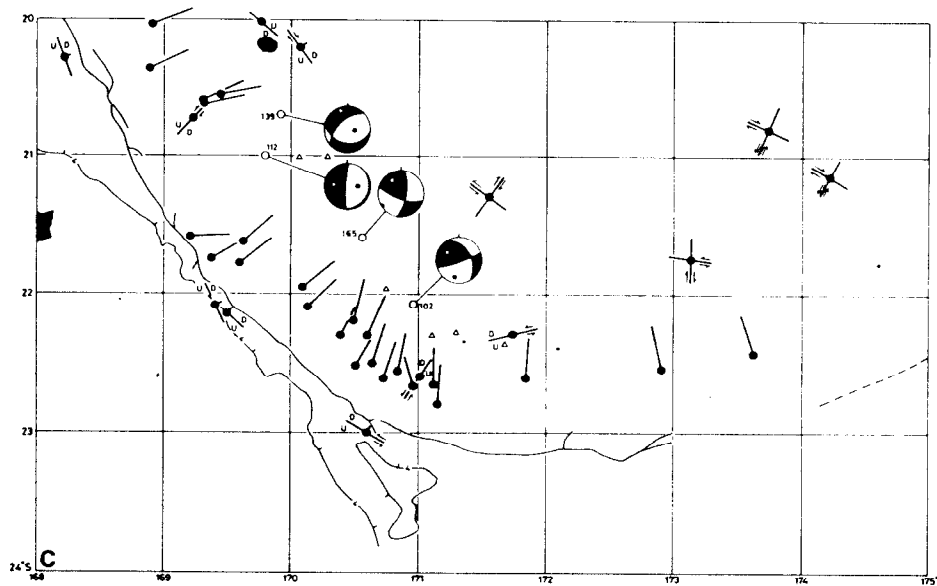


Fig. 2. C. Focal mechanism solutions for shallow and intermediate earthquakes (data from Sykes et al., 1969; Isacks and Molnar, 1971; Johnson and Molnar, 1972; Pascal et al., 1978; Coudert et al., 1981; USGS/NEIS, Preliminary Determination of Epicenters, monthly listing, February 1981 to August 1983; Vidale and Kanamori, 1983). Slip vectors of shallow underthrust mechanisms shown as single lines. Single preferred plane or both planes of shallow normal fault, strike-slip and vertical dip-slip solutions shown as lines with arrows and *U* (Up) and *D* (Down) symbols indicating sense of movement. Focal mechanism solutions of intermediate earthquakes shown as lower hemisphere projections, with focus depths in kilometers.

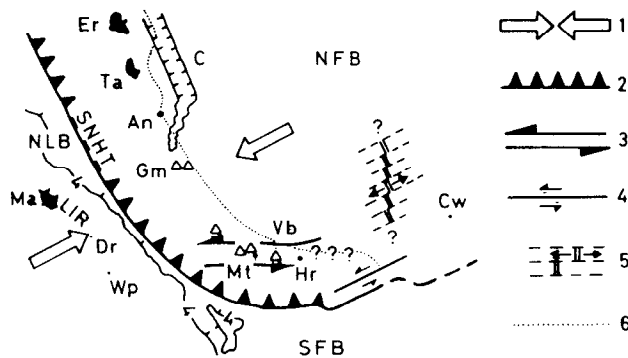


Fig. 3. Schematic model for the termination of the southern New Hebrides subduction zone (abbreviated toponymy from Fig. 1-B). 1 = Relative convergent motion between the India-Australia plate and the New Hebrides microplate (Dubois et al., 1977; Coudert et al., 1981; Isacks et al., 1981). 2 = Active convergence. 3 = Matthew-Vauban-Hunter ridge: a complex faulted zone (conjugate dextral N 160–165 E and sinistral N 70–75 E strike-slip faults: unpublished data) equivalent to a sinistral shear (Fitch, 1972; Beck, 1983). 4 = Active transform fault. 5 = Active spreading center (strikes of spreading axis and transform faults are hypothetical). 6 = Approximate projection of the eastern boundary of the intermediate seismicity (Louat et al., in press).

permit such an interpretation. Finally, south of 21.5°S, the impingement of the Loyalty Islands Ridge on the trench begins to disturb the subduction regime.

Geology

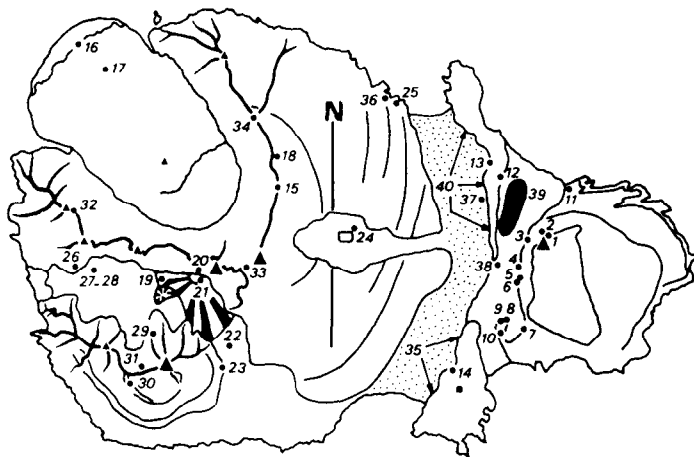
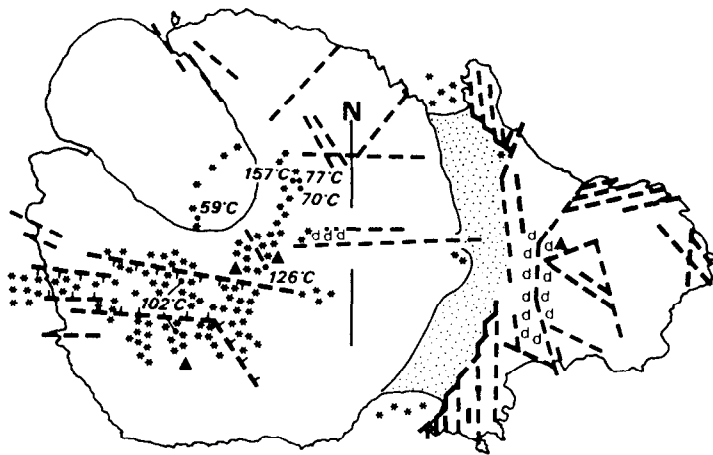
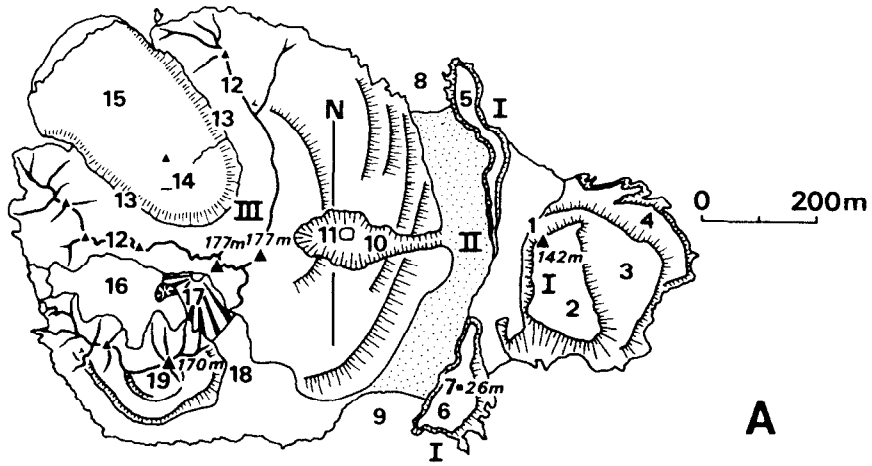
Preliminary reports about the petrology of Matthew and Hunter islands have already been published (Fisher, 1957; Curtis, 1962; Rémy, 1963; Maillet and Gill, 1980; Maillet and Monzier, 1982; Maillet et al., 1982; Lefèvre et al., 1982). Both volcanic islands are in the solfataric stage and represent the very upper part of similar-scale submarine edifices (approximate total volume for each one: 12–15 km³). They are aligned along a 1000–1500-m-deep, easterly trending ridge (the Matthew-Hunter ridge), at a distance of about 85 km from the trench (Fig. 2A).

Matthew island (Fig. 4) is built up by two distinct prominences (East-Matthew and West-Matthew) separated by an isthmus (Priam, 1962, 1964). East-Matthew is a half-destroyed composite volcanic cone, composed of at least 3 subhorizontal, 15–30-m-thick, superimposed lava flows, displaying columnar jointing. These flows are cut by numerous subvertical N–S oriented, meter-thick feeder dykes. Thin pyroclastic formations crop out in the southern part of East-Matthew. Two basal scarps, 20–25 m high, with distinct columnar jointing structure, mark the eastern limit of the isthmus. They probably expose the oldest part of the East-Matthew cone.

West-Matthew is a roughly circular volcano composed almost wholly of lava flows. Its central crater is occupied by a spectacular, ca. 20-m-thick, NW-trending aa-flow. A lateral vent sharply cuts the eastern flank of the cone along a radial fracture, exposing E–W dykes and lava flows in ca. 50-m-high cliffs. Strongly active fumaroles and solfataras occur in a gorge which rings the southern peak. The latter may represent remainders of a Peléean-type eruption (Priam, 1964).

Only East-Matthew existed when Captain Thomas Gilbert discovered the island in 1788 (Priam, 1964). West-Matthew appeared in the late 1940's (Taylor, 1956; Koch, 1958; Priam, 1962, 1964; Simkin et al., 1981), after a highly seismically active period (Blot, 1976).

Fig. 4. Matthew island (outlines from vertical aerial photographs taken in June 1979). A. Major physiographic features and toponymy: I = East-Matthew; II = isthmus (stippled); III = West-Matthew; 1 = eastern peak; 2, 3, 4 = upper, middle and lower lava flows; 5, 6 = northern and southern basal scarps; 7 = automatic meteorological station; 8, 9 = northern and southern bay; 10 = radial gorge; 11 = lateral vent; 12 = U-shaped central crater rim; 13 = U-shaped gorge; 14 = central crater; 15 = NW-trending aa-lava flow; 16 = main volcanic graben; 17 = youngest lateral vents; 18 = volcanic graben; 19 = southern peak. Estimated altitudes in meters. B. Main faults, fractures and dykes (*d*); fumarolic and solfataric areas (asterisks) whose temperatures were measured in December 1979. C. Sample localities; 35, 39, 40 = systematic inclusion sampling areas.



Following a cone-building stage, directed blasts partly destroyed the edifice. The northwestern lava flow then was erupted, as violent gas emissions from the lateral vent tore the eastern part of the cone. The volcanic activity moved southwards and included the extrusion of a possible spine (southern peak). An active vent was observed in 1954 in the same area, and volcanic grabens opened between 1954 and 1958. No noticeable eruptive event nor change in island morphology has occurred since 1958.

Hunter island (Fig. 5) presents an asymmetrical morphology: the southern composite cone, centered around an extinct crater, drastically differs from the northwestern part of the island, where steep cliffs, more than 100 m high in places, enclose an explosion crater. These cliffs expose outcrops of massive lavas, displaying columnar jointing. The summit of Hunter volcano presumably is formed by a Peléean-type dome. The most recent

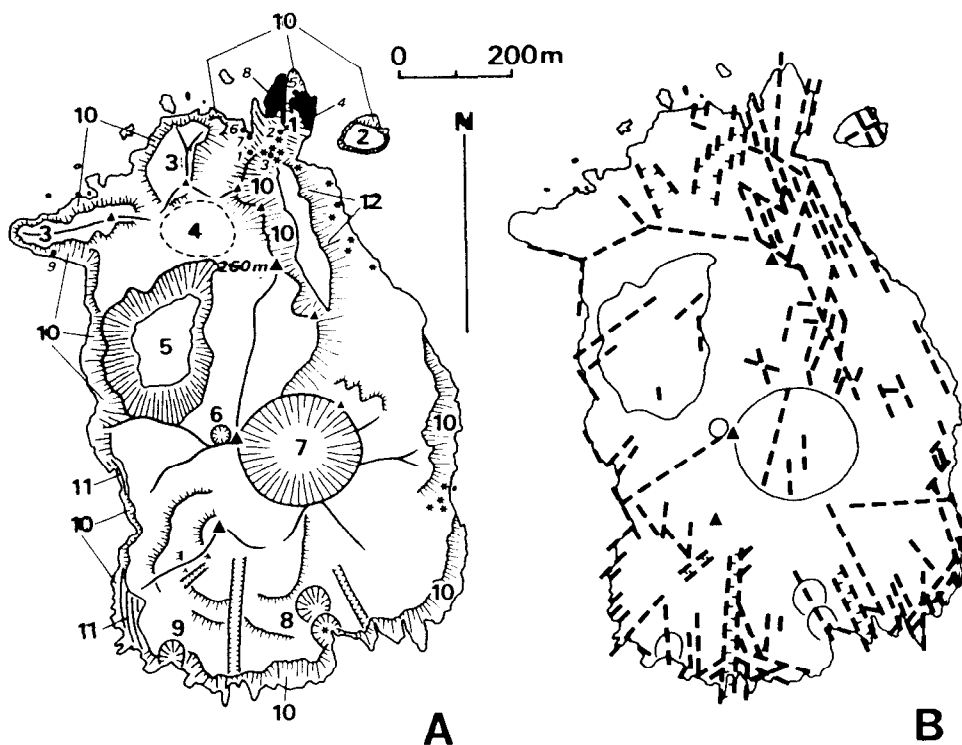


Fig. 5. Hunter island (outlines from vertical aerial photographs taken in June 1979). A. Major physiographic features, toponymy, fumarolic and solfataric areas (asterisks), and sample localities (small numbers); 1 = recent northern lava flow; 2 = islet; 3 = old lava flows; 4 = possible locality of an old crater; 5 = deep explosion crater; 6 = small crater; 7 = central crater of the southern composite cone; 8, 9 = lateral vents; 10 = lava cliffs displaying columnar jointing; 11 = pyroclastic formations; 12 = cliff of altered lava. Estimated altitude in meters. Sample localities 4 and 8 = systematic inclusion sampling areas.

B. Main faults and fractures.

volcanic event apparently took place at the very northern point of the island, where a narrow lava flow extruded, along a major subvertical fault. Solfatara fields are common in this area.

Petrography and mineralogy

As mentioned in previous studies (Maillet and Gill, 1980; Maillet and Monzier, 1982), there is no essential difference in petrography and major-element geochemistry between the volcanic rocks of Matthew and Hunter. Both volcanoes are made up of highly porphyritic, inclusion-rich, two-pyroxene andesites. According to Gill's (1981) classification, these volcanics are calc-alkaline, high-silica, medium-K orogenic andesites. They contain three main kinds of inclusions: doleritic cognate inclusions, gabbroic- and pyroxene cumulates.

The lavas

Phenocryst assemblages, in decreasing proportions, are plagioclase feldspar (PLAG), clinopyroxene (CPX), orthopyroxene (OPX), titano-magnetite (Fe-Ti OX) and olivine (OL)/olivine and titanomagnetite for Hunter (Tables 1 and 2). These mineral phases, except for olivine, appear in the typically silica-rich (tridymite) matrix. Glomeroporphyritic clusters (PLAG+ CPX+ OPX+Fe-Ti OX) are frequent, as often noticed in orogenic andesites (Gill, 1981).

The following crystallization path can be deduced from petrographic examination of textural relationships. Initially, olivine (and, to a lesser extent, clinopyroxene) is a liquidus phase. The progressive resorption of olivine accompanies the formation of titano-magnetite and orthopyroxene, which crystallize together with calcic plagioclase and clinopyroxene. Some pyroxene-rich glomeroporphyritic clusters also may form during this stage. Subsequently, massive crystallization of labradorite occurs, while formation of pyroxenes and titano-magnetite continues. Eruption interrupts this evolution. Pyroxene, plagioclase and opaque microlites crystallize in a chilled, silica-rich matrix (tridymite filling vesicles). Post-eruption stage is represented by secondary minerals deposited around fumaroles (hematite, sulphur, silica, halite, gypsum . . .).

The early separation of titano-magnetite from the melt presumably indicates a rather high f_{O_2} (Osborn, 1962). Similarly, P_{H_2O} in the magma was important, since pyroxenes crystallized prior to plagioclases (Nesbitt and Hamilton, 1970; Green, 1972).

Modal analyses generally indicate a high phenocryst content (27--46% in vol.), ranging from East-Matthew (27--38%) to West-Matthew (37--46%), with Hunter (32--43%) intermediate (Fig. 6A). The phenocryst content is largely determined by plagioclase content, and, to a lesser extent, by pyroxene content, the sum (PLAG+CPX+OPX) in vol.% accounting for ca. 95% of the total phenocryst content for both volcanoes. Such modal

Attention: les teneurs en Nb
présentées dans cet article
sont certainement fausses;
voir Monzier et al, sous
presse, annexe 12

TABLE 1

Chemical analyses (major and trace elements) and modal analyses of selected lavas from East-Matthew, West-Matthew and Hunter

	EAST-MATTHEW (= OLD MATTHEW)					WEST-MATTHEW (= NEW MATTHEW)					HUNTER			
	MT 1C	MT 7B	MT11A	MT13A	MT14B	MT16B	MT 20	MT23B	MT24A	MT24C	HR 1	HR 4B	HR 6	HR 9
SiO ₂	60.3	59.5	60.8	60.2	59.9	62.1	62.8	61.4	61.0	62.0	61.5	61.1	61.0	61.9
TiO ₂	0.45	0.45	0.42	0.42	0.42	0.40	0.38	0.38	0.41	0.43	0.36	0.37	0.36	0.37
Al ₂ O ₃	16.6	16.4	16.1	16.6	16.3	16.7	16.8	16.7	16.2	16.0	15.9	15.7	15.9	16.2
Fe ₂ O ₃ *	6.3	6.5	6.3	6.3	6.4	5.8	5.0	5.6	6.2	6.1	5.9	6.2	6.2	5.7
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.07	0.07	0.10	0.11	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11
MgO	3.6	3.9	4.1	3.8	4.1	2.8	2.3	3.2	3.9	3.9	4.2	5.5	4.8	4.2
CaO	6.9	7.2	7.0	7.2	7.4	6.2	6.1	6.5	6.8	6.7	6.6	6.5	6.5	6.7
Na ₂ O	3.9	3.8	3.9	3.8	3.8	4.4	4.3	4.2	4.0	3.9	4.0	3.8	3.7	3.9
K ₂ O	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	0.8	0.9
LOI	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.4	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0
TOTAL	99.15	98.85	99.62	99.42	99.41	99.87	98.85	99.18	99.52	100.13	99.58	100.18	99.48	99.98
FeO	3.8	3.8	3.5	3.1	3.5	2.1	2.7	3.1	3.7	3.3	3.9	5.0	4.2	3.9
P ₂ O ₅ CAESS	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13
UCSC	0.16		0.15		0.16	0.12	0.12	0.13		0.12		0.11		0.11
Rb CAESS	13	14	13	12	12	13	11	12	13	13	19	17	15	
UCSC	12		13		14	13	15	12	11	11		18		19
P.SUE	10.1		8.6		11.7		12.6	9.3		7.6	13.9	16.5	12.3	18
Sr CAESS	721	748	650	718	723	490	505	497	486	469	348	353	343	376
UCSC	714		668		732	487	481	490	469	433		358		
P.SUE	753		676		703		494	380		433	215		225	
Ba P.SUE	152		139		140		139	118		91	123	123	100	128
Zr CAESS	98	97	96	99	92	99	100	83	86	87	79	76	76	
UCSC	112		107		110		108	96		89		81		88
P.SUE					57			74						
Y CAESS	13	13	12	12	12		14	13	13	13	10	12	12	
UCSC	14		14		15	14	15	14	13	13		13		13
Nb CAESS	<10	<10	12	<10	<10		<10	<10	<10	<10	33	11	18	
UCSC	11		12		9	10	11	8		8		13		12
Th P.SUE	1.65		1.53		1.74		1.16	1.06		1.01	0.85	0.89	0.81	0.88
U P.SUE	0.59		0.63		0.64		0.44	0.43		0.56	0.42	0.41	0.35	0.51
La P.SUE	12.5		12.3		13.2		9.3	8.6		7.8	5.4	6.6	6.3	6.2
Ce P.SUE	24.4		27.6		27.8		17.1	18.8		14.7	12.4	12.7	13.7	13.2
Sm P.SUE	3.04		2.92		3.01		2.40	2.24		1.75	1.69	1.87	1.64	1.84
Eu P.SUE	1.08		0.97		1.12		0.88	0.66		1.18	0.82	0.79	0.72	0.79
Tb P.SUE	0.32		0.31		0.33		0.30	0.32		0.29	0.22	0.26	0.25	0.25
Yb P.SUE	1.02		0.84		0.78		1.08	0.86		0.99	0.72	0.64	0.64	0.93
Lu P.SUE	0.24		0.20		0.20		0.18	0.17		0.20	0.16	0.17		0.13
Ni CAESS	22	20	30	27	26	16	17	22	27	27	32	75	39	
UCSC	18		30		26	17	15	23	26	26		90		37
P.SUE	12.5		30		29		14.5	23	27	27	36	89	47	36
Cr CAESS	31	41	91	73	57	31	30	67	72	78	109	244	128	
P.SUE	52.7		94		72		45	77	80	80	118	236	161	129
V CAESS	166	158	151	154	148	116	135	112	145	140	169	156	182	
Sc P.SUE	20.1		21.1		22.3		15.4	19.1		20.3	21.9	19.6	22.5	19.5
Cs P.SUE					0.05		0.20	0.15		0.12	0.13	0.14		0.21
Sb P.SUE	0.10		0.10		0.07					0.07	0.23	0.18		0.23
Zn P.SUE	37.4						34					25		25
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (Vol. %)														
Plagioclase	22.7	19.5	21.3	21.9	20.6	29.2	32.8	22.4	28.8	28.1	24.4	22.6	18.3	22.5
Clinopyroxene	5.6	4.9	6.3	7.8	7.2	3.6	6.6	9.7	5.9	7.7	8.1	7.9	7.1	5.9
Orthopyroxene	4.5	3.6	3.9	3.8	3.5	3.7	5.1	4.1	4.2	3.8	4.2	5.7	4.7	5.4
Fe-Ti Oxides	0.9	0.8	1.0	1.1	1.0	1.1	1.2	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.6	0.5
Olivine	0.2	0.0	0.3	0.9	0.2	0.1	0.0	0.1	0.6	1.2	0.9	1.7	1.6	0.7
TOTAL	33.9	28.8	32.8	35.5	32.5	37.7	45.7	37.3	40.3	41.5	38.2	38.4	32.3	35.0

Source of data and analytical procedures:

(a) major elements (wt.%): ORSTOM-Nouméa (analysts: D. Duhet and S. Le Corvaisier). Analytical procedure: the samples are fused with Sr-metaborate, then analyzed by automatic colorimetry for Si, Al, Fe, Ti; by atomic absorption spectrometry for Mg, Ca, Mn, Na; by flame-emission spectrometry for K. Fe₂O₃* = total iron as Fe³⁺. FeO = ferrous iron analyzed separately, by colorimetry. P₂O₅ = X-ray fluorescence (CAESS, UCSC; see below).

(b) trace elements (ppm): CAESS (Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Institut de Géologie, Université de Rennes, France): X-ray fluorescence; analyst: F. Vidal. UCSC (University of California, Santa Cruz, U.S.A.): X-ray fluorescence; analyst: P. Maillet. P. SUE (Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre SUE, C.E.N. Saclay, France: neutron-activation analysis; principal analyst: G. Meyer.

(c) modal phenocryst mineralogy based on more than 3000 points.

TABLE 2

Mean compositions and standard deviations for major-element analyses of Matthew and Hunter lavas

	EAST-MATTHEW (= OLD MATTHEW)		WEST MATTHEW (= NEW MATTHEW)		HUNTER	
	\bar{x} (20)	s	\bar{x} (15)	s	\bar{x} (7)	s
SiO ₂	60.16	0.65	62.03	1.16	60.90	0.66
TiO ₂	0.45	0.02	0.41	0.02	0.37	0.01
Al ₂ O ₃	16.27	0.29	16.46	0.35	15.93	0.16
Fe ₂ O ₃ *	6.37	0.20	5.76	0.41	6.03	0.18
MnO	0.11	0.01	0.09	0.02	0.11	0.01
MgO	3.91	0.36	3.23	0.65	4.91	0.53
CaO	7.02	0.25	6.39	0.44	6.67	0.15
Na ₂ O	3.84	0.09	4.16	0.17	3.84	0.10
K ₂ O	0.92	0.04	0.91	0.09	0.89	0.07
LOI	0.04	0.05	0.12	0.14	0.03	0.05
TOTAL	99.09		99.56		99.68	
FeO	3.53	0.23	3.11	0.60	4.34	0.54
P ₂ O ₅ (CAESS and UCSC)	0.17 (8)	0.01	0.13 (12)	0.01	0.13 (7)	0.01
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol.%)						
Plagioclase	22.26	2.98	28.58	3.49	23.07	2.95
Clinopyroxene	6.09	1.16	6.79	1.53	7.16	0.80
Orthopyroxene	3.97	0.50	4.29	0.51	4.99	0.56
Fe-Ti Oxides	0.92	0.20	1.01	0.24	0.49	0.11
Olivine	0.43	0.52	0.37	0.36	1.77	1.06
TOTAL	33.67		41.04		37.48	
Bulk Density	2.70 (18)	0.04	2.58 (14)	0.08	2.79 (7)	0.05

Source of data: Table 1 and unpublished data. Complete data available upon request (P.M.). \bar{x} = mean; (20) = number of analyses; s = standard deviation.

characteristics are common in intermediate volcanics of the island-arc series (Ewart, 1976, 1982).

Calculated liquid compositions based on phenocryst mineralogy (Lefèvre et al., in press) and whole-rock modal analyses also range from East-Matthew (SiO₂=66.8%) to West-Matthew (SiO₂=71.0%) with Hunter (SiO₂=67.4%) intermediate. The positive correlations between PLAG, whole-rock SiO₂ and Al₂O₃ (Figs. 6B, 7; and Ewart, 1976) as well as the preceding observations show that plagioclase accumulation occurred (at least for Matthew volcanics) within the magmatic chamber, together with a silica-enrichment of the residual melt.

Detailed microprobe mineralogy of Matthew and Hunter andesites and their inclusions is published elsewhere (Lefèvre et al., in press). To summarize (also see Table 3).

Plagioclase. Phenocryst compositions range from An₆₉ to An₄₅. Normal zoning is common. Labradorite is the predominant plagioclase in lavas of both volcanoes. Microlite compositions (An₆₄₋₅₀) are similar to those of phenocrysts.

Clinopyroxene. In general, the phenocrysts have diopside-endiopside cores and salite to augite rims. Groundmass clinopyroxenes are Ca-depleted (augite-subcalcic augite).

Orthopyroxene. The range of orthopyroxene compositions (Fs₂₇₋₃₄) is

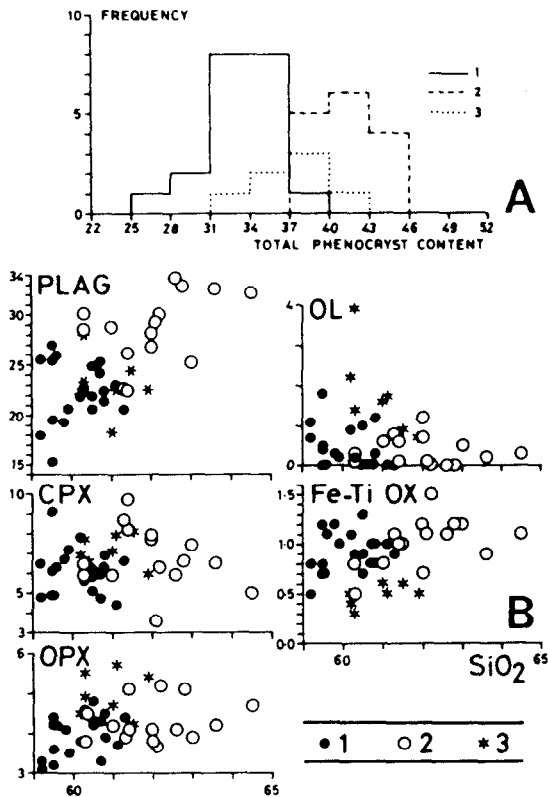


Fig. 6. A. Histogram showing the distribution of total phenocryst contents (vol. %) of lavas from East-Matthew (1), West-Matthew (2) and Hunter (3). B. Phenocryst contents (vol. %) plotted against SiO_2 for the lavas of East-Matthew (1), West-Matthew (2) and Hunter (3). Source of data: Table 1 and unpublished data. Complete analytical data available upon request (P.M.).

very narrow and falls within the bronzite-hypersthene limit. Groundmass minerals in Hunter may have more Mg-rich compositions (Fs_{17-30}), whereas in Matthew they have more Fe-rich compositions (Fs_{33-35}).

Olivine. Andesites from Matthew island contain olivine that is significantly Mg-rich (Fo_{82-88}) in comparison with usual medium-K lavas (Ewart, 1982). Moreover, hypermagnesian compositions (Fo_{91-93}) are observed for some Hunter phenocrysts, which have a probable upper mantle origin (Lefèvre et al., in press) and are thus considered as xenocrysts.

Fe-Ti oxides. Opaque minerals are represented by titanomagnetite. Chromiferous spinel, or even chromite (sensu stricto) may occur as inclusions in olivine phenocrysts (Matthew) or xenocrysts (Hunter).

Amphibole. It is worthwhile to note that only one phenocryst of amphibole has been found in some sixty thin-sections of Matthew and Hunter andesites studied. This rare occurrence is a highly pleochroic hornblende, rimmed by opaque minerals, in a pebble fragment of andesite lava from the Matthew southern bay.

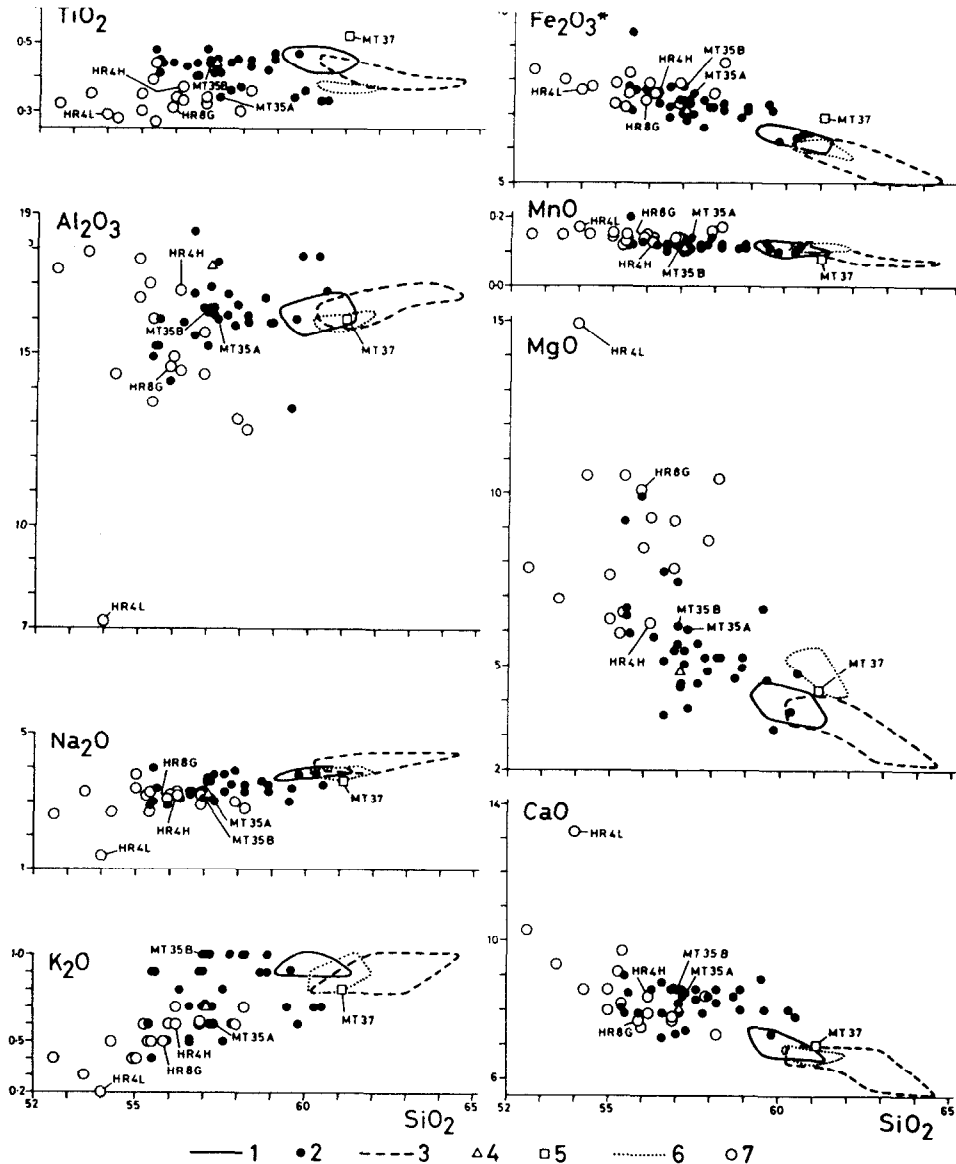


Fig. 7. Major oxides plotted against SiO_2 . 1 = East-Matthew lavas; 2 = East-Matthew inclusions; 3 = West-Matthew lavas; 4 = West-Matthew inclusion; 5 = Matthew isthmus inclusion (block MT 37); 6 = Hunter lavas; 7 = Hunter inclusions. Source of data: Tables 1 and 4, and unpublished data. Complete analytical data available upon request (P.M.).

If the general features of the above mineralogy are typical of modern orogenic andesites (Gill, 1981; Ewart, 1982), two peculiarities must be emphasized:

(a) the Hunter olivine xenocrysts are Mg-rich; and (b) hornblende phenocrysts are almost absent in Matthew andesites and completely absent in Hunter lavas.

TABLE 3

Microprobe data of selected minerals in lavas from West-Matthew (MT 24A) and Hunter (HR6)

SAMPLE MINERAL	MT 24A						HR 6					
	PLAG Ph.C.	CPX Ph.C. Endiopside	CPX Ph.R. Augite	OPX Ph.C.	OL Ph.C.	Sp.Cr in OL.	PLAG Ph.C.	CPX Ph.C. Endiopside	CPX Ph.C. Salite	CPX Ph.R. Augite	OPX Ph.C.	OL Ph.C.
SiO ₂	53.15	53.83	53.00	55.27	40.50		53.31	52.99	52.82	52.18	53.08	41.33
TiO ₂		0.11	0.34	0.23		0.32		0.20	0.21	0.22	0.11	
Al ₂ O ₃	30.42	1.58	1.27	0.93		11.79	29.27	2.71	1.44	1.10	0.87	
Fe ₂ O ₃	0.59					9.48	0.47					
Cr ₂ O ₃		0.75				49.84		0.66				
FeO		4.23	9.20	20.01	11.98	18.28		6.18	8.72	9.64	19.41	7.11
MnO		0.12	0.26	0.46	0.26	0.56		0.18	0.13	0.18	0.41	
MgO		18.07	15.31	24.59	47.12	10.04		17.81	14.49	14.62	24.45	50.78
CaO	12.03	20.70	20.19	1.17	0.18		11.34	19.95	22.54	22.02	1.01	0.08
Na ₂ O	4.16	0.30	0.33				4.72	0.22	0.26	0.31	0.02	
K ₂ O	0.13						0.13					
NiO					0.15							0.50
TOTAL	100.48	99.69	99.90	102.66	100.19	100.31	99.24	100.90	100.61	100.27	99.36	99.80
Si	2.393	1.961	1.967	1.977	0.999		2.424	1.922	1.956	1.949	1.966	1.005
Ti		0.003	0.009	0.006		0.063		0.005	0.006	0.006	0.003	
Al	1.612	0.068	0.055	0.039		3.646	1.569	0.116	0.063	0.048	0.038	
Fe ³⁺	0.020					1.871	0.018					
Cr		0.022				10.330		0.019				
Fe ²⁺		0.128	0.285	0.596	0.246	4.009		0.187	0.269	0.300	0.601	0.145
Mn		0.004	0.008	0.014	0.005	0.124		0.006	0.004	0.006	0.013	
Mg		0.988	0.853	1.319	1.743	3.923		0.969	0.805	0.819	1.350	1.840
Ca	0.581	0.808	0.803	0.045	0.005		0.552	0.775	0.894	0.881	0.040	0.002
Na	0.362	0.021	0.024				0.416	0.016	0.019	0.022	0.002	
K	0.008						0.008					
Ni					0.003							0.010
An/An+Ab+Or	61.1						56.6					
Mg/Mg+Fe ²⁺ +Mn		86.2	74.4	68.4	87.4			83.4	74.7	72.8	68.7	92.7

Analyst: C. Lefèvre. Data from Lefèvre et al. (in press). Camebax microprobe, Université de Paris-Sud, Orsay, France. Analytical procedure: 15 kV, 12 nA, 10 s. PLAG = plagioclase; CPX = clinopyroxene; OPX = orthopyroxene; OL = olivine; Cr.Sp = Cr-spinel; Ph = phenocryst; C = core; R = rim. Structural formulae based on 8 oxygens for PLAG, 6 oxygens for CPX and OPX, 4 oxygens for OL, and 32 oxygens for Cr.Sp.

The inclusions

The presence of inclusions in orogenic andesites is a well-known characteristic of these rocks (e.g. Powell, 1978; Arculus and Wills, 1980; Gill, 1981; Conrad et al., 1983; Morrice et al., 1983). However, Matthew and Hunter are the only volcanoes of the New Hebrides island arc where host-lavas contain as many as 1–2% (by volume) of inclusions of various kinds. Besides obvious cumulate-type inclusions (pyroxene- and gabbroic cumulates), apparently restricted to Hunter volcano, doleritic cognate inclusions are widely scattered in volcanics of both islands. In the field, all of them appear as round- or oval-shaped spots, 1–30 cm in diameter, with well-defined limits. They generally contrast with the host-lava in colour, degree of crystallinity, and vesicularity. Because of their greater resistance to weathering, these inclusions give a distinctly patchy appearance to Matthew and Hunter andesites.

TABLE 4

Major- and trace-element analyses of selected inclusions from Matthew and Hunter

	EAST-MATTHEW (= OLD MATTHEW)			MATTHEW (ISTHMUS)	HUNTER			DOLERITIC COGNATE INCLUSIONS	
	DOLERITIC COGNATE		INCLUSIONS		PYROXENE CUMULATE	GABBROIC CUMULATES			
	MT 35A	MT 35B				HR 4L	HR 4H		
SiO ₂	57.3	57.0	61.1	54.0	56.2	55.0	54.3	55.9	
TiO ₂	0.34	0.44	0.52	0.29	0.37	0.30	0.28	0.31	
Al ₂ O ₃	16.0	16.2	16.0	7.2	16.8	16.6	14.4	14.6	
Fe ₂ O ₃ *	7.6	7.8	6.9	7.7	7.6	7.9	7.8	7.4	
MnO	0.14	0.12	0.08	0.17	0.13	0.15	0.15	0.14	
MgO	6.0	6.1	4.3	14.9	6.2	7.6	10.5	10.1	
CaO	8.5	8.6	7.0	13.2	8.4	8.6	8.6	7.7	
Na ₂ O	3.0	3.1	3.6	1.4	3.2	3.4	2.7	3.1	
K ₂ O	0.6	1.0	0.8	0.2	0.6	0.4	0.5	0.5	
LOI	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.6	0.3	
TOTAL	99.48	100.36	100.30	99.26	99.60	99.95	99.83	100.05	
FeO	5.1	4.6	3.6	6.0	5.3	5.6	5.9	5.5	
P ₂ O ₅ CAESS				0.09	0.12	0.12		0.11	
Rb CAESS				5	6	5		10	
P. SUE	6.1	8.4	9.4						
Sr CAESS				94	470	464		298	
P. SUE	379	1058	457						
Ba P. SUE	85	136	111	18	55			81	
Zr CAESS				19	52	31		47	
Y CAESS				7	10	7		8	
Nb CAESS				9	<10	9		16	
Th P. SUE	0.69	2.13	1.07	0.09	0.36			0.51	
U P. SUE	0.32	0.60	0.52		0.50				
La P. SUE	6.5	16.6	8.1	1.7	4.0			3.8	
Ce P. SUE	10.5	38.1	17.8	8.3	13.0			9.6	
Sm P. SUE	2.04	3.48	2.44	1.18	1.54			1.26	
Eu P. SUE	0.86	1.42	0.84	1.17	1.08			1.29	
Tb P. SUE	0.24	0.33	0.33	0.16	0.20			0.17	
Yb P. SUE	0.72	1.07	0.90	1.02				0.74	
Lu P. SUE	0.19	0.18	0.18	0.13	0.17			0.19	
Ni CAESS				231	57	93		173	
P. SUE	57	41	48	232	69			218	
Cr CAESS				936	163	288		541	
P. SUE	213	133	146	731	184			538	
V CAESS				221	186	173		160	
Sc P. SUE	26.8	25.2	21.3	69.2	25.7			26.6	
Sb P. SUE					0.05			0.13	
Zn P. SUE					96				

Source of data and analytical procedures: see Table 1.

The pyroxene cumulate (HR 4L; Table 5). This ovoid, up to 30 cm-long, greenish and coarse-grained inclusion contains two types of pyroxene, which appear green or brown in hand-specimen. Cumulus and intercumulus textures can be clearly distinguished in thin-section. The granoblastic cumulus is made up of abundant endiopsidite (sometimes rimmed by salite), frequent orthopyroxene (Fs₂₃₋₂₈) and Mg-olivine (Fo₈₂), rare bytownite, titanomagnetite, and Cr-spinel inclusions in the endiopsidite. No foliation can be discerned in thin-section. The distinctly vesicular intercumulus contains numerous plagioclase microlites (An₅₃₋₅₀), with a typical chilled habit. Augite microlites and orthopyroxene microlites (Fs₂₈₋₃₀) are significantly rarer, and opaque grains, exceptional.

P-T conditions calculated from these mineralogical data suggest a ca. 10kbar/1070°C equilibrium, which corresponds to a deep crystallization level (Lefèvre et al., 1982; Lefèvre et al., in press).

Attention: les teneurs en Nb
présentées dans cet article
sont certainement fausses;
voir Monzier et al, sous
presse, annexe 12

TABLE 5

Microprobe data of selected minerals in inclusions from Hunter

SAMPLE	HR 4L PYROXENE CUMULATE					HR 8B GABBROIC CUMULATE			HR 4H DOLERITIC COGNATE INCLUSION			
	PLAG cumulus	PLAG inter- cumulus	CPX cumulus endroptside	CPX inter- cumulus augite	OL cumulus	PLAG cumulus	PLAG inter- cumulus	CPX cumulus augite	PLAG Ph.C.	PLAG Ph.R.	PLAG Microph.	OL Ph.C.
S102	49.42	55.69	54.13	52.91	39.24	52.06	55.34	52.51	48.72	53.01	59.23	41.18
T102			0.07	0.49				0.31				
A1203	31.20	27.07	2.02	2.30		29.71	26.23	1.60	32.09	29.20	24.01	
Fe203	0.57	1.11				0.71	0.94		0.73	1.01	0.89	
Cr203			0.37	0.13				0.07				
FeO			5.22	6.81	16.65			9.36				11.29
MnO			0.08	0.22	0.26			0.23				0.19
MgO			16.61	15.71	42.82	0.07	0.12	14.93				47.66
CaO	15.83	11.00	22.11	21.31	0.19	12.22	9.27	20.64	16.39	12.91	7.07	0.15
Na2O	2.79	5.19	0.25	0.31		3.79	5.79	0.43	2.21	4.21	7.46	
K2O	0.12	0.34				0.15	0.44		0.12	0.31	0.94	
NiO					0.32							0.22
TOTAL	99.93	100.40	100.89	100.19	100.12	98.73	98.13	100.08	100.26	100.65	99.60	100.69
S ₁	2.268	2.511	1.961	1.944	1.004	2.390	2.546	1.955	2.232	2.399	2.674	1.005
T ₁			0.022	0.013	0.001			0.008				
A ₁	1.685	1.436	0.086	0.099		1.607	1.423	0.070	1.729	1.554	1.275	
Fe ³⁺	0.020	0.038				0.027	0.036		0.025	0.034	0.030	
Cr			0.011	0.004				0.002				
Fe ²⁺			0.157	0.209	0.351			0.291				0.230
Mn			0.003	0.007	0.006			0.007				0.004
Mg			0.902	0.866	1.622	0.005	0.008	0.628				1.745
Ca	0.779	0.532	0.858	0.839	0.005	0.601	0.457	0.823	0.804	0.626	0.342	0.004
Na	0.242	0.453	0.019	0.022		0.332	0.517	0.031	0.196	0.369	0.652	
K	0.007	0.020				0.009	0.026		0.007	0.018	0.054	
N ₁					0.007							0.004
An/An+Ab+Or	75.4	53.0				63.4	45.7		79.9	61.9	32.7	
Mg/Mg+Fe ²⁺ +Mn			84.9	80.0	82.0			73.5				88.2

Source of data and analytical procedures: see Table 3.

Microph. = microphenocryst.

The gabbroic cumulates (HR 4H, HR 8B; Table 5). Numerous examples of gabbroic cumulate inclusions can be found in the northern Hunter lava flow. In thin-section, they display sharp borders with the host-lava, and are characterized by a coarse intersertal texture and a high cumulus crystal content (70–90% in vol.). Plagioclase laths (50–60% in vol.) systematically contain abundant fluid inclusions located along cleavage and twinning planes. Moreover, these feldspars (An_{64–45}) usually display a lobate, indented or jagged habit, which may indicate some resorption. Clinopyroxene (augite) and orthopyroxene (Fs_{26–32}) phenocrysts, which may include Fe-Ti oxides, represent the two other main mineral phases. Microphenocrysts are essentially represented by aggregates of highly fragmented pyroxene. Their numerous Fe-Ti oxide inclusions may indicate that they are almost completely resorbed olivine crystals. Olivine can be found, unaltered, in the midst of some of the aggregates. Scarce vesicle-rich glass occurs in interstices and contains plagioclase microlites. Tridymite often crystallizes within the vesicles in the glass.

P–T conditions calculated from these mineralogical data indicate a ca. 3 kbar/1000°C equilibrium. This indicates a shallow (10–12 km) crystallization level (Lefèvre et al., 1982; Lefèvre et al., in press).

The doleritic cognate inclusions (MT 35A, MT 35B, MT 37, HR 4M, HR 8G; Table 5). These inclusions seem to be distributed uniformly within Matthew as well as Hunter andesites. They display a well-defined doleritic texture, though their grain-size can vary highly from one inclusion to another.

Microphenocrysts make up the bulk of the inclusions. Phenocrysts in the inclusions are generally less abundant than in the host-lavas. A small amount of glassy matrix occurs in the groundmass of these inclusions.

The more calcic composition of plagioclase (An_{80-50}) in the inclusions is the only significant chemical difference between host-lava and inclusion phenocrysts. In other words, the habit and composition of clinopyroxene (endiopside-augite), orthopyroxene (Fs_{23-33}), titanomagnetite and olivine (Fo_{84-87}) phenocrysts in these doleritic inclusions are almost identical with that found in the host-lavas. However, their relative proportions differ. Plagioclase and titanomagnetite are less abundant, clinopyroxene more distinctly predominates over orthopyroxene, and olivine is more common in the inclusions.

Microphenocrysts are predominantly plagioclase; augite is subordinate. The microphenocryst feldspars (An_{45-27}) are significantly more sodic than the phenocryst feldspars, and are cemented by a glassy and vesicle-rich matrix, which may indicate that the inclusions were quenched, as noted by Morrice et al. (1983) for some similar inclusions in Indonesia volcanics.

Geochemistry

Major elements

An evaluation of major-element analyses of Matthew and Hunter andesites (Tables 1 and 2) leads to the following observations. Available data are statistically significant for each magmatic suite; the standard deviation for each oxide in the 3 sets of data (East-Matthew, West-Matthew, Hunter) remains distinctly low compared to the corresponding oxide mean value. In fact, obvious chemical similarities appear between Matthew and Hunter volcanics, besides some slight discrepancies, which can be unambiguously related to modal mineral variations (see, for example, the higher MgO content in Hunter andesites, which reflects the higher olivine content in these rocks).

The TiO_2 content of Matthew and Hunter volcanics, among the lowest ones ever recorded in acid orogenic andesites, may indicate a newly established subduction (Gill, 1981) and/or an early fractionation of titanomagnetite (see above). This latter interpretation is compatible with the fact that no inflection appears in the TiO_2 vs. SiO_2 diagram (Fig. 7), since TiO_2 contents regularly decrease (Matthew) or stay stable (Hunter) with increasing SiO_2 .

Though strongly plagioclase-phyric, Matthew and Hunter andesites do not show very high Al_2O_3 content (always $\leq 17\%$). However, because these

lavas are quite differentiated, their parental magma presumably has already undergone plagioclase fractionation, thus progressively reducing the Al_2O_3 content of the successive residual liquids.

Using SiO_2 as a differentiation index, we have plotted the analyses of Matthew and Hunter inclusions and lavas (Tables 1 and 4) on Harker-type diagrams (Fig. 7). Interestingly, no chemical gap occurs along the whole silica range, and, moreover, the different fields partly overlap. However, two significant patterns appear:

(a) Na_2O vs. SiO_2 , on one hand, Fe_2O_3^* , MnO and CaO vs. SiO_2 diagrams, on the other, show a rather linear trend for host-lavas as well as for inclusions. This is a strong argument favoring a genetic relationship between them.

(b) By contrast, Al_2O_3 and MgO vs. SiO_2 diagrams display a more complex pattern, resulting from the larger scatter of aluminum and magnesium contents in the inclusions. Nevertheless, on Hunter island, the gabbroic cumulates (e.g. HR 4H) show a distinctly higher Al_2O_3 content and a lower MgO content than the doleritic cognate inclusions (e.g. HR 8G), thus clearly reflecting their respective modal mineralogy.

Trace elements

The preceding paragraph has shown that Matthew and Hunter volcanics do not significantly differ for major-element geochemistry. However, trace-element data, though quantitatively limited, clearly show three distinct groups among the lavas (Table 1).

The Hunter andesitic suite is little fractionated, with high transition element contents ($\text{Ni} = 36\text{--}89$ ppm; $\text{Cr} = 118\text{--}236$ ppm), and, correspondingly low incompatible element contents (Sr , Th , U , light REE), compared with both East-Matthew and West-Matthew suites. Among the Matthew volcanics, the younger ones (historic West-Matthew andesites) are depleted in incompatible elements relative to the older ones (East-Matthew suite). Cr contents in lavas have been plotted against Th , Sr and La contents in Fig. 8. Trace-element data corresponding to the different kinds of inclusions described above (Table 4) also appear on this figure, for comparison. Since no straight line can be drawn between the three volcanic groups (East-Matthew, West-Matthew, Hunter), mixing can not be invoked for the genesis of any of these suites (Gill, 1981). Instead, a broadly parabolic trend encompasses most of the data, as schematically shown on Fig. 8.

Interestingly, inclusions as well as lavas can be grouped in the same general spectrum, which may indicate either fractional crystallization or batch melting from a common source. The same elements plotted along logarithmic coordinates (Fig. 8) tend to favor the first hypothesis (fractional crystallization), since most analytical points define a nearly linear trend with a steep slope (Gill, 1981). The Ni vs. Cr diagram (Fig. 9) illustrates this conclusion. Note that all doleritic cognate inclusions but one (HR 8G) plot within the lava field. On the other hand, the pyroxene cumulate

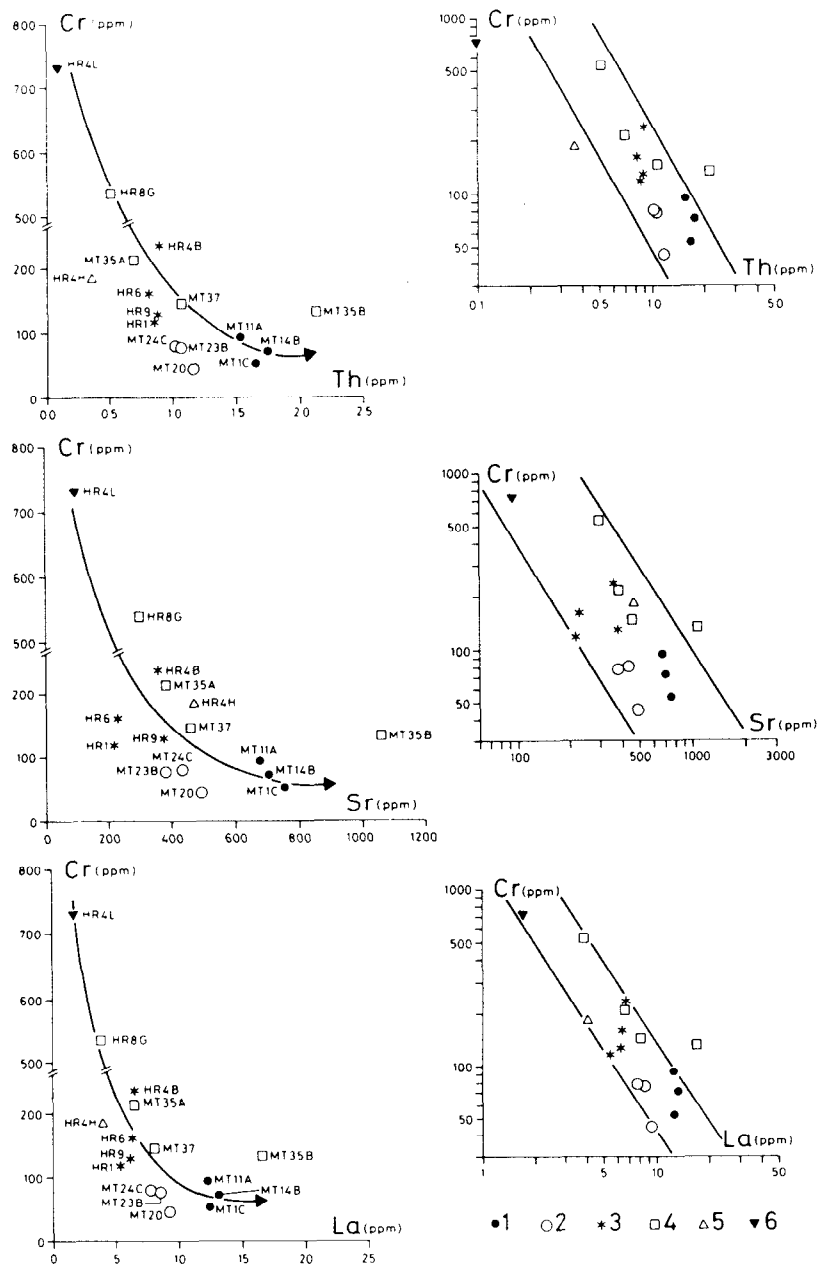


Fig. 8. Rectilinear (left) and logarithmic (right) variation diagrams plotting a compatible element (Cr) versus the incompatible elements Th, Sr, and La. 1 = East-Matthew lavas; 2 = West-Matthew lavas; 3 = Hunter lavas; 4 = doleritic cognate inclusions; 5 = gabbroic cumulate; 6 = pyroxene cumulate. Source of data: Tables 1 and 4.

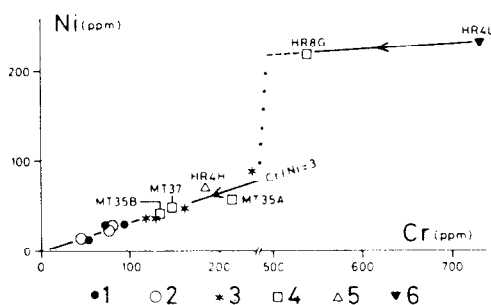


Fig. 9. Rectilinear Ni vs. Cr variation diagram. Same symbols as in Fig. 8. Source of data: Tables 1 and 4. As pointed out by Gill (1981), a fractional crystallization process may explain the trend of the data plotted along the $Cr/Ni = 3$ line.

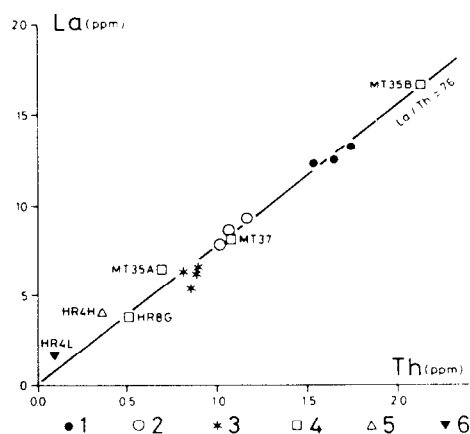


Fig. 10. Rectilinear La vs. Th variation diagram. Same symbols as in Fig. 8. Source of data: Tables 1 and 4.

(HR 4L) presumably represents a primitive, mantle-derived phase, and the doleritic cognate inclusion HR 8G an intermediate product leading to Matthew-Hunter volcanics through early olivine fractionation.

Moreover, a plot of two hygromagmatophile elements with a different degree of incompatibility, such as La and Th, supports this conclusion (Fig. 10). The fact that all analytical points (lavas and inclusions) plot along a straight line intersecting the coordinate origin in such a diagram is a necessary and sufficient condition for proving a differentiation process through fractional crystallization (Treuil and Varet, 1973; Treuil and Joron, 1975). Thus East-Matthew, West-Matthew, and Hunter andesites most likely correspond to fractionates originated from batches of similar 'parental' magmas (Presnall, 1979) with a constant La/Th ratio of ca. 7.6.

REE patterns and modelling. To further testing our conclusion of differentiation via fractional crystallization, we have plotted the chondrite-normalized rare-earth element (REE) data for lavas and inclusions (Fig. 11).

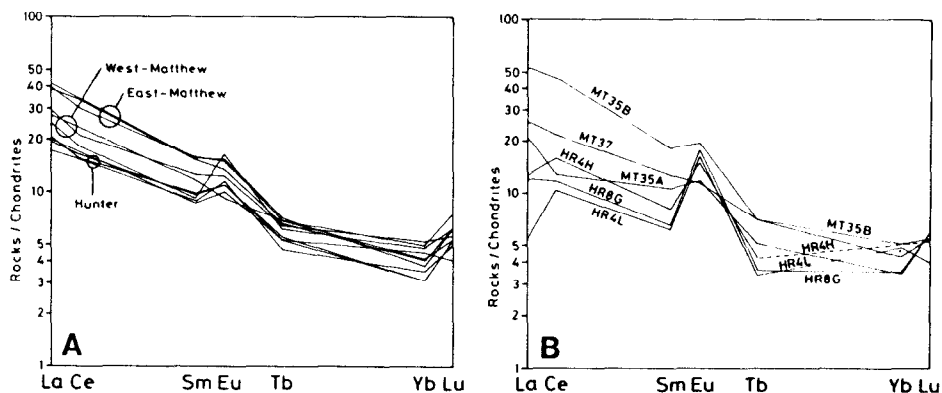


Fig. 11. Chondrite - normalized REE patterns of Matthew-Hunter andesites. A. Lavas. B. Inclusions. Source of data: Tables 1 and 4. Normalizing values: REE values for Leedeey chondrite (Masuda et al., 1973) divided by 1.20, except for Tb (from Haskin and Paster, 1979).

Lavas (Fig. 11A). The three volcanic series show distinctly light-REE enriched patterns, with a significant positive Eu anomaly, a depletion in heavy REE from Tb to Yb, and an enrichment in Lu compared with Yb. The light-REE enrichment increases from Hunter through West-Matthew to East-Matthew lavas. While there is no apparent correlation between this light-REE enrichment and the whole-rock silica content, the positive Eu anomaly tends to decrease along with the light-REE enrichment. However, note that, if only one sample (MT 23B) shows a negative Eu anomaly, the highest positive Eu anomaly in sample MT 24C may be related to the high modal plagioclase content (28.1%, Table 1) of the corresponding lava.

Inclusions (Fig. 11B). The REE patterns of inclusions are much more varied, though some of them (e.g. MT 37) closely resemble lava patterns.

REE modelling. Using the mineral-liquid distribution coefficients of Table 6, we have tried to model the behavior of REE during partial fusion and fractional crystallization (Fig. 12). We assume a source material (curve S) which is a garnet peridotite with a two-time chondritic normalized-REE pattern and the following modal composition: olivine (60%), orthopyroxene (20%), clinopyroxene (19.5%) and garnet (0.5%). Small amounts of partial fusion of such a source would induce a strong light-REE enrichment in the liquid formed, as well as comparatively moderate enrichment in heavy-REE (due to the small amount of garnet in the source). Calculations using the batch-melting equation (Gast, 1968) applied to such a starting material show that 6% of modal melting lead to the liquid composition 'PM' (Fig. 12). This 'PM' composition (PM = 'parental magma') is close to the REE compositions of the Hunter andesites (Table 6 and Fig. 11A), except for

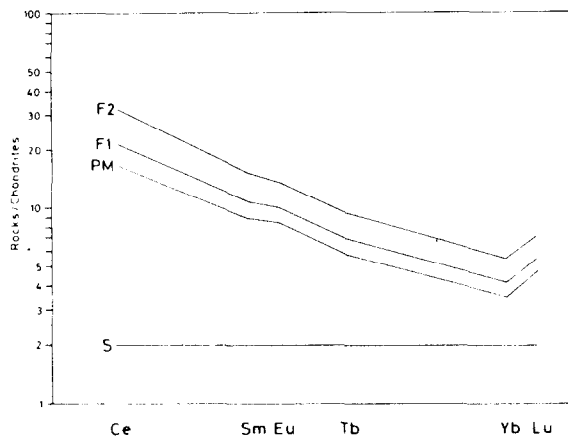


Fig. 12. Interpretation of the chondrite-normalized REE patterns of Matthew-Hunter volcanics. REE modelling (chondrite-normalized patterns) and petrogenetic processes. Partial fusion: 6% of modal melting of a 2-time chondritic garnet peridotite S ("source"): olivine: 60; orthopyroxene: 20; clinopyroxene: 19.5; garnet: 0.5. The REE composition of the liquid obtained with the batch melting equation is shown by the curve PM ('parental magma').

Fractional crystallization: Curves F1 and F2 correspond to 26% and 55%, respectively, of crystallization of PM, using the Rayleigh fractionation equation. The crystallizing phases and their relative proportions are: plagioclase: 25; clinopyroxene: 35; orthopyroxene: 20; olivine: 17; magnetite: 3. The K_D 's used in calculations and the REE compositions of S, PM, F1 and F2 are given in Table 6. See text for discussion, and Fig. 11A for comparison.

Eu, whose abundance is slightly lower in the calculated model (PM) than in Hunter andesites (see below). Disregarding this discrepancy, we have used the Rayleigh fractionation equation to model the REE during fractional crystallization of such a parental magma, assuming the following crystallizing phases: plagioclase (25%); clinopyroxene (35%); orthopyroxene (20%); olivine (17%) and magnetite (3%). The models obtained (F1 and F2, in Table 6 and Fig. 12) are in relatively good agreement with the REE patterns of West-Matthew and East-Matthew series, respectively.

However, this modelling does not fully account for the distinctive positive Eu anomaly observed in the three series. In spite of a relative uncertainty concerning the values of the mineral/liquid partition coefficients in andesitic melts, we believe this difference between the model and the observed patterns to be significant. Therefore, if Hunter and Matthew andesites may originate from batches of similar parental magmas by a simple fractional crystallization process, we still have to suppose that their parental melts have been enriched in europium. The origin of such an Eu enrichment remains unclear.

TABLE 6

REE modelling (chondrite-normalized values) compared to Matthew-Hunter REE contents (top). Mineral/liquid partition coefficients (K_D 's) used for REE modelling (bottom)

	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
S	2	2	2	2	2	2
PM	16.53	8.77	8.25	5.74	3.45	4.72
HR	15.25 16.85	8.54 9.74	9.97 11.36	4.68 5.53	3.08 4.47	4.02 5.26
F1	21.32	10.76	9.91	6.90	4.10	5.53
W-MT	18.08 23.12	9.11 12.50	9.14 16.34	6.17 6.81	4.13 5.19	5.26 6.19
F2	32.45	15.09	13.42	9.37	5.44	7.17
E-MT	30.01 34.19	15.21 15.83	13.43 15.51	6.60 7.02	3.75 4.90	6.19 7.43
	PLAG	CPX	OPX	OL	MAGN	GAR
Ce	0.20	0.25	0.05	0.01	0.20	0.028**
Sm	0.11	0.75	0.10	0.01	0.30	1.3
Eu	0.31	0.80	0.12	0.01	0.25	1.6
Tb	0.08*	0.85*	0.30*	0.01*	0.25*	15*
Yb	0.05	0.90	0.46	0.01	0.25	56
Lu	0.04*	0.90*	0.70*	0.02*	0.25*	11.9**

S = source material (garnet peridotite); PM = parental magma (6% of modal melting of S); HR = range of REE contents in Hunter andesites; F1 = fractionate (26% of crystallization of PM); W-MT = range of REE contents in West-Matthew andesites; F2 = fractionate (55% of crystallization of PM); E-MT = range of REE contents in East-Matthew andesites. See text and Fig. 12 for discussion.

PLAG = plagioclase; CPX = clinopyroxene; OPX = orthopyroxene; OL = olivine; MAGN = magnetite; GAR = garnet. Source of data: Gill, 1981; Arth, 1976 (**). * = estimated value.

DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

Our study has shown that, besides some evident petrographic resemblances, the andesites from Matthew and Hunter correspond to three distinct, but genetically related volcanic suites, i.e. the Hunter, East-Matthew and West-Matthew groups. Despite the lack of radiometric as well as isotopic data for constraining more strongly any interpretation, the following proposed scheme may satisfactorily account for most of the observations.

Both volcanoes are the products of successive batches of similar parental magmas, originated by limited degrees of partial fusion of a garnet peridotite. The most probable source for such a fusion onset lies in the mantle wedge overlying the subducting slab.

The little-fractionated Hunter andesites are directly derived from the crystallization of one batch of these parental magmas. On the other hand, the genesis of the Matthew volcanics has been marked by various degrees of fractional crystallization. This process clearly does not correlate with the eruptive chronology of the volcano, since the older edifice (East-Matthew) is significantly more evolved than the younger (historic) one (West-

Matthew). It is thus probable that successive refilling of magmatic chambers below the volcano allows a variable evolution of the melt, depending on still unconstrained thermodynamic conditions. However, the petrological study of the Matthew andesites emphasizes this paradoxical observation: if the West-Matthew lavas (the younger ones) including the recent north-western lava flow, are richer in plagioclase phenocrysts and more evolved, based on major-element criteria, than the East-Matthew group, the former ones also underwent a lesser amount of fractional crystallization judging from their trace and rare-earth element data.

Therefore, this study emphasizes the importance of the internal evolution of successive batches of similar parental magmas, which may lead to little-fractionated volcanics (Hunter), together with ancient and fractionated lavas (East-Matthew), as well as more recent and less-fractionated products (West-Matthew). The genetic relationship between the Matthew-Hunter andesites and their inclusions are discussed elsewhere (Lefèvre et al., in press). However, the geodynamic connection between the southern New Hebrides arc and the North Fiji Basin remains to be addressed. Standing halfway from an intraoceanic collision zone (Loyalty Islands Ridge vs. New Hebrides arc) and an active expanding ridge (North Fiji Basin Ridge), the Matthew and Hunter volcanoes most likely reflect in their petrological evolution the combined influence of both phenomena.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are greatly indebted to the following individuals and institutions which made this research possible: the R/V "VAUBAN" (ORSTOM-Nouméa), her captain (P. Furic) and crew; the French Navy (TCD "OUR-AGAN"), the French Air Force (Puma helicopters) and the Aéronavale-Tontouta (Neptune P2H aircraft); the SHOM-MOP (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine — Mission océanographique du Pacifique). C. Vacquier (ORSTOM-Nouméa) and H. Martin (CAESS, Université de Rennes, France) greatly helped us for the computer analysis of our data. J.B. Gill, P. Whelan and UCSC (University of California Santa Cruz) faculty, staff and students made the one-year-long stay of one of us (PM) in Santa Cruz nice and profitable. We would like also to thank D. Duhet and S. Le Corvaisier (ORSTOM-Nouméa: major-element analyses), F. Vidal (CAESS, Université de Rennes: trace-element analyses), G. Meyer (Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire P. Sue, CEN Saclay, France: trace-element and REE analyses), H. Joly and J. Le Gat (typing), J. Butscher (drafting) and P. Ribere (photographs), for their essential contribution to this paper.

Early versions of this paper were reviewed by Patricia Fryer and Loren Kroenke (Hawaii Institute of Geophysics), and by two anonymous reviewers, who are thanked for their constructive comments.

Last but not least, J. Recy (Head of the Geology-Geophysics Department,

ORSTOM-Nouméa) gave us the opportunity as well as the financial and intellectual liberty to undertake this research.

REFERENCES

- Arculus, R.J. and Wills, K.J.A., 1980. The petrology of igneous plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *J. Petrol.*, 21: 743–799.
- Arculus, R.J., 1981. Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle. In: R.E. Zartman and S.R. Taylor (Editors), *Evolution of the Upper Mantle. Tectonophysics*, 75: 113–133.
- Arth, J.G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. *J. Res., U.S. Geol. Surv.*, 4(1): 41–47.
- Barsdell, M., Smith, I.E.M. and Sporli, K.B., 1982. The origin of reversed geochemical zoning in the northern New Hebrides volcanic arc. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 148–155.
- Beck, Jr., M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93: 1–11.
- Blot, C., 1976. Volcanisme et sismicité dans les arcs insulaires. *Prévision de ces phénomènes. ORSTOM, Géophysique*, 13, 206 pp.
- Briqueu, L. and Lancelot, J.R., 1983. Sr isotopes and K, Rb, Sr balance in sediments and igneous rocks from the subducted plate of the Vanuatu (New Hebrides) active margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 191–200.
- Carney, J.N. and Macfarlane, A., 1982. Geological evidence bearing on the Miocene to recent structural evolution of the New Hebrides arc. In: G.H. Packham (Editor), *The Evolution of the India–Pacific Plate Boundaries. Tectonophysics*, 87: 147–175.
- Collot, J.Y., Daniel, J. and Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the D'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112: 325–356.
- Conrad, W.K., Kay, S.M. and Kay, R.W., 1983. Magma mixing in the Aleutian arc: evidence from cognate inclusions and composite xenoliths. In: S. Aramaki and I. Kushiro (Editors), *Arc Volcanism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18: 279–295.
- Coudert, E., Isacks, B.L., Barazangi, M., Louat, R., Cardwell, R., Chen, A., Dubois, J., Latham, G. and Pontoise, B., 1981. Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations. *J. Geophys. Res.*, 86: 5905–5925.
- Coulon, C. and Maury, R.C., 1981. Petrology of tholeiitic lavas from Tanna island (New Hebrides): importance of cumulative processes in island arc magmatism. *Bull. Volcanol.*, 44: 661–680.
- Curtis, R., 1962. Petrographic description of a specimen from Matthew island submitted by R. Priam. N.H. Condom. *Geol. Surv.*, unpubl. report, 2 pp.
- Daniel, J., Collot, J.Y., Ibrahim, A.K., Isacks, B.L., Latham, G.V., Louat, R., Maillet, P., Malahoff, A. and Pontoise, B., 1982. La subduction aux Nouvelles-Hébrides. In: *Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Trav. Doc. l'ORSTOM*, 147: 149–156.
- Dubois, J., Launay, J., Récy, J. and Marshall, J., 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 250–255.
- Dupuy, C., Dostal, J., Marcelot, G., Bougault, H., Joron, J.L. and Treuil, M., 1982. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60: 207–225.

- Ewart, A., 1976. Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 417-432.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary—Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite - basaltic compositional range. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites — Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York, N.Y., pp. 25-95.
- Fisher, N.H., 1957. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part V: Melanesia. International Volcanological Association, Naples, pp. 102-105.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77: 4432-4460.
- Gast, P.W., 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 1057-1086.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- Gorton, M.P., 1977. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41: 1257-1270.
- Green, T.H., 1972. Crystallization of calcalkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34: 150-166.
- Halunen, A.J., 1979. Tectonic history of the Fiji plateau. Ph.D. thesis, Univ. Hawaii, 127 pp. (unpubl.).
- Haskin, L.A. and Paster, T.P., 1979. Geochemistry and mineralogy of the rare earths. In: K.A. Gschneidner, Jr. and L. Eyring (Editors), *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. North Holland Publishing Company, Amsterdam, pp. 1-80.
- Isacks, B. and Molnar, P., 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9: 103-174.
- Isacks, B.L., Cardwell, R.K., Chatelain, J.L., Barazangi, M., Marthelot, J.M., Chinn, D. and Louat, R., 1981. Seismicity and tectonics of the central New Hebrides island arc. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (Editors), *Earthquake Prediction. An International Review*. AGU, Washington, D.C., pp. 93-116.
- Johnson, T. and Molnar, P., 1972. Focal mechanisms and plate tectonics of the southwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77: 5000-5032.
- Koch, P., 1958. Introduction à la géologie de la Nouvelle-Calédonie et de ses dépendances. *Bull. Géol. Nouvelle-Calédonie*, 1: 20-21.
- Lefèvre, C., Maillet, P. and Monzier, M., 1982. Minéralogie des laves de Hunter (arc insulaire des Nouvelles-Hébrides) et de leurs cumulats. Implications pétrogénétiques. 9ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, Soc. Géol. Fr., p. 367.
- Lefèvre, C., Maillet, P. et Monzier, M. Minéralogie des andésites et des enclaves des volcans Matthew et Hunter (arc des Nouvelles-Hébrides - Sud-Ouest Pacifique). *Bull. Minéral.*, in press.
- Louat, R., 1982. Sismicité et subduction de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. l'ORSTOM*, 147: 179-185.
- Louat, R., Hamburger, M. and Monzier, M. Shallow- and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides island arc: constraints on the subduction process. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, in press.
- Maillet, P. and Gill, J.B., 1980. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, New Hebrides. *EOS*, 61(46): 1140 (abstract).
- Maillet, P. and Monzier, M., 1982. Volcanisme et pétrologie des îles Matthew et Hunter: données préliminaires. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Trav. Doc. l'ORSTOM*, 147: 187-215.

- Maillet, P., Monzier, M. and Lefèvre, C., 1982. Pétrologie des volcans Matthew et Hunter, Vanuatu (ex-Nouvelles-Hébrides). 9ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, Soc. Géol. Fr., p. 398.
- Marcelot, G., Maury, R.C. and Lefèvre, C., 1983. Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides): Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16: 135-151.
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 239-248.
- Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missègue, F. and Pontoise, B., 1984a. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (south-western Pacific). *Tectonophysics*, 101: 177-184.
- Monzier, M., Collot, J.Y. and Daniel, J., 1984b. Carte bathymétrique des parties centrale et méridionale de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides. ORSTOM Paris.
- Morrice, M.G., Jezek, P.A., Gill, J.B., Whitford, D.J. and Monoarfa, M., 1983. An introduction to the Sangihe arc: volcanism accompanying arc-arc collision in the Molucca sea, Indonesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19: 135-165.
- Nesbitt, R.W. and Hamilton, D.L., 1970. Crystallization of an alkali olivine basalt under controlled P_{O_2} - P_{H_2O} conditions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3: 309-315.
- Osborn, E.F., 1962. Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Mineral.*, 47: 211-226.
- Pascal, G., Isacks, B.L., Barazangi, M. and Dubois, J., 1978. Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. *J. Geophys. Res.*, 83: 4957-4973.
- Powell, M., 1978. Crystallization conditions of low-pressure cumulate nodules from the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 162-172.
- Presnall, D.C., 1979. Fractional crystallization and partial fusion. In: H.S. Yoder Jr. (Editor), *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives*. Princeton University Press, Princeton, N.J., pp. 59-75.
- Priam, R., 1962. Rapport préliminaire à propos d'une récente visite à l'îlot Matthew (Sud des Nouvelles-Hébrides). Rapport Service Mines Condom. N.H., 10 pp. Unpubl.
- Priam, R., 1964. Contribution à la connaissance du volcan de l'îlot Matthew (Sud des Nouvelles-Hébrides). *Bull. Volcanol.*, 27: 331-339.
- Rémy, J.M., 1963. Le volcan de l'île Matthew (Nouvelles-Hébrides). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 257: 198-200.
- Roca, J.L., 1978. Contribution à l'étude pétrologique et structurale des Nouvelles-Hébrides. Thesis, Montpellier, 158 pp. (unpubl.).
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. and Latter, J.H., 1981. *Volcanoes of the World*. Smithsonian Institution, Washington, D.C., 233 pp.
- Sykes, L.R., Isacks, B.L. and Oliver, J., 1969. Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitudes in the Fiji-Tonga region. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59: 1093-1113.
- Taylor, G.A., 1956. Review of volcanic activity in the territories of Papua New Guinea, the Solomon and New Hebrides islands (1951-1953). *Bull. Volcanol.*, 18: 36.
- Thorpe, R.S. (Editor), 1982. *Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, New York, N.Y., 724 pp.
- Treuil, M. and Varet, J., 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XV, 5-6: 506-540.
- Treuil, M. and Joron, J.L., 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, XXXI (1): 125-174.
- Vidale, J. and Kanamori, H., 1983. The October 1980 earthquake sequence near the New Hebrides. *Geophys. Res. Lett.*, 10: 1137-1140.

PETROLOGY OF MATTHEW AND HUNTER VOLCANOES
SOUTH NEW HEBRIDES ISLAND ARC
(SOUTH-WEST PACIFIC)

P. MAILLET, M. MONZIER, C. LEFEVRE (1986)
JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH
VOL. 30 PP 1-27

COMPLETE DATA AVAILABLE UPON REQUEST

Chemical analyses (major elements) and modal analyses of lavas from East-Matthew (Table A), West-Matthew (Table B) and Hunter (Table C).

Major-element analyses of inclusions from Matthew (Table D) and Hunter (Table E).

The pyroxene cumulate : HR 4L .

The gabbroic cumulates : HR 4D, HR 4E, HR 4G, HR 4H, HR 4I, HR 8B.

The doleritic cognate inclusions : e.g. MT 13 C, MT 14 A', MT 35 A, MT 35 B, MT 37 ; HR 4 M, HR 4 N, HR 8 G, HR 8 H.

Source of data :

- major elements : ORSTOM-Nouméa (analysts : D. Duhet and S. Lecorvaisier) - Analytical procedure : the samples are fused with Sr-metaborate, then analyzed by automatic colorimetry for Si, Al, Fe, Ti; by atomic absorption spectrometry for Mg, Ca, Mn, Na; by flame-emission spectrometry for K. $Fe_2O_3^*$ = total iron as Fe^{+++} . FeO : ferrous iron analyzed separately, by colorimetry.
- modal phenocryst mineralogy based on more than 3000 points.

EAST MATTHEW (= OLD MATTHEW)	MT 1A	MT 1C	MT 3	MT 4A	MT 4B	MT 4C	MT 5	MT 7A	MT 7B	MT 7C
SiO ₂	61.3	60.3	60.7	60.5	59.6	60.7	61.1	60.5	59.5	59.2
TiO ₂	0.45	0.45	0.43	0.48	0.48	0.44	0.43	0.45	0.45	0.48
Al ₂ O ₃	16.0	16.6	16.7	16.4	16.4	16.4	16.6	16.2	16.4	16.2
Fe ₂ O ₃ *	6.2	6.3	6.0	6.3	6.4	6.4	5.9	6.5	6.5	6.4
MnO	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12
MgO	3.5	3.6	3.4	3.4	3.6	3.6	3.3	3.8	3.9	4.1
CaO	6.6	6.9	6.9	6.8	6.9	7.0	6.7	7.0	7.2	7.4
Na ₂ O	3.9	3.9	3.9	4.0	3.9	3.9	3.9	3.8	3.8	3.7
K ₂ O	0.9	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
LOI	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
TOTAL	98.95	99.15	99.03	99.00	98.40	99.44	99.03	99.25	98.85	98.60
FeO	3.6	3.8	3.5	3.7	3.5	3.5	3.5	3.5	3.8	3.8
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol. %)										
Plagioclase	20.6	22.7	24.1	24.8	25.9	25.3	23.0	20.6	19.5	18.0
Clinopyroxene	6.6	5.6	4.7	5.8	6.3	5.9	4.4	5.1	4.9	4.8
Orthopyroxene	4.4	4.5	3.3	4.2	4.2	4.3	3.7	4.3	3.6	3.1
Fe-Ti Oxides	0.9	0.9	0.8	1.3	1.1	1.0	1.0	0.9	0.8	0.8
Olivine	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1
TOTAL	32.5	33.9	32.9	36.1	37.5	36.5	32.1	30.9	28.8	27.8
Bulk Density	2.67	2.60	2.74	2.72	2.72	2.65	2.70	2.75	2.67	2.73

	MT 9A	MT 9B	MT 10	MT 11A	MT 11C	MT 12	MT 13A	MT 13B	MT 14A	MT 14B
SiO ₂	60.5	59.5	60.8	60.8	59.8	59.5	60.2	59.5	59.2	59.9
TiO ₂	0.45	0.44	0.42	0.42	0.45	0.48	0.42	0.47	0.46	0.42
Al ₂ O ₃	16.3	15.8	15.9	16.1	15.6	16.1	16.6	16.4	16.3	16.3
Fe ₂ O ₃ *	6.2	6.6	6.3	6.3	6.4	6.7	6.3	6.6	6.6	6.4
MnO	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10	0.13	0.10	0.13	0.12	0.09
MgO	4.2	4.5	4.2	4.1	4.4	4.2	3.8	4.2	4.2	4.1
CaO	7.0	6.8	6.9	7.0	6.7	7.3	7.2	7.3	7.4	7.4
Na ₂ O	3.8	3.8	3.9	3.9	3.9	3.7	3.8	3.7	3.7	3.8
K ₂ O	0.9	0.9	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	0.9	0.9	1.0
LOI	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TOTAL	99.57	98.54	99.42	99.62	98.35	99.01	99.42	99.20	98.88	99.41
FeO	3.5	3.6	3.7	3.5	3.7	2.9	3.1	3.2	3.6	3.5
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol. %)										
Plagioclase	21.9	15.3	22.4	21.3	19.3	27.0	21.9	25.4	25.6	20.6
Clinopyroxene	6.2	9.1	6.9	6.3	6.7	4.9	7.8	6.1	6.5	7.2
Orthopyroxene	4.8	4.2	4.5	3.9	4.1	3.2	3.8	4.4	3.3	3.5
Fe-Ti Oxides	0.7	1.2	0.8	1.0	1.2	0.7	1.1	0.7	0.5	1.0
Olivine	1.0	1.8	1.2	0.3	0.3	0.5	0.9	0.4	0.7	0.2
TOTAL	34.6	31.6	35.8	32.8	31.6	36.3	35.5	37.0	36.6	32.5
Bulk Density	2.75	nd	2.68	2.69	nd	2.68	2.73	2.65	2.74	2.69

WEST MATTHEW (= NEW MATTHEW)	MT 16B	MT 16C	MT 20	MT 20'	MT 23A	MT 23B	MT 24A	MT 24B
SiO ₂	62.1	60.3	62.8	62.2	60.3	61.4	61.0	61.4
TiO ₂	0.40	0.44	0.38	0.42	0.46	0.38	0.41	0.43
Al ₂ O ₃	16.7	16.4	16.8	16.6	16.0	16.7	16.2	16.2
Fe ₂ O ₃ *	5.8	6.0	5.0	5.6	6.3	5.6	6.2	6.2
MnO	0.07	0.12	0.07	0.09	0.12	0.10	0.11	0.12
MgO	2.8	3.4	2.3	2.9	4.0	3.2	3.9	3.9
CaO	6.2	6.5	6.1	6.1	6.9	6.5	6.8	6.9
Na ₂ O	4.4	4.2	4.3	4.3	4.0	4.2	4.0	4.0
K ₂ O	1.0	0.8	1.0	1.0	0.8	0.9	0.9	0.8
LOI	0.4	0.4	0.1	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0
TOTAL	99.87	98.56	98.85	99.41	98.98	99.18	99.52	99.95
FeO	2.1	2.3	2.7	2.6	2.8	3.1	3.7	3.6
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol. %)								
Plagioclase	29.2	28.5	32.8	30.0	30.1	22.4	28.8	26.1
Clinopyroxene	3.6	5.9	6.6	6.3	6.5	9.7	5.9	8.2
Orthopyroxene	3.7	3.8	5.1	5.2	4.5	4.1	4.2	5.1
Fe-Ti Oxides	1.1	0.8	1.2	1.5	0.5	1.0	0.8	1.0
Olivine	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.1	0.6	0.6
TOTAL	37.7	39.1	45.7	43.0	41.9	37.3	40.3	41.0
Bulk Density	2.45	nd	2.45	2.45	2.53	2.65	2.65	2.65

	MT 24C	MT 26A	MT 30	MT 32A	MT 32B	MT 34	MT 36
SiO ₂	62.0	61.3	62.6	64.5	63.6	62.0	63.0
TiO ₂	0.43	0.40	0.40	0.39	0.39	0.40	0.37
Al ₂ O ₃	16.0	15.8	16.8	16.7	17.0	16.5	16.5
Fe ₂ O ₃ *	6.1	6.2	5.6	5.1	5.3	5.8	5.6
MnO	0.10	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08
MgO	3.9	4.1	2.8	2.2	2.4	3.4	3.3
CaO	6.7	6.7	5.8	5.6	5.7	6.5	6.8
Na ₂ O	3.9	3.9	4.1	4.4	4.3	4.1	4.3
K ₂ O	0.9	0.8	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
LOI	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
TOTAL	100.13	99.39	99.18	99.96	99.76	99.68	100.95
FeO	3.3	4.4	3.3	2.8	3.4	3.6	3.0
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol. %)							
Plagioclase	28.1	22.6	33.6	32.1	32.5	26.7	25.2
Clinopyroxene	7.7	8.7	5.9	5.0	6.5	7.9	7.4
Orthopyroxene	3.8	3.9	4.1	4.7	4.2	4.1	3.9
Fe-Ti Oxides	0.7	1.1	1.1	1.1	0.9	1.2	1.2
Olivine	1.2	0.8	0.0	0.3	0.2	0.7	0.5
TOTAL	41.5	37.1	44.7	43.2	44.3	40.6	38.2
Bulk Density	2.67	2.55	2.60	2.55	2.55	2.68	2.62

A

B

HUNTER	HR 1	HR 4A	HR 4B	HR 4C	HR 6	HR 8A	HR 9
SiO ₂	61.5	60.3	61.1	60.3	61.0	60.2	61.9
TiO ₂	0.36	0.37	0.37	0.37	0.36	0.38	0.37
Al ₂ O ₃	15.9	15.8	15.7	16.0	15.9	16.0	16.2
Fe ₂ O ₃ *	5.9	6.0	6.2	6.1	6.2	6.1	5.7
MnO	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11
MgO	4.2	5.2	5.5	5.3	4.8	5.2	4.2
CaO	6.6	6.7	6.5	6.8	6.5	6.9	6.7
Na ₂ O	4.0	3.8	3.8	3.8	3.7	3.9	3.9
K ₂ O	1.0	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9
LOI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0
TOTAL	99.58	99.18	100.18	99.68	99.48	99.69	99.98
FeO	3.9	5.1	5.0	4.5	4.2	3.8	3.9
MODAL PHENOCRYST MINERALOGY (vol. %)							
Plagioclase	24.4	28.2	22.6	23.3	18.3	22.2	22.5
Clinopyroxene	8.1	7.7	7.9	6.5	7.1	6.9	5.9
Orthopyroxene	4.2	4.9	5.7	5.5	4.7	4.5	5.4
Fe-Ti Oxides	0.6	0.3	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5
Olivine	0.9	1.4	1.7	3.9	1.6	2.2	0.7
TOTAL	38.2	42.5	38.4	39.7	32.3	36.2	35.0
Bulk Density	2.82	2.82	2.82	2.82	2.79	2.68	2.81

C

EAST MATTHEW (= OLD MATTHEW)	MT 11B	MT 11D	MT 35A	MT 35B	MT 35C	MT 35D	MT 35E	MT 35F	MT 35G	MT 35H	MT 35I	MT 35J	MT 35K
S102	57.1	55.5	57.3	57.0	55.6	57.2	56.6	56.9	56.6	56.3	55.4	57.6	57.0
TiO2	0.44	0.45	0.34	0.44	0.44	0.43	0.40	0.48	0.44	0.43	0.48	0.36	0.45
Al2O3	16.3	15.2	16.0	16.2	16.0	16.3	16.7	16.3	15.5	15.9	14.9	16.7	15.2
Fe2O3**	6.8	7.1	7.6	7.8	7.7	7.4	7.8	7.4	7.2	7.3	7.8	6.6	7.0
MnO	0.10	0.12	0.14	0.12	0.12	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12	0.13	0.11	0.14
MgO	4.5	6.4	6.0	6.1	5.9	5.0	5.1	5.4	7.7	5.8	9.2	4.5	7.4
CaO	7.9	7.9	8.5	8.6	8.5	8.6	8.8	8.6	7.2	8.6	8.1	8.3	7.3
Na2O	3.7	4.0	3.0	3.1	3.4	3.1	3.2	3.3	3.3	3.1	2.9	3.8	3.3
K2O	1.0	0.9	0.6	1.0	0.9	0.6	0.5	0.9	0.7	0.8	0.6	0.5	0.7
LOI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.7	0.0
TOTAL	97.84	97.57	99.48	100.36	98.96	98.73	99.22	99.40	98.85	98.45	99.51	99.17	98.49
Fe ⁿ	3.9	3.6	5.1	4.6	4.2	5.1	5.4	3.9	5.3	4.4	5.5	4.0	4.9

	MT 35L	MT 35N	MT 35O	MT 35P	MT 35Q	MT 35R	MT 35S	MT 35V	MT 35Y	MT 35Z	MT 39B	MT 39C	MT 39D
S102	57.3	57.1	57.0	57.8	56.6	59.8	55.9	57.2	55.5	57.6	59.6	58.9	58.7
TiO2	0.41	0.41	0.44	0.45	0.40	0.36	0.44	0.45	0.41	0.44	0.47	0.47	0.42
Al2O3	17.6	16.9	16.2	15.8	18.5	17.8	14.2	16.1	15.2	16.1	16.0	15.9	16.6
Fe2O3**	7.0	7.3	7.4	7.2	6.9	6.2	7.7	7.3	9.4	7.4	7.1	7.2	6.9
MnO	0.11	0.11	0.12	0.12	0.10	0.10	0.13	0.13	0.20	0.12	0.11	0.11	0.11
MgO	3.8	4.4	5.6	5.2	3.6	3.2	9.9	5.4	6.6	5.6	4.6	4.9	4.6
CaO	7.4	8.2	8.6	7.9	7.9	7.3	7.9	8.4	9.0	8.6	8.0	8.0	8.4
Na2O	3.8	3.6	3.3	3.5	3.3	3.8	2.9	3.6	3.0	3.3	3.4	3.3	3.6
K2O	0.7	0.7	0.9	1.0	0.5	0.6	0.5	1.0	0.4	0.8	0.9	0.9	0.9
LOI	0.2	0.5	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
TOTAL	98.32	99.22	99.56	99.07	97.90	99.16	99.57	99.98	99.71	99.96	100.18	99.68	100.43
FeO	4.4	4.5	4.3	3.9	4.2	3.6	5.2	3.8	6.2	3.7	2.4	3.4	3.7

	MT 39E	MT 39G	MT 40A	MT 40B	MT 40E	MT 40F	MT 40T	MATTHEW (ISTHMUS)	MT 37	WEST MATTHEW (= NEW MATTHEW)	MT 26B
S102	60.5	60.3	58.9	59.5	58.2	58.2	57.9	S102	61.1	S102	57.1
TiO2	0.33	0.33	0.45	0.34	0.43	0.45	0.37	TiO2	0.52	TiO2	0.44
Al2O3	16.8	17.8	15.9	13.4	15.9	16.1	16.4	Al2O3	16.0	Al2O3	17.5
Fe2O3**	6.4	6.3	7.1	7.3	7.1	7.3	7.2	Fe2O3**	6.9	Fe2O3**	7.1
MnO	0.12	0.10	0.12	0.13	0.12	0.11	0.14	MnO	0.08	MnO	0.11
MgO	4.8	3.7	5.2	6.6	5.2	5.2	4.8	MgO	4.3	MgO	4.8
CaO	7.8	8.0	8.6	8.9	8.6	8.2	8.4	CaO	7.0	CaO	8.0
Na2O	3.5	3.8	3.5	3.0	3.3	3.5	3.9	Na2O	3.6	Na2O	3.2
K2O	0.7	0.7	1.0	0.7	1.0	1.0	0.6	K2O	0.8	K2O	0.7
LOI	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	LOI	0.0	LOI	0.1
TOTAL	101.05	101.03	100.77	99.87	99.85	100.06	100.61	TOTAL	100.30	TOTAL	99.05
FeO	3.2	3.2	3.8	4.8	3.6	3.5	3.7	FeO	3.6	FeO	4.5

D

MUNTER	HR 4D	HR 4E	HR 4G	HR 4H	HR 4J	HR 4K	HR 4L	HR 4M	HR 4N
S102	55.0	53.5	52.6	56.2	57.9	55.4	54.0	54.3	56.2
TiO2	0.35	0.35	0.32	0.37	0.30	0.44	0.29	0.28	0.33
Al2O3	17.7	17.9	17.4	16.8	13.1	16.0	7.2	14.4	14.5
Fe2O3**	7.3	8.0	8.3	7.6	7.6	8.2	7.7	7.8	7.6
MnO	0.14	0.15	0.15	0.13	0.16	0.15	0.17	0.15	0.14
MgO	6.3	6.9	7.8	6.2	8.6	6.5	14.9	10.5	9.3
CaO	8.0	9.3	10.3	8.4	8.4	9.7	13.2	8.6	7.9
Na2O	3.8	3.3	2.6	3.2	3.0	3.3	1.4	2.7	3.3
K2O	0.4	0.3	0.4	0.6	0.6	0.5	0.2	0.5	0.7
LOI	0.0	0.0	0.6	0.1	0.2	0.2	0.2	0.6	0.0
TOTAL	98.99	99.70	100.47	99.60	99.86	100.39	99.26	99.83	99.97
FeO	4.8	5.3	6.0	5.3	3.4	3.5	6.0	5.9	5.3

	HR 4O	HR 8B	HR 8D	HR 8E	HR 8F	HR 8G	HR 8H	HR 8J
S102	56.0	55.0	55.3	56.9	56.9	55.9	55.4	58.2
TiO2	0.34	0.30	0.39	0.34	0.32	0.31	0.27	0.36
Al2O3	14.9	16.6	17.0	15.6	14.4	14.6	13.6	12.8
Fe2O3**	7.9	7.9	7.2	7.3	7.9	7.4	7.6	8.5
MnO	0.15	0.15	0.12	0.14	0.14	0.14	0.13	0.17
MgO	8.4	7.6	5.9	7.8	9.2	10.1	10.5	10.4
CaO	7.5	8.6	9.1	7.7	7.8	7.7	8.2	7.3
Na2O	3.2	3.4	3.2	3.2	2.9	3.1	2.7	2.8
K2O	0.6	0.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.7
LOI	0.2	0.0	0.9	0.3	0.2	0.3	0.3	0.0
TOTAL	99.19	99.95	99.71	99.88	100.36	100.05	99.20	101.23
FeO	5.2	5.6	4.5	5.2	5.7	5.5	5.3	6.0

E

Annexe 6 -Louat, R., Hamburger, M., et Monzier M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc : constraints on the subduction process, in H.G. Greene et F.L.Wong, eds., *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs, Vanuatu region* : Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, Earth Sci. Ser., v. 8, p. 329-356.

**SHALLOW AND INTERMEDIATE-DEPTH SEISMICITY
IN THE NEW HEBRIDES ARC:
CONSTRAINTS ON THE SUBDUCTION PROCESS**

Remy Louat

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
BP A5, Noumea Cedex, New Caledonia

Michael Hamburger¹

Department of Geological Sciences
Cornell University, Ithaca, New York, USA

Michel Monzier

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
BP A5, Noumea Cedex, New Caledonia

ABSTRACT

Teleseismically located earthquakes in the New Hebrides Arc are unevenly distributed along the length of the subduction zone. Shallow seismicity near the plate boundary fits a static model of plate interaction along an interface with varying degrees of coupling between overriding and subducting plates. This interpretation is supported by striking differences in source radiation from earthquakes occurring in different parts of the plate boundary, and by systematic along-strike variations in forearc morphology.

The irregular distribution of intermediate-depth seismicity can be considered from two opposing points of view: one assuming a continuous or relatively uniform subducted slab; the other invoking an irregular, possibly discontinuous slab. At the northern and southern ends of the New Hebrides Arc, abrupt changes in the length of the inclined seismic zone coincide with structural and geophysical discontinuities in the subduction zone; a recent elongation of a previously shorter island arc northward and southward could explain many of these observations. In cross section, the intermediate-depth events define a spoon-shaped profile, with a nearly vertical plunge from 100 to 200 km depth and a gentler 60° dip below that.

The disrupted morphology and seismicity of the central New Hebrides Arc is also considered using both the uniform and non-uniform lithosphere models. Although the tectonic complexity at depth may imply disruption of the subducted lithosphere, the present subduction of the D'Entrecasteaux fracture zone plays a dominant role in the shallow deformation of this portion of the island arc.

INTRODUCTION

This paper summarizes a series of seismologic observations made along the active convergent plate

boundary of the New Hebrides Arc (Figure 1). The Vanuatu and Santa Cruz Islands regions are among the world's most active source areas for shallow and intermediate-depth earthquakes. On a global scale,

¹Present address: Department of Geology, Indiana University, Bloomington, IN 47405.

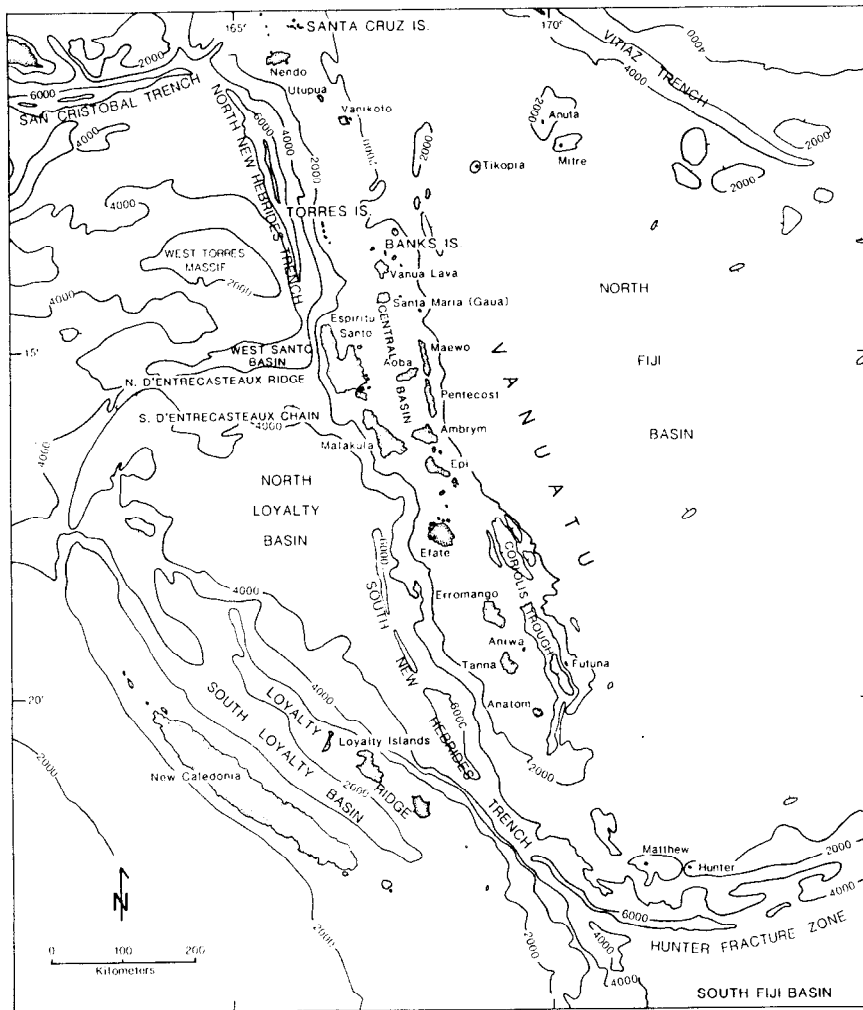


Figure 1. General bathymetry of New Hebrides Arc region after Kroenke, Jouannic, and Woodward (1983).

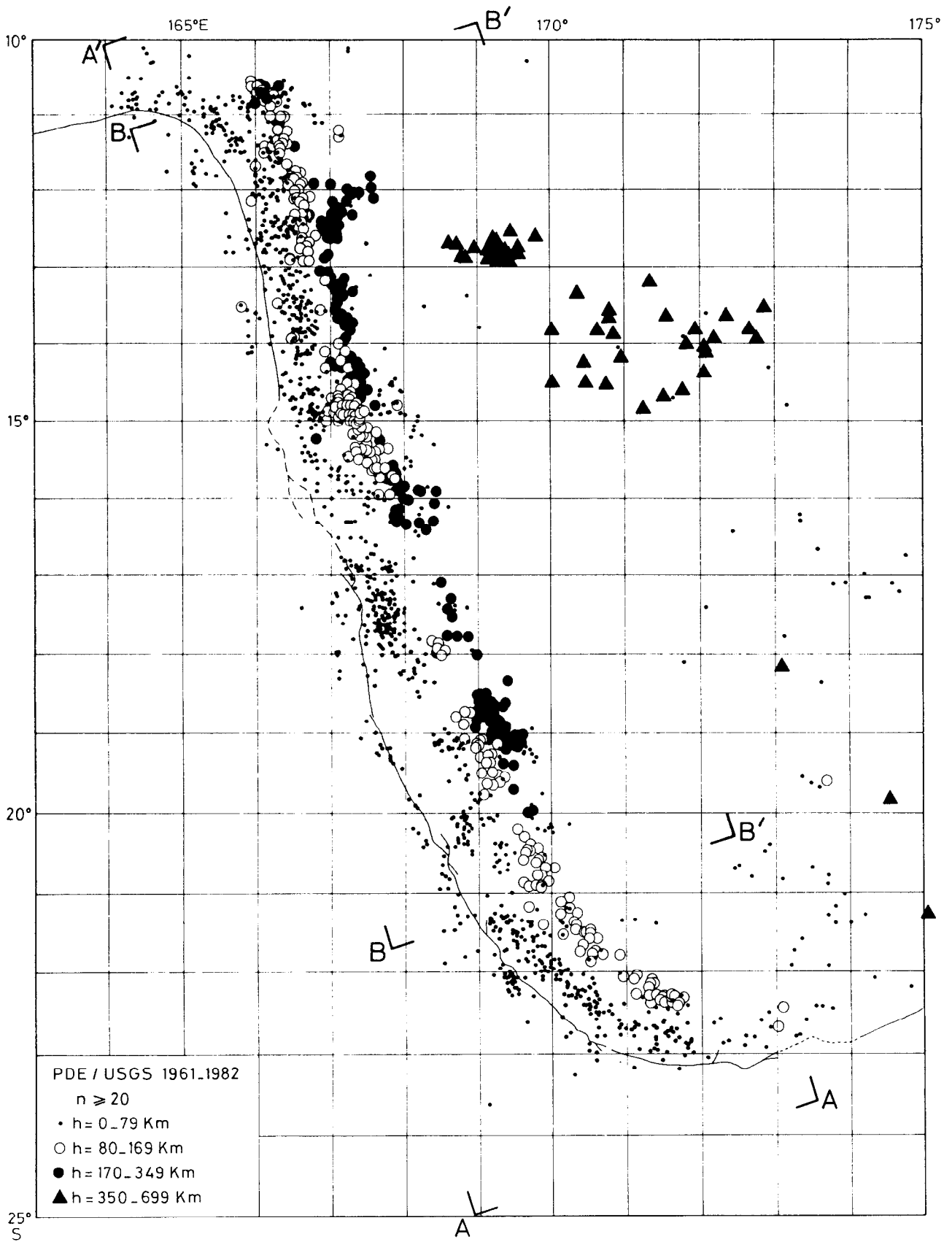
this plate boundary appears as a continuous belt, densely populated with earthquakes; on a local scale, however, the seismicity of the New Hebrides Arc appears to be far from homogeneous. We will focus on this heterogeneity of shallow and intermediate-depth activity. Examination of well-located teleseismically and locally recorded events reveals clear non-random patterns of seismicity that may provide

a key to understanding the process of lithospheric subduction in a structurally complex zone.

Heterogeneity in the distribution of shallow seismic activity may reflect long-term differences in coupling along the plate interface (Lay and Kanamori, 1981). Such mechanical variations have been linked with the distribution of large interplate thrust events, the long-term seismic regime of

Figure 2 (facing page). Spatial distribution of earthquakes along the New Hebrides plate margin (PDE, 1961-83). All mapped earthquakes located by 20 or more seismic stations ($m_b > 4.8$). Note the gap in shallow activity between 18°S and 20°S ; the discontinuity in the line of intermediate-depth foci in the area $16^\circ\text{--}18^\circ\text{S}$; the restricted longitudinal extent of deeper events (filled circles) relative to the shallower events (open circles); and the sharp decrease of shallow and intermediate-depth seismic activity in the southern part of the arc east of 171.8°E longitude. The deepest foci earthquakes (filled triangles) are part of a continuous nest of deep activity beneath the North Fiji Basin. Brackets show locations of cross section AA' (Figure 11) and BB' (Figure 15). The continuous or dashed line marks the possible boundary between the converging Australia-India and Pacific plates (from Monzier, Collot, and Daniel, 1984).

SEISMICITY



different segments of the arc, as well as patterns of inter-event coupling, migration, or precursory seismic activity (Isacks et al, 1981; Marthelot and Isacks, 1984). These along-strike variations are probably related to topographic irregularities on both the descending and overriding plates, and they appear to correlate with changes in the downward extent of the Benioff zone. The variations have to be interpreted in terms of the particular tectonic setting of this unusual plate boundary. Like Wyss, Habermann, and Heiniger (1983) and Habermann (1984), we offer a possible interpretation of the distribution of shallow earthquakes at the New Hebrides plate boundary that includes the asperity model of Lay and Kanamori (1981) and the detachment model of Seeber and Armbruster (1981).

The New Hebrides Arc intermediate-depth earthquakes are assumed to occur within the descending plate (Isacks, Oliver, and Sykes, 1968; Isacks and Molnar, 1971) and provide evidence, not of plate interaction, but of deformation within the descending plate itself. The striking differences in the distribution of intermediate-depth activity, in the maximum depth of these earthquakes, and in the morphology of the inclined seismic (Benioff) zone points to along-strike changes in the distribution of subducted lithosphere. We examine these observations, first in terms of a model of regular, continuous lithosphere distribution, and then in terms of a model of a discontinuous lithosphere.

REGIONAL SEISMOTECTONIC SETTING

Plate Convergence at the New Hebrides Arc

The New Hebrides subduction zone constitutes part of the plate boundary accommodating subduction of the Australia-India plate beneath the Pacific plate and the microplates created by backarc spreading in the North Fiji Basin (Figure 1). The underthrusting and subduction of the Australia-India plate result in intense shallow and intermediate-depth seismicity (Figure 2) that has been extensively studied since 1960. Overall seismic properties have been described by Pascal et al (1978); Lay, Kanamori, and Ruff (1982), Louat, Daniel, and Isacks (1982); and Marthelot and Isacks (1984). More detailed studies, including analysis of local network data from the central and southern part of the arc, have been reported by Isacks et al (1981), Coudert et al (1981), and Marthelot et al (1984).

The direction of relative plate convergence, determined from shallow thrust-type focal mechan-

isms occurring between 11°S and 21°S, is N76°E ±11° (Isacks et al, 1981) and that determined from mechanisms occurring between 19°S and 21°S is N70°E ±5° (Coudert et al, 1981). Significantly, the orientation of the transform faults in the northern and southern ends of the arc parallel this computed plate convergence; the northern New Hebrides-Solomon transform fault is oriented N75°E and the southern New Hebrides-Hunter fracture zone is oriented N70°E (Monzier, Collot, and Daniel, 1984). Hence, independent of relative movements on the upper plate, the azimuth of relative plate convergence along the entire New Hebrides plate boundary is consistently in the range N70°-75°E. The rate of convergence is on the order of 10 cm/yr (Dubois et al, 1977). A well-defined Benioff zone dips steeply to the east, extending to 300 km downdip along much of the arc.

Shallow Seismicity

In contrast to other subduction zones, such as the Alaska-Aleutian or Chile convergent margins (e.g., Kelleher, Sykes, and Oliver, 1973), the shallow seismicity in the New Hebrides Arc cannot be described in terms of precisely bounded segments ruptured regularly by events of large magnitude (e.g., Marthelot and Isacks, 1984). The extreme structural complexity of both the subducted and overlying plates described may be responsible for the observation above. Progressing from north to south along the length of the arc, the following bathymetric irregularities (Mammerickx et al, 1971; Monzier, Collot, and Daniel, 1984) occur on the subducted plate near the plate boundary (Figure 1): the West Torres Massif, the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ), and the Loyalty Island Ridge. On the upper plate there are four major and unusual topographic features: (1) the west Santo-Malakula protuberance, behind which a major intra-arc central basin is developed (Carney and Macfarlane, 1980; North and South Aoba basins of Katz, this volume); (2) a poorly developed backarc basin (the Coriolis Trough) between 17°S and 21°S (Karig and Mammerickx, 1972); (3) an abrupt truncation of the arc between 21.5°S and 22.5°S; and (4) an abrupt change to an east-west-trending structure including Matthew and Hunter active volcanoes at the southern end of the arc. The first of these features coincides with the position of the DFZ, the subduction of which creates strong coupling between converging plates and major Quaternary uplift of an Oligocene-Miocene volcanic chain (Chung and Kanamori,

1978a,b; Taylor et al, 1980; Jouannic, Taylor, and Bloom, 1982). The interruption of the arc between 21.5° S and 22.2° S coincides with a shortening of the Benioff zone, and has been interpreted by Louat (1982) as a former southern termination of the arc at the latitude of Anatom Island. The presently active termination is near Matthew and Hunter Islands, and may be the result of a recent southward jump (Monzier et al, 1984).

The various shallow seismic regimes reported from the New Hebrides Arc range from quiescence to permanent activity. Isacks et al (1981) and Lay, Kanamori and Ruff (1982) have interpreted the different regimes as a function of topographic irregularities on the Australia-India plate. The contact zone between the two plates appears to be heterogeneous, so the style of interplate motion may change rapidly along the arc. Aseismic creep may predominate in some segments because of thick sediment cover on the underthrust plate, while in other places, continuous seismic activity may result from bathymetric irregularities that introduce zones of increased coupling and tectonic loading. These zones are referred to as "asperities" and appear to accumulate stresses. They also may act as barriers when a neighboring area is ruptured and hence are called rupture barriers.

The model of a thrust contact where the asperities are surrounded locally by weakly coupled zones, and at a greater distance by rupture barriers, can explain the shallow seismicity observed at plate boundaries (Lay and Kanamori, 1981; Isacks et al, 1981; Ruff and Kanamori, 1983; Wyss, Habermann, and Heiniger, 1983; Habermann, 1984). We will describe the New Hebrides shallow seismicity in relation to the present state of coupling between the arc and the Australia-India plate in terms of this model.

Intermediate-Depth Seismicity

The distribution of intermediate-depth earthquakes (Figure 2) suggests tectonic complexity at depth in addition to that in shallower regions. These earthquakes provide information on the geometry, physical properties, and state of stress of the subducted Australia-India lithosphere. Further, intermediate-depth seismicity may help constrain models of plate interaction prior to—and contrasting with—the present-day tectonic setting. The spatial distribution of the intermediate-depth events is used to infer the geometry and the extent of the subducted Australia-India lithosphere. Together with regional stratigraphy and structure (e.g., Carney and

Macfarlane, 1982), paleomagnetism (Falvey, 1978), and backarc spreading (e.g., Chase, 1971; Malahoff, Feden, and Fleming, 1982), the geometry of the subducted lithosphere can constrain reconstructions of former arc geometry and processes of arc initiation (e.g., Dubois, Dupont, and Recy, 1982; Karig, 1982).

Deep earthquakes east of the arc (black triangles, Figure 2) appear to occur in a slab detached from a relict subduction zone dipping southwest from the Vitiaz Trench (Barazangi et al, 1973; Isacks and Barazangi, 1977). These foci are apparently not linked with the present subduction at the New Hebrides Arc, but are fundamental in tectonic reconstructions of the Southwest Pacific before the beginning of the present New Hebrides subduction episode. As our subject concerns active seismotectonics of the modern New Hebrides Arc, we will not discuss these deep events further.

SHALLOW SEISMICITY FROM THE INTERPLATE THRUST ZONE

A comparison between teleseismically located epicenters for the past 22 years (Figure 2) and those determined using local networks in this area has shown that the geographical accuracy is not greatly influenced by lateral velocity heterogeneities, such as those associated with the downgoing lithosphere or the backarc spreading zone (Coudert et al, 1981), and that the uneven distribution of epicenters in active and quiet zones is observed in local as well as worldwide network data. Gaps and clusters of shallow seismic events located by worldwide seismic stations may be due in part to long-term variations along strike in the coupling between the downgoing plate and the arc.

The temporal distribution of moderate- to large-magnitude shallow earthquakes (depth < 80 km, $m_b > 5$) along the arc is shown in Figure 3. Only the earthquakes located between the trench and the 80-km depth contours are projected onto this figure. Thus, backarc shallow activity is excluded and only the earthquake activity near the thrust contact is displayed. South of 20° S, the distance along the trench (the abscissa in Figure 3) is measured along the arc of a circle approximating the strike of the trench in this area.

Two patterns emerge from Figure 3: the earthquakes fall into horizontal and vertical lines which represent temporal and spatial coincidence of events, respectively. Horizontal (temporal) trends predominate between 11° S and 18° S and around 22° S. Those two parts of the arc contain earthquake

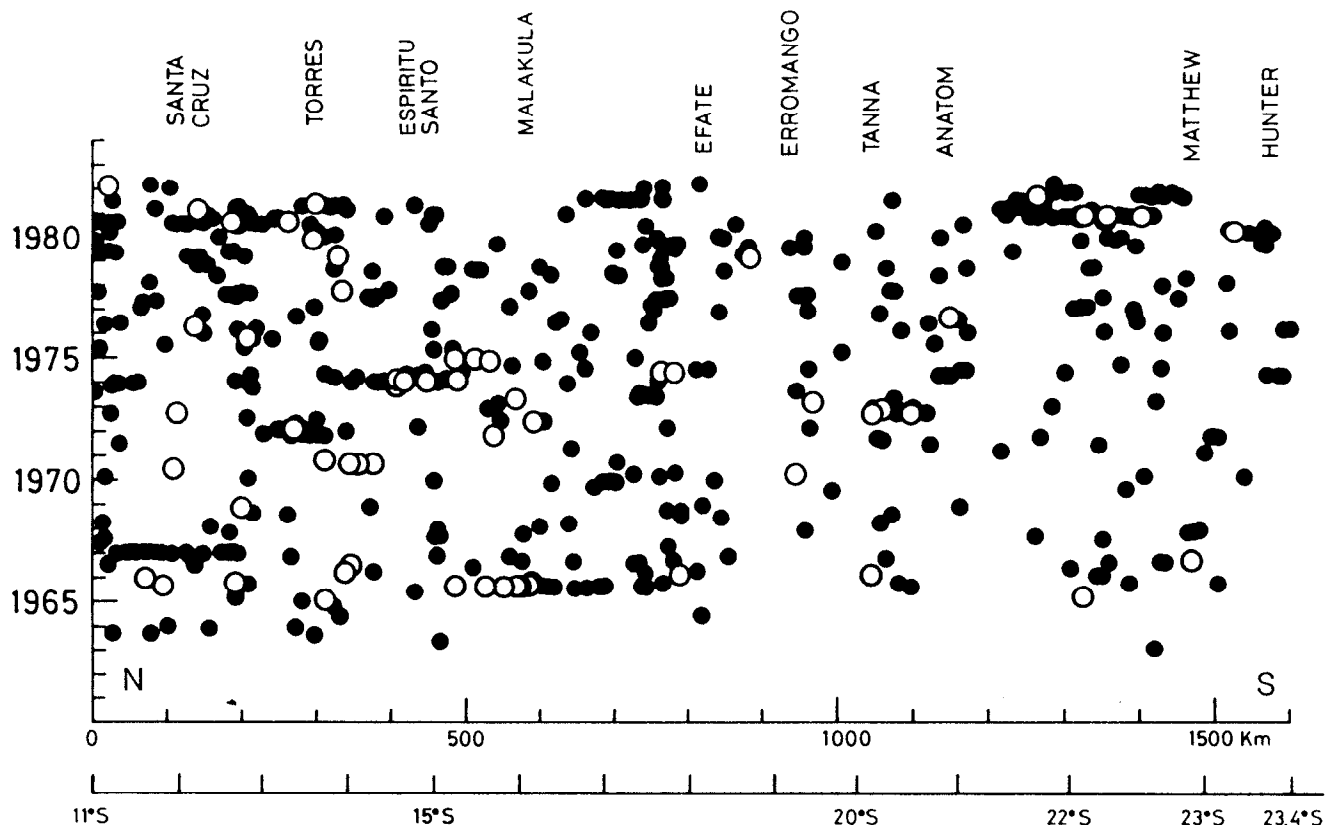


Figure 3. Space-time diagram of shallow earthquakes located between the New Hebrides Trench and the Benioff zone, plotted as a function of distance along the trench, which is assumed to be linear from 11°S to 20°S , and to follow an arc of a circle (centered at 18.1°S , 173.8°E), south of 20°S . Filled circles represent earthquakes with PDE magnitudes (m_p) from 5.0-5.7, open circles are events with magnitudes greater than 5.7. Locations of islands are indicated along the top of the figure. The absence of events prior to 1964 results from the limited number of earthquake magnitudes available in the PDE file from 1960 to 1964.

sequences which fit the model defined by Lay and Kanamori (1981), that is, thrust contact surfaces with moderate and strong "subfault interactions" reflecting a strong spatial correlation of events. A more scattered distribution of events marks seismic activity in the area facing southern Efate, Erromango, and Tanna Islands (18° - 21°S). As no major earthquake swarm has occurred since 1961, it is difficult to distinguish between a subduction regime involving continuous slip (creep) or one which involves rupture after a long period of stress accumulation.

Vertical (spatial) trends in the diagram occur at distances along the plate boundary (x-axis) of 200, 460, 780, and 950 km (latitudes 12.8° , 15° , 17.8° , 19.5° , and 20°S), which are subject to continuous seismic activity. These vertical trends appear to bound horizontal segments of spatial earthquake clusters. We interpret these vertical zones to

represent, in the model of Lay and Kanamori (1981), asperities acting as rupture barriers.

A Shallow Earthquake Distribution Model

Figure 4 and Table 1 summarize the working model we use to interpret the spatial distribution of shallow earthquakes generated by subduction of the Australia-India plate. The concept of an asperity/rupture barrier framework follows Lay and Kanamori (1981), and that of the detachment zone and associated seismicity follows Seeber and Armbruster (1981).

In the New Hebrides Arc, we present a static seismicity model that considers the asperity zones only as rupture barriers which bound detachment zones or slippage surfaces. The dynamic process of stress loading, or the nature of failure of asperities, is

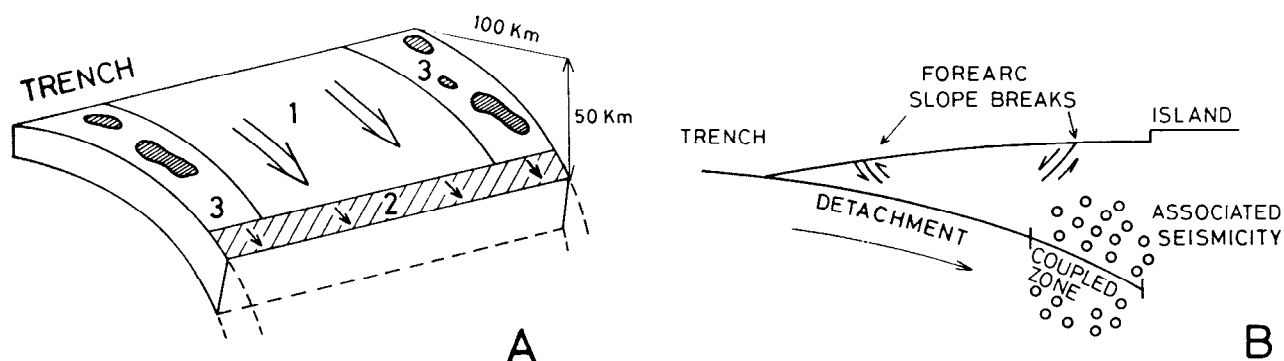


Figure 4. A) Schematic representation of thrust contact zone of the New Hebrides plate margin divided into three zones characterized by different physical properties. (1) The *detachment zone* is seismically inactive, except during the process of major plate ruptures. (2) The *coupled zone*, which is generally located along the deeper portion of the plate interface, is characterized by higher stress loading than the detachment zones. (3) The *asperity/rupture barrier zone*, which laterally bounds the detachment zone, is characterized by areas of greater strength (irregularities in plate interface) which stop the slippage due to high localized coupling. This model is adapted from Lay and Kanamori (1981) and from Seeber and Armbruster (1981). B) Cross section of the island arc below a detachment zone. In this model, the slope breaks near the crest of the arc are located above a change in the nature of the coupling between the converging plates. Note the associated seismicity within the plates adjacent to the coupled zone, which may be responsible for the diffuse seismicity observed from microearthquake studies of the plate boundary (Wray et al, 1983). This model is adapted from seismicity studies of the Himalayan arc by Seeber and Armbruster (1981).

Table 1. Characteristics of detachment, asperities, and coupled zones in the New Hebrides Arc.

	Detachment Zones	Asperity Zones/ Rupture Barriers	Coupled Zones
Stress loading/ coupling	low	high	moderate- high
Density of asperities	low	high	moderate- high
Seismicity	low	high	high
Geographic extent	moderate	small	continuous
Earthquake stress drop	low	high	moderate- high
P-wave frequency	low	high	high
Trench profiles			

considered using microearthquake data from the central part of the New Hebrides Arc, or foreshock and aftershock sequences (Isacks et al, 1981; Chatelain, Cardwell, and Isacks, 1983; Wyss, Habermann, and Heiniger, 1983; and Habermann, 1984). Our regional-scale model is based mainly on the spatial distribution of shallow events with magnitudes greater than 4.8.

A nearly continuous zone of shallow seismicity parallels the trench along its entire length (Figure 2). This is interpreted as a coupled zone, an area of plate interaction which may vary in size, but which exists, independent of structural heterogeneities, all along the plate boundary (Table 1). The seismicity near this coupled zone may be associated with stress accumulation in both the downgoing and overlying plates, as well as along the boundary itself. In contrast, there is a more heterogeneous distribution of earthquakes along the interplate zone closest to the trench. We interpret these seismic and aseismic zones to represent areas of greater or lesser coupling produced by asperities and detachment zones. Figure 4 shows the model covering both the continuous and heterogeneous seismicity zones. The interplate contact surface can be divided into three parts: (1) closest to the trench, several separate detachment zones associated with areas of low seismicity; (2) asperity zones related to the clusters of foci which bound the detachment zones; and (3) further down-dip, a coupled zone associated with a nearly continuous distribution of earthquakes along the arc (Table 1). The sizes of the three zones depicted on Figure 4 vary along the arc. The difference between the coupled zones and the asperity zones is only a geometric one, and may not imply different physical properties.

Detachment zones in the New Hebrides Arc (Table 1) are well defined by the seismically quiet zones between 18°S and 21°S. Except beneath Espiritu Santo Island, the detachment zones are bounded on the west by the trench. These detachment zones are modeled as portions of the plate interface where the stress loading is low. These also may be the slip surfaces for large earthquakes with surface-wave magnitudes of 7 or more, but the paucity of historical data prevents any direct mapping of these slip surfaces. Paleoseismological studies of prehistoric earthquakes, using data from uplifted coral terraces (e.g., Taylor, Bloom, and Lecolle, 1982) may be successfully applied to this problem.

Asperity zones or rupture barriers in the New Hebrides Arc (Table 1) are transverse clusters of epicenters bounding quiet zones (Figure 2) and exhibit continuous seismic activity (Figure 3). The best example is the area around 20°S (Figures 2 and 3).

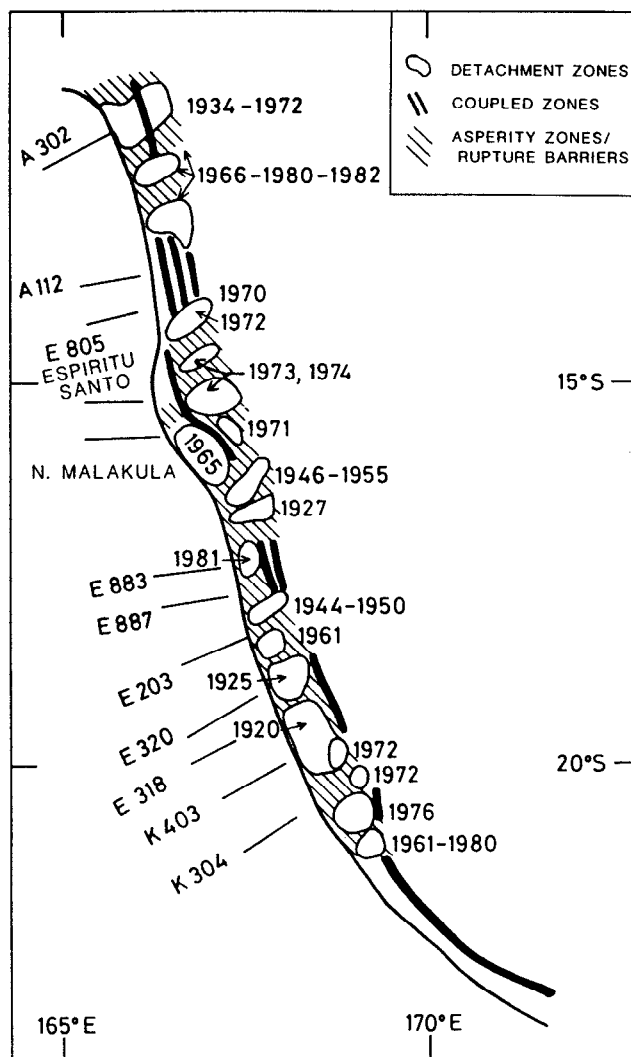


Figure 5. Distribution of the plate-interface types defined in Figure 4, along the New Hebrides plate boundary. The detachment zones are inferred by gaps in shallow activity. The coupled zones are defined by continuous belts of seismicity parallel to the trench. The asperity zones or rupture barriers on the edges of the detachment zones are defined by areas of high seismicity between the trench and the coupled zone. Earthquakes which may have partially or totally ruptured a detachment zone have been marked by the years of occurrence. Sometimes a swarm may involve several detachment zones. Only the teleseismic data (Figure 2) have been used for this interpretation. A 302 through K 304 indicate the trend of corresponding bathymetric profiles illustrated in Figure 10.

We see these clusters as zones where the stress-accumulation stress-release cycle controls the occurrence of earthquakes and the slip extension in

nearby detachment zones. These asperities may be associated with topographic irregularities or with specific material properties of the contact surface.

The largest earthquakes occur where there is slip on a large surface such as the detachment zones. The exact boundaries of the detachment zones cannot, in general, be very accurately delineated. In the Espiritu Santo area, however, a temporary network, established 1.5 years after the December 1973 to January 1974 swarm (noted hereafter as the 1974 swarm), has recorded the distribution of long-term aftershocks. According to our working hypothesis, these aftershocks might be used to trace the distribution of asperity zones/rupture barriers (or of the coupled zone) around the main slippage zones involved in the 1974 swarm (Figure 6). In a second case, at latitude 20°S , the limits of the large 1925 and 1920 rupture areas (detachment zones) might also be assigned using the locations of small earthquakes recorded by a 1977 land-ocean bottom seismograph experiment. This pattern of activity is remarkably similar to that observed using the 20-year PDE (Preliminary Determination of Epicenters) catalog (compare Figures 2 and 7).

From the trend shown in Figure 5, and the historical record of shallow earthquakes, two zones stand out as possible areas for major events in the near future: the southern Malakula detachment zone, which has been aseismic since 1927, and the southern part of Vanuatu, which covers the 1925 and 1920 detachment zones. Great earthquakes in that area were felt in 1875 in southern Vanuatu (O'Reilly, 1956) and on Loyalty Island (local records of April 1875). A major tsunami was reported following that earthquake inferring that the March 28, 1875 focus involved a large near-surface rupture. The time separation between the 1875 and the 1920 events may imply a 50-year rupture cycle in the area. Thus, an increasing possibility may exist for a M_s 7.5-8.0 shallow earthquake between latitudes 18.5°S and 20°S . Furthermore, the proximity of the large 1920 and 1925 rupture zones and the narrowness of the barrier separating them (Figure 6) presents the possibility that, of the entire New Hebrides Arc, this area may be the most susceptible to a very large multiple rupture extending over 300 km along the strike of the arc.

Seismic Observations

Based on the patterns of shallow seismicity alone, our classification of the interplate surface may seem to be somewhat limited. However, several addi-

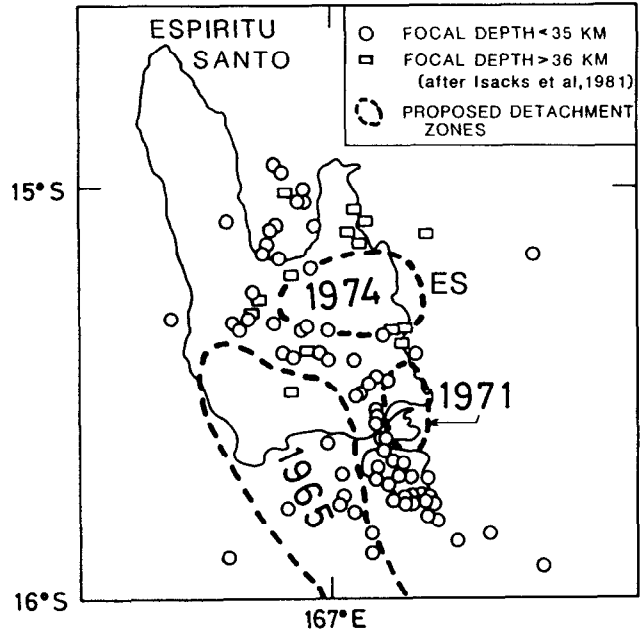


Figure 6. Shallow microearthquake epicenters from a July-August 1975 temporary seismic network on Espiritu Santo Island. These microearthquakes are assumed to mark the boundaries of detachment zones which ruptured during the large- or moderate-sized events in 1965, 1971, and 1974. The year indicates the major events that are tentatively assigned to rupture of these detachment zones. Note that the eastern Espiritu Santo detachment zone (ES) coincides exactly with an easterly protuberance of the coastline, that could be a result of long-term localized uplift of this portion of the island.

tional pieces of evidence point out major along-strike changes in the nature of the plate boundary. First, we discuss observations of P-wave frequencies that radiated from interplate earthquakes requiring fundamentally different source mechanisms from those of neighboring portions of the plate boundary. In a later section, we discuss bathymetric irregularities of the trench inner wall that appear to be associated with portions of the plate boundary classified as detachment zones.

A low-magnification vertical seismic station in southern New Caledonia (16 km north of NOU, Figure 9) with a bandwidth of 1-10 Hz has enabled us to record unsaturated P-waves from moderate-sized New Hebrides earthquakes. On Figure 8, seismic traces from this station, all at the same magnification, demonstrate the variation in source mechanism for nearby events occurring along the New Hebrides Arc. Epicenters of these events are denoted on Figure 9 by letters A through H and their

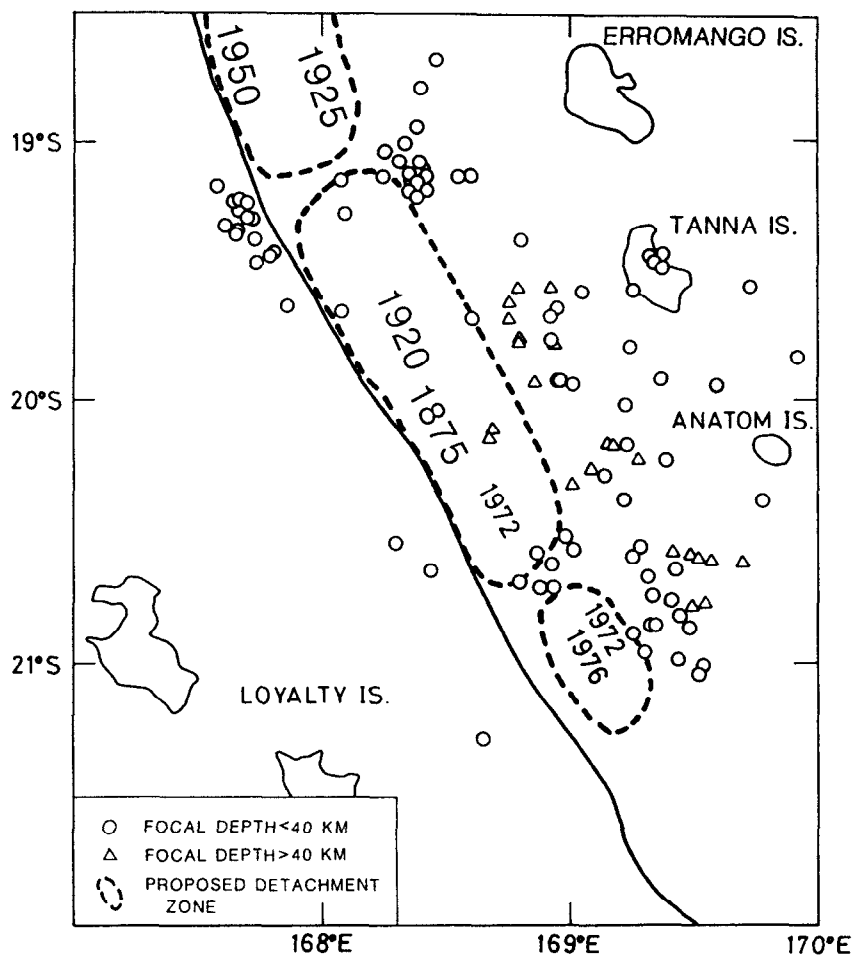


Figure 7. Shallow microearthquake epicenters from an August-September 1977 land ocean-bottom seismograph experiment (Coudert et al, 1981). Note the similarity of this pattern of microearthquakes with that defined by moderate-sized events shown in Figure 2. Years indicate occurrence of earthquakes which have possibly ruptured the detachment zones delimited by the microearthquake epicenters. Large numbers indicate major events with $M_s > 7.0$. Data are from Isacks et al (1981) and the location of the 1875 event is inferred from O'Reilly (1956) and local news accounts of April 1875.

Table 2. Hypocentral parameters for earthquakes used in frequency analysis (Figures 7 and 8). Data are from PDE.

Event	Date	Latitude (S)	Longitude (E)	Depth (km)	m_b
A	22 Jul 1981	21.64°	169.52°	36	4.8
B	12 Nov 1980	21.71°	169.52°	47	4.8
C	17 Feb 1981	21.74°	169.38°	30	5.6
D	30 Oct 1980	21.41°	169.15°	33	5.2
E	19 Feb 1981	21.54°	169.46°	33	5.7
F	25 Nov 1981	21.41°	170.44°	33	4.9
G	18 Aug 1979	22.40°	170.97°	57	5.3
H	24 Nov 1981	22.50°	170.63°	30	5.6
I	17 Jul 1980	17.17°	167.63°	34	5.1
J	12 Jun 1980	17.31°	167.81°	32	5.1
K	30 Oct 1980	17.84°	167.98°	33	4.7
L	27 Jul 1976	16.97°	167.19°	13	4.8

parameters are given in Table 2.

Figure 8 (samples A and B) exhibits seismic traces recorded from two shallow-focus earthquakes in the PDE file with identical magnitudes and locations, and with only slightly different depths. Note the striking difference in the dominant frequency in the coda following the P-waves of these events. This contrast between high- and low-frequency events is a fundamental one, clearly observable on seismic records from neighboring events throughout the arc. Other examples of such contrasting events are shown in Figure 8 (C through L). These differences are not explained by any simple station or propagation effect; neighboring events are recorded on identical instruments and follow nearly identical propagation paths. It is unlikely that they represent different

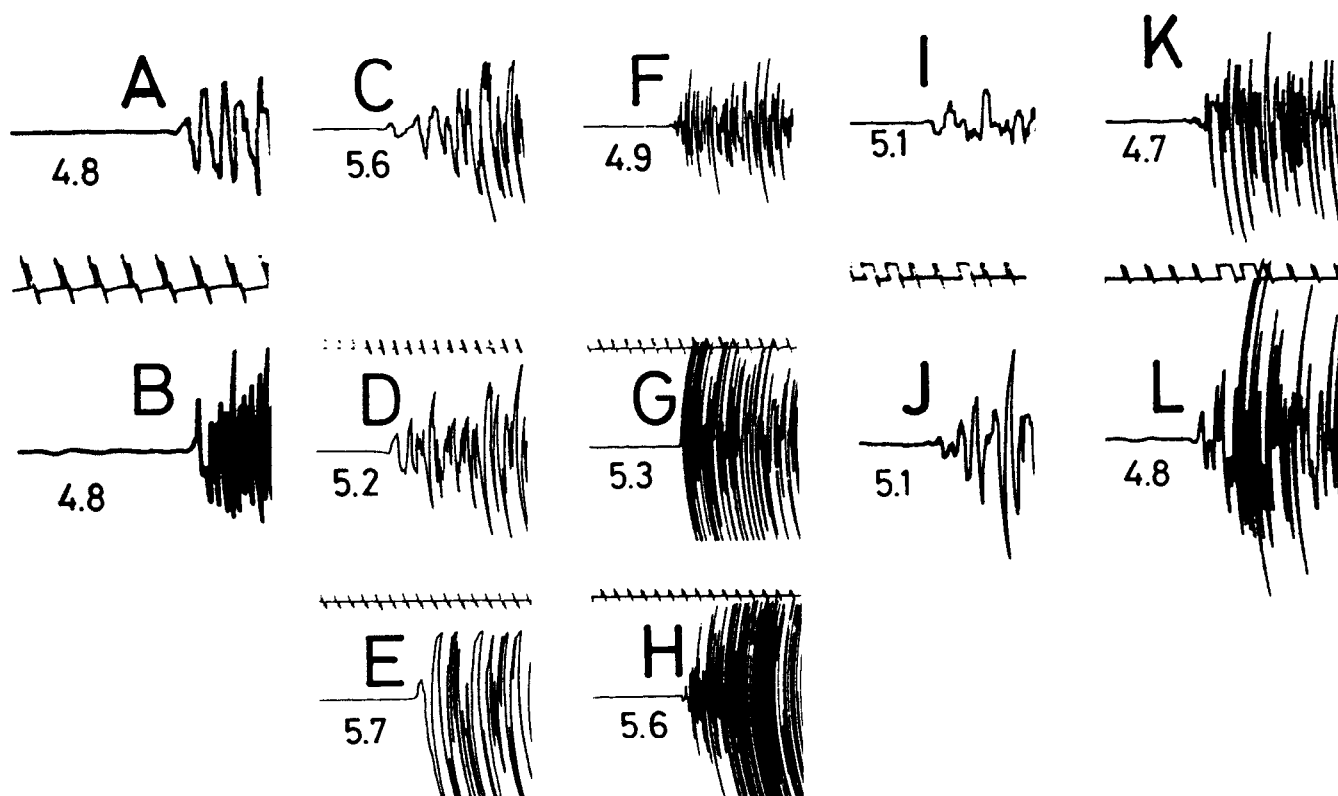


Figure 8. Short-period low-magnification records from the Noumea (NOU) telemetered station for shallow, moderate-sized New Hebrides events. Letters denote earthquakes. Locations of A through H are shown on Figure 9; hypocentral parameters are given in Table 2. The body wave magnitude (m_b) of each event is given beneath the seismogram. Tick marks are separated by one second. Note the striking difference in frequency content of two events (A, B) with almost identical locations; six additional examples from the southern portion of the arc show similar contrasts between low frequency (C, D, E) and high frequency (F, G, H) events. Four examples from the Efate area also display contrasting low frequency (I, J) and high frequency character (K, L).

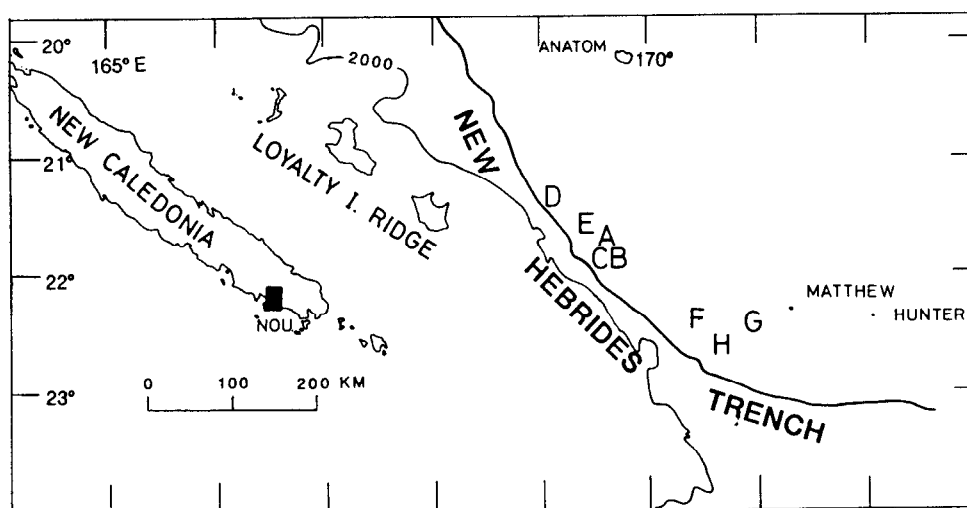


Figure 9. Southern portion of the New Hebrides Arc showing permanent seismic station NOU (New Caledonia). Letters mark the locations of shallow earthquakes A-H recorded in NOU, whose seismograms are shown in Figure 8. Hypocentral information on these events is given in Table 2. Location of trench and selected 2,000-m isobath from Monzier, Collot, and Daniel (1984).

focal mechanisms, because their position and first motion directions are similar. Directivity of the rupture is a second-order effect, not significantly affecting the fundamental P-wave frequency (Madariaga, 1976).

A simple explanation of this phenomenon may be provided by our classification of the interplate boundary into detachment zones with low stress accumulation, and coupled and asperity zones with higher stress accumulation. We might expect systematic differences in the earthquake stress drop in these zones. The observed P-wave spectrum has been related to the source properties by using the simple model of a circular rupture in an elastic medium (Brune, 1970; Hanks and Wyss, 1972). This model implies that, station and propagation effects being identical, the high-frequency content of an earthquake body-wave spectrum requires a higher stress drop than an equivalent low-frequency event. Thus, we might interpret the high-frequency events (B, F, G, H, K and L in Figure 8) as those occurring in the high-stress coupled or asperity zones, while the low-frequency events (A, C, E, I and J in Figure 8) would represent those ruptures which propagate into the low-stress detachment zones. The occurrence of these events in close proximity suggests that the detachment-zone earthquakes may originate near the asperity-type events, but involve rupture extending into the detachment areas.

In addition, strong spatial patterns are observed among these different source types. All of the events located to the south of a distinct line separating events A and B (Figure 8) are characterized by high-frequency first arrivals (events F, G, H, Figure 8). These events appear to occur in the continuous coupled zone extending south from 21°S (Figure 5). The earthquakes just to the north (events A, C, D and E near Figure 8) are all characterized by low-frequency first arrivals and occur near the southernmost detachment zone. The boundary separating these areas coincides with the impingement of the Loyalty Island Ridge on the New Hebrides subduction zone near 21°S (Figure 9). While changes in the topography, flexure, and buoyancy of the downgoing plate might be expected to strongly influence plate interactions in this area, they alone cannot explain the position of strongly and weakly coupled zones in the southern New Hebrides.

Figure 8 (I through L) shows records from the area near Efate Island: events I and J are interpreted as events from a detachment zone; whereas K is related to a higher stress-drop event generated in a coupled zone; and L, also a higher stress-drop event, is located near the trench and is linked with a rup-

ture barrier zone. The close proximity of these contrasting events suggests the juxtaposition of detachment and coupled or barrier zones in this area. Data from local networks with accurate locations of microearthquakes may be useful to define the precise slippage surface of future major earthquakes by the mapping of these detachment areas.

Bathymetric Observations

Figure 10 displays bathymetric profiles to compare seafloor morphology from the outer wall of the trench to the arc in a series of profiles along the strike of the arc. Bathymetric data are taken from Dugas et al (1977), Daniel (1982) and Collot, Daniel, and Burne (1985). Locations of the cross sections are given in Figure 5. Two schematic topographic cross sections of Espiritu Santo and Malakula Islands have been added to produce a complete collection of profiles along the arc. Beneath each profile, we show the classification of the interplate thrust zone into detachment zone (D), coupled zone (C), and asperity zone or rupture barrier (RB).

Three profiles, E 883, E 320 and K 403, stand out where a forearc terrace near the trench is well defined by a sharp trench-slope break and an arcward-tilted slope along the frontal part of the forearc. Each terrace coincides with a detachment zone on the frontal part of the plate boundary, suggesting a genetic relationship (Table 1). The morphology of these terraces may be related to active tectonism along the plate boundary. Uplift and tilting of the forearc wedge may follow slip associated with the major earthquakes rupturing the detachment zone. This uplift also could be responsible for the tsunamis which have been observed in these parts of the arc (e.g., the large 1875 and 1920 events in the southern New Hebrides, O'Reilly, 1956; Iida, Cox, and Pararas-Carayannis, 1967). Profile A 302, across the Santa Cruz portion of the forearc, is an exception to this rule because it is located along a detachment zone without a forearc terrace. The profiles from the coupled or rupture barrier regions (e.g., A 112 or E 203) generally display a steep trench inner wall and a gentle trenchward slope with small breaks (Table 1).

Correlation of forearc terraces with large tsunamigenic earthquakes has been suggested by Nishenko and McCann (1979). They noted, on a global scale, a close relation between the shape and size of forearc terraces and the source areas for major plate-boundary earthquakes. Thus, these forearc terraces indicate the seismic and tsunamigenic potential

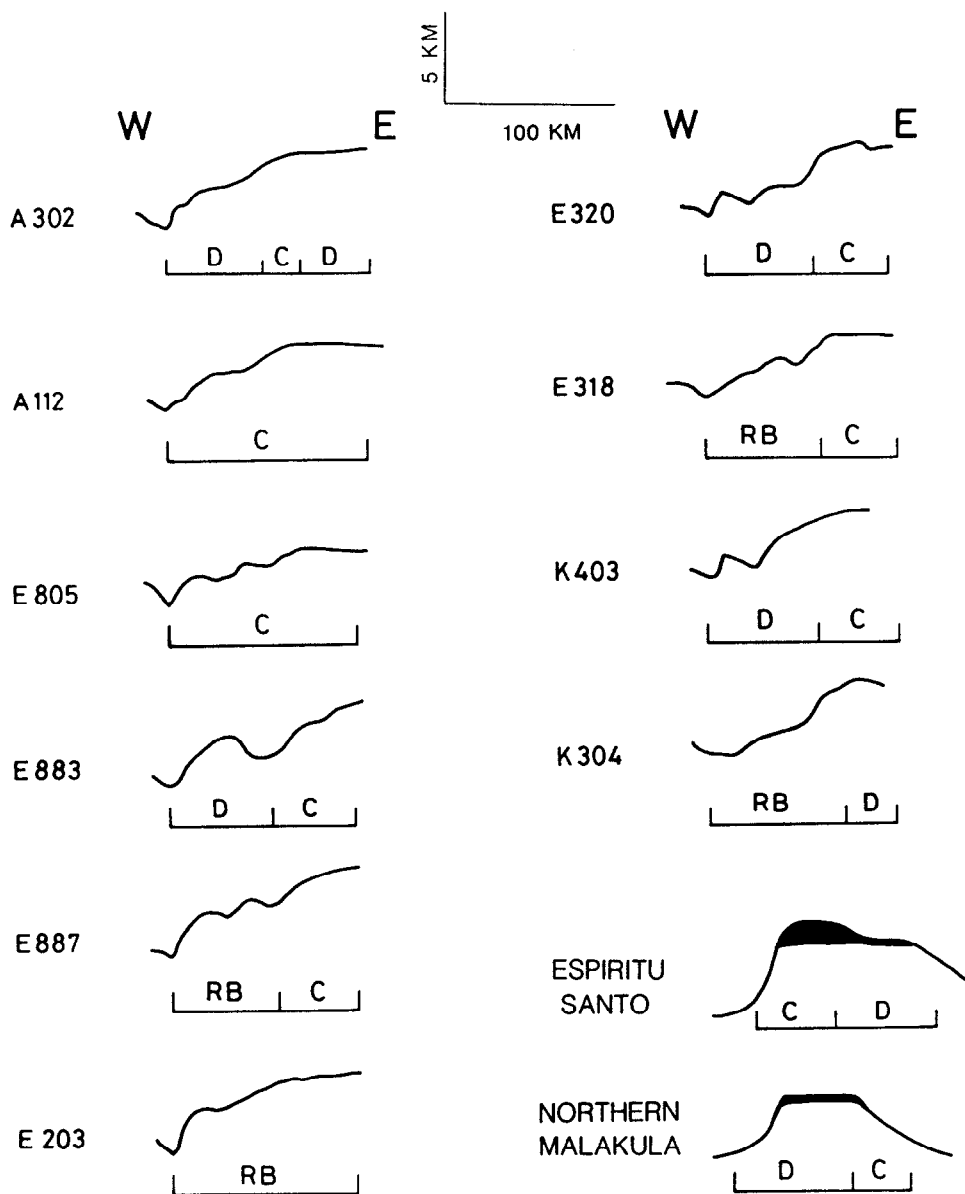


Figure 10. Bathymetric profiles perpendicular to the island arc from the trench to the arc showing the overall shape of the forearc zone. Letters beneath each profile indicate the type of thrust contact as defined in Figure 5: D = detachment zone, C = coupled zone, and RB = rupture barrier. Locations of profiles are shown in Figure 5. Note the striking forearc wedges on profiles E 883, E 320 and K 403 above the detachment zones. Espiritu Santo and northern Malakula sections are simply sketches of the topographic profiles, and have been added to show the inversion of the detachment and coupled zones beneath those islands. Scale is approximate.

of the plate boundaries. In the New Hebrides Arc, where the history of large earthquakes is incomplete, this method may provide a valuable tool for estimating the tsunami and earthquake hazard along various segments of the plate boundary.

The remarkable feature of the seismicity of the Santo-Malakula arc segment is the trenchward shift of the coupled zone from eastern Malakula to the

west coast of Espiritu Santo (Figures 4 and 5), where the highest mountains of the arc (to 1,811 m) can be found. The increased coupling of the contact zone resulting from the mass of the western Espiritu Santo mountain range, may be responsible for this shift in the coupled zone. Although the anomaly may be ascribed to the influence of the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ), both the mountain range and the

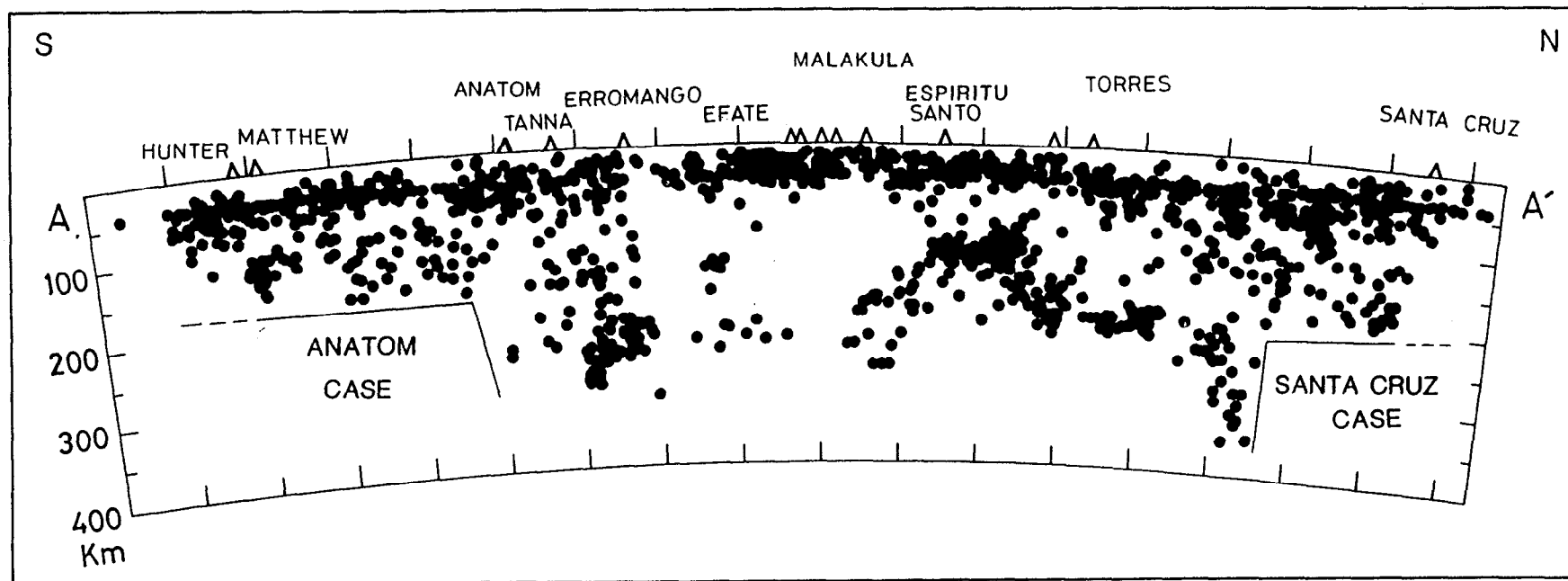


Figure 11. Longitudinal cross section of shallow and intermediate-depth seismicity of the New Hebrides Arc using the same data as in Figure 2. Triangles along top of section indicate the locations of Quaternary volcanoes; location of islands are given along the top. Line of earthquakes at 33-km depth is due to "normal depth" given to poorly constrained PDE hypocenters. Foreshortened areas of descending slab are labeled Anatom and Santa Cruz cases. See text for discussion.

unusual seismicity continue 60 km north of the DFZ to the northernmost extremity of Espiritu Santo (Jouannic, Taylor, and Bloom, 1982). The detachment zone at the latitude of Espiritu Santo apparently is displaced to the eastern side of the mountain range (Figures 5 and 6).

INTERMEDIATE-DEPTH SEISMICITY

Depth Accuracy

In analyzing the three-dimensional distribution of earthquakes, it is important to evaluate the accuracy of hypocentral determinations. In general, for teleseismically located earthquakes, the epicenters can be well constrained from the arrival times at distant seismic stations. However, accurate determinations of focal depth can be obtained only when readings are available from a set of nearby seismic stations. Louat, Daniel, and Isacks (1982) have provided a graphical method of estimating the accuracy of computed hypocentral depths. Within the model used, the accuracy of the computed hypocentral depth is ± 5 km, if the energy radiated from the focus is large enough for a reliable time reading. This is fair accuracy for an oceanic area and comes from the dense network of permanent seismic stations on the islands close to the New Hebrides Arc. Therefore, the hypocentral locations provide a reliable constraint on the presence and morphology of subducted lithosphere in the New Hebrides region.

Distribution of Earthquakes Along Strike

The longitudinal cross section shown in Figure 11 indicates a distribution of intermediate-depth seismicity far less uniform than that of the shallow activity along the top of the cross section and confirms the striking features visible in the map view (Figure 2). The following patterns of intermediate-depth activity are observed: (1) the Benioff zone below 250 km exists only from Tanna to the Santa Cruz Islands, about half the extent of the entire subduction zone; (2) a dense cluster of events at 100-150 km depth appears near Espiritu Santo Island; and (3) a striking, 200-km-wide gap of seismic activity in the 100-200 km depth range stands out in the central part of the arc. The existence of this gap is also confirmed by observations from the local network based in central Vanuatu since 1978 (Marthelot et al, 1985). The complex configuration of foci within the New Hebrides Benioff zone may be interpreted from two opposing viewpoints.

Uniform Lithosphere Model

We may interpret the non-uniform distribution as a short-term peculiarity of focal distribution within a continuous uniform subducted slab. This interpretation (Pascal et al, 1978; Isacks et al, 1981; Louat, Daniel, and Isacks, 1982) assumes the simplest tectonic configuration, since there are no clear data to contradict this assumption. It is highly improbable that either a non-uniform subducted slab, whose length varies along the arc, or that pieces of detached lithosphere could have the uniform dip observed along the entire length of the arc. Furthermore, the direction of plate convergence from focal mechanisms of shallow earthquakes is consistently near $N70^\circ E$ along the entire arc (see above). The trench is smooth at the scale of the arc. The 20-year time window of these observations is small compared to the life of the arc; therefore the peculiarities of focal distribution within the Benioff zone may be only short-term patterns. The irregularities in intermediate-depth activity are therefore a transient effect, and a direct correspondence between Benioff zone heterogeneities and the state of the subducted plate is largely speculative.

Non-uniform Lithosphere Model

The non-uniform distribution of intermediate-depth earthquakes may, in fact, indicate an irregular, discontinuous subducted lithosphere (e.g., Choudhury, Poupinet, and Perrier, 1975). This approach would imply that the short Benioff zones at the northern and southern ends of the arc are the results of a shorter lithospheric slab in those areas and that the partial gap in the central part of Vanuatu may be interpreted in terms of a gap in the subducted lithosphere.

The geologic history of the New Hebrides Arc (Carney and Macfarlane, 1982; Macfarlane et al, this volume) indicates that the present New Hebrides subduction episode is very young; the probability of this subduction beginning simultaneously all over the entire arc is low. Furthermore, the overall complexity of the regional tectonic setting (Chase, 1971; Luyendyk, Bryan, and Jezek, 1974) requires a complex subduction history of the New Hebrides Arc itself. In addition, the irregular gapping and clustering trends shown in Figures 2 and 11 are observed, at lower magnitudes, by microearthquake studies of the arc. We show (below) that a correlation exists in southern Vanuatu between the morphology of the island arc and the irregularities of the Benioff zone.

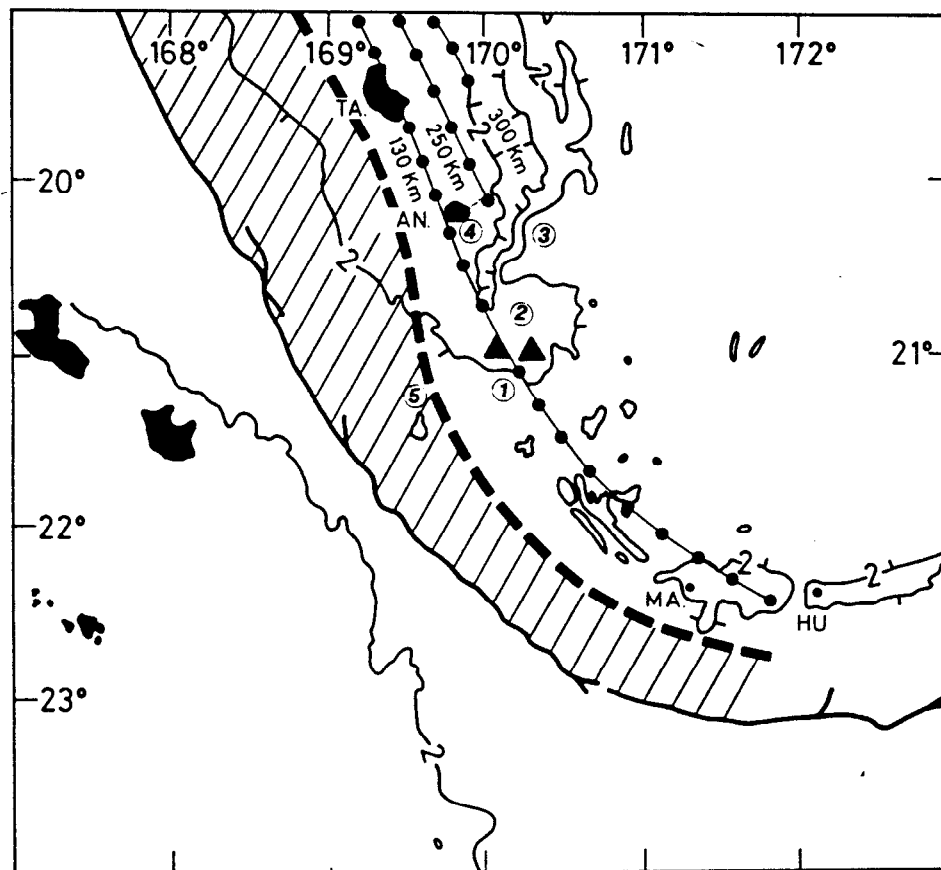


Figure 12. Morphologic and tectonic features of the southern New Hebrides Arc. Trench location and 2 km depth contours are from Monzier, Collot, and Daniel (1984). The trend of arc volcanism is indicated by Quaternary volcanic activity on Tanna (TA), Anatom (AN), Matthew (MA) and Hunter (HU) Islands; submarine volcanoes are shown by filled triangles. Note the abrupt break in arc morphology near 21° S. Zone of shallow seismicity is indicated by shaded area; the breadth of this zone changes abruptly between 21° and 22° S. Approximate Benioff zone contours, taken from maps of PDE locations, are given by black dots. Circled numbers refer to discussion of the Anatom case in text.

The exact correspondence, seen in Figure 2, between the northern edge of the Benioff zone and the northern limit of the subducted slab (from the position of the transform fault terminating the New Hebrides Trench) adds credibility to this approach. The uniformly large dip of the Benioff zone along the arc could be explained by the dominant role gravity and/or asthenospheric convection has in shaping the subducted slab.

Discussion

These two models represent extreme end-members in a range of interpretations of intermediate-depth seismicity; no doubt the truth lies somewhere between these two. In general, without ancillary geologic or geophysical constraints,

there is no empirical way to choose between the interpretations from focal distribution alone. In the case of the southern New Hebrides Arc, however, several additional features may be most easily interpreted by a non-uniform lithosphere model.

The Anatom Case

In the southern part of the arc, we have data that allow us to point out a set of structural and geophysical discontinuities just south of Anatom Island. Figure 12 demonstrates five major structural discontinuities in this portion of the arc:

1. Detailed bathymetric data (Monzier, Collot, and Daniel, 1984) show that the morphologic expression of the volcanic arc narrows and vanishes south of 21° S. The active volcanoes of Matthew and

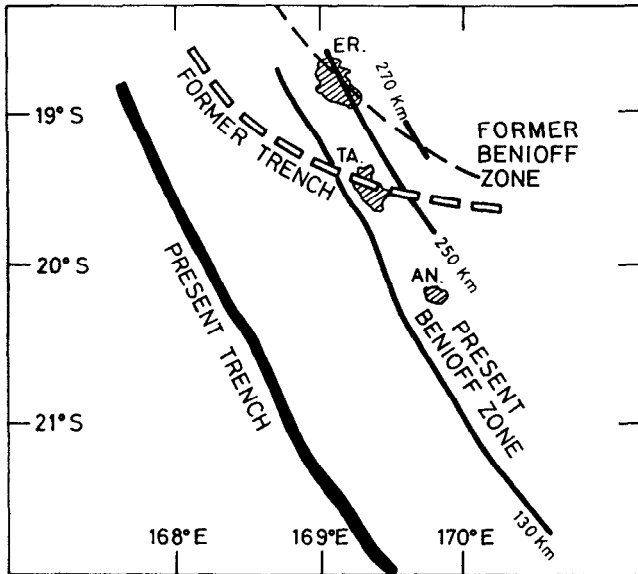


Figure 13. Schematic diagram of possible southern termination of the New Hebrides Arc at the latitude of Anatom Island, ca. 2 Ma. The former trench is not associated with any present morphological feature; its presence is assumed on the basis of the abrupt change in the subducted lithosphere implied by the distribution of intermediate-depth earthquakes in Figure 11, and by bathymetric and geophysical discontinuities summarized in Figure 12. Present Benioff zone contours are the same as in Figure 12. Former Benioff zone is schematic, and intended to show the orientation and possible configuration of the former subduction zone. ER = Erromango, TA = Tanna, AN = Anatom.

Hunter Islands (at 22.5°S) are located on an anomalous, narrow, east-trending ridge that is clearly separated from the main New Hebrides Arc. This disappearance of the arc is shown by the 2 km isobath in Figure 12. In addition, results from ORSTOM's EVA 12 cruise show a change in the spreading orientation of the central North Fiji Basin spreading center 2 m.y. ago and a probable southward propagation of this axis near 21°S since this change (Maillet et al, 1987). Such a change in the New Hebrides backarc region is consistent with a major break in the subduction history of the arc at the latitude of Anatom Island.

2. Arc volcanism (islands and triangles in Figure 12) is interrupted south of the two possible submarine volcanoes at 21°S.

3. The backarc trough (southern extension of the Coriolis Trough) curves around Anatom Island and disappears (Monzier, Collot, and Daniel, 1984).

4. The maximum depth of the Benioff zone (Figure 11) jumps from 300 km (north of Anatom) to 200 km (south of Anatom).

5. The width of the shallow interplate zone, indicated by the breadth of the shallow earthquake zone (hachured area in Figure 12) narrows rapidly south of Anatom.

These observations indicate a major change in the morphology of both the overriding and descending plates near 21°S. One relatively straightforward interpretation of this discontinuity is that the portion of the New Hebrides Arc south of 21°S represents a southward extension of subduction during the last 2 Ma (Figure 13; Louat, 1982).

Figure 13 presents a possible shape for the old plate boundary: the trench and Benioff zone were curved eastward as is the present southern termination; subsequent southward propagation of this boundary left a tongue of older lithosphere on the subducted plate. Present deformation of this tongue could result in the arcuate patterns of the deepest foci (Figure 11) and focal mechanisms indicative of downdip tension combined with lateral extension (Coudert et al, 1981). We note, in addition, a significant change in the morphology of the backarc (North Fiji Basin) from north-south-trending ridges with gentle slopes (north of 20.5°S) to ridges and scarps with sharp, irregular relief (south of 20.5°S) (Monzier et al, 1984). The rough topography in the south may have been produced by the tectonic complexities of trench migration. An additional consideration is the approach of the Loyalty Island Ridge to the subduction complex, but there is no direct evidence of modification of the trench morphology or the seismicity of the interplate zone due to subduction of the ridge; therefore, we must conclude that its impact on the subduction process is not yet manifest.

The Santa Cruz Case

By analogy with the Anatom case, a similar interpretation of the geometry of the Benioff zone can be made in the northern part of the New Hebrides Arc (Figure 14). Just south of the Santa Cruz Islands, the deepest seismic events of the longitudinal cross section (Figure 11) abruptly shallow from 350 km to 200 km, and the distribution of hypocenters becomes restricted to a narrow tongue. The bathymetric data here are too scarce to show correlation between morphology and length of Benioff zone as in the Anatom case, but the southernmost edge of the Santa Cruz island block does

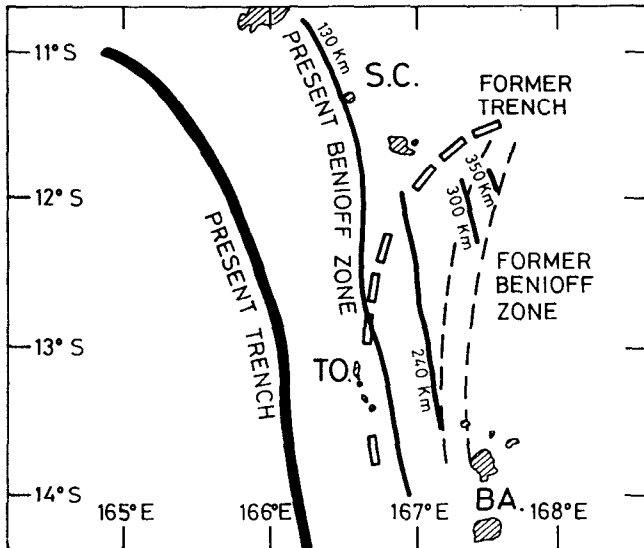


Figure 14. Schematic diagram of a possible former plate boundary of the northern New Hebrides Arc, by analogy with Figure 13, at ca. 2 Ma. This model assumes that the shortening of the Benioff zone from 350 km to 200 km depth results from real changes in the downdip length of the subducted slab. The simplest way to account for the prominent narrow tongue containing the deepest foci (see Figure 11) is to suggest an eastward curve in the former Benioff zone. Present and former Benioff zone contours are the same as in Figure 13. Note that the southernmost island of the Santa Cruz group corresponds to the northern termination of the deep portion of the present Benioff zone and the bend in the 130-km isobath. Island groups: SC = Santa Cruz, TO = Torres, BA = Banks.

coincide with the break in the Benioff zone (Figure 14).

If this northward propagation of the trench is real, it would require the presence of a fracture zone that acted as a plate boundary in the backarc area. The gravitational sinking of a formerly curved lithospheric slab could result in the elongated tongue of intermediate-depth events adjacent to the step (Figure 11). A similar, but slightly shorter tongue of events is also observed in the southern part of the arc beneath Erromango Island.

The hypothesis of a recent northward extension of the subduction zone carries with it an important geological implication: the northernmost portion of the New Hebrides Arc should reflect a shorter subduction history than the remainder of the arc. This is corroborated by recent geologic observations from the volcanic islands located in the northern segment

of the arc.

While arc volcanism appears to have occurred continuously throughout the central portion of the New Hebrides Arc, the Santa Cruz Islands in the north experienced a major hiatus in the record of subduction-related volcanism, extending from early Miocene to middle Pliocene (Hughes, 1978). Continuous volcanism in the central part of the New Hebrides Arc is evidenced by upper Miocene to lower Pliocene volcanics and volcanoclastics exposed on Maewo and Pentecost Islands (Carney and Macfarlane, 1982), by lower Pliocene basaltic volcanics exposed in the Banks Islands (Ash, Carney, and Macfarlane, 1980) and by upper Pliocene to Quaternary volcanism in the central volcanic chains (Carney and Macfarlane, 1982).

In contrast, there are virtually no lower Miocene to upper Pliocene volcanic rocks exposed in the northern New Hebrides Arc (Hughes, 1978). The single exception is an anomalous alkali basalt flow from Nendo Island, with a 3.0-Ma date (Hughes, 1978), the geochemical signature of which is interpreted by Dunkley (1983) to represent volcanism related to rifting in the adjacent North Fiji Basin.

The overall notion of temporal changes in the length of the New Hebrides subduction zone is supported by a further geometric consideration. It is now generally accepted that the present tectonic configuration was preceded by a simpler, continuous, northeast-facing Vitiaz Arc (Gill and Gorton, 1973). In this model, subduction of the Pacific plate along this boundary is responsible for the Tertiary arc volcanism observed in the New Hebrides, Fiji, Lau/Tonga, and Kermadec Arcs. Palinspastic reconstructions of the Southwest Pacific generally invoke a continuous Solomon-New Hebrides-Fiji-Lau/Tonga-Kermadec ridge during the early Miocene (e.g., Gill and Gorton, 1973; James and Falvey, 1978; Larue, Collot, and Malahoff, 1980). This continuous arc is thought to have been interrupted by arc-polarity reversal and rotation of the New Hebrides Arc (Falvey, 1978), which resulted in the development of the North Fiji Basin (Chase, 1971).

The present length of the New Hebrides Arc, 1,500 km, is far greater than the reconstructed distance between Fiji and the Solomons Arc; if this arc length were preserved throughout its history, considerable overlap between the Fiji and New Hebrides Arcs would be required during this Vitiaz phase. However, the seismic data presented for the northern and southern ends of the New Hebrides Arc suggests that the late Tertiary arc may have extended only from the Banks Islands to Anatom Island, a distance of 900 km. In this case, a continuous Vitiaz Arc

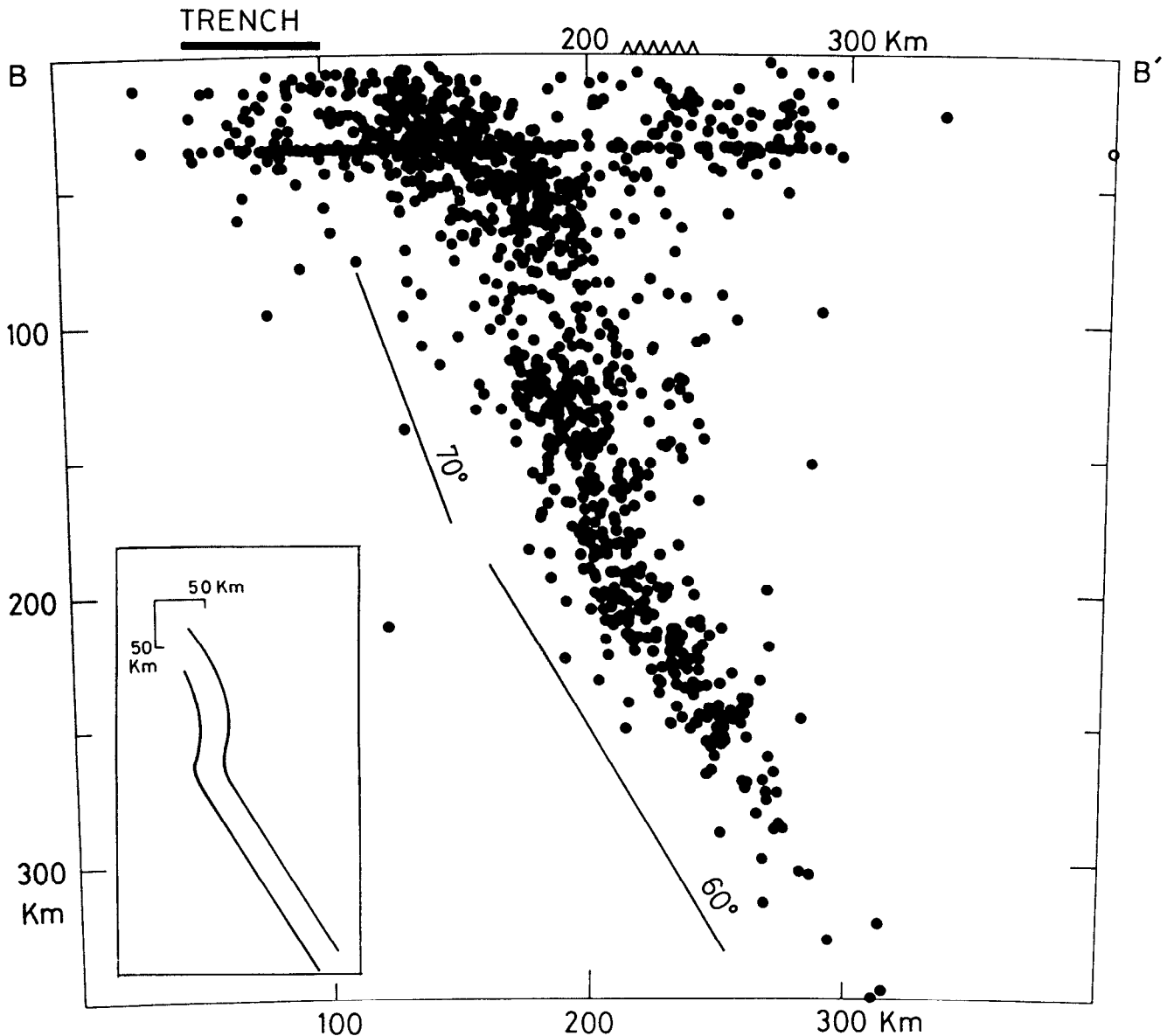


Figure 15. Transverse section across the linear portion of the New Hebrides Arc. Location given in Figure 2 (BB'). Triangles show locations of Quaternary volcanoes. The Benioff zone can be divided into two parts, the upper portion (70-180 km depth) is subvertical, the lower portion (below 200 km) has a dip near 60° . Lines with 70° and 60° dip are shown for reference. Cluster of hypocenters at 33 km depth is the result of locations given "normal depth" in PDE file. Inset shows proposed spoon-shaped cross section of Benioff zone.

could be reconstructed without major overlap between the New Hebrides and Fiji arc segments.

Spoon-Shaped Cross Section

The transverse cross section shown in Figure 15 is projected at an azimuth of $N72.5^\circ E$, and includes all the shallow and intermediate-depth events from Figure 2 occurring along the linear portion of the

arc. This averaged cross section shows a clear break in slope of the Benioff zone at about 200 km depth. Between depths of 100 and 200 km, the Benioff zone is nearly vertical, whereas below 200 km, the dip decreases to 60° . Similar conclusions were reached by Louat, Daniel, and Isacks (1982) after examining narrow cross sections and using the best-located ISC (International Seismological Centre) events. We call this morphology the spoon-shaped cross section.

These observed dips of the New Hebrides

Benioff zone contradict the continuous 70° dip noted previously by Pascal et al (1978) and Coudert et al (1981). Louat, Daniel, and Isacks (1982) show that a systematic bias in the method of joint hypocenter determination (JHD) used by Pascal et al (1978) could be responsible for this discrepancy. In a medium that has a P-wave velocity which varies significantly from that assumed by the model, and which includes both the master event and the earthquakes to be relocated, the master event can produce systematic errors in the hypocentral depths in the relocated events relative to the master event. Given realistic deviations from the simple mantle-velocity model assumed by Pascal et al (1978), the JHD relocations can transform the spoon-shaped cross section seen in Figure 15 into a smooth, steeply dipping Benioff zone.

Coudert et al (1981) also reported a smooth 70° dip in the southern part of Vanuatu, using the same data as Louat, Daniel, and Isacks (1982). In this case the discrepancy may be explained by a simple geometric consideration. Ordinarily, a cross section made perpendicular to the strike will have a greater dip than any section taken at an oblique angle. However, in southern Vanuatu the deepest events located around 20° S display a peculiar arcuate distribution (see Figure 11): on average, a discrete group of 300-km-deep events are located south of one at 275 km, which itself is located south of the 250 km foci. Consequently, contrary to our usual expectation, if the azimuth of the cross section is shifted northward, the apparent dip of the Benioff zone increases. Therefore, in the portion of the New Hebrides Arc near Anatom Island, the maximum-dip cross section is not that perpendicular to the strike of the slab, but one oriented perpendicular to the local trend of the intermediate-depth foci. Thus, a cross section oriented $N60^\circ$ E would have a dip greater than one taken at $N70^\circ$ E (the regional direction of subduction). Coudert et al (1981) have used a cross section perpendicular to the local strike of the trench ($N60^\circ$ E) which is curved eastward in the southern New Hebrides. We have chosen a cross section that takes in the entire island arc and is oriented perpendicular to the average line traced by the intermediate-depth events along its linear portion. Coincidentally, this direction, the present strike of the Benioff zone, is exactly perpendicular to the direction of plate convergence.

A similar kink in the intermediate-depth seismicity has been shown by Engdahl (1977) in the central Aleutian subduction zone at a depth of 110 km. The simplest interpretation without invoking contortion or breaking of the subducted slab, postu-

lates migration of foci from the upper portion of the lithosphere to its center. This shift occurs at depths between 130 and 200 km beneath the volcanic line. If there is a causal connection between the kink in the Benioff zone and the position of the volcanic line, it would imply a change in the physical properties of the subducted lithosphere at about 150 km depth.

SEISMICITY AND TECTONICS OF THE CENTRAL NEW HEBRIDES ARC

We have examined the irregular seismicity in the northern and southern ends of the arc and interpreted it in terms of the opposing uniform and non-uniform lithosphere models. In this section, we present observations of seismicity in the central part of the New Hebrides Arc. Here, the plate boundary is characterized by extraordinarily complex morphology (Karig and Mammerickx, 1972; Luyendyk, Bryan, and Jezek, 1974; Collot, Daniel, and Burne, 1985), with major bathymetric irregularities on the descending plate (Mammerickx et al, 1971; Monzier, Collot, and Daniel, 1984) and structural disruption of the upper plate (Mitchell and Warden, 1971; Carney and Macfarlane, 1982; Taylor et al, 1980). We will show that this area is associated with a highly irregular seismicity distribution, which, once again, may be considered in terms of the opposing uniform and non-uniform lithosphere models.

Structure and Seismicity

We define the central New Hebrides Arc by the area between 14.5° S (Banks Islands) and 18° S (Efate Island), corresponding to the anomalous part of the subduction zone. This area is characterized by six major geologic and geophysical discontinuities on the upper plate (Figure 16):

1. The disappearance of a well-defined bathymetric trench between 14.5° S and 17° S;
2. The trenchward protuberance of the islands of Espiritu Santo and Malakula;
3. The presence of a deep, sediment-filled intra-arc basin (the Aoba basin), bounded by Espiritu Santo and Malakula on the west, and the uplifted blocks of Maewo and Pentecost Islands on the east;
4. The abrupt disappearance of the backarc Coriolis Trough just east of Efate;
5. A sharp change in strike of the volcanic arc at Efate (cross-hatched area in Figure 16); and
6. Extremely rapid Quaternary uplift of the islands in this portion of the arc (Taylor et al, 1980;

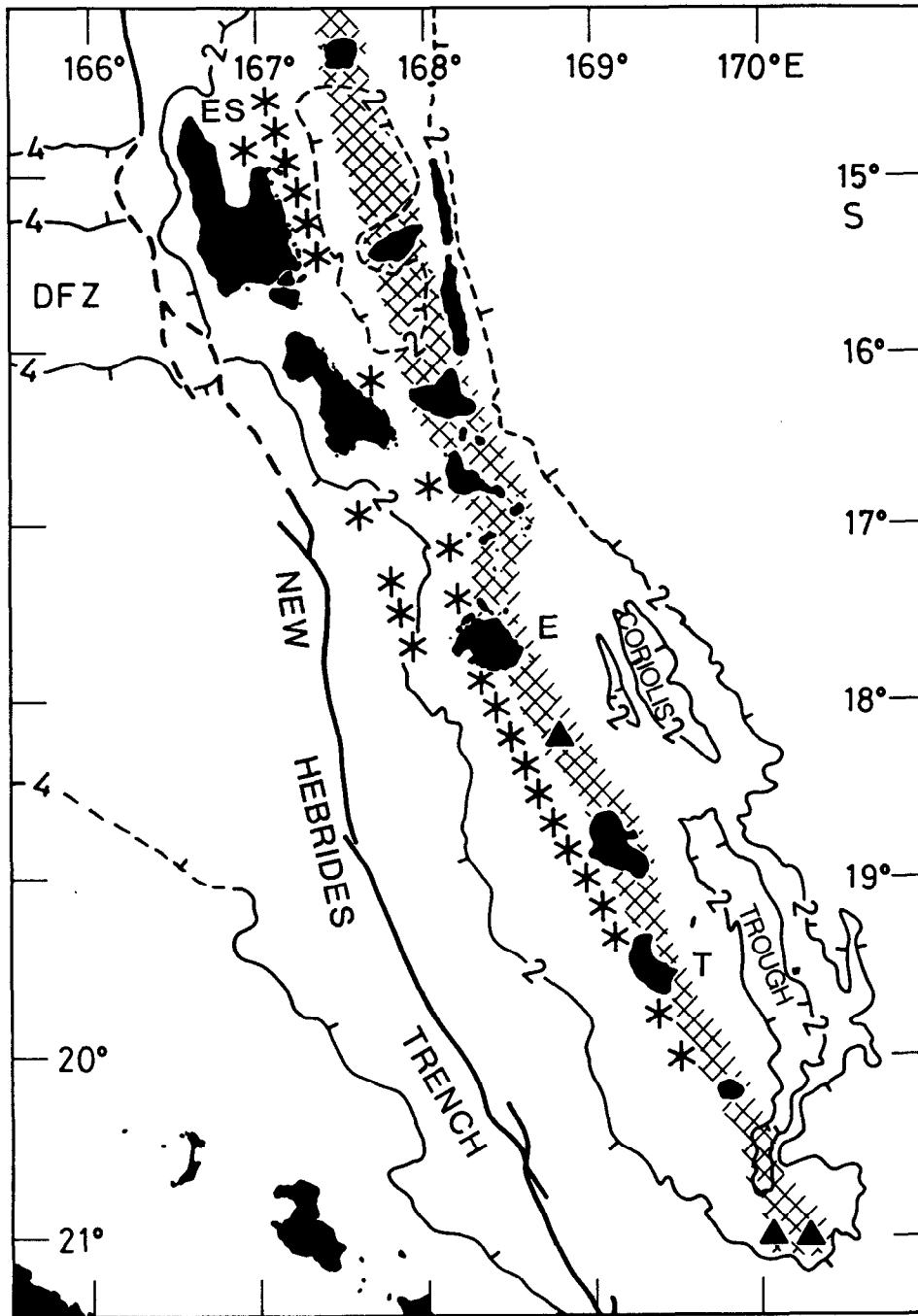


Figure 16. Discontinuities in the central part of the island arc. The cross-hatched area shows the volcanic line which is linear in the south and abruptly changes strike near Efate (E). Black triangles represent probable submarine volcanoes. Asterisks denote the line of 80-km-deep foci located by Prevot and Chatelain (1983) using the local network situated between Espiritu Santo (ES) and Tanna (T) Islands. The line is continuous arcward of Espiritu Santo and south of Efate. Between those two areas, the 80-km-depth foci are scattered over a broad area and a group of these events appears 30 km trenchward of Efate. Note northerly trend of the trench north of Espiritu Santo (Figure 2) and west of Efate; extrapolation of these two lines shows a 50-km shift between them, suggesting a perturbation of the trench by the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ). Note the disappearance of the Coriolis Trough just east of Efate. Bathymetric contours (in km) and trench location Monzier, Collet, and Daniel (1984) are dashed where approximate.

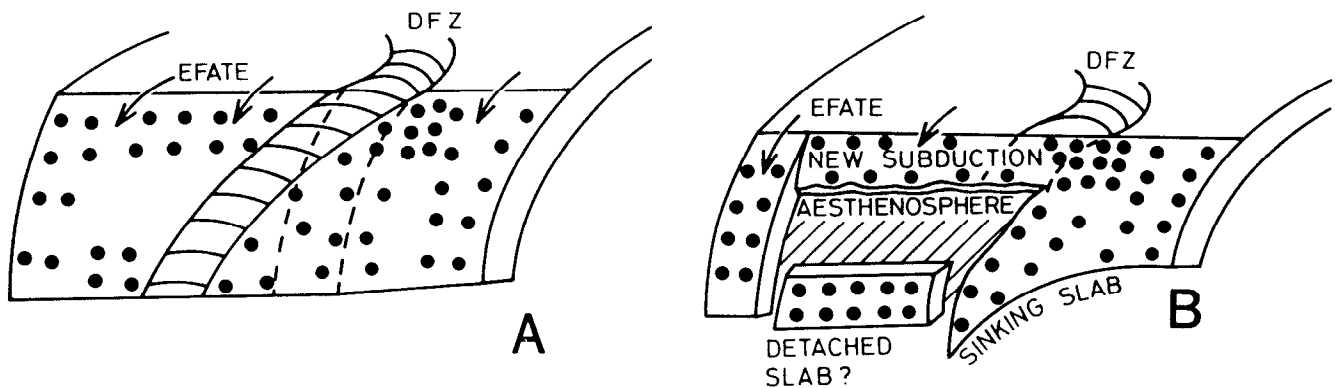


Figure 17. Schematic diagrams of possible interpretations of New Hebrides intermediate-depth seismicity. Figures show oblique views of the subducting (Australia-India) plate in the central Vanuatu area. Approximate locations of Efate Island and the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ) are given along the top of the diagrams, and black dots represent the locations of intermediate-depth earthquakes within the subducted slab. (A) *Uniform lithosphere model*: Continuous lithosphere lies along entire length of subduction zone. Continuity of lithosphere explains the consistent morphology of the subducted lithosphere; subduction of DFZ could explain gap in seismicity and high attenuation. This model requires the southward curvature of a subducted portion of the DFZ (solid lines) rather than linear extrapolation of the trend of the DFZ at the surface (dashed lines). After Marthelot et al (1985). (B) *Non-uniform lithosphere model*: Distribution of intermediate-depth earthquakes indicates distribution of subducted lithosphere. Absence of lithosphere in central Vanuatu would explain gap in intermediate-depth activity, low mantle velocities, high attenuation of shear waves and intense nest of activity near Espiritu Santo Island. Adapted partially from Choudhury, Poupinet, and Perrier (1975).

Jouannic et al, 1980).

These irregularities coincide with a major morphologic anomaly on the descending plate, the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ). The influence of the DFZ on the subduction process has been controversial. Chung and Kanamori (1978b) and Ravenne et al (1977) suggested that subduction of the DFZ is responsible for the physiographic complexities of the central New Hebrides Arc. Isacks et al (1981) and Collot, Daniel, and Burne (1985), however, contend that the interaction is responsible only for the anomalous Quaternary deformation and shallow seismicity of this area, not for the overall physiography. In this section we summarize the seismic characteristics of the area, and consider their implications for the uniform and non-uniform lithosphere models.

Focal mechanisms of shallow earthquakes indicate that seismic slip takes place throughout the central New Hebrides (Isacks et al, 1981). However, the following major seismotectonic peculiarities set this complex region apart from those surrounding it:

1. Both local and worldwide data demonstrate a clear, 250-km-wide gap in intermediate-depth activity (Figure 11; see also Marthelot et al, 1985).

2. A dense cluster of activity occurs at the latitude of Espiritu Santo at 100-150 km depth.

3. A continuous, linear belt of 80 km-deep earthquakes south of Efate abruptly bifurcates and scatters north of Efate (Prevot and Chatelain, 1983).

4. Focal mechanisms indicate hinge faulting within the subducting slab (Pascal et al, 1978; Chung and Kanamori, 1978a).

5. Mantle seismic wave velocity is anomalously low in the central part of the New Hebrides Arc (Choudhury, Poupinet, and Perrier, 1975).

These observations are interpreted below in terms of the uniform and non-uniform lithosphere models, as shown in Figure 17.

Uniform Lithosphere Model

The striking gap in seismicity (Figure 17a) beneath southern Malakula may represent a gap only in the seismic deformation of a continuous lithospheric slab. Gaps and active clusters are common features of intermediate-depth activity throughout the world's subduction zones (e.g., Isacks, Sykes, and Oliver, 1967; Katsumata and Sykes, 1969). The similarity in slab morphology along the entire length of the trench is most simply explained by lithospheric continuity. The continuity of arc volcanism throughout the central New Hebrides Arc also

SEISMICITY

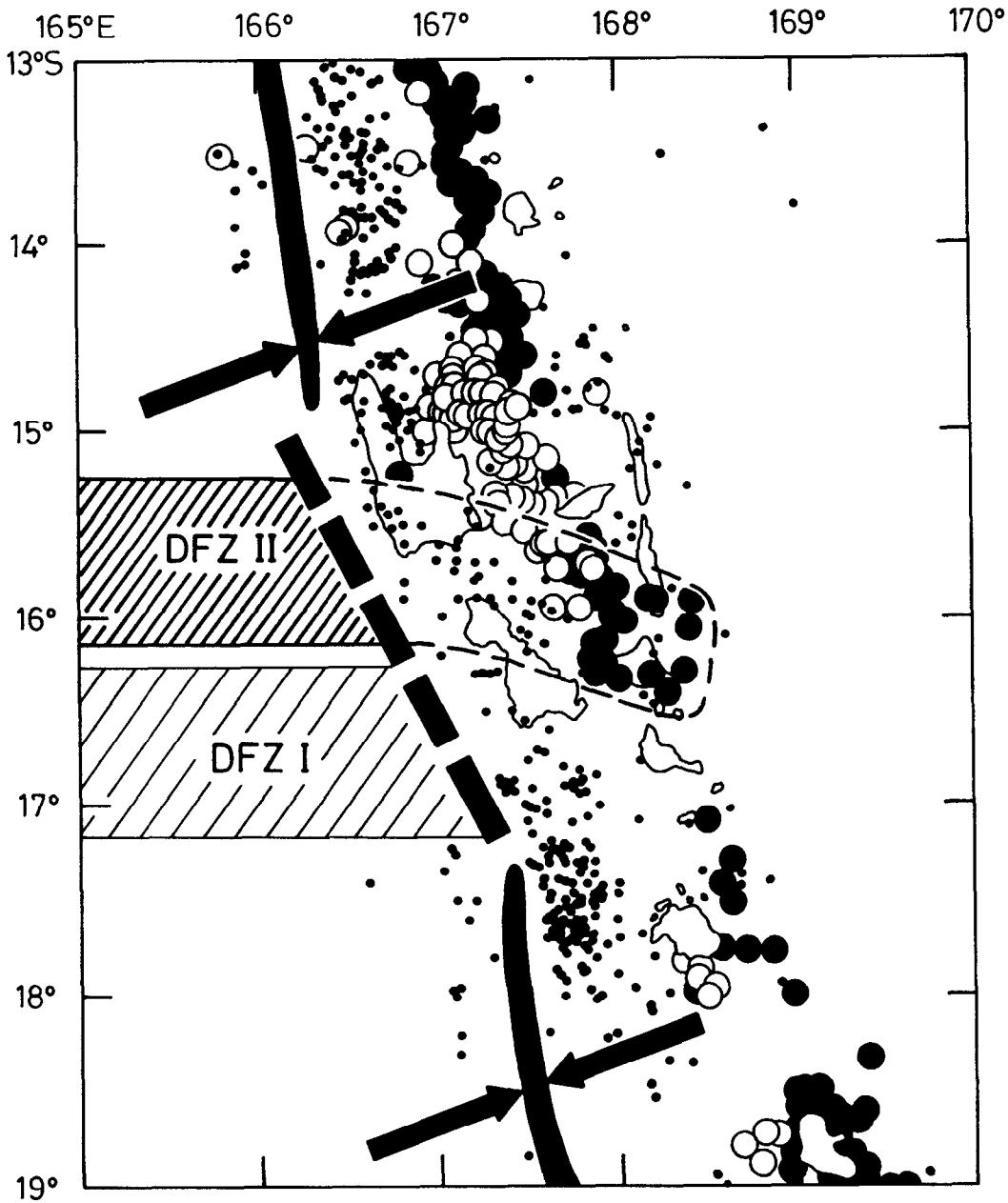


Figure 18. Seismicity of central Vanuatu and the role of the D'Entrecasteaux fracture Zone (DFZ). DFZ I shows the proposed location of the DFZ at ca. 3 Ma. DFZ II shows the present location of the DFZ. Dashed lines east of DFZ II mark the linear extrapolation of the DFZ into the subducted plate, based on the direction of dip. Shallow and intermediate-depth earthquakes are shown by dots and circles as in Figure 2. Note that this linear extrapolation of the DFZ coincides, not with the gap in intermediate-depth activity, but with the active nest of seismicity near Malakula. Arrows indicate the relative motion between the Australia-India plate and the arc. Heavy solid lines show the well-defined trench, and the heavy dashed line is the approximate trend of the plate boundary between these linear segments. Note the marked changes in strike near Espiritu Santo and Efate Islands.

requires the presence of subducted lithosphere.

Marthelot et al (1985) observed a striking pattern of attenuation of high-frequency shear waves that corresponded exactly to the gap in intermediate-depth activity. He suggested that this coincidence might be explained by subduction of the DFZ and its influence on the physical properties of the lithosphere (scattering and/or thermal anomalies). This hypothesis requires curvature of the subducted portion of the DFZ. Subduction of a straight DFZ would not intersect the gap in intermediate-depth activity, but the zone of high activity just north of it (Figure 18). The zone of high activity would thus represent increased deformation on the edge of the DFZ.

Non-uniform Lithosphere Model

The five independent observations listed above might be best explained by the absence of subducted lithosphere beneath southern Malakula and Efate (Figure 17b). The absence of subcrustal earthquakes (Figure 11) and the high attenuation of shear waves (Marthelot et al, 1985) could occur because the rigid lithospheric slab beneath the island arc is absent in this area. Furthermore, the observation by Choudhury, Poupinet, and Perrier (1975) of an anomalous low-velocity mantle in central Vanuatu also could be explained by the absence of high-velocity lithosphere there. The hinge-faulting focal mechanism (for an earthquake at 110 km depth), discussed by Pascal et al (1978) and Chung and Kanamori (1978a), has an east-trending, nearly vertical fault plane. The sense of motion on this fault plane, with the southern wall down dropped, is the reverse of what would be expected as a result of subduction of a buoyant aseismic ridge. Alternatively, it could be explained by the hinge-like deformation near the edge of a sinking piece of lithosphere (Figure 17b). This hypothesis is consistent with the southeastward protuberance of lithosphere suggested by the group of intermediate-depth earthquakes protruding beneath the Malakula-Efate gap in seismicity (Figure 11). The absence of earthquakes in this gap is confirmed by microseismicity records of the local network (Marthelot et al, 1985); this reduces the probability of a "chance" gap in intermediate-depth activity. The non-uniform lithosphere model avoids the *ad hoc* assumption of southward curvature of the DFZ within the subducted lithosphere. In this model, the DFZ plays a role only as a zone of weakness, along which lithospheric tearing may take place.

Discussion

Either of these two opposing models can explain the anomalous distribution of intermediate-depth earthquakes in the central New Hebrides Arc. However, both have serious limitations. The uniform model requires unverifiable assumptions of southward curvature of the DFZ prior to its subduction, and it cannot explain the anomalous activity adjacent to the gap or the hinge-faulting focal mechanism of an intermediate-depth event there. On the other hand, the non-uniform model invokes major along-strike variations in the subduction process—a condition at odds with the usual assumption of the simplest possible tectonic configuration and with the observations of uniformity of lithospheric structure on either side of the area of disruption. The continuity of the arc volcanism above this gap requires some continuity of the subduction process, at least in the recent geological past. The uniformity of slab morphology must then be explained by some more general physical property of the slab or of the subduction zone itself. In general, the choice between these two models is at present a philosophical one—it cannot be placed on a solid empirical basis until further seismological or geophysical data become available.

Influence of the DFZ on the Shallow Subduction Process

Regardless of the interpretation of its role in deformation of the subducted lithosphere at depth, it is clear that the DFZ has had a profound influence on the near-surface subduction process. The rapid Quaternary uplift and tilting of Malakula and Espiritu Santo have been documented in many geomorphic studies (Taylor et al, 1980; Jouannic et al, 1980; Gilpin, 1982) and appear to be spatially closely linked to the subduction of the DFZ. Collot, Daniel, and Burne (1985) apply the rigid indenter model of Molnar and Tapponier (1975) to explain many of the structural complexities of central Vanuatu (Figure 19). This indenter model can explain the localized uplift of Espiritu Santo and Malakula in the forearc, the recent horst-like uplift of Maewo and Pentecost in the backarc, the opening of backarc troughs to the north and south of central Vanuatu, and the sinistral and dextral strike-slip faulting immediately north and south of the DFZ.

The seismicity of this area has been examined by Isacks et al (1981) and Marthelot and Isacks (1984) using both teleseismic and local network data. Present-day subduction is clearly demonstrated by

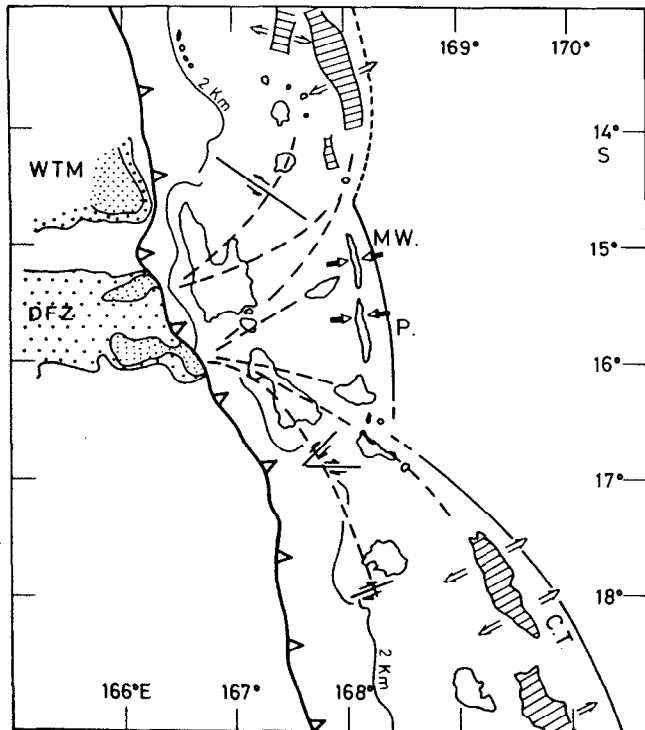


Figure 19. Present stress/strain pattern and surficial effects due to the subduction-collision of the D'Entrecasteaux fracture zone (DFZ), after Collot, Daniel, and Burne (1985). Shaded areas are the backarc troughs (C.T. shows the precisely mapped Coriolis Trough; the backarc troughs in northern Vanuatu are represented schematically). Dashed line indicates the fan-shaped stress trajectories interpreted from the major physiographic features. Strike-slip faulting is from focal mechanisms of shallow earthquakes, with sense of motion indicated by small arrows. Larger arrows display the preferential directions of backarc compression or extension. On the Pacific plate, the 3-4 km depths (sparse stippling) and <3 km depths (dense stippling) are shown for the DFZ and the West Torres Massif (WTM). Central Vanuatu islands: MW = Maewo, P = Pentecost.

thrust-type focal mechanisms of shallow earthquakes along the plate boundary. This portion of the arc, however, is characterized by large thrust earthquakes with strong coupling of neighboring events and well-defined precursory seismicity patterns, including moderate-sized compressional events in the upper plate (Marthelot and Isacks 1984). On the other hand, thrust-type events near Maewo and Pentecost (Burne, Collot and Daniel, this volume) demonstrate that part of the convergent motion between the arc

and the Australia-India plate is taken up in the backarc region. Consequently, the actual velocity of plate convergence at Espiritu Santo and northern Malakula may be different than that in adjacent areas. These patterns are a possible result of increased interplate coupling adjacent to the DFZ.

CONCLUSIONS

1. Striking heterogeneity of shallow and intermediate-depth seismicity is observed along the New Hebrides Arc. This heterogeneity can be interpreted by changes in the subduction process along the length of the arc. For shallow seismicity, this implies variations in the degree of coupling at the plate interface, related to structural variations in the upper and lower plates. For intermediate-depth earthquakes, heterogeneous distribution may indicate changes in size, morphology or even the presence of the subducted slab beneath the island arc.

2. The shallow plate interface can be divided into three types, based on the shallow earthquake distribution. These three plate-boundary types are believed to have three distinct physical properties: (1) *the detachment zone* is seismically inactive, except during major interplate ruptures, and in the southern part of the arc may be the source for the large tsunamigenic earthquakes along the plate boundary; (2) *the coupled zone* is defined by a continuous belt of seismicity along the deeper portion of the plate interface and is characterized by a higher average stress loading than the detachment zones; (3) *the rupture barriers* are thought to be zones of high strength that bound the detachment areas and limit the potential size of plate boundary earthquakes. They are defined by zones of high seismicity along the shallow portion of the plate interface closest to the trench.

3. Fundamental differences exist in the frequency content of P-waves radiated from nearby shallow earthquakes. These differences may be ascribed to differences in coupling along the plate interface, with strongly coupled rupture barriers producing high-frequency P-waves, and with weakly coupled detachment zones producing low-frequency P-waves.

4. The portions of the plate boundary assigned to detachment zones are generally associated with anomalous forearc morphology, such as a large, clearly defined terrace that forms the inner wall of the trench. Large coseismic movements of these terraces during rupture of the detachment zones may be responsible for the tsunamis generated in this portion

of the arc.

5. Intermediate-depth seismicity in the New Hebrides Arc is characterized by major gaps and clusters of high activity. This heterogeneity of activity may be interpreted from opposing points of view using either a uniform or a non-uniform lithosphere model. The uniform lithosphere model contends that the subduction zone is best characterized by a continuous, relatively uniform subducted slab; the non-uniform model contends that the irregular distribution of Benioff zone earthquakes implies discontinuity of the subducted lithosphere.

6. In the case of the southern New Hebrides Arc, the coincidence of major structural and geophysical discontinuities coincide with a major shortening of the Benioff zone just south of Anatom Island and can be interpreted in terms of a recent southward extension of the subduction zone since 2 Ma.

7. By analogy with the Anatom case, the intermediate-depth seismicity of the northern New Hebrides Arc may indicate a similar northward migration of a former northern termination of the arc near the Santa Cruz Islands.

8. The best-located intermediate-depth events define a spoon-shaped cross section, the Benioff zone being nearly vertical between 100 and 200 km depth, and dipping eastward at 60° below 200 km depth. The kink in the Benioff zone occurs directly beneath the volcanic line.

9. The central New Hebrides Arc, from the Banks Islands to Efate, is marked by major disruption of the morphological, structural, and seismic continuity of the arc. These irregularities in the plate boundary may be interpreted by using either the uniform or the non-uniform lithosphere models. The limited data available make it difficult to discriminate between these two models. Subduction of the D'Entrecasteaux fracture zone beneath this portion of the island arc plays a dominant role in the geologic and shallow seismic deformation. However, subduction alone cannot explain all the morphologic and tectonic complexity of this part of the arc.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank J.Y. Collot, J. Daniel, A. Lapouille, P. Maillet and J. Recy from ORSTOM, Noumea; G. Greene and F. Wong from USGS; and R. Cardwell from SOHIO for providing data and constructive discussions. We also thank C. Baldasari and J. Butscher for typing and drafting. This work was supported by the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer and by the U.S.

Office of Foreign Disaster Assistance, grant no. PDE-0000-G-55-2134-00.

REFERENCES

- Ash, R.P., Carney, J.N., and Macfarlane, A., 1980, Geology of northern Banks Islands: New Hebrides Geological Survey Regional Report, 52 p.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., Oliver, J., Dubois, J., and Pascal, G., 1973, Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga-Fiji and New Zealand: Evidence for detached slabs: *Nature*, v. 242, p. 98-101.
- Brune, J.N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 4997-5009.
- Carney, J.N. and Macfarlane, A., 1980, A sedimentary basin in the central New Hebrides Arc: UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Bulletin 3, p. 109-120.
- Carney, J.N. and Macfarlane, A., 1982, Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Arc: *Tectonophysics*, v. 87, p. 147-175.
- Chase, C.G., 1971, Tectonic history of the Fiji Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3087-3110.
- Chatelain, J.L., Cardwell, R.K., and Isacks, B.L., 1983, The after-shock zone following the Vanuatu (New Hebrides) earthquake on 15 July 1981: *Geophysical Research Letters*, v. 10, p. 385-388.
- Choudhury, M.A., Poupinet, G., and Perrier, G., 1975, Shear velocity from differential travel times of short period ScS-P in New Hebrides, Fiji, Tonga, and Banda Sea regions: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 65, p. 1787-1796.
- Chung, W.Y. and Kanamori, H., 1978a, Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges—the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events: *Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 54, p. 221-240.
- Chung, W.Y. and Kanamori, H., 1978b, A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New Hebrides Arc: *Tectonophysics*, v. 50, p. 29-40.
- Collot, J.Y., Daniel, J., and Burne, R.V., 1985, Recent tectonics associated with the subduction/collision of the D'Entrecasteaux zone in the central New Hebrides: *Tectonophysics*, v. 112, p. 325-356.
- Coudert, E., Isacks, B.L., Barazangi, M., Louat, R., Cardwell, R., Chen, A., Dubois, J., Latham, G., and Pontoise, B., 1981, Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides Arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 5905-5925.
- Daniel, J., 1982, Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hebrides, in *Contribution a l'etude geodynamique du Sud-Ouest Pacifique: Noumea, ORSTOM*, no. 147, p. 39-60.
- Dubois, J., Dupont, J., and Recy, J., 1982, Apports nouveaux a l'etude du Sud Ouest Pacifique, in *Contribution a l'etude geodynamique du Sud-Ouest Pacifique: Noumea, ORSTOM*, no. 147, p. 567-588.
- Dubois, J., Launay, J., Recy, J., and Marshall, J., 1977, New Hebrides Trench: Subduction rate from associated lithospheric bulge: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 14, no. 2, p. 250-255.
- Dugas, F., Dubois, J., Lapouille, A., Louat, R., and Ravenne, C., 1977, Structural characteristics and tectonics of an active island

- arc: The New Hebrides, in *International Symposium on Geodynamics in South-west Pacific*, Noumea, New Caledonia, 1976: Paris, Editions Technip, p. 79-90.
- Dunkley, P.N., 1983, Volcanism and the evolution of the ensimatic Solomon islands arc, in Shimozuru, D. and Yokoyama, I., eds., *Arc Volcanism: Physics and Tectonics*: Tokyo, Terra Scientific Publishers, p. 225-241.
- Engdahl, E.R., 1977, Seismicity and plate subduction in the central Aleutians, in Talwani, M. and Pitman, W.C., III, eds., *Island arcs, deep sea trenches and backarc basins*: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 1, p. 259-271.
- Falvey, D.A., 1978, Analysis of palaeomagnetic data from the New Hebrides: Australian Society of Exploration Geophysicists Bulletin, v. 9, p. 117-123.
- Gill, J. and Gorton, M., 1973, A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia, in Coleman, P.J., ed., *The western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry*: Perth, University of Western Australia Press, p. 543-566.
- Gilpin, L.M., 1982, Tectonic geomorphology of Santo Island, Vanuatu (New Hebrides): Ithaca, N.Y., Cornell University, M.S. Thesis.
- Habermann, R.E., 1984, Spatial seismicity variations and asperities in the New Hebrides seismic zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, no. B7, p. 5891-5903.
- Hanks, T.C. and Wyss, M., 1972, The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 62, p. 561-589.
- Hughes, G.W., 1978, The relationship between volcanic island genesis and the Indo-Australian Pacific plate margins in the Eastern Outer Islands, Solomon Islands, South-west Pacific: *Journal of Physics of the Earth*, v. 26, Supplement, p. S123-S138.
- Iida, K., Cox, D., and Paras-Carayannis, G., 1967, Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean: Hawaii Institute of Geophysics, 67-10.
- Isacks, B.L. and Barazangi, M., 1977, Geometry of Benioff zone: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in Talwani, M. and Pitman, W.C., III, eds., *Island arcs, deep sea trenches and backarc basins*: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 1, p. 99-114.
- Isacks, B.L., Cardwell, R.K., Chatelain, J.L., Barazangi, M., Marthelot, J.-M., Chinn, D., and Louat, R., 1981, Seismicity and tectonics of the central New Hebrides island arc, in Simpson, D.W. and Richards, P.G., eds., *Earthquake prediction: An international review*: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 4, p. 93-116.
- Isacks, B. and Molnar, P., 1971, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 9, p. 103-174.
- Isacks, B.L., Oliver, J., and Sykes, L.R., 1968, Seismicity and the new global tectonics: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 5855-5899.
- Isacks, B.L., Sykes, L.R., and Oliver, J., 1967, Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji-Tonga-Kermadec region: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 57, p. 935-958.
- ISC, International Seismological Centre, 1964-77, Newbury RG 13 1LX, Berkshire, United Kingdom.
- James, A. and D.A. Falvey, 1978, Analysis of paleomagnetic data from Viti Levu, Fiji: *Bulletin of the Australian Society of Exploration Geophysicists*, v. 9, p. 115-123.
- Jouannic, C., Taylor, F.W., Bloom, A.L., and Bernat, M., 1980, Late Quaternary uplift history from emerged reef terraces on Santo and Malekula Islands, central New Hebrides Arc: UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Bulletin No. 3, p. 91-208.
- Jouannic, C., Taylor, F.W., and Bloom, A.L., 1982, Sur la surrection et la deformation d'un arc jeune: l'arc des Nouvelles-Hebrides, in *Contribution a l'etude geodynamique du Sud-Ouest Pacifique*: Noumea, ORSTOM, no. 147, p. 223-246.
- Karig, D.E., 1982, Initiation of subduction zones: Implication for arc evolution and ophiolite development, in Legget, R.K., ed., *Trench and forearc geology*: Geological Society of London Memoir 10, p. 563-576.
- Karig, D.E. and Mammerickx, J., 1972, Tectonic framework of the New Hebrides island arc: *Marine Geology*, v. 12, p. 187-205.
- Katsumata, M. and Sykes, L.R., 1969, Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 5923-5948.
- Kelleher, J., Sykes, L., and Oliver, J., 1973, Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean: *Journal of Geophysical Research*, v. 78, p. 2547-2585.
- Kroenke, L.W., Jouannic, C., and Woodward, P., compilers, 1983, Bathymetry of the southwest Pacific, chart 1, in *Geophysical atlas of the Southwest Pacific*: Suva, Fiji, UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Secretariat, scale 1:6,442,192 at 0°.
- Larue, B.M., Collot, J.Y., and Malahoff, A., 1980, A sedimentary structure southwest of Viti Levu, Fiji: The Baravi Basin: UN ESCAP CCOP/SOPAC Technical Bulletin No. 3, p. 77-83.
- Lay, T. and Kanamori, H., 1981, An asperity model of large earthquake sequences, in Simpson, D.W. and Richards, P., eds., *Earthquake prediction, an international review*: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 4, p. 579-592.
- Lay, T., Kanamori, H., and Ruff, L., 1982, The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes: *Earthquake Prediction Research*, v. 1, p. 3-71.
- Louat, R., 1982, Sismicite et subduction de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hebrides, in *Contribution a l'etude geodynamique du Sud-Ouest Pacifique*: Noumea, ORSTOM, no. 147, p. 179-185.
- Louat, R., Daniel, J., and Isacks, B.L., 1982, Sismicite de l'arc des Nouvelles-Hebrides, in *Contribution a l'etude geodynamique du Sud-Ouest Pacifique*: Noumea, ORSTOM, no. 147, p. 111-148.
- Luyendyk, B.P., Bryan, W.B., and Jezek, P.A., 1974, Shallow structure of the New Hebrides island arc: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1287-1300.
- Madariaga, R., 1976, The dynamics of an expanding circular fault: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 66, p. 639-666.
- Maillet, P., Eissen, J.P., Lapouille, A., Monzier, M. Baleivanualala, V., Butscher, J., Gallois, F., and Lardy, M., 1987, La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20.00° S et 20.53° S: Signature magnetique et morphologie: *Comptes Rendus, Académie des Sciences, Paris*, v.302, series 2, no. 3, p. 135-140.
- Malahoff, A., Feden, R.H., and Fleming, H.S., 1982, Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 4109-4125.
- Mammerickx, J., Chase, T.E., Smith, S.M., and Taylor, I.L., 1971, Bathymetry of the South Pacific: La Jolla, California, Scripps Institution of Oceanography, Charts 15 and 21.
- Marthelot, J.M. and Isacks, B.L., 1985, Space-time distribution of shallow and intermediate depth events in the Vanuatu (New Hebrides) island arc from 1961 to 1981: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, no. B10, p. 8641-8650.
- Marthelot, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Cardwell, R.K., and Coudert, E., 1984, Seismicity and attenuation in the central Vanuatu (New Hebrides) islands: A new interpretation of the effect of the subducting D'Entrecasteaux fracture zone. Submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- Mitchell, A.H.G. and Warden, A.J., 1971, Geological evolution of

- the New Hebrides island arc: *Journal of the Geological Society*, v. 127, p. 501-529.
- Molnar, P. and Tapponier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: *Science*, v. 189, no. 4201, p. 419-426.
- Monzier, M., Collot, J.Y., and Daniel, J., 1984, Carte bathymetrique des parties centrale et meridionale de l'arc insulaire des Nouvelles Hebrides: Paris, ORSTOM.
- Monzier, M., Maillet, P., Foyo-Herrera, J., Louat, R., Missegue, F., and Pontoise, B., 1984, The termination of the southern New Hebrides subduction zone (S.W. Pacific): *Tectonophysics*, v. 101, p. 177-184.
- Nishenko, S. and McCann, W., 1979, Large thrust earthquakes and tsunamis: implications for the development of forearc basins: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 573-584.
- O'Reilly, P., 1956, Essai de chronologie des Nouvelles Hebrides: *Journal de la Societe des Oceanistes*, v. 12, no. 12, p. 5-61.
- PDE, Preliminary Determination of Epicenters, 1961-1983, Monthly listing: U.S. Geological Survey, National Earthquake Information Service.
- Pascal, G., Isacks, B.L., Barazangi, M., and Dubois, J., 1978, Precise relocations of earthquakes, and seismotectonics of the New Hebrides island arc: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, no. B10, p. 4957-4973.
- Prevot, R. and Chatelain, J.L., 1983, Sismicite et risque sismique a Vanuatu [Seismicity and seismic hazard in Vanuatu]: Rapport 5-83. Multigraphie ORSTOM Noumea.
- Ravenne, C., Pascal, G., Dubois, J., Dugas, F., and Montadert, L., 1977, Model of a young intra-oceanic arc: The New Hebrides island arc, in *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Noumea, New Caledonia, 1976*: Paris, Editions Technip, p. 63-78.
- Ruff, L. and Kanamori, H., 1983, The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long period diffracted P-waves: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 31, p. 202-230.
- Seeber, L. and Armbruster, J.G., 1981, Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long term forecasting, in Simpson D.W. and Richards, P.G., eds., *Earthquake prediction, an international review*: American Geophysical Union Maurice Ewing Series 4, p. 259-277.
- Taylor, F.W., Bloom, A.L., and Lecolle, J., 1982, Coral growth-band dating of active tectonism in recent decades, Vanuatu (New Hebrides) Arc [abs.]: *Eos, American Geophysical Union Transactions*, v. 63, p. 436.
- Taylor, F.W., Isacks, B.L., Jouannic, C., Bloom, A.L., and Dubois, J., 1980, Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula Islands, New Hebrides island arc: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, no. B10, p. 5367-5381.
- Wray, S.T., Cardwell, R.K., Isacks, B.L., Coudert, E., and Chatelain, J.L., 1983, Detailed seismicity in the forearc region of a convergent plate boundary: Malekula Island, Vanuatu: *Eos, American Geophysical Union Transactions*, v. 63, p. 264.
- Wyss, M., Habermann, R.E., and Heiniger, C., 1983, Seismic quiescence stress drops and asperities in the New Hebrides Arc: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 73, p. 219-236.

Annexe 7 -Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.P., et Louat, R., 1989.
Geodynamics of an arc-ridge junction : the case of the New Hebrides
arc/North Fiji Basin : Tectonophysics, 165, p. 251-268.

Geodynamics of an arc–ridge junction: the case of the New Hebrides Arc / North Fiji Basin

P. MAILLET¹, M. MONZIER², J.-PH. EISSEN¹ and R. LOUAT^{2*}

¹ ORSTOM B.P. 70, 29263 Plouzané (France)

² ORSTOM B.P. A5, Nouméa Cédex (New Caledonia)

(Received July 14, 1988; revised version accepted October 20, 1988)

Abstract

Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J.-Ph. and Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc–ridge junction: the case of the New Hebrides Arc/North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 165: 251–268.

Detailed surveys (bathymetry, magnetism, seismicity and focal mechanism solutions) recorded on the junction between the southern New Hebrides Arc and the North Fiji Basin enlighten the geodynamic complexity of the area.

The presently active c. N–S-oriented spreading structures of the North Fiji Basin are superimposed on ancient ones, which appeared during a N135°E spreading episode active before 3 Ma. A recent southward extension of the New Hebrides Arc occurred c. 2 Ma ago.

Structural and geophysical consequences of both events partly obscure the present arc–ridge junction. For example, back-arc troughs do not exist to the south of the former arc termination. N45°E structural directions, present all over the studied area, are interpreted as older transform faults related to the N135°E spreading axis, which also left recognizable NW–SE magnetic anomalies.

However, the New Hebrides Arc/North Fiji Basin junction remains geodynamically unstable, due to the concomitance of convergent, strike-slip and divergent movements. Their respective crustal expressions, i.e. arc volcanism, lateral displacements and seafloor spreading, are examined and considered in their regional environment.

A provisional model of the arc–ridge junction that accounts for most of the parameters analysed above is presented.

Introduction

The New Hebrides Arc/North Fiji Basin arc–ridge junction is discussed in this paper, using new maps presenting the bathymetry, magnetism, seismicity and focal mechanisms of this area. As a background, some relevant features of the New Hebrides Arc (NHA) and of the North Fiji Basin (NFB) are summarized below.

The New Hebrides Arc

The New Hebrides trench marks the subduction of the India–Australia Plate under the NFB (Fig. 1), with a convergence rate of 10 cm/yr and a subduction strike of N70°E (Dubois et al., 1977). Seismological studies indicate a generally steep (c. 60°), northeastward-dipping, continuous subducting slab along the NHA (Coudert et al., 1981; Isacks et al., 1981; Louat et al., 1982). South of 20°S, the maximum length of the Benioff zone abruptly shortens from 300 to 200 km (Louat et al., 1988), its dip decreases, and two hinge zones may tear the downgoing plate between 22° and 23°S (Monzier et al., 1984b).

* All in GIS (Groupement d'Intérêt Scientifique) "Océanologie et Géodynamique", GS 410012.

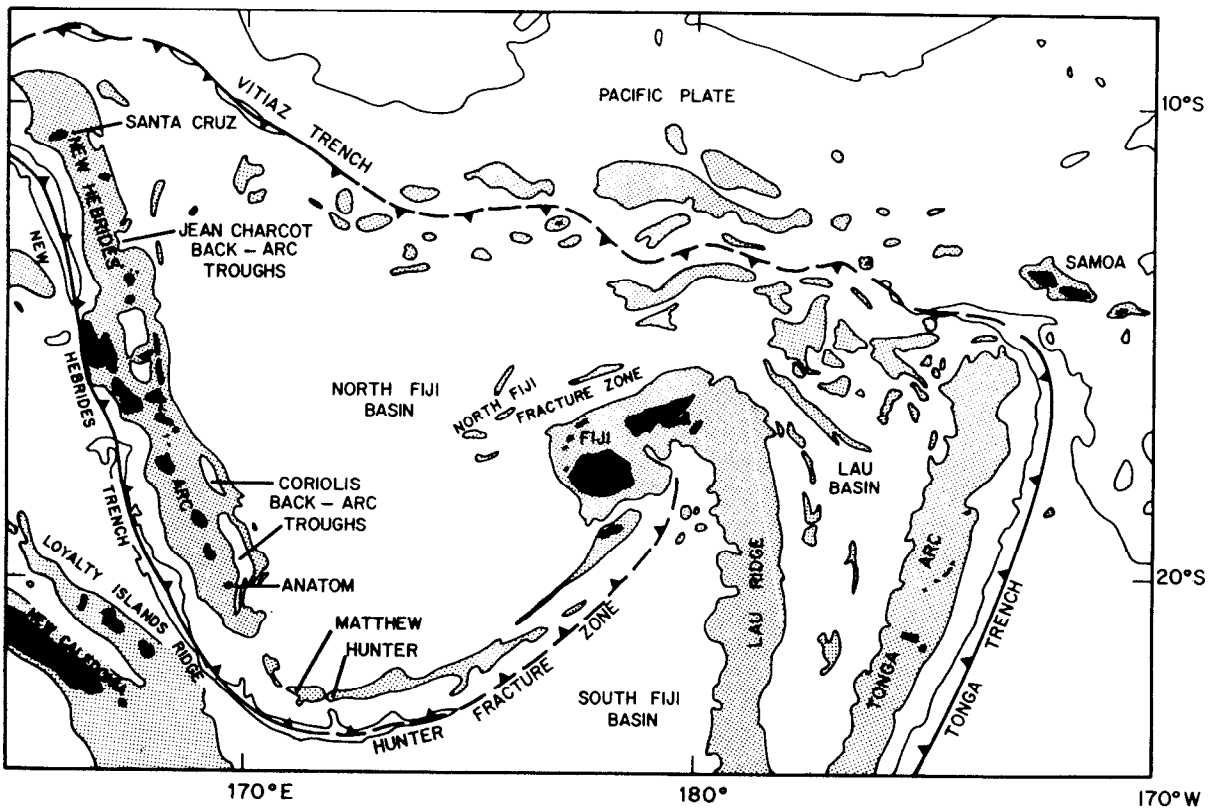


Fig. 1. Bathymetric sketchmap of the South West Pacific, after Brocher and Holmes (1985). Stippled areas correspond to 0–2 km depths.

The NHA comprises three volcanic chains: a western belt (upper Oligocene to middle Miocene); an eastern belt (Mio-Pliocene); and a central chain running over c. 1500 km from Santa Cruz islands to Matthew and Hunter volcanoes. This Quaternary and still active volcanic chain is mainly made up of basalts and basaltic andesites (Carney et al., 1985). By contrast, the two southernmost active volcanoes, Matthew and Hunter, are made up of calc-alkaline orogenic andesites (Maillet et al., 1986a).

Recent studies of the New Hebrides back-arc troughs (Jean-Charcot troughs in the north, Coriolis troughs in the south) have defined their location and structure (Récy et al., 1986), their volcanic history (Monjaret et al., 1987) and their relationships with the evolution of the NHA and the NFB (Charvis et al., in prep.). These back-arc troughs are absent south of Anatom island (Fig. 1). Roughly at the same latitude, the central volcanic chain, bounded by the 2-km isobath, almost disappears between 21°S and Matthew

island (Monzier et al., 1984a); and the width of the shallow interplate seismicity zone rapidly narrows south of Anatom island (Louat et al., 1988).

The North Fiji Basin

Located between the NHA and the Fiji platform, the NFB is limited to the north by the Vitiāz trench, and to the south by the Hunter fracture zone (Fig. 1). Recent studies give new insights on the tectonic configuration of this active marginal basin, the main characteristics of which have been summarized by Auzende et al. (1988a, b) for its central and southern parts, and by Brocher and Holmes (1985) for its northern part.

In the southern part of the NFB, underway magnetic surveys confirm the presence of an active N–S spreading center between 20°S and 20°30'S, at 173°25'E, with a full spreading rate of 6 cm/yr between anomalies 2 and J, and 8 cm/yr between anomalies J and 1 (Maillet et al., 1986b; and see Fig. 2). Magnetic anomalies older

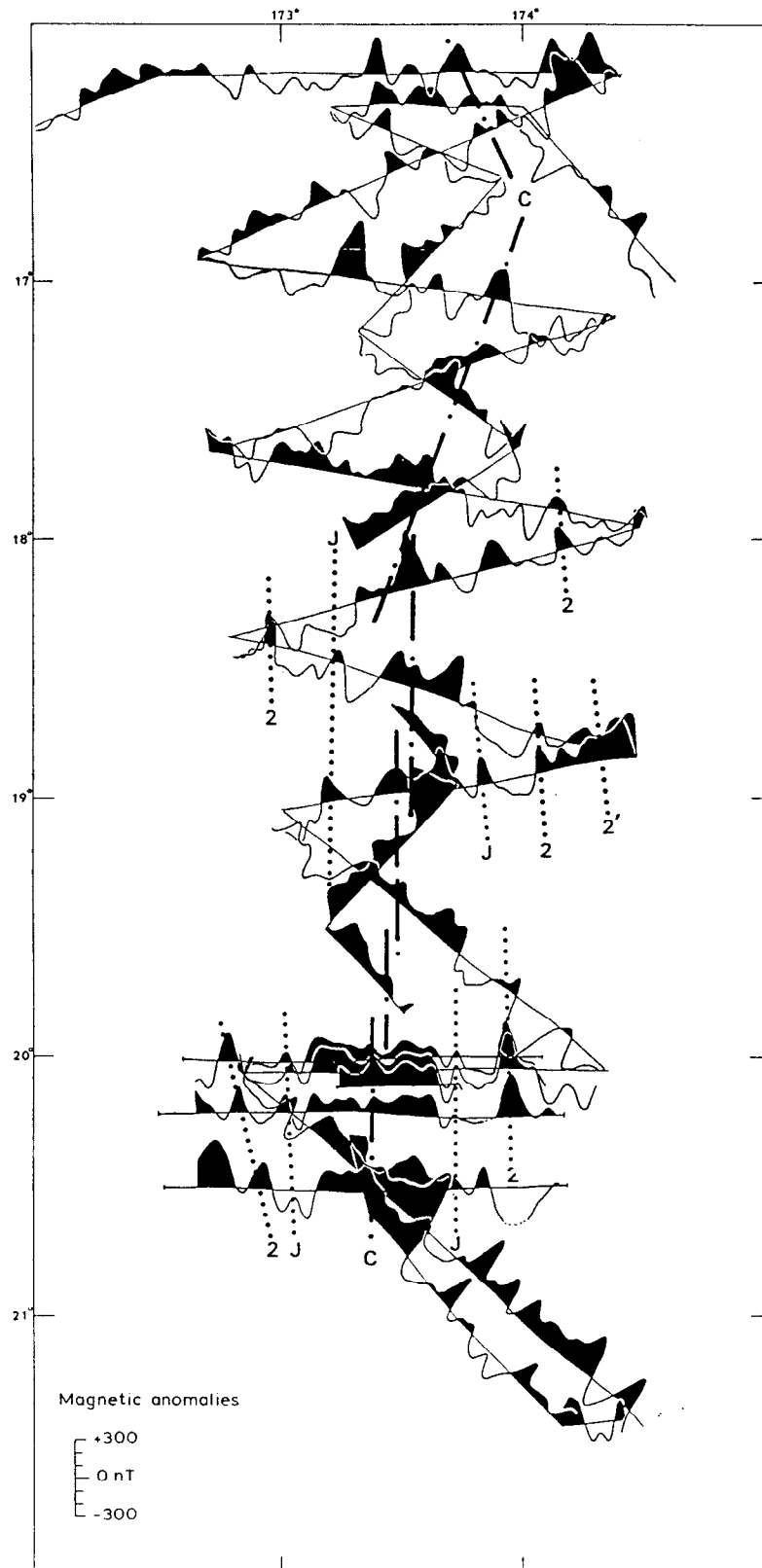


Fig. 2. Magnetic profiles across the North Fiji Basin spreading axis and interpreted magnetic lineations. *C* stands for anomaly 1 (i.e. central anomaly). From Auzende et al. (1988a).

than anomaly 2 show NW–SE orientations, indicating a major change in the NFB spreading system at c. 2 Ma. South of 21°S, anomaly J is less distinct, but anomaly 1 (corresponding to the spreading axis) can be identified on a c. N–S-oriented ridge, located near 174°E between 21°S and 21°30'S, i.e. c. 80 km to the east of the above N–S axial spreading center. The 173°25'E spreading ridge is probably propagating to the south, at the expense of the segment located near 174°E (Maillet et al., 1986b).

North of 20°S, three main structural areas can be defined:

(a) Between 20°S and 18°30'S, the NFB spreading center can be tracked along a roughly N–S direction at c. 173°25'E. Overlapping spreading centers have been recognized along this portion of the ridge. This axial domain is cut by N45°E transverse structures every c. 40 km, which sometimes offset the axis by several kilometers (Auzende et al., 1988a, b). These N45°E structural directions correspond to shallow crustal remnants of movement linked to the 30° clockwise rotation of the NHA during the past 6 Ma (Falvey, 1978; Malahoff et al., 1982a, b), i.e. they represent ancient transform faults linked to the former N135°E spreading system, active during the rotation. Magnetic anomaly profiles confirm the presence of a central, c. N–S-oriented, anomaly, the width of which varies from 50 to 60 km. In this area, the track of anomalies 1, J and 2 give a full spreading rate varying from 6.8 cm/yr in the north to 8.2 cm/yr in the south (Fig. 2; Auzende et al., 1986a, 1988a, b). These figures are in good agreement with those proposed for the area south of 20°S (Maillet et al., 1986b). Although located by Auzende et al. (1988a, b), the presence of an anomaly 2' on the eastern limb of the NFB spreading system at 19°S (Fig. 2) remains questionable as far as the present authors are concerned. However, correlation of anomalies older than anomaly 2' in the central NFB show c. NW–SE directions (Auzende et al., 1988c). As noted before, this also has been observed in the southern NFB south of 20°S for anomalies older than anomaly 2 (Maillet et al., 1986b). Therefore, the age of the anomalies 2–2', i.e. 2–3 Ma, probably corresponds to an abrupt change in the NFB

spreading system, from N135°E before 3 Ma, to roughly N–S thereafter.

(b) Between 18°30'S and 17°S, the NFB spreading ridge trends N15°–20°E. The limit between these two areas may correspond to a propagating rift (Gente, 1987), the northern ridge (N15°E) being younger than the southern one (N–S), induced by a recent (< 1 Ma) local re-arrangement (Lafoy et al., 1987).

(c) North of 17°S, a triple junction, centered at 174°E, 16°40'S, corresponds to the mutual interaction of the above N15°–20°E ridge with another N160° active ridge and with the westernmost extension of the North Fiji fracture zone (Auzende et al., 1986b, 1988a, b; Kroenke et al., 1987; Lafoy et al., 1987).

New data

Bathymetry

A new bathymetric map (Fig. 3c) is presented here which extends and partly completes a former one (Monzier et al., 1984a) limited at 173°E. Stippled areas on the track-lines figure (Fig. 3a) correspond to areas which have been surveyed using a multi-narrow-beam echosounder (Seabeam) during the 1985 cruises of R/V "Jean Charcot" (the PROLIGO cruise and legs 1–3 of the SEAPSO cruise: Daniel et al., 1986; Récy et al., 1986; Auzende et al., 1986a). All other surveys have been carried out mainly using the R/V "Coriolis" (or the R/V "Vauban" in the vicinity of Matthew and Hunter volcanoes), using a 12-kHz wide-beam echosounder and a "TRANSIT" satellite positioning system. The toponyms of the studied area appear on Fig. 3b.

The trench (more than 6 km deep) can be mapped up to 172°30'S, and marks the boundary between the NFB and the South Fiji Basin at 23°S. The volcanic chain changes in morphology south of 21°10'S, and almost disappears between the Gemini seamounts and the Matthew and Hunter ridge. N165°E-oriented subvertical faults, with a dextral component, displace the global E–W trend of the Matthew–Hunter ridge between 171°E and 172°30'E. This ridge is abruptly interrupted near 173°E, 22°10'S, and relayed, to the

east of 173°E , by a $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ ridge, which marks the onset of the active Hunter fracture zone (Monzier et al., 1984b).

The bathymetric map of the southern part of the NFB reveals structural directions related to a spreading pattern (Fig. 3c). Isobaths in the area $172^{\circ}40' - 174^{\circ}\text{E}/20 - 21^{\circ}\text{S}$ emphasize the N-S spreading zone, centered along the 2800-m isobath at c. $173^{\circ}25'\text{E}$ (Maillet et al., 1986b). The 3-km isobath in this area is fan-shaped, symmetrically widening to the north. This part of the spreading ridge is offset eastward by c. 80 km at $20^{\circ}45'\text{S}$ through a c. $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ fracture zone. South of this fracture zone, the axial spreading ridge can be tracked along a N-S direction near 174°E , down to $21^{\circ}45'\text{S}$, where it abruptly disappears.

Two groups of oblique structures also appear on Fig. 3c.

In the southeastern part of the map, between $174 - 176^{\circ}\text{E}/21 - 22^{\circ}\text{S}$, prominent directions are $\text{N}70^{\circ}\text{E}$. As noted by Monzier et al. (1984b), these directions correspond to the general direction of the Hunter fracture zone, which separates the c. 4-5 km deep South Fiji Basin from the shallower (2-3 km deep) NFB.

Ridges and troughs trending $\text{N}40 - 50^{\circ}\text{E}$ are also frequent. These oblique directions have been found further north along the N-S spreading axis of the central NFB (Auzende et al., 1988a, b). They also affect the inner slope of the New Hebrides trench around 170°E , 22°S . Moreover, the $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ directions correspond to the direction of extension recognized in the northern New Hebrides back-arc troughs, the Jean-Charcot troughs (Charvis et al., in prep.), and are close to the direction of extension ($\text{N}30^{\circ}\text{E}$; Récy et al., 1986) observed in the southern back-arc troughs, the Coriolis troughs. Thus, $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ oblique structures observed in the southern NFB can be linked to the general $\text{N}30 - 45^{\circ}\text{E}$ extension regime proposed by Charvis et al. (in prep.) for the whole NFB. They represent fossil transform faults of a former spreading system, active in the central NFB before 3 Ma.

Magnetism

The general pattern of positive (black) and negative (white) magnetic anomalies deduced from

profiles recorded at sea is shown in Fig. 4. These data have essentially been obtained during ORSTOM cruises (EVA programme) and recently during the ORSTOM-IFREMER SEAPSO cruises (legs 1-3, 1985) of R/V "Jean-Charcot". Correlation of positive and negative anomalies, respectively, between profiles, leads to a general map of magnetic anomalies in the southern NFB and New Hebrides Arc, which adjoins, to the south and to the west, the maps published by Cherkis (1980) and Malahoff et al. (1982a), using aeromagnetic data. The analysis of this map leads to several observations.

The southern New Hebrides trench is generally marked by a positive magnetic anomaly, which disappears around $172^{\circ}25'\text{E}$, $23^{\circ}10'\text{S}$. This area also corresponds to the deepest zone (7575 m) of the southern New Hebrides trench (Fig. 3), and may mark the southeastern limit of the convergent movement linked to the subduction.

The central positive anomaly of the NFB can be followed to $20^{\circ}50'\text{S}$ along a c. N-S direction between 173°E and 174°E . It is fan-shaped, widening to the north, and can be correlated with the bathymetric contours of Fig. 3c.

The $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ fracture zone, which offsets the southern NFB ridge between 173°E and $174^{\circ}30'\text{E}$ near $20^{\circ}45'\text{S}$ (Fig. 3c), is marked by a negative anomaly (Fig. 4).

The positive anomaly centered at $174^{\circ}05'\text{E}$ between $20^{\circ}50'\text{S}$ and $21^{\circ}45'\text{S}$ (Fig. 4) is the southernmost magnetic expression of the NFB spreading ridge, which is thus offset to the east by c. 80 km. This central magnetic anomaly, about 43 km wide, probably represents anomaly 1 lasting 0.7 Ma. This gives a full spreading rate of c. 6 cm/yr. East of this central anomaly, a narrow, elongate positive anomaly is observed near $174^{\circ}30'\text{E}$ between $20^{\circ}25'\text{S}$ and $21^{\circ}10'\text{S}$. It is postulated that this anomaly represents anomaly 2 (c. 2 Ma) of the same spreading axis, which is then located at c. 40 km of the central anomaly. This would correspond to a half-spreading rate of c. 2 cm/yr during the past 2 Ma.

Although these figures are hypothetical, they support the idea of a regressive rift south of $20^{\circ}50'\text{S}$, compared to the northern limb.

The central anomaly is relayed to the south, at

22°S between 172°E and 174°30'E, by a series of N70°E-trending positive and negative anomalies which are probably related to the Hunter fracture zone.

In addition to N-S anomalies related to the actual NFB spreading system, Fig. 4 shows c. N135°E anomalies (for example near 173°E, 21°S and 175°E, 20°30'S) which correspond to N45°E

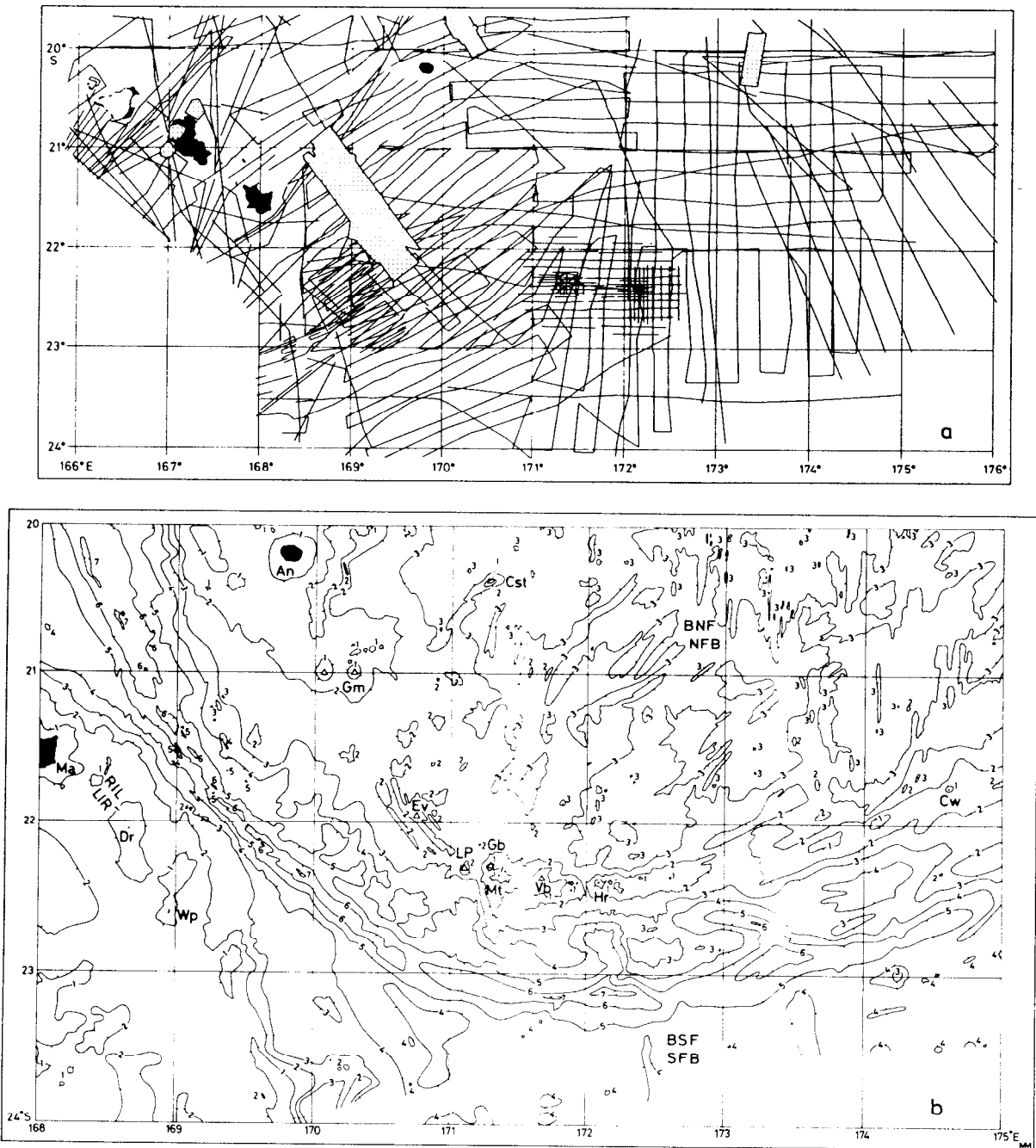


Fig. 3. Bathymetry of the southern New Hebrides island arc and southern North Fiji Basin. a. Tracklines figure. b. Toponyms of the studied area (bathymetry from Fig. 3c). *Ma*—Mare; *Dr*—Durand Reef; *Wp*—Walpole; *LIR/RIL*—Loyalty Islands Ridge; *SFB/BSF*—South Fiji Basin; *An*—Anatom; *Gm*—Gemini Seamounts; *Ev*—Eva Seamounts; *LP*—La Pérouse Seamount; *Gb*—Gilbert Seamount; *Mt*—Matthew Volcano; *Vb*—Vauban Seamount; *Hr*—Hunter Volcano; *Cw*—Conway; *Cst*—Constantine Bank; *NFB/BNF*—North Fiji Basin.

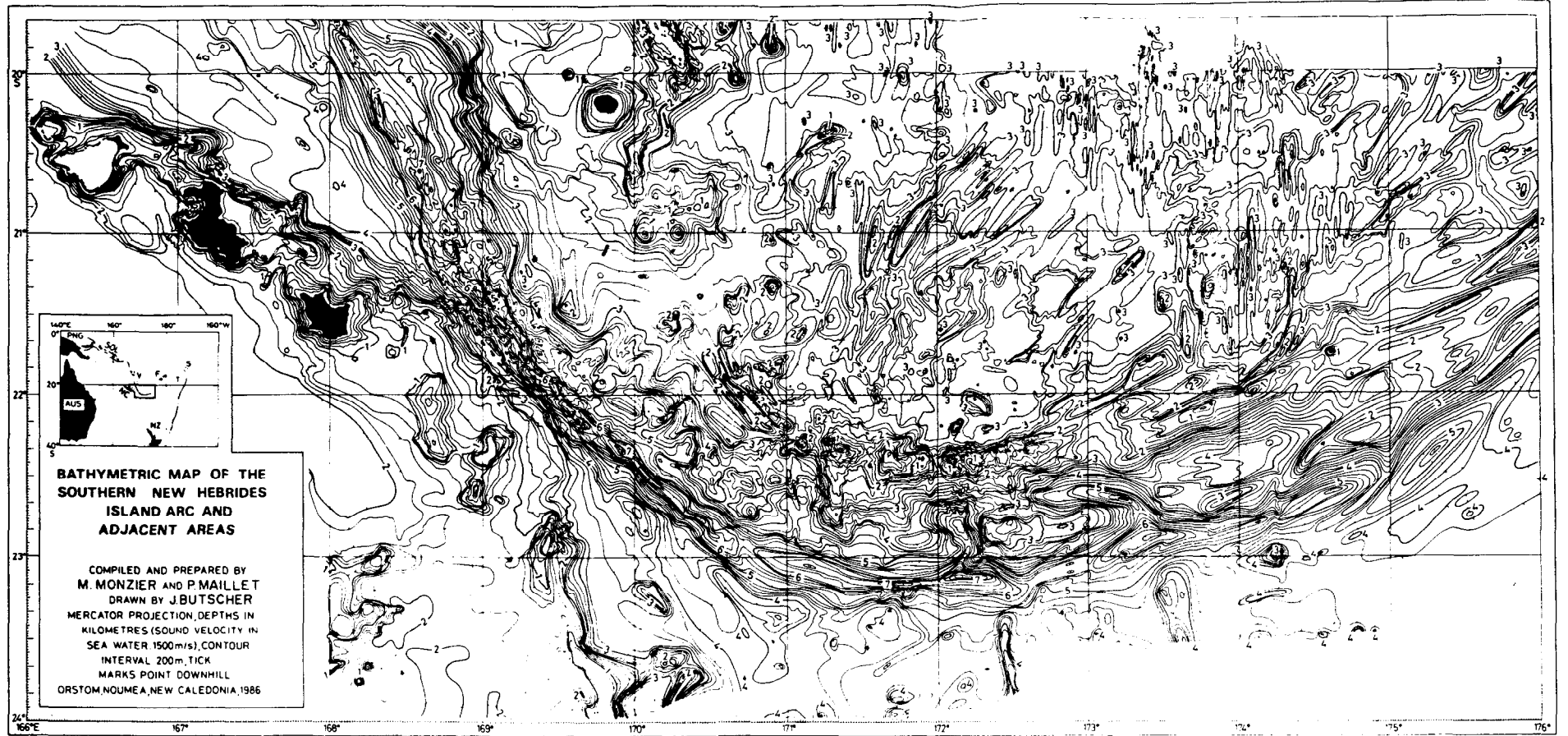


Fig. 3c. Bathymetry of the southern New Hebrides island arc and southern North Fiji Basin. Depths in kilometres; contour interval 200 m; tickmarks point downhill.

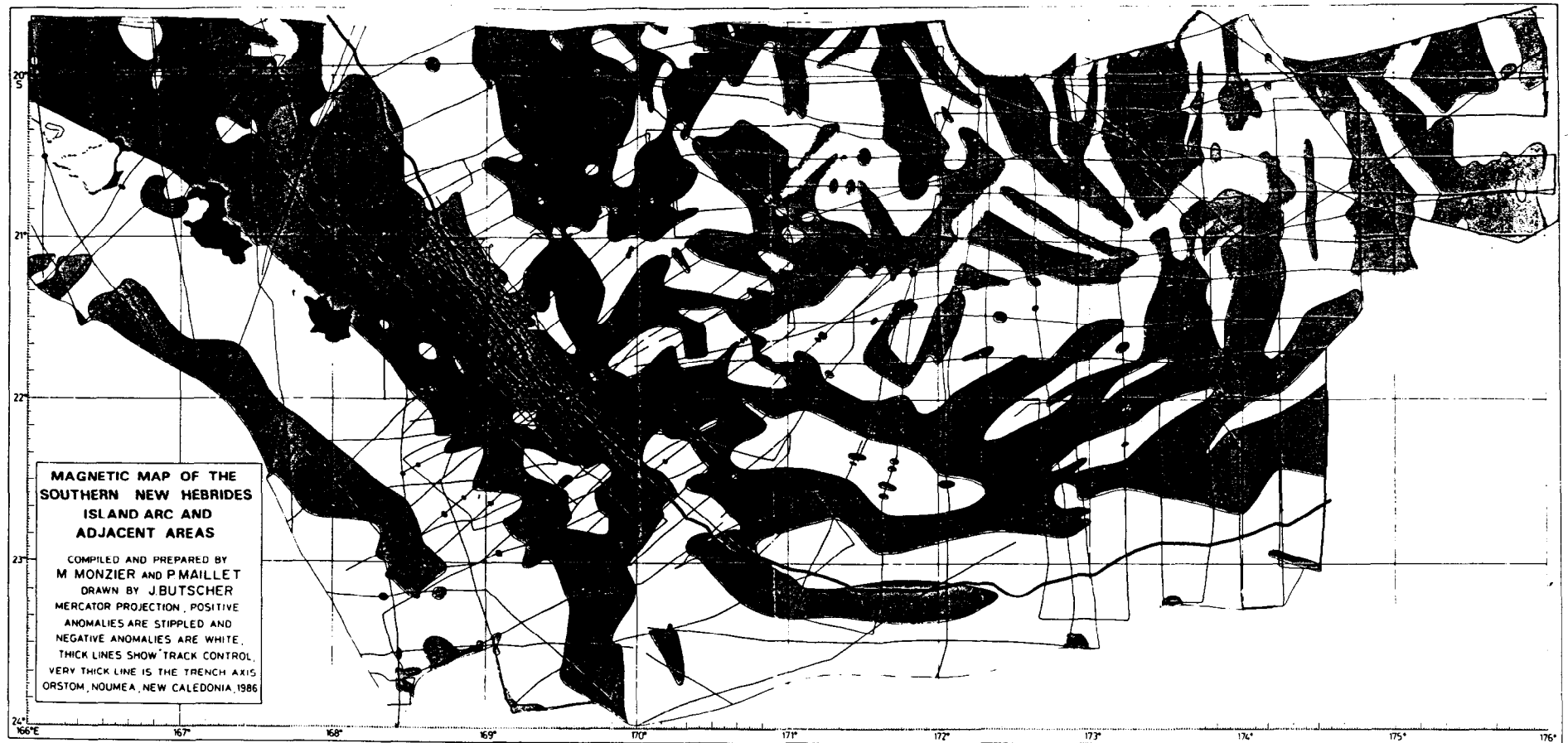


Fig. 4. Magnetic map of the southern New Hebrides island arc and southern North Fiji Basin. Positive anomalies are stippled and negative anomalies are white. Lines show track control; the heavy line marks the trench axis.

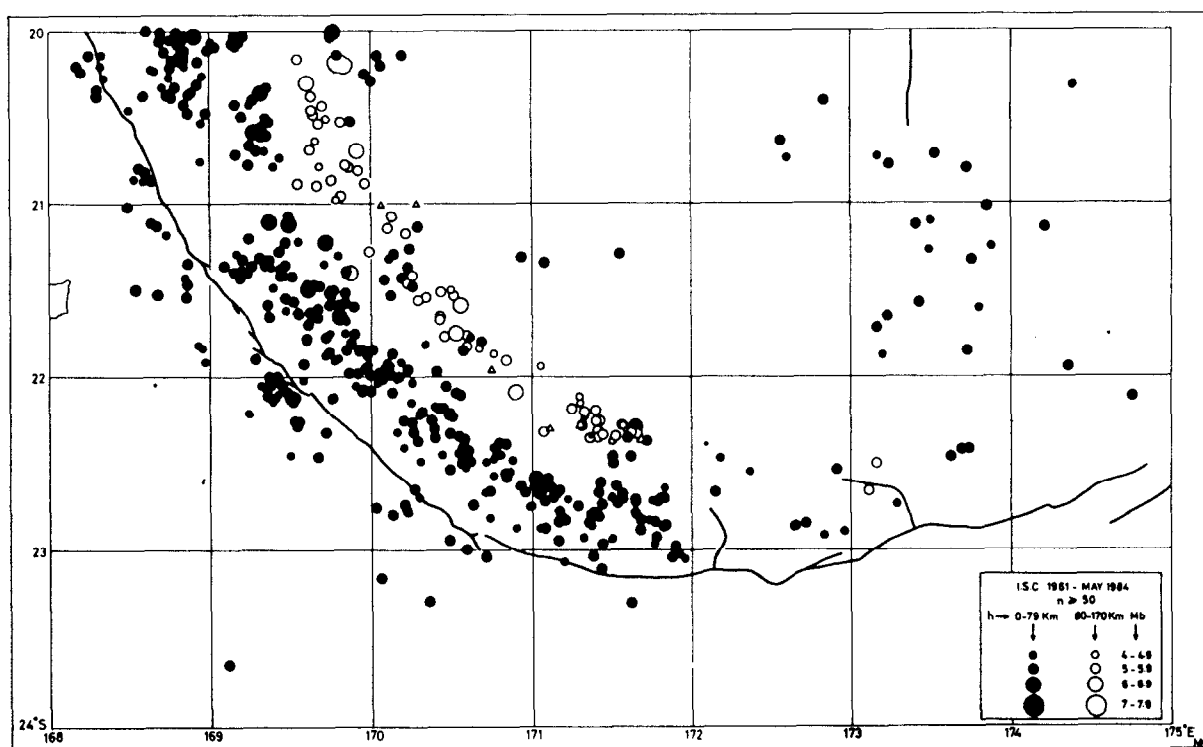


Fig. 5. Shallow and intermediate seismicity recorded in the southern New Hebrides Arc and southern North Fiji Basin (ISC, 1961-1984). Black dots— $0 < h < 79$ km; white dots— $80 < h < 170$ km (h = hypocenter depth). Size of dots proportional to M_b magnitude. Open triangles—seamounts.

structural directions on Fig. 3c. These $N135^\circ E$ anomalies are interpreted as magnetic remnants of the ancient NFB spreading system, active before 3 Ma.

Seismicity

Shallow seismicity

By comparison with the rest of the NHA, the width of the shallow seismicity zone abruptly shortens south of $21^\circ S$ (Louat et al., 1982, 1988; Monzier et al., 1984b), and almost vanishes at $172^\circ E$, $23^\circ S$ (Fig. 5). As noted before, this limit corresponds to the southeasternmost extension of the positive magnetic anomaly linked to the trench, which reaches its greatest depth in the whole southern arc there.

Shallow epicenters from the southern NHA, recorded at the DZM seismological station, Mount Dzumac, New Caledonia, exhibit a P-wave containing a wide range of dominant frequencies (1-10 Hz; Fig. 6, see inset). Plotted in Fig. 6 are the

DZM-recorded epicenters which show the highest (dots) and lowest (circles) frequencies, deleting all intermediate data. Clearly, north and south of $21^\circ 45' S$, most epicenters give respectively low and high frequencies at the DZM station.

Louat et al. (1988) have proposed a large-scale model linking seismicity and frequency content with the coupling between the converging plates. The area where the trench begins to bend eastwards (i.e. between $21^\circ S$ and $22^\circ S$) also corresponds to the incipient collision of the Loyalty Islands Ridge with the southern New Hebrides Arc (Daniel et al., 1986; Fig. 3). There, the coupling between the two converging plates increases, and the width of the shallow seismicity zone narrows (Fig. 5). Such observations may be linked to the existence, in the uppermost part of the downgoing (and along-strike-bent) slab of a great density of normal faults, which increase the compressive stresses perpendicularly to the trench axis.

On the southern NFB, all earthquakes recorded by the ISC (International Seismological Centre)

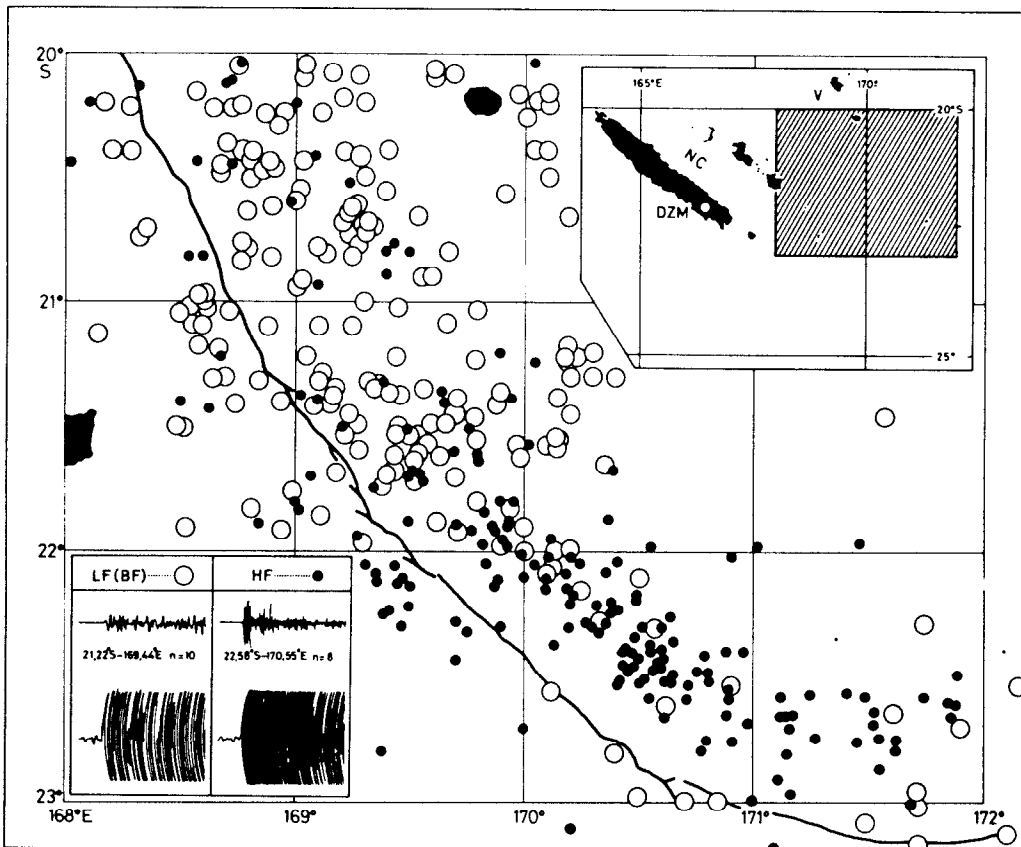


Fig. 6. Distribution of shallow seismicity (1975–1983; $h < 80$ km; $4.8 < M_b < 5.7$) in the Southern New Hebrides Arc. All events are recorded at the DZM (Mount Dzumac) seismological station (New Caledonia), and are distinguished according to their low-frequency (open circles—LF) or high-frequency (black dots—HF) P-waves.

between 1961 and 1984 are shallow-depth events (Fig. 5). Most of them are located between $173\text{--}174^\circ\text{E}$, $20^\circ40'\text{--}22^\circ\text{S}$, i.e. in the area where the two southernmost segments of the NFB spreading ridge are offset (Figs. 3c and 4), indicating an active, though scattered, seismicity.

Intermediate-depth seismicity (80–350 km)

There is a clear limit at 20°S in the along-strike arc distribution of intermediate-depth earthquakes (Louat et al., 1982). North of 20°S , 80–170 km deep and 170–350 km deep events have been recorded between 1961 and 1984. On the contrary, south of 20°S , no deeper earthquake (170–350 km) occurred during this period. This shortening of the Benioff zone presumably corresponds to a southward extension of the subduction since 2 Ma (Louat et al., 1982; Monzier et al., 1984b; Louat et al., 1988).

According to Fig. 5, the intermediate seismicity seems to disappear near $171^\circ40'\text{E}$, $22^\circ20'\text{S}$. However, two intermediate epicenters are located near $173^\circ10'\text{E}$, $22^\circ40'\text{S}$. They should be related to the hinge fault zone tearing the downgoing slab in this area, as proposed by Monzier et al. (1984b).

Focal mechanisms

Plotted on Fig. 7 are the centroid moment tensor solutions (CMTS) of 46 earthquakes ($M_b > 5.1$) recorded in the area since 1977 (Dziewonski and Woodhouse, 1983; Dziewonski et al., 1983a, b; Dziewonski et al., 1983–1986; Giardini, 1984; Dziewonski et al., 1987). Parameters of these earthquakes are listed in Table 1. The location of foci is given by the ISC bulletins, except for the most recent events (nos. 39–46 in Table 1) determined by the PDE/NEIC (Preliminary De-

TABLE 1

List of focal mechanism parameters for earthquakes shown in Fig. 7

N°	D	M	Y	LAT	LONG	H	n	Mb	T axis		P axis		NP 1		NP 2		
									AZ	PL	AZ	PL	STK	DP	STK	DP	
1	01	08	77	-20.49	169.65	112	241	5.6	307	31	152	57	005	18	227	77	
2	01	05	79	-21.22	169.72	077	541	6.2	340	27	226	38	018	41	281	83	
3	08	03	80	-22.67	171.42	036	410	5.9	347	59	186	30	300	17	089	75	
4	22	07	80	-20.30	169.61	131	435	6.1	266	22	092	68	352	23	178	67	
5	24	10	80	-21.95	170.09	046	381	5.8	021	65	225	23	333	23	127	69	
6	25	10	80	-22.09	170.13	033	371	5.7	016	69	221	19	324	27	124	65	
7	25	10	80	-21.78	169.60	027	408	5.7	036	67	230	23	330	23	136	68	
8	17	02	81	-21.59	169.36	013	325	5.4	073	77	238	13	323	32	151	58	
9	19	02	81	-21.55	169.47	024	303	5.7	270	51	173	06	297	52	052	62	
10	22	02	81	-22.11	174.76	041	318	5.9	087	37	193	19	236	49	136	79	
11	24	02	81	-21.40	169.15	034	237	5.4	045	76	234	13	327	32	142	58	
12	20	06	81	-20.09	169.02	058	293	5.5	084	82	245	08	332	37	158	53	
13	20	06	81	-21.38	169.44	042	319	5.6	106	12	211	52	232	45	348	66	
14	06	07	81	-22.29	171.64	114 ^a	510	6.3	318	38	190	38	345	30	254	90	
15	29	07	81	-21.61	169.67	041	393	5.8	057	69	228	21	312	24	140	66	
16	23	08	81	-22.09	170.90	102	251	6.0	302	38	193	23	331	45	071	81	
17	06	09	81	-21.50	169.61	036	393	6.0	050	45	214	44	225	08	132	90	
18	17	09	81	-22.54	170.49	030	362	5.7	348	71	211	14	318	33	111	60	
19	21	09	81	-22.33	170.49	040	239	5.6	024	54	204	36	295	09	114	81	
20	21	09	81	-22.22	170.48	045	287	5.9	332	71	207	11	315	36	104	58	
21	16	11	81	-22.11	169.52	027	377	5.7	041	01	213	89	132	44	311	46	
22	24	11	81	-22.50	170.57	018	392	5.7	009	65	206	24	309	22	111	69	
23	04	03	82	-22.42	173.69	053	272	5.6	313	63	174	21	291	28	071	68	
24	20	05	82	-20.24	168.20	026	389	5.8	075	11	223	77	173	34	339	56	
25	18	06	82	-22.70	171.83	056	241	5.6	063	82	177	03	259	42	094	49	
26	17	07	82	-21.72	173.16	013	325	5.5	139	28	230	03	278	69	181	73	
27	22	08	82	-20.61	169.35	068	285	5.5	190	81	069	05	167	41	332	50	
28	09	09	82	-22.05	169.38	042	225	5.5	056	27	258	61	123	19	334	73	
29	15	09	82	-21.43	169.19	038	204	5.1	108	75	263	14	344	32	178	59	
30	05	10	82	-22.78	171.17	046	171	5.4	357	49	189	40	327	08	094	85	
31	06	10	82	-22.70	171.13	049	152	5.1	337	54	197	29	329	24	091	77	
32	17	04	83	-20.72	169.16	032	367	5.4	161	45	289	31	327	29	223	82	
33	05	07	83	-22.59	171.02	038	411	6.0	277	11	178	40	325	54	221	71	
34	07	07	83	-22.58	170.84	048	298	5.5	006	82	197	07	289	38	106	52	
35	04	09	83	-20.96	169.81	103	271	5.5	277	38	090	52	033	08	184	83	
36	24	02	84	-21.28	169.99	100	222	5.5	337	31	165	59	055	14	250	76	
37	16	03	84	-20.53	169.87	043	151	5.2	252	03	162	09	297	82	207	85	
38	03	06	84	-22.64	171.88	028	197	5.3	089	01	179	19	222	76	316	77	
39	15	11	84	-22.02	170.95	105	394	6.3	PDE	338	42	207	36	356	27	093	86
40	14	01	85	-22.18	170.08	035	061	5.1	PDE	012	71	217	17	319	29	121	62
41	09	06	85	-21.56	170.40	149	093	5.3	PDE	341	21	227	47	028	39	278	75
42	07	08	85	-20.62	169.73	102	042	5.4	PDE	331	44	106	36	137	25	037	86
43	22	08	85	-22.06	169.46	033	057	5.2	PDE	254	25	092	64	329	21	170	70
44	28	08	85	-22.16	171.14	124	060	5.3	PDE	305	52	071	24	118	32	002	75
45	15	01	86	-21.28	170.10	150	030	6.2	PDE	004	46	234	32	017	28	122	83
46	10	02	86	-21.59	170.40	101	171	5.8	PDE	307	49	037	00	094	58	340	58

*29 pP-P

termination of Epicenters/National Earthquakes Information Center) bulletins.

Shallow seismicity (0–79 km)

On the outer trench slope (nos. 21, 28 and 43)

These events correspond to normal faults, parallel to the trench, cutting the downgoing plate crust. They occur especially near the collision zone between the Loyalty Islands Ridge and the NHA.

On the inner trench slope

Predominant thrust-faulting accounts for the plunging of the India–Australia Plate beneath the

NHA, all along the trench curvature, between 169°E and 172°E.

However, between 20°S and 21°S, this type of mechanism is scarce (nos. 12–27), and corresponds to events distant from the trench. These earthquakes mark a detachment zone (Louat et al., 1988), characterized by low-stress accumulation and low-frequency P-waves (cf. supra and Fig. 6). By contrast, south of 21°S, such mechanisms are more frequent and correspond to events closer to the trench (coupled zone with high-stress accumulation and high-frequency P-arrivals; Louat et al., 1988).

The direction of relative convergence move-

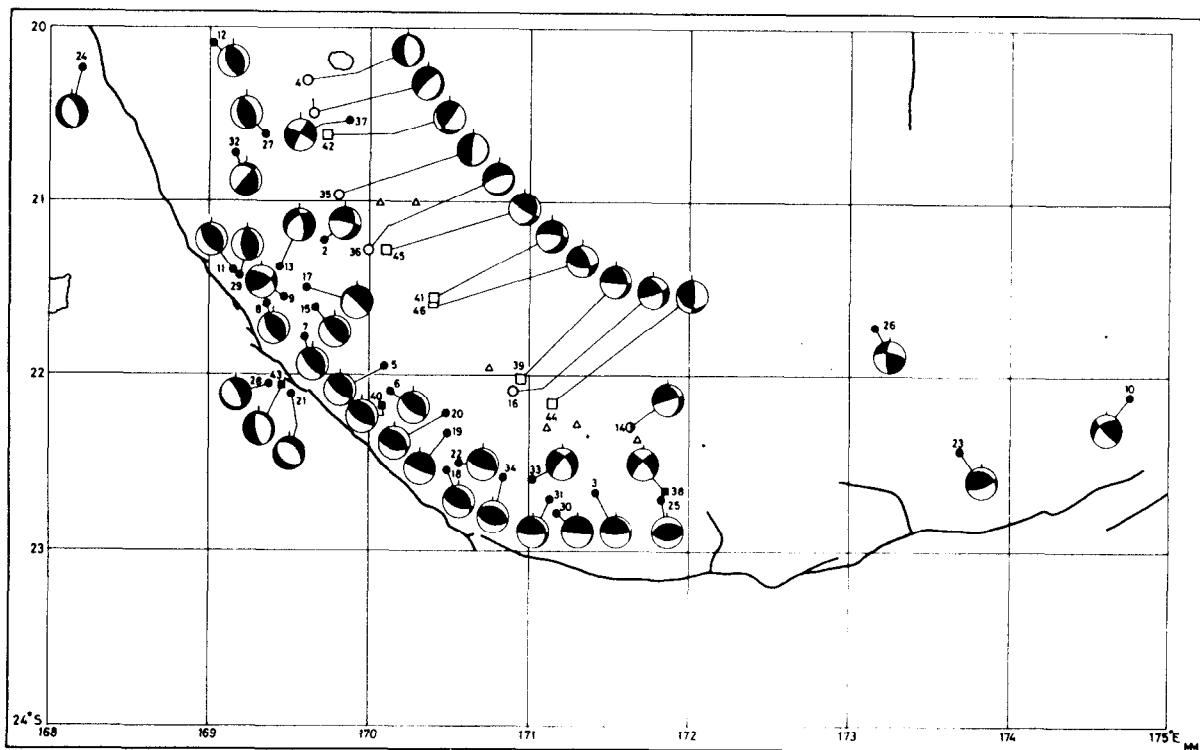


Fig. 7. Simplified focal mechanism solutions (CMTS) for earthquakes recorded in the southern New Hebrides arc and North Fiji Basin since 1977. Black dots (ISC) and black squares (PDE)—shallow (0–79 km) events; white dots (ISC) and white squares (PDE)—intermediate (80–170 km) events; open triangles—seamounts. Parameters of earthquakes are listed in Table 1.

ment given by these mechanisms always remains perpendicular to the trench, i.e. it varies from c. $N65-70^{\circ}E$ to true north from $20^{\circ}S$ to $22^{\circ}45'S$. However, the convergence direction of the India–Australia/New Hebrides plates is c. $N70^{\circ}E$ (Dubois et al., 1977; Isacks et al., 1981; Coudert et al., 1981). Consequently, in the southern arcuate portion of the New Hebrides subduction zone (i.e. south of $22^{\circ}S$), the strike-slip component of the convergent movement has to be accommodated by left-lateral faults, which should trend $N70^{\circ}E$ and affect the arc and back-arc areas (Fitch, 1972; Beck, 1983; Maillet et al., 1986a).

Some shallow epicenters located on the upper part of the inner trench slope (nos. 2, 32, 33, 37 and 38) have solutions corresponding not to thrust movements but to steep or even subvertical normal faulting with a variable strike-slip component. Among them, two mechanisms (nos. 33 and 38) may be correlated to the numerous $N165^{\circ}E$ dextral accidents which affect the Matthew–Hunter ridge (Fig. 3c).

At the rear of the Matthew–Hunter ridge

Mechanism no. 14 (Fig. 7, Table 1) deserves a special comment. According to the ISC, it corresponds to an intermediate earthquake ($H = 114$ km). However, considering its $pP-P = 29$ km, it is more probably a shallow event, and actually the most powerful one recorded in the area between 1961 and 1984 ($M_b = 6.3$, $M_s \geq 7$). We interpret it as a subvertical $N74^{\circ}E$ accident, with a senestral strike-slip component. Another mechanism, not reported on Fig. 7, relative to a recent shallow event located at the same spot (April 16, 1987; lat. = $22.28^{\circ}S$, long. = $71.82^{\circ}E$, $H = 33$ km, $M_b = 5.6$), also gives a solution close to the one of event no. 14, i.e. a subvertical $N72^{\circ}E$ accident with a senestral strike-slip component.

To the east of $173^{\circ}E$

Only three mechanisms have been determined since 1977 (nos. 26, 23 and 10; Table 1). Mechanism no. 26 (strike-slip) does not clearly correlate with the bathymetric structures of Fig. 3c. Mecha-

nism no. 23 corresponds to a N–S compression movement affecting the Hunter fracture zone near 174°E. Mechanism no. 10 may result from a N56°E senestral strike-slip.

Thus, the Hunter fracture zone, near 174–175°E, is characterized by a low-level shallow seismicity, reflecting a submeridian compression component, linked to senestral strike-slip movements which parallel the easternmost extensions of the trench.

Intermediate seismicity

There is a large range of mechanisms in the intermediate seismicity, considering the solutions of Table 1. However, these mechanisms confirm that numerous and various faults shear the arcuate downgoing slab, as a consequence of its subduction into a mantle, the characteristics of which are probably influenced by the proximity of the NFB spreading system.

Mechanisms nos. 16 and 39 (Fig. 7; Table 1) support the hypothesis of a slab sheared by hinge faults roughly oriented N70°E, as proposed by Monzier et al. (1984b).

Discussion and conclusion

The synthesis of published data with the new ones discussed in this paper suggests the following geodynamic reconstruction of the New Hebrides Arc/North Fiji Basin junction during the past 3 Ma.

Ancient magnetic anomalies (i.e. 2' and older) recorded in the central and southern NFB show a N135°E orientation, indicating that a N135°E spreading system was active before 3 Ma. Auzende et al. (1988c) propose that a N150°E spreading ridge was present in the NFB between 8 and 3 Ma. Moreover, some N135°E magnetic lineations (possibly anomalies 4A and 5) recognized in the northwestern NFB, near 171°E, 14°S (Pelletier et al., 1988) may be linked to the same spreading system, which would have thus affected the whole NFB.

While this former NFB spreading system was active, i.e. before 3 Ma, the southern arcuate termination of the New Hebrides subduction zone

lay near Anatom island. Although no actual morphological feature can be associated with this former trench limit (Louat et al., 1988), the disappearance of the Coriolis back-arc troughs south of Anatom island, together with conspicuous N45°E structural lineaments controlling their southern termination near 170°20'E, 20°20'S, support the hypothesis of a former N45°E transform zone in this area.

The coeval activity of the New Hebrides subduction zone with the former N135°E NFB spreading system led to an unstable geodynamic state, because of differing convergence and divergence rates. Structural consequences of the mutual interactions of both phenomena appear in the whole area. Most of them trend N45°E (Fig. 3c). For example, it has already been noted that south of Anatom island N45°E en-échelon fault zones seem to act as a structural control of the southern termination of the Coriolis back-arc troughs. Such oblique structures also affect the inner wall of the New Hebrides trench near 170°E, 22°S. On the southern NFB, these N45°E directions underline the 3000 m isobath, around 172°E, 21°S (Fig. 3c). They are interpreted as fossil transform faults related to the former N135°E spreading ridge, like the N45°E directions recognized between 175–176°E, 20–21°S. Moreover, similar structural directions correspond to the direction of the active fracture zone separating the two limbs of the actual NFB spreading ridge between 173°E, 21°30'S and 175°E, 20°S.

Around 2 Ma, a major change occurred in the morphology of the subduction zone near 21°S, through a southward extension of the subduction (Louat et al., 1988). This propagation may explain the marked difference in the maximum depth of the Benioff zone between the region north of Anatom (300 km) and the south of this island (200 km). It may also partly account for the lack of a well defined volcanic chain between Anatom island and Matthew volcano (Fig. 3c).

In addition, the presence of c. N–S-oriented magnetic anomalies (namely 2, J and 1), in the central and southern NFB, clearly marks a new spreading stage following the NW–SE system. Its beginning can be reasonably dated at c. 2 Ma (i.e. slightly before the age of anomaly 2). It has been

shown that two limbs of this spreading system coexist south of 20°S . As indicated above, it is considered that the $\text{N}174^{\circ}05'\text{E}$ limb is regressing, whereas the $\text{N}173^{\circ}25'\text{E}$ limb is propagating to the south, as suggested by the fan shape of its bathymetric (Fig. 3c) and magnetic (Fig. 4) contours. This may indicate that the first stage of the N–S spreading system took place near the $\text{N}174^{\circ}\text{E}$ meridian, at least south of 20°S .

The proposed present-state configuration of the area studied appears on Fig. 8, which synthesizes the main data presented above.

The actual NFB spreading system, c. N–S-oriented, succeeds to a former one, oriented $\text{N}135^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{E}$, which left the numerous $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ structural directions recognized on Fig. 3c. These directions correspond to ancient transform faults linked to this former spreading system, which can be tracked by the presence of $\text{N}135^{\circ}\text{E}$ magnetic anomalies

(Fig. 4), perpendicular to these ancient transform faults. This recent (c. 2 Ma) rearrangement of the NFB manifests one of its main characteristics, i.e. its geodynamic instability, still effective in its southern part, as indicated by the geometry of the spreading zones between 20°S and $21^{\circ}45'\text{S}$. The $\text{N}173^{\circ}25'\text{E}$ limb is propagating southward, while the $\text{N}174^{\circ}05'\text{E}$ limb is dying.

A roughly $\text{N}45^{\circ}\text{E}$ -oriented fracture zone separates these two spreading segments, corresponding to an evolutionary transform zone (ETZ on Fig. 8). However, the presently active transform fault between these two spreading limbs trends $\text{N}70^{\circ}\text{E}$, as a consequence of the general $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ direction of the relative movement between the major plates in the area. Similarly oriented $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ oblique spreading is supposed to affect the southern NFB submeridian ridges, at least south of 20°S .

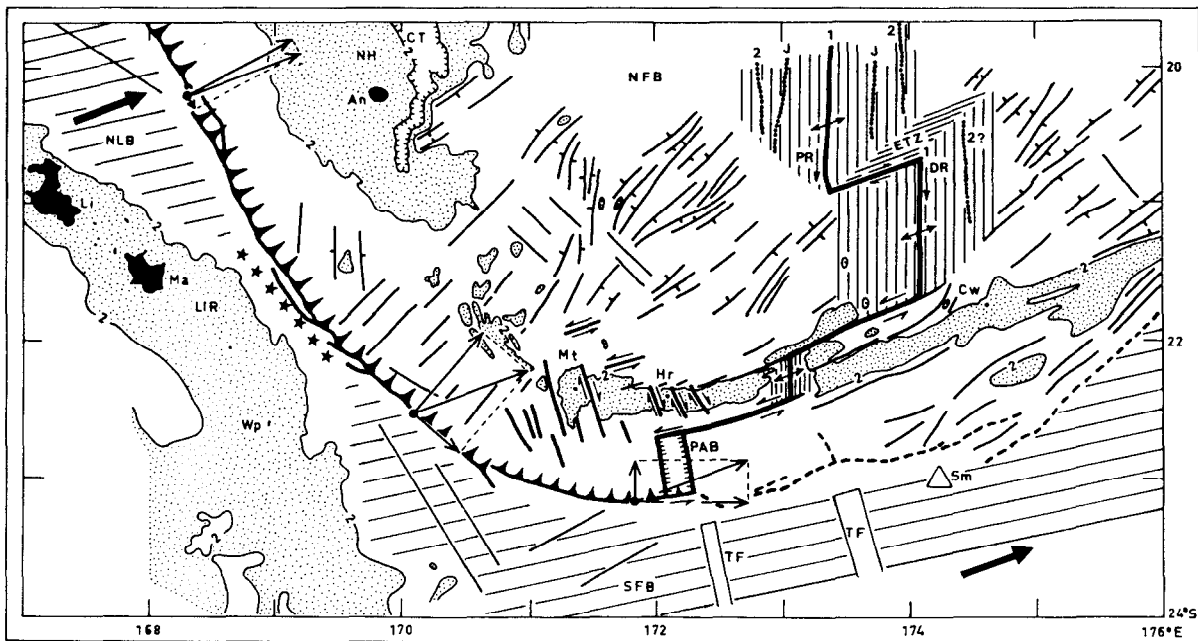


Fig. 8. Proposed geodynamic configuration of the southern junction between the New Hebrides Arc and the North Fiji Basin. Bathymetry in km. Stippled areas correspond to 0–2 km deep ridges. Toponyms: *LIR*—Loyalty Islands Ridge; *Li*—Lifou; *Ma*—Mare; *Wp*—Walpole; *NLB*—North Loyalty Basin; *NH*—New Hebrides island arc; *An*—Anatom, *CT*—Coriolis back-arc troughs; *Mt*—Matthew volcano; *Hr*—Hunter volcano; *Cw*—Conway; *NFB*—North Fiji Basin; *SFB*—South Fiji Basin; *TF*—old transform faults on the South Fiji Basin; *Sm*—seamant. Geodynamic keys: large black arrows show the general $\text{N}70^{\circ}\text{E}$ movement of the Australia–India Plate relative to the New Hebrides. The convergence vector in three different trench locations is deduced according to its two normal components. Stars point out the collision zone between *LIR* and *NH*. The active plate boundary is marked by a heavy line, on *NFB*, and by a heavy line with tick marks along the New Hebrides trench. Identified magnetic anomalies are shown along the southern *NFB* spreading zones (hatched area). *PAB*—pull-apart basin; *PR*—propagating rift; *DR*—dying rift; *ETZ*—evolutionary transform zone. See text for discussion.

The junction between spreading and convergent movements is realized between 22°S and 23°S by the functioning of two transitional structures outlined on Fig. 8.

Near 173°E, 22°10'S, the presence of a small segment in expansion is postulated. As noted before, there is a conspicuous break in the morphology of the Matthew–Hunter ridge in this area (Fig. 3c). Though apparently seismically inactive (Fig. 5), this NFB southernmost expanding area may mark the onset of a nascent northward-propagating rift. In the near future, this could coalesce with the N173°25'E southward-propagating rift, after the disappearance of the present N174°05'E dying rift.

It has already been noted that, between 171°E and 173°E, the Matthew–Hunter ridge is affected by numerous N165°E dextral strike-slip faults. These movements may have induced the formation of a pull-apart basin (Rodgers, 1980) between Hunter volcano and the easternmost termination of the trench, as proposed on Fig. 8.

However, the existence of this pull-apart basin, as well as of the small expanding area near 173°E, 22°S, remains to be ascertained by detailed bathymetric mapping and geophysical surveys.

Finally, it is probable that the incipient collision of the Loyalty Islands Ridge with the NHA will significantly change the above proposed geodynamic sketch in the future.

Acknowledgements

We are indebted to captains and crews of R/V “Vauban”, R/V “Coriolis” and R/V “Jean Charcot”. Thanks are also due to J. Butscher and P. Ribere for drafting.

References

- Auzende, J.M., Eissen, J.P., Caprais, M.P., Gente, P., Gueney, S., Harmegnies, F., Lagabrielle, Y., Lapouille, A., Lefèvre, C., Maillet, P., Mazé, J.P., Ondréas, H., Schaaf, A. and Singh, R., 1986a. Accrétion océanique et déformation dans la partie méridionale du bassin Nord-Fidjien: résultats préliminaires de la campagne océanographique SEAPSO III du N/O Jean-Charcot (décembre 1985). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 1: 93–98.
- Auzende, J.M., Lagabrielle, Y., Schaaf, A., Gente, P. and Eissen, J.P., 1986b. Tectonique intraocéanique décrochante à l'ouest des îles Fidji (Bassin Nord-Fidjien), Campagne SEAPSO III du N/O Jean-Charcot. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, II, 3: 241–246.
- Auzende, J.M., Eissen, J.P., Lafoy, Y., Gente, P. and Charlou, J.L., 1988a. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Tectonophysics*, 146: 317–352.
- Auzende, J.M., Honza, E. and the scientific party of the Kaiyo 87 cruise, 1988b. L'accrétion récente dans le Bassin Nord-Fidjien: premiers résultats de la campagne franco-japonaise Kaiyo 87. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, II: 971–978.
- Auzende, J.M., Lafoy, Y. and Marsset, B., 1988c. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (SW Pacific). *Geology* 16 (10): 925–929.
- Beck, Jr., M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93: 1–11.
- Brocher, T.M. and Holmes, R., 1985. Tectonic and geochemical framework of the Northern Melanesian Borderland: an overview of the KK820316 Leg 2 objectives and results. In: T.M. Brocher, (Editor), *Geological Investigations of the Northern Melanesian Borderland*. Circum-Pac. Council. Energy Miner. Resour., Houston, Tex. Earth Sci. Ser., 3: 1–11.
- Carney, J.N., Macfarlane, A. and Mallick, D.I.J., 1985. The Vanuatu island arc: an outline of the stratigraphy, structure and petrology. In: A.E.M. Nairn, F.G. Stehli and S. Uyeda (Editors), *The Ocean Basins and Margins*, Plenum Press, New York N.Y., Vol. 7A, pp. 683–718.
- Charvis, P., Pelletier, B. and Ruellan, E., in prep. The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji Basin based on tectonic and magnetic studies.
- Cherkis, N.Z., 1980. Aeromagnetic investigations and sea-floor spreading history in the Lau basin and northern Fiji plateau. UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull., 3: 37–45.
- Coudert, E., Isacks, B.L., Barazangi, M., Louat, R., Cardwell, R., Chen, A., Dubois, J., Latham, G. and Pontoise, B., 1981. Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations. *J. Geophys. Res.*, 86: 5905–5925.
- Daniel, J., Collot, J.Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gérard, M., Maillet, P., Monjaret, M.C., Récy, J., Renard, V., Rigolot, P. and Temakon, S.J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg 1). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, II, 9: 805–810.
- Dubois, J., Launay, J., Récy, J. and Marshall, J., 1977. New-Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 250–255.
- Dziewonski, A.M. and Woodhouse, J.H., 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88: 3247–3271.
- Dziewonski, A.M., Friedman, A., Giardini, D. and Woodhouse, J.H., 1983a. Global seismicity of 1982: centroid-moment

- tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33: 76–90.
- Dziewonski, A.M., Friedman, A. and Woodhouse, J.H., 1983b. Centroid-moment tensor solutions for January–March 1983. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33: 71–75.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. and Woodhouse, J.H., 1983–1986. Centroid-moment tensor solutions for April–June 1983 to October–December 1985. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33–43.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G., Franzen, J.E. and Woodhouse, J.H., 1987. Centroid-moment tensor solutions for January–March 1986. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 45 (1): 1–10.
- Falvey, D.A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9 (3): 117–123.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77: 4432–4460.
- Gente, P., 1987. Etude morphostructurale comparative de dorsales océaniques à taux d'expansion variés. Thèse de Doctorat, U.B.O., Brest, no. 21, 371 pp.
- Giardini, D., 1984. Systematic analysis of deep-seismicity: 200 centroid-moment tensor solutions for earthquakes between 1977 and 1980. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 77: 883–914.
- Isacks, B.L., Cardwell, R., Chatelain, J.L., Barazangi, M., Marthelot, J.M., Chinn, D. and Louat, R., 1981. Seismicity and tectonics of the central New Hebrides island arc. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (Editors), *Earthquake Prediction, An International Review*. M. Ewing series, Vol. 4. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 93–116.
- Kroenke, L.W., Price, R.C., Gamo, T., Jarvis, P., Johnson, L.E., Shor, A.N., Sedwick, P., Keene, J.B., Lafoy, Y. and Tyndzik, V.E., 1987. The central North Fiji Basin: Tectonic elements unveiled. *AGU, Spring Meet.*, 1987. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 68 (16): 409.
- Lafoy, Y., Auzende, J.M., Gente, P. and Eissen, J.P., 1987. L'extrémité occidentale de la zone de fracture fidjienne et le point triple de 16°40'S—résultats du leg III de la campagne SEAPSO du N/O Jean Charcot (décembre 1985) dans le bassin nord-fidjien (SW Pacifique). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 304, II, 3: 147–152.
- Louat, R., Daniel, J. and Isacks, B.L., 1982. Sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides. In: *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*. Trav. Doc. ORSTOM, 147: 111–148.
- Louat, R., Hamburger, M. and Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process. In: H.G. Greene and F.L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs, Vanuatu Region*. Circum-Pac. Council. Energy Miner. Resour., Houston, Tex., Earth Sci. Ser., 8: 329–356.
- Maillet, P., Monzier, M. and Lefèvre, C., 1986a. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (Southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30: 1–27.
- Maillet, P., Eissen, J.P., Lapouille, A., Monzier, M., Bal-eivannualala, V., Butscher, J., Gallois, F. and Lardy, M., 1986b. La dorsale active du Bassin Nord-Fidjien entre 20.00° S et 20.53° S: signature magnétique et morphologie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, II (3): 135–140.
- Malahoff, A., Feden, R.H. and Fleming, H.S., 1982a. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 87: 4109–4125.
- Malahoff, A., Hammond, S.R., Naughton, J.N., Keeling, D.L. and Richmond, R.N., 1982b. Geophysical evidence for post-Miocene rotation of the island of Viti Levu, Fiji, and its relationship to the tectonic development of the North Fiji Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 398–414.
- Monjaret, M.C., Bellon, H., Maillet, P. and Récy, J., 1987. Le volcanisme des fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides (campagne SEAPSO Leg 2 du N/O Jean-Charcot dans le Pacifique Sud-Ouest): datations K–Ar et données pétrologiques préliminaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, II: 605–609.
- Monzier, M., Collot, J.Y. and Daniel, J., 1984a. Carte Bathymétrique des Parties Centrale et Méridionale de l'Arc Insulaire des Nouvelles-Hébrides. ORSTOM, Paris.
- Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missègue, F. and Pontoise, B., 1984b. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101: 177–184.
- Pelletier, B., Charvis, P., Daniel, J., Hello, Y., Jamet, F., Louat, R., Nanau, P. and Rigolot, P., 1988. Structure et linéations magnétiques dans le coin Nord-Ouest du bassin Nord-Fidjien: résultats préliminaires de la campagne Eva 14 (août 1987). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, II: 1247–1254.
- Récy, J., Charvis, P., Ruellan, E., Monjaret, M.C., Gérard, M., Auclair, G., Baldassari, C., Boirat, J.M., Brown, G.R., Butscher, J., Collot, J.Y., Daniel, J., Louat, R., Monzier, M. and Pontoise, B., 1986. Tectonique et volcanisme sous-marin à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu, Pacifique Sud-Ouest): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO Leg II du N/O Jean-Charcot. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, II, 8: 685–690.
- Rodgers, D.A., 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en-echelon strike-slip faults. In: P.F. Ballance and H.G. Reading (Editors), *Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones*. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., 4. Oxford, Blackwell, pp. 27–41.

Annexe 8 -Monzier, M., Boulin, J., Collot, J.-Y., Daniel, J., Lallemand, S. et Pelletier, B., 1989. Premiers résultats des plongées Nautile de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique), C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, p. 2069-2076.

Premiers résultats des plongées *Nautile* de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision « ride des Loyauté arc des Nouvelles-Hébrides » (Sud-Ouest Pacifique)

Michel MONZIER, Jean BOULIN, Jean-Yves COLLOT, Jacques DANIEL, Serge LALLEMAND
et Bernard PELLETIER

Résumé — Quatre plongées, réalisées sur la zone de collision « ride des Loyauté/arc des Nouvelles-Hébrides », ont permis d'observer : (1) sur la ride des Loyauté, en mur externe de la fosse, des formations volcano-détritiques basaltiques et rhyolitiques, coiffées par des calcaires récifaux, le tout intensément fracturé; (2) sur le flanc occidental de l'arc néo-hébridais, en mur interne de la fosse, une série volcano-détritique andésitique. A l'approche de la fosse, des failles normales ont découpé la ride des Loyauté, amenant les calcaires récifaux jusqu'à des profondeurs de plus de 4 000 m. Enfin, la présence inhabituelle de plis déjetés vers le SW sur le mur externe, 1 000 m au-dessus de la fosse, a été confirmée; ils semblent s'être développés aux dépens de matériel de la partie inférieure du flanc de la ride.

First results of SUBPSO I dives in the collision zone "Loyalty islands ridge/New Hebrides island arc" (South West Pacific)

Abstract — Four dives were conducted over the collision zone "Loyalty ridge/New Hebrides arc". On the Loyalty ridge, basaltic and rhyolitic breccias overlain by reef limestones were observed. An andesitic volcanoclastic sequence outcrops on the western flank of the New Hebrides arc. Near the trench, the Loyalty ridge has been sliced by normal faults along which the reef limestones collapsed of at least 4,000 m. The unusual existence of SW verging anticlines on the outer wall, 1,000 m above the trench, was confirmed. These folds affect rocks of the lower part of the ridge flank.

Abridged English Version — REGIONAL SETTING. — The Loyalty islands ridge (*Pl. I, A* and *B*), massive and with significant crustal root [1], supports volcanic edifices. Uplift of the ridge due to the bulge of the indo-australian plate before the New Hebrides subduction zone [2] created the Loyalty islands which are mainly composed of plio-pleistocene reef limestones [3]. Minor outcrops of alkali basalts dated of 9-11 Ma also exist on one of these islands [4]. A thin and discontinuous volcano-sedimentary sequence covers the submerged part of the ridge and the eastern adjacent oceanic basins ([5], [6]).

The indo-australian plate, which supports the Loyalty ridge, underthrusts the southern New Hebrides arc in a N 75°E azimuth at a rate of 12 cm/year [7]. Near 21°40'S, a collision between a salient of the Loyalty ridge and the New Hebrides arc recently began and still amplifies [8]. In this area (*Pl. I, C*) the trench, unusually shallow, has been shifted 20 km towards the NE with respect to its supposed initial position and the inner wall has been uplifted (500-1,000 m). Seabeam data suggest that: (1) E-W left-lateral strike-slip faults affect the trench and the inner wall and cross-cut the NW-SE normal faults developed on the salient of the ridge; (2) folds and thrusts verging towards the SW may have locally developed on the outer wall [8].

The LNH (Loyalty/New Hebrides) collision seems to play a major role in the present-day evolution of the junction between the New Hebrides subduction and the north Fiji basin spreading axis (*Pl. I, D*). A wide E-W left-lateral transform zone would be developing in front of the collision, and the Matthew-Hunter microplate including the southern part of the

Note présentée par Jean AUBOUIN.

0249-6313/89/03092069 \$ 2.00 © Académie des Sciences

New Hebrides arc would be warping and going to be incorporated to the indo-australian plate ([7], [8], [9]).

THE DIVES. — Four dives were conducted by the *Nautile* in March 1989 on the LNH collision zone (*Fig. and Pl. II*) including three dives on the Loyalty ridge and one dive on the New Hebrides arc.

Two dives (Nos. 8 and 12) located respectively along a normal fault scarp and a large slump scar [8] indicated that the Loyalty ridge is primarily composed of fine and coarse-grained volcanic breccias including basaltic and rhyolitic elements. These breccias are affected by an unorganized fracturation and do not exhibit any clear stratification. Algae reef limestones with a thick Fe-Mn coating overly the breccias at different depths; their thickness can reach 100 m. The nature of these limestones and their occurrence at great depths (3,700–4,300 m) confirm the amplitude of the vertical offsets which have occurred at the edge of the ridge near the trench. Their occurrences at different depths suggest that several normal faults exist along the scarps.

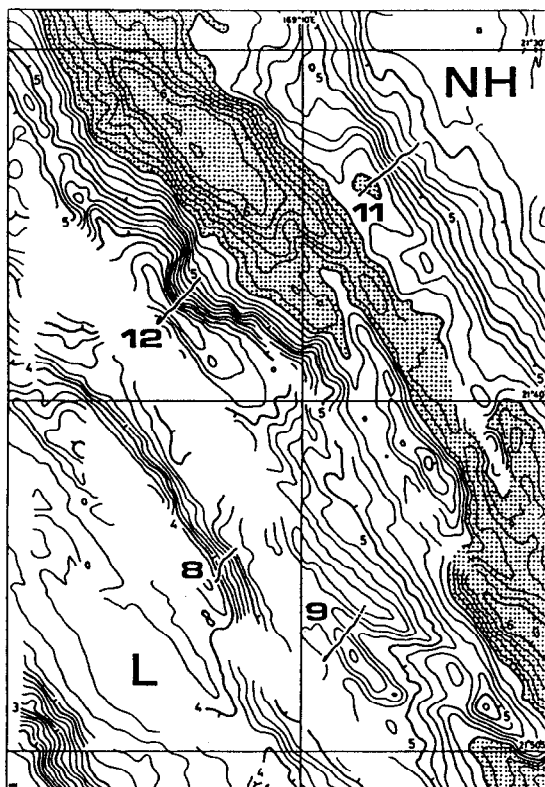
One dive (No. 9) was devoted to the study of a zone on the outer wall, which was interpreted, on the basis of morphological evidences, as a succession of folds and thrusts verging towards the SW [8]. Two formations have been recognized. The first one consists of volcanic breccias similar to those observed during dives Nos. 8 and 12; it outcrops on the steep and eroded SW flanks of the antiforms. The second formation which overlies the breccias, largely outcrops and is composed of soft and bedded white deposits. A few pieces of soft and white limestones, trapped below the *Nautile* and recovered at the surface at the end of the dive, could derive from this second formation. Dips of bedding measured in this white formation follow the topography, which indicates that the antiforms are SW verging anticlines. A NE dipping thrust fault probably emerges at the base of the SW flank of each anticline.

The objective of the last dive (No. 11) was to study the western flank of the New Hebrides arc just above the subducted part of the Loyalty ridge [8]. At the base of the cross-section, flat and white beds containing small black pebbles have been observed along the flanks of a metric graben developed on a wide terrace which could be the top of a Loyalty block. Above this terrace a volcano-sedimentary sequence is primarily composed of tuffs and andesitic breccias with elements ranging from 5 to 40 cm. This sequence is clearly different from those observed during the other dives. It presents an horizontal stratification and no evidence of thrust has been observed.

CONCLUSIONS. — The discovery of a basaltic and rhyolitic volcanoclastic sequence topped by thick reef limestones on the previously unsampled Loyalty ridge is one of the major results. Moreover, the occurrence of these limestones at great depths (3,700–4,300 m) emphasizes the great importance of vertical displacements which have affected the ridge in the vicinity of the New Hebrides trench. The western flank of the New Hebrides arc above the subducted part of the Loyalty ridge is composed of andesitic volcanoclastics. The unusual existence of SW verging folds on the outer wall, 10 km in front of the trench and 1 km above it, has been confirmed. These folds which affect rocks of the subducting plate most likely result from compressional tectonics related to the collision rather than gravitational tectonics.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE. — Dans le Sud-Ouest Pacifique, la ride des Loyauté, portée par la plaque indo-australienne, s'étend sur plus de 1 000 km, parallèlement à la Nouvelle-Calédonie et à la ride de Norfolk (*pl. I, A et B*). Son histoire et sa nature sont très mal connues. Massive et bien compensée [1], elle supporte plusieurs gros édifices volcaniques. Le bombement de la plaque indo-australienne à l'approche de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides a provoqué l'émergence des parties sommitales de ces édifices, donnant naissance aux îles Loyauté [2]. Ces îles sont essentiellement constituées par des calcaires récifaux d'âge Plio-Pléistocène [3]; les rares affleurements connus de volcanites ont fourni des basaltes alcalins âgés de 9-11 Ma [4]. Une série volcano-sédimentaire peu épaisse et irrégulière, provenant probablement des édifices volcaniques, recouvre la ride et les bassins océaniques qui la bordent à l'Est ([5], [6]).

La plaque indo-australienne plonge sous l'arc sud des Nouvelles-Hébrides à une vitesse moyenne de 12 cm/an selon une direction N75°E [7]. Vers 21°40'S, la ride des Loyauté forme un saillant obtus qui est entré récemment en collision avec le mur interne de l'arc néo-hébridais [8]; compte tenu de la géométrie des structures en présence et de la direction de convergence des plaques, le phénomène de collision tend à s'amplifier. Au droit de la collision (*pl. I, C*), la fosse, anormalement peu profonde, a été déportée d'une vingtaine de kilomètres vers le NE par rapport à son tracé initial supposé et le mur interne semble



Localisation des plongées sur un fond bathymétrique levé au sondeur multifaisceaux; isobathes tous les 100 m, courbes maîtresses en kilomètres; la zone où la profondeur excède 5 500 m est soulignée par de petits points. Cet extrait de carte correspond à la partie centrale de la planche I (C).

Detailed map showing the precise location of the dives; contour interval is 100 m, main contours are in kilometers; dotted area is below 5,500 m. This map corresponds to the central part of the Plate I (C).

avoir été soulevé de 500 à 1 000 m. La cartographie Seabeam suggère que de nombreux décrochements E-W senestres affectent la fosse et le mur interne et recoupent les accidents normaux NW-SE du saillant des Loyauté. Sur le mur externe, au pied de la ride des Loyauté, un ensemble peu étendu de rides et de dépressions est interprété, d'après les données Seabeam, comme une succession de plis et chevauchements à vergence SW [8].

La collision LNH (pour Loyauté/Nouvelles-Hébrides) semble contrôler l'évolution de la jonction entre la subduction néo-hébridaise et l'axe d'expansion du bassin nord-fidjien (*pl. I, D*). Une large zone transformante E-W, senestre, serait en cours de formation au droit de cette collision tandis que la microplaque de Matthew-Hunter, comprenant le tronçon méridional de l'arc des Nouvelles-Hébrides, se déformerait et tendrait à devenir solidaire de la plaque indo-australienne ([7], [8], [9]).

DESCRIPTION DES PLONGÉES. — Sur la zone LNH, quatre plongées profondes ont été effectuées en mars 1989 à bord du *Nautilé* (*fig. et pl. II*) : trois sur le saillant des Loyauté (mur externe; plongées n^{os} 8, 9 et 12) et une sur l'arc néo-hébridais (mur interne; plongée n^o 11).

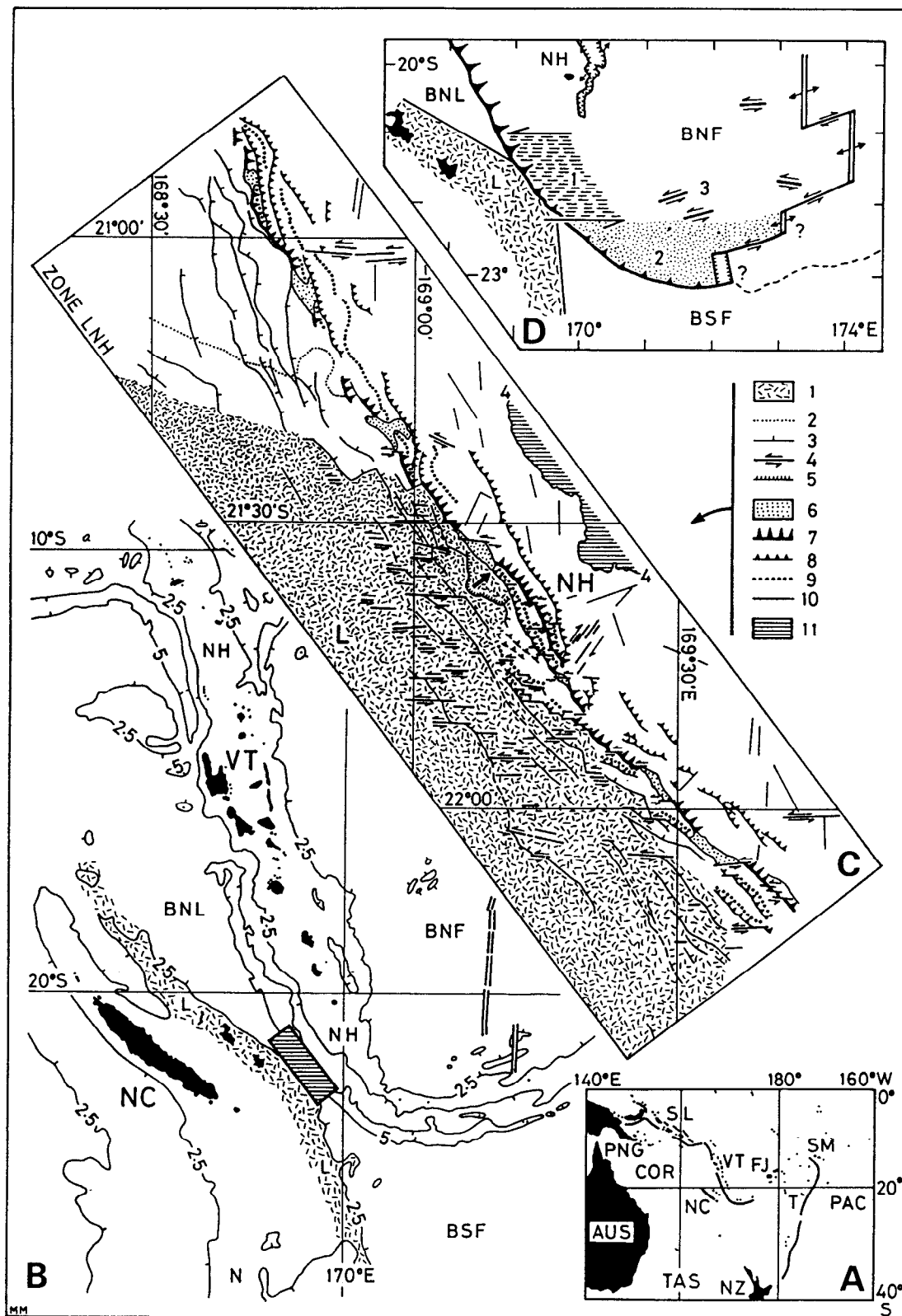
La plongée n^o 8, effectuée sur le flanc de la ride des Loyauté, le long d'un probable escarpement de faille normale haut de 900 m [8], a permis de reconnaître deux formations. La première est constituée par des brèches polygéniques à éléments volcaniques (basaltes, rhyolites) et calcaires, millimétriques à décimétriques, et par des brèches palagonitiques

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

(A) Le Pacifique Sud-Ouest : PAC=Océan Pacifique; COR=Mer du Corail; TAS=Mer de Tasman; AUS=Australie; PNG=Papouasie Nouvelle-Guinée; SL=Salomon; VT=Vanuatu; NC=Nouvelle-Calédonie; FJ=Fidji; SM=Samoa; T=Tonga; NZ=Nouvelle-Zélande. (B) La région « Nouvelle-Calédonie/Nouvelles-Hébrides » : NC=Nouvelle-Calédonie; N=ride de Norfolk; L=ride des Loyauté (figuré en tiretés); NH=arc des Nouvelles-Hébrides; VT=Vanuatu; BNL=bassin nord-Loyauté; BNF=bassin nord-fidjien; BSF=bassin sud-fidjien. Les isobathes 2,5 et 5 km sont reportés ainsi que l'axe d'expansion du BNF; la zone de collision LNH (pour Loyauté/Nouvelles-Hébrides) levée en détail au sondeur multifaisceaux lors de la campagne SEAPSOI est hachurée. (C) La collision LNH : (1) ride des Loyauté; (2) limite inférieure du flanc de la ride; (3) faille normale; (4) décrochement; (5) cicatrice de glissement en masse; (6) petit bassin sédimentaire du fond de fosse; (7) chevauchement principal en fond de fosse sud des Nouvelles-Hébrides; (8) chevauchement; (9) axe antiforme; (10) accident sur le mur interne; (11) partie du mur interne où la profondeur est inférieure à 4 000 m. (D) La collision LNH, facteur essentiel de l'évolution géodynamique actuelle de la jonction entre la subduction des NH et l'axe d'expansion du BNF : (1) zone transformante E-W senestre; (2) microplaque de Matthew-Hunter; (3) décrochements senestres actifs (mécanismes focaux) au nord de cette microplaque.

(A) *The South West Pacific*: PAC=Pacific Ocean; COR=Coral Sea; TAS=Tasman Sea; AUS=Australia; PNG=Papua New Guinea; SL=Solomon; VT=Vanuatu; NC=New Caledonia; FJ=Fiji; SM=Samoa; T=Tonga; NZ=New Zealand. (B) *The New Caledonia/New Hebrides area*: NC=New Caledonia; N=Norfolk ridge; L=Loyalty ridge (stippled); NH=New Hebrides arc; VT=Vanuatu; BNL=north Loyalty basin; BNF=north Fiji basin; BSF=south Fiji basin. 2.5 and 5 km contours and the spreading axis of the BNF are reported; the LNH (Loyalty/New Hebrides) collision zone mapped from Seabeam (SEAPSOI cruise) is hachured. (C) *The LNH collision*: (1) Loyalty ridge; (2) lower boundary of the flank of the ridge; (3) normal fault; (4) strike-slip fault; (5) slump scar; (6) small sedimentary basin at the axis of the trench; (7) main thrust at the deepest part of the New Hebrides trench; (8) thrust fault; (9) antiform axis; (10) fault on the inner wall; (11) part of the inner wall shallower than 4,000 m. (D) *The LNH collision and the regional geodynamics*: (1) E-W left-lateral transform zone; (2) Matthew-Hunter microplate; (3) left-lateral strike-slip faults from focal mechanism solutions.



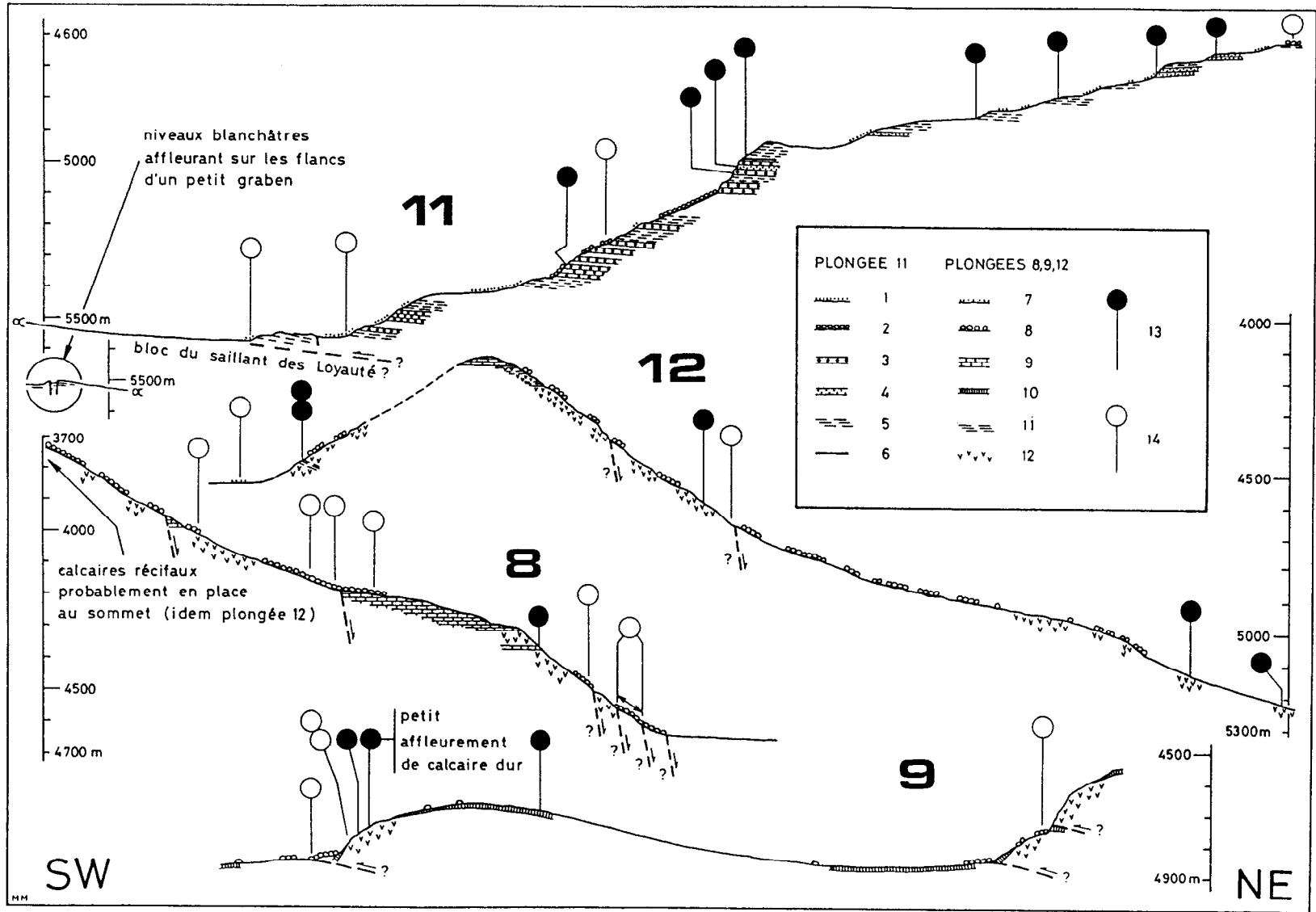


Planche II

Coupes réalisées à partir des plongées (voir localisation sur la figure). *Plongée n° 11* (mur interne) : (1) petits blocs isolés; (2) éboulis; (3) brèches à éléments andésitiques grossiers; (4) brèches à éléments andésitiques moyens; (5) tufs de couleur crème; (6) niveau de cendres noires. *Plongées n° 8, 9 et 12* (mur externe) : (7) petits blocs isolés; (8) chaos rocheux, éboulis; (9) calcaires récifaux; (10) calcaires peu indurés; (11) hyaloclastites fines et litées; (12) brèches à éléments volcaniques, brèches palagonitiques, brèches polygéniques; (13) échantillon pris en place; (14) échantillon pris dans un éboulis.

Geologic cross-sections constructed from the dives (see location on Figure). *Dive No. 11* (inner wall): (1) isolated small blocks; (2) screes; (3) breccias with coarse-grained andesitic elements; (4) breccias with andesitic elements of medium size; (5) beige tuffs; (6) black ash level; *Dives Nos. 8, 9 and 12* (outer wall): (7) isolated small blocks; (8) block fields, screes; (9) reef limestones; (10) soft limestones; (11) fine-grained and bedded hyaloclastites; (12) volcanic and polygenic breccias; (13) rock sampled in situ; (14) rock sampled in screes or block fields.

fines. Ces roches ne présentent aucune stratification visible; elles sont fracturées de manière anarchique et forment à l'affleurement des chaos de blocs métriques à décimétriques légèrement encroûtés. La seconde formation correspond à des calcaires récifaux algaires fortement encroûtés, subhorizontaux et atteignant une centaine de mètres d'épaisseur au maximum. Observés à plusieurs reprises, ils reposent normalement sur la formation précédente, et affleurent sous forme de grosses dalles décimétriques et de blocs métriques, souvent légèrement basculés. La nature récifale de ces calcaires ainsi que leur présence à différentes profondeurs entre 3 700 et 4 300 m confirment l'ampleur des mouvements verticaux ayant affecté la ride et suggèrent l'existence de plusieurs failles normales le long de l'escarpement reconnu.

La plongée n° 12 avait pour cible une cicatrice d'arrachement, haute de 1 100 m, affectant le front du saillant des Loyauté [8]. Des brèches volcaniques monotones à éléments centimétriques, comparables à celles précédemment décrites, affleurent, présentant localement des intercalations métriques de hyaloclastites claires, fines et litées. Ces formations volcano-détritiques sont coiffées par des calcaires similaires à ceux reconnus lors de la plongée n° 8.

La plongée n° 9 avait pour objectif la reconnaissance d'une zone du mur externe interprétée, sur des critères morphologiques, comme un ensemble de plis et chevauchements à vergence SW [8]. Deux formations ont été observées. La première est constituée de brèches comparables à celles décrites lors des plongées n° 8 et 12; elle affleure sur les flancs SW, raides et érodés, des deux antiformes reconnus. La seconde correspond à des dépôts blancs, tendres et lités, qui reposent sur la formation précédente et affleurent largement. Le seul indice relatif à la nature de ces dépôts consiste en quelques débris de calcaire blanc peu induré, piégés dans les infrastructures du *Nautilé*. Les pendages relevés sur cette seconde formation confirment qu'il s'agit bien d'anticlinaux déjetés vers le SW, nettement plus dissymétriques que ne le laissait prévoir la carte Seabeam. Des chevauchements à pendage NE pourraient émerger au pied des flancs SW de chaque anticlinal.

La plongée n° 11 s'est déroulée sur le mur interne de la fosse. A l'extrémité SW de la coupe, des niveaux blanchâtres, sub-horizontaux, contenant des clastes sombres centimétriques à décimétriques, ont été observés sur les flancs d'un graben métrique affectant un large replat qui pourrait correspondre au toit d'un bloc du saillant des Loyauté engagé sous le mur interne [8]. Au-dessus de ce replat, une pente irrégulière comprenant plusieurs ressauts érodés expose une série volcano-détritique composée d'alternances de tufs et de brèches à éléments andésitiques de taille moyenne (5 à 10 cm) à grossière (10 à

30-40 cm). Ces formations, nettement distinctes de celles observées durant les plongées n^{os} 8, 9 et 12, sont généralement subhorizontales; aucun indice de chevauchement n'a été noté.

CONCLUSIONS. — Les données recueillies au cours de ces quatre plongées permettent d'ores et déjà : (1) de montrer pour la première fois que la ride des Loyauté est constituée d'une série volcano-détritique basaltique et rhyolitique coiffée d'une épaisse couverture de calcaires récifaux fortement encroûtés; (2) de souligner, avec la découverte de calcaires récifaux à des profondeurs de 3 700-4 300 m, l'ampleur des mouvements verticaux qui ont affecté cette ride à l'approche de la fosse; (3) de constater sur le flanc occidental de l'arc néo-hébridais la présence d'une formation volcano-détritique andésitique qui semble surmonter un bloc du saillant des Loyauté engagé sous le mur interne; (4) de confirmer l'existence de plis déjetés vers le SW sur le mur externe, une dizaine de kilomètres en avant de la fosse et près de 1 000 m au-dessus de celle-ci; leur cœur est fait de matériel volcano-détritique appartenant à la série des Loyauté et leur enveloppe de calcaires peu indurés, qui pourraient représenter l'équivalent, latéral et plus profond, des calcaires récifaux recouvrant la ride; ces plis ont été reconnus dans une zone peu escarpée, en position latérale par rapport à un bloc très massif du saillant des Loyauté; leur formation, difficilement imputable à des phénomènes gravitaires, semble plutôt résulter de la compression plus ou moins décrochante liée à la collision en cours.

Note remise le 10 novembre 1989, acceptée le 16 novembre 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

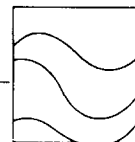
- [1] J.-Y. COLLOT, F. MISSEGUE et A. MALAHOFF, in *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Travaux et documents de l'ORSTOM*, Paris, n° 147, 1982, p. 549-564.
- [2] J. DUBOIS, J. LAUNAY et J. RECY, *Tectonophysics*, 24, 1974, p. 133-150.
- [3] J. P. CHEVALIER, in *Biology and geology of coral reefs*, O. A. JONES et R. ENDEAN éd., 1, 1973, Academic Press, New York, p. 143-167.
- [4] J. C. BAUBRON, J. H. GUILLON et J. RECY, *Bull. B.R.G.M.*, 2^e série, section IV, n° 3, 1976, p. 165-175
- [5] G. H. PACKHAM, *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, n° 2/3, 1975, p. 50-51.
- [6] J. K. WEISSEL, A. B. WATTS et A. LAPOUILLE, *Tectonophysics*, 87, 1982, p. 243-251.
- [7] B. PELLETIER et R. LOUAT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 123-130.
- [8] M. MONZIER, J. DANIEL et P. MAILLET, *Oceanologica Acta* (soumis).
- [9] P. MAILLET, M. MONZIER, J.-Ph. EISSEN et R. LOUAT, *Tectonophysics*, 165, 1989, p. 251-268.

M. M., J.-Y. C., J. D. et B. P. : UR 1 F, ORSTOM, B. P. n° A 5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie;
G.D.R., *Genèse et Évolution des Domaines océaniques*;

J. B. : *Laboratoire de Géologie structurale, Université de Marseille-III, Saint-Jérôme, 13397 Marseille*;

S. L. : *Laboratoire de Géologie structurale, Université Pierre-et-Marie-Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris*.

Annexe 9 -Monzier, M., Daniel, J., et Maillet, P., 1990. La collision "Ride des Loyauté / Arc des Nouvelles-Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, spécial 10, Actes du colloque: Tour du Monde "Jean Charcot", Paris, 1989, p. 43-56.



La collision «ride des Loyauté/ arc des Nouvelles-Hébrides» (Pacifique Sud-Ouest)

Collision
Ride des îles Loyauté
Arc des Nouvelles-Hébrides
Géodynamique
Cartographie Seabeam

Collision
Loyalty islands ridge
New Hebrides island arc
Geodynamics
Seabeam mapping

Michel MONZIER^a, Jacques DANIEL^a, Patrick MAILLET^b

^a ORSTOM, BP A5, Nouméa, Nouvelle-Calédonie

^b ORSTOM, Department of Geology, La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia 3083

^a et ^b GDR «Genèse et Evolution des Domaines Océaniques», Brest, France.

Reçu le 15/09/89, révisé le 17/05/90, accepté le 31/05/90.

RÉSUMÉ

La collision entre le saillant formé à 22°S par la ride des Loyauté, appartenant à la plaque indo-australienne, et la terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides a débuté il y a environ 300 000 ans. Toutefois, par son action sur le bombement de la plaque plongeante, la ride influence probablement, depuis 1 à 2 Ma, le fonctionnement de la terminaison méridionale arquée de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. L'enracinement et la flottabilité de cette ride massive contrarient la flexure de la plaque plongeante et rendent difficile sa subduction. Ainsi, les failles normales qui découpent le saillant sont peu actives; la zone de contact entre les plaques, définie par la sismicité superficielle, s'est rapprochée de la fosse; le mur interne, localement soulevé, montre un début d'accrétion et le front des déformations compressives a migré sur le mur externe.

L'approche de la ride des Loyauté, puis la collision avec la terminaison méridionale arquée de la zone de subduction des Nouvelles Hébrides, ont provoqué une évolution différente, de part et d'autre de 22°S, du dispositif de convergence. Vers 22°S, un décrochement est-ouest senestre, d'amplitude régionale, découpe l'arc et affecte le bord de la plaque plongeante. Au nord de cet accident, la collision, bien qu'intense, ne suffit pas, pour l'instant, à contrecarrer totalement la convergence, normale à la fosse, car l'effet d'entraînement latéral induit par la subduction de la lithosphère océanique du bassin nord-Loyauté est dominant. Au sud de cet accident, la convergence oblique sous la terminaison arquée est arrêtée, et une microplaque, fortement couplée à la plaque indo-australienne, est apparue.

Au droit de la zone de collision, la faible longueur de la zone de Benioff, le développement limité – voire l'absence – de la chaîne volcanique sommitale, la terminaison des fossés intra-arc du Coriolis, ainsi que le décrochement important de l'axe de la dorsale active du bassin nord-fidjien ne sont probablement que des conséquences de l'approche de la ride et de la collision.

Oceanologica Acta, 1990. Volume spécial 10, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 43-56.

ABSTRACT

The "Loyalty islands ridge/New Hebrides island arc" collision (Southwest Pacific)

The collision between the 22°S salient of the Loyalty ridge (on the eastern margin of the India-Australia plate) and the southern New Hebrides arc began some 300 000 years ago. Nevertheless, the ridge probably influences, since 1 to 2 Ma, the subduction at the southern

arcuate New Hebrides trench through its action on the bulge of the downgoing plate. The morphology of the ridge, its deep root and relative buoyancy affect the flexure and the subduction of the downgoing plate in several ways. Normal faults along the outer trench wall are not seismically very active. The interplate thrust zone shifted towards the trench and the compressive front jumped on the outer trench wall. Tectonic accretion occurs on the inner trench wall, which is locally uplifted.

The approach of the Loyalty ridge, followed by the collision with the southern termination of the New Hebrides subduction zone, induces a different evolution of the convergence north and south of 22°S. At this latitude, an E-W sinistral strike-slip fault affects the arc and the edge of the downgoing plate. North of this limit, the intense collision does not totally prevent the convergence, normal to the trench and driven by the subduction of the oceanic lithosphere of the north Loyalty basin. South of it, oblique convergence has now stopped, and the arc microplate is strongly coupled with the India-Australia plate. The proposed effects of this arc-ridge collision may be traced on a regional scale: in front of the collision zone, the southern New Hebrides active volcanic line is weakly developed, the intra-arc troughs are absent, and the Benioff zone is short. On the nearby north Fiji basin, the offset of the southern active spreading ridge could also be a consequence of this collision.

Oceanologica Acta, 1990. Volume special 10, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 43-56

INTRODUCTION

La zone de subduction des Nouvelles-Hébrides offre trois exemples d'interaction ride-arc (fig. 1). Entre 13 et 15°S, le massif ouest-Torres arrive à proximité de la fosse et commence à la déformer. Entre 15 et 16°S, la collision-subduction des rides d'Entrecasteaux provoque d'importantes modifications structurales dans l'arc et entraîne une modification locale du régime géodynamique, une partie du mouvement de convergence étant accommodée par des accidents inverses, à pendage ouest, bordant l'arrière-arc (Collot, 1989; Louat et Pelletier, 1989). Enfin, vers 22°S, la ride des Loyauté entre depuis peu en contact avec la terminaison méridionale de l'arc (Monzier *et al.*, 1984; Maillet *et al.*, 1989); seule cette collision LNH (pour Loyauté/Nouvelles-Hébrides) sera examinée ici.

CADRE REGIONAL

La ride des Loyauté et les bassins océaniques nord-Loyauté et sud-fidjien, qui la bordent à l'est, appartiennent à la marge orientale de la plaque indo-australienne. Vers 20°S, cette plaque et l'arc méridional des Nouvelles-Hébrides convergent à une vitesse moyenne de 12 cm/an le long d'une direction N75°E (Louat et Pelletier, 1989).

La ride des Loyauté (fig. 1), longue de près de 1000 km, dessine vers 22°S un coude obtus, convexe vers le nord-est, entre deux tronçons rectilignes d'inégale importance. L'épaisseur de la croûte atteint 25 km sous le tronçon des îles Loyauté (Collot *et al.*, 1982). Le parallélisme entre la partie nord de la ride des Loyauté et les rides de Nouvelle-Calédonie et de Fairway pourrait signifier que ces trois lanières ont une ossature identique. La ride des Loyauté porte de gros édifices volcaniques, mais leur nature n'est connue qu'à Maré, où affleurent des basaltes

alcalins âgés de 9 à 11 Ma (Baubron *et al.*, 1976). Des formations récifales, d'âge miocène supérieur à pléistocène inférieur, soulevées durant le quaternaire (Chevalier, 1973), constituent l'essentiel des îles Loyauté; leur surrection résulte de l'existence d'un bombement affectant la plaque indo-australienne en avant de la fosse des Nouvelles-Hébrides (Dubois *et al.*, 1988). Une couverture sédimentaire irrégulière, d'épaisseur généralement comprise entre 0,2 et 0,6 s.t.d., recouvre l'ensemble de la ride (Bitoun et Récy, 1982).

La croûte océanique du bassin nord-Loyauté (fig. 1) a été forée au site DSDP 286 où la couche 2 a été atteinte, sous 649 m de dépôts constitués, pour les 452 m inférieurs, par les turbidites proximales d'âge éocène moyen-supérieur (Andrews, Packham *et al.*, 1975). Le matériel andésitique grossier présent dans ces turbidites indique que le site 286 se trouvait, à l'Eocène, au voisinage d'un arc insulaire actif. Pour Maillet *et al.* (1983), cet arc comprenait les édifices volcaniques de la ride des Loyauté, ceux qui jalonnent, plus, au nord la zone arquée d'Entrecasteaux et le banc Sabine, à proximité du forage 286; dans ce cas, les basaltes de Maré correspondraient à une phase volcanique tardive, de type intraplaque. Pour Kroenke (1984), la ride des Loyauté n'existait pas à cette époque et les restes de cet arc se trouveraient en Nouvelle-Calédonie. Weissel *et al.* (1982) pensent avoir repéré dans le bassin nord-Loyauté les anomalies magnétiques 23 à 18 (Eocène inférieur-moyen), normales à la ride des Loyauté, l'âge de la croûte océanique décroissant du nord-ouest vers le sud-est. Toutefois, Collot *et al.* (1985) identifient, à l'extrémité nord du bassin, les anomalies 24 et 23 (Eocène inférieur), sub-parallèles à la ride des Loyauté.

La croûte océanique du bassin sud-fidjien (fig. 1) a été reconnue au site DSDP 285. La couche 2 n'a pas été touchée et la majeure partie des 584 m forés correspond à des turbidites distales d'âge miocène moyen. La ride de

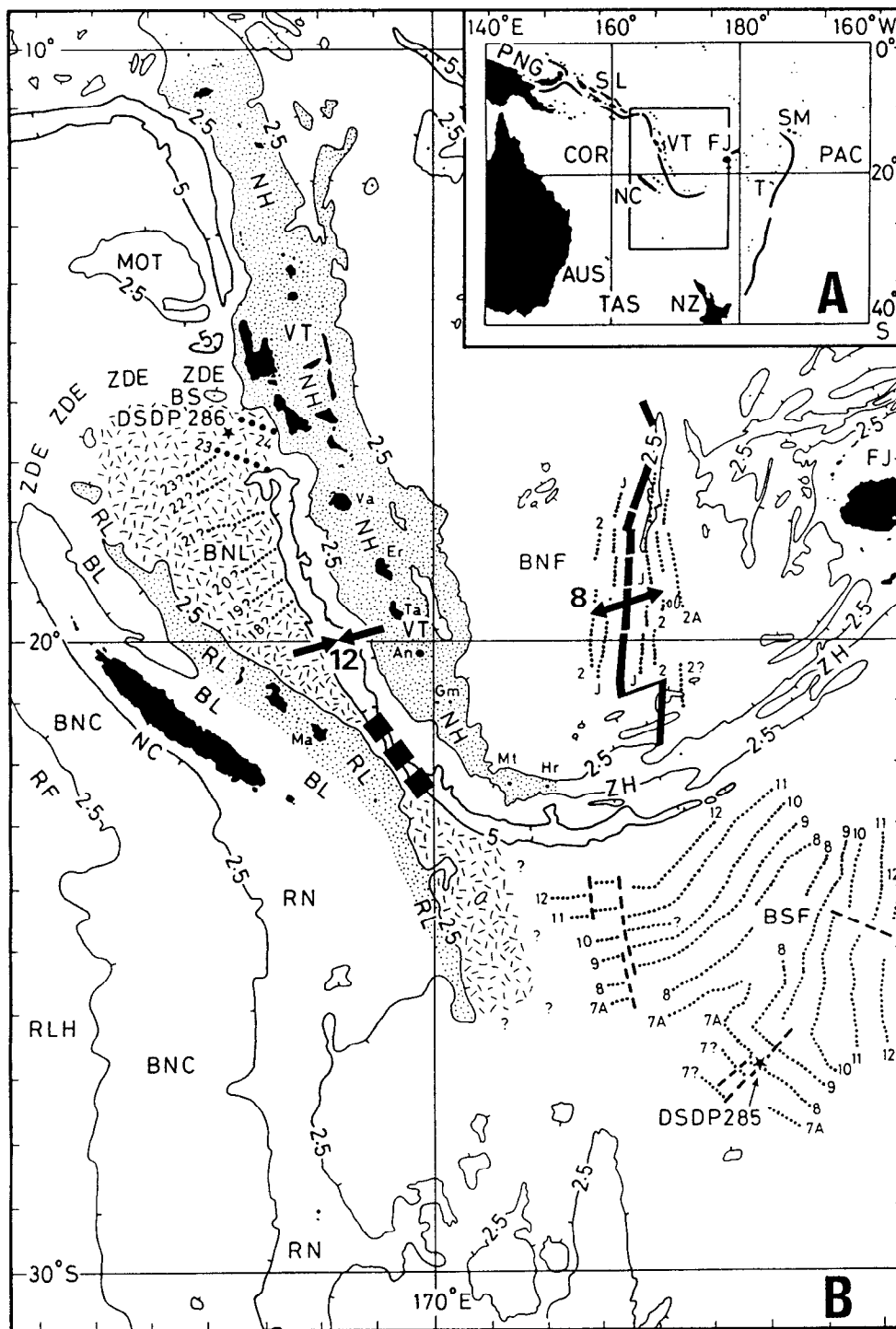


Figure 1

A - Le Pacifique sud-ouest. PAC = Océan Pacifique; COR = Mer du Corail; TAS = Mer de Tasman; AUS = Australie; PNG = Papouasie Nouvelle-Guinée; SL = Iles Salomon; VT = Vanuatu; NC = Nouvelle-Calédonie; FJ = Iles Fidji; SM = Iles Samoa; T = Iles Tonga; NZ = Nouvelle-Zélande. B - L'arc des Nouvelles-Hébrides et les régions adjacentes. Bathymétrie en km extraite de Kroenke *et al.* (1983). RLH = ride de Lord Howe; RF = ride de Fairway; BNC = bassin de Nouvelle-Calédonie; RN = ride de Norfolk; NC = Nouvelle-Calédonie; BL = bassin des Loyauté; RL = ride des Loyauté; MOT = massif ouest-Torres; ZDE = zone d'Entrecasteaux; BS = banc Sabine; BNL = bassin nord-Loyauté; BSF = bassin sud fidjien; DSDP 285/286 = sites de forages DSDP; NH = arc des Nouvelles-Hébrides; VT = Vanuatu; Va = Vate; Er = Erromango; Ta = Tanna; An = Anatom; Gm = monts Gemini (sous-marins); Mt = Matthew; Hr = Hunter; ZH = zone de Hunter; FJ = Iles Fidji; BNF = bassin nord-fidjien. Anomalies magnétiques (pointillés) dans le BNL et le BSF reprises de Weissel *et al.* (1982) et Davey (1982); la croûte océanique éocène du BNL et du coin nord-ouest du BSF est soulignée par un figuré. Anomalies 24 et 23 (gros pointillés), près du DSDP 286, reprises de Collot *et al.* (1985). L'axe d'expansion (trait épais) et les anomalies magnétiques dans le BNF proviennent de Auzende *et al.* (1988) et de Maillet *et al.* (1989). Les principaux mouvements relatifs entre les plaques sont indiqués avec leur taux en cm/a (Louat et Pelletier, 1989). Les gros carrés noirs soulignent la collision INH.

A - The Southwest Pacific. PAC = Pacific Ocean; COR = Coral Sea; TAS = Tasman Sea; AUS = Australia; PNG = Papua New Guinea; SL = Solomon islands; VT = Vanuatu; NC = New Caledonia; FJ = Fiji islands; SM = Samoa islands; T = Tonga islands; NZ = New Zealand. B - New Hebrides arc and adjacent areas. Bathymetry in km from Kroenke *et al.* (1983). RLH = Lord Howe rise; RF = Fairway ridge; BNC = New Caledonia basin; RN = Norfolk ridge; NC = New Caledonia; BL = Loyalty basin; RL = Loyalty ridge; MOT = west Torres massif; ZDE = D'Entrecasteaux zone; BS = Sabine bank; BNL = north Loyalty basin; BSF = south Fiji basin; DSDP 285/286 = DSDP sites; NH = New Hebrides island arc; VT = Vanuatu; Va = Vate; Er = Erromango; Ta = Tanna; An = Anatom; Gm = Gemini seamounts; Mt = Matthew; Hr = Hunter; ZH = Hunter zone; FJ = Fiji islands; BNF = north Fiji basin. Magnetic anomalies (dotted lines) in the BNL and the BSF from Weissel *et al.* (1982) and Davey (1982); the eocene oceanic crust of the BNL and the northwest part of the BSF is emphasized; anomalies 24 and 23 (heavy dotted lines) near DSDP 286 from Collot *et al.* (1985). Spreading axis (heavy solid line) and magnetic anomalies in the BNF from Auzende *et al.* (1988) and Maillet *et al.* (1989). Main relative plate motions in cm/a from Louat and Pelletier (1989). Large black squares point out the LNH collision zone.

Lau, qui borde à l'est le bassin, est probablement la source du matériel andésitique observé (Andrews *et al.*, 1975). Les anomalies magnétiques 12 à 7 (Oligocène) ont été identifiées dans la moitié nord du bassin (Davey, 1982), où elles dessinent une jonction fossile RRR. Cependant, dans le coin nord-ouest du bassin sud-fidjien, au pied de la ride des Loyauté, la croûte est probablement éocène comme dans le bassin nord-Loyauté; les turbidites reconnues au site 286 s'étendraient en effet jusque dans cette région (Packham, 1975). Il est difficile, à partir de données aussi fragmentaires, d'imaginer les relations ayant existé entre les bassins nord-Loyauté et sud-fidjien, d'autant qu'une part importante du premier a disparu sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. Pour Weissel *et al.* (1982), les croûtes océaniques éocène et oligocène de ces bassins se seraient formées à partir d'axes d'expansion distincts. Davey (1982) suggère que la limite nord originelle de la croûte oligocène du bassin sud-fidjien était une discontinuité coïncidant approximativement avec la zone de Hunter (fig. 1).

L'arc volcanique méridional des Nouvelles-Hébrides (fig. 1), actif depuis le Miocène supérieur (Macfarlane *et al.*, 1988) comporte deux segments orientés différemment. Le premier, massif, compris entre Vaté et Anatom, se caractérise par la prédominance des laves basaltiques (Macfarlane *et al.*, 1988) et l'existence de fossés intra-arc (Monjaret, 1989) dont la formation se poursuit actuellement (Louat et Pelletier, 1989). Le second, beaucoup moins important, correspond au chaînon Matthew-Hunter qui assure la liaison avec la zone de Hunter et n'a fourni, pour l'instant, que des andésites acides (Maillet *et al.*, 1986). Entre les monts Gemini et les abords ouest de Matthew, la chaîne volcanique sommitale est absente ou peu développée (Monzier *et al.*, 1984). Louat *et al.* (1988) montrent que, sous l'arc, la largeur de la zone affectée par la sismicité superficielle résultant du contact entre les deux plaques est variable. Importante entre Vaté et Anatom, elle diminue rapidement entre Anatom et les monts Gemini, puis reste stable, mais faible, tout au long de la terminaison arquée de la zone de subduction. La zone de Benioff, définie par la sismicité intermédiaire, descend jusqu'à 300 km de profondeur entre Vaté et Anatom, mais atteint seulement 170 km de profondeur au sud d'Anatom (Louat *et al.*, 1988). Ces modifications interviennent vers 20°S, à la latitude de la terminaison méridionale des fossés intra-arc. En arrière de l'arc, la moitié méridionale du bassin nord-fidjien (fig. 1) s'est formée, à partir du Miocène supérieur, lors de deux phases successives d'ouverture océanique (Auzende *et al.*, 1988). Depuis 3 Ma, l'expansion se produit le long d'une dorsale nord-sud. Au sud de 21°S, cette dorsale est décalée de 80 km vers l'est, et la jonction avec la terminaison de la fosse des Nouvelles-Hébrides serait assurée, entre 22 et 23°S, par un dispositif transformant senestre, complexe et instable (Maillet *et al.*, 1989). Pour Louat et Pelletier (1989), cette jonction dorsale-fosse s'effectuerait actuellement le long d'une zone transformante senestre, située entre 21 et 22°S. La région de Matthew-Hunter correspondrait ainsi à une microplaque sous laquelle la plaque indo-australienne subduiterait vers le nord, à un taux très réduit.

LA COLLISION LNH

Entre 21°30' et 22°10'S, le saillant obtus formé par la bordure orientale de la ride des Loyauté entre en collision avec la base du mur interne de la fosse des Nouvelles-Hébrides (fig. 2).

Les flancs abrupts du saillant de la ride des Loyauté ont une orientation moyenne N120°E au droit de Lifou et Maré, N140°E dans la zone de collision et N175°E à l'est de Walpole. Le pied de ces flancs se trouve entre 3 400 et 3 800 m de profondeur du côté du bassin nord-Loyauté et vers 3 200 m du côté du bassin sud-fidjien. Ces bassins présentent, sur une bande de 50 à 80 km de largeur jouxtant la ride, des profondeurs comprises entre 3 200 et 4 000 m.

Deux segments de fosse, à peu près rectilignes, orientés N153°E en face de Lifou et Maré et N130°E à l'est de Walpole, encadrent la zone de collision. Ces deux segments atteignent des profondeurs similaires, dépassant 7 000 m, mais le premier est trois fois plus large, à 6 000 m, que le second. Au niveau de la collision, la fosse, étroite et peu profonde, présente plusieurs seuils au-dessus de 6 000 m. Elle est également déportée vers le nord-est par rapport au tracé obtenu en prolongeant les deux segments précédemment décrits.

De l'île de Tanna à la zone de collision, la bande de mur interne comprise entre 3 000 et 6 000 m, garde une largeur à peu près constante, mais, se rapproche de la fosse par paliers successifs. En face de la collision LNH, les isobathes 3 000 à 5 000 m du mur interne dessinent une nette avancée vers le sud-ouest, bordée par des décrochements normaux à la fosse. Cette zone proéminente culmine vers 1 600 m de profondeur. Au droit du segment de fosse orienté N130°E, la bande de mur interne comprise entre 3 000 et 6 000 m est notablement plus large que celle décrite précédemment, et sa morphologie est extrêmement compliquée.

Entre Tanna et Anatom, la partie sommitale de l'arc, définie par l'isobathe 2 000 m, est large et les fossés intra-arc déjà cités (fossés du Coriolis) sont présents. D'Anatom aux monts Gemini, cette largeur diminue rapidement et une dépression en échelons prolonge, vers le sud-sud-ouest, les fossés du Coriolis. Au sud-est des monts Gemini, sur une quarantaine de kilomètres, la chaîne volcanique sommitale est absente; elle réapparaît dans la région du mont Eva, mais sous une forme discrète qu'elle conserve jusqu'aux abords ouest de Matthew (cf. supra). Le saillant obtus de la ride des Loyauté et la fosse, orientée différemment de part et d'autre de la collision, dessinent un remarquable dispositif en X, centré sur la zone LNH. Les tracés initiaux supposés du bord du saillant et de la fosse, et les paramètres actuels de la convergence (Louat et Pelletier, 1989), montrent que le début de la collision pourrait dater de moins de 300 000 ans. Cette estimation, basée sur des tracés et des paramètres supposés invariants durant la collision, souligne le caractère juvénile de la collision LNH.

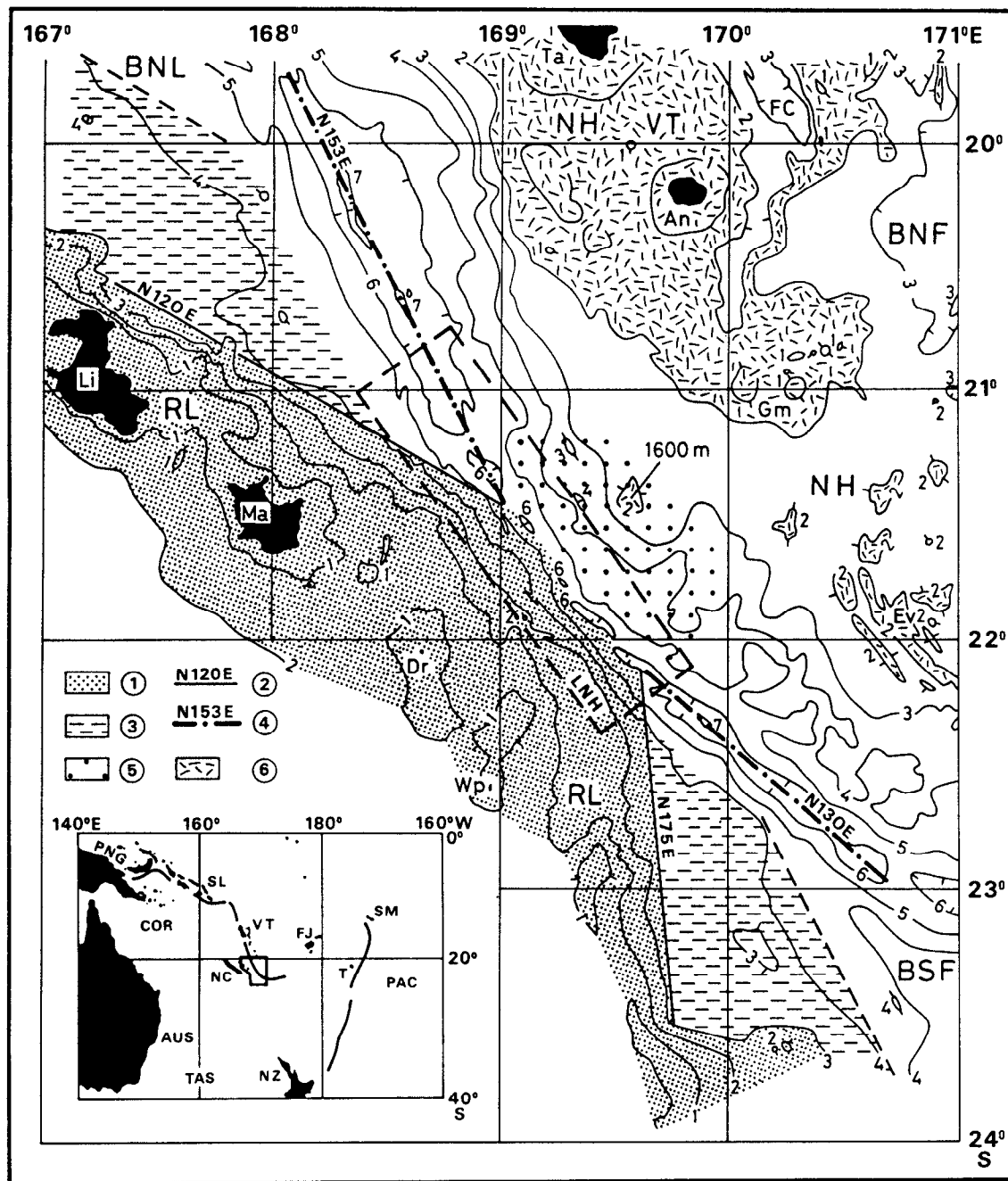


Figure 2

La collision LNH. Toponymie abrégée identique à celle de la figure 1. Bathymétrie en km reprise de Maillet *et al.* (1989). 1 = ride des Loyauté; Li = Lifou; Ma = Maré; Dr = récif Durand; Wp = Walpole; 2 = limite orientale de la ride avec son orientation; 3 = domaines du BNL et du BSF profonds de 3200 à 4000 m, en bordure de la ride; 4 = axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides et orientation des segments; 5 = zone soulevée du mur interne; FC = fossés intra-arc du Coriolis; Ev = mont Eva (sous-marin); 6 = partie sommitale de l'arc. La zone LNH cartographiée en détail lors de la campagne SEAPSO I (1985) est délimitée en tiretés.

The LNH collision zone. Abbreviated toponymy from Figure 1. Bathymetry in km from Maillet *et al.* (1989). 1 = Loyalty ridge; Li = Lifou; Ma = Mare; Dr = Durand reef; Wp = Walpole; 2 = location and azimuth of the eastern edge of the ridge; 3 = parts of the BNL and BSF, close to the ridge, with depth from 3200 to 4000 m; 4 = outline of the New Hebrides trench and azimuth of the segments; 5 = uplifted part of the inner wall; FC = intra-arc Coriolis troughs; Ev = Eva seamount; 6 = upper part of the arc. LNH box surveyed during SEAPSO I cruise (1985) is shown.

Sismicité superficielle et collision Lnh

Plusieurs points ressortent de l'étude de la sismicité superficielle (fig. 3).

Sous la pente interne, une bande d'intense activité sismique, parallèle à la fosse, correspond à la zone de contact entre les deux plaques; les mécanismes focaux associés sont des chevauchements purs. Au nord de 21°S, cette zone se trouve assez loin de la fosse, entre 20 et 50 km de profondeur. Entre 21 et 22°S, au droit de la collision LNH, elle vient extrêmement près de la fosse et sa profondeur diminue (10 à 30 km); vers 21°20'S, une solution en faille inverse pure se retrouve même sous le mur externe, à faible profondeur. Au sud de 22°S, la zone de contact n'est pas très éloignée de la fosse, à une profondeur comprise entre 15 et 30 km.

La direction du mouvement relatif de convergence entre la plaque indo-australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides, déduite de ces mécanismes en chevauchement pur, est orientée perpendiculairement à la fosse entre 20 et 22°S (N70°E entre 20 et 21°S, N53°E entre 21 et 22°S), puis obliquement à celle-ci entre 22 et 23°S (N17°E). Elle varie donc considérablement sur une faible distance.

Dans la bande sismique très active située sous le mur interne, certaines solutions ne correspondent pas à des chevauchements. Il s'agit d'accidents divers (failles normales, décrochements...), apparemment inorganisés, affectant probablement la plaque chevauchante; ils sont particulièrement nombreux en face de la collision LNH. Au sud d'Anatom, un décrochement senestre est conforme à la direction d'ouverture des fossés du Coriolis calculée par Louat et Pelletier (1989). Vers 22°S/170°E, un groupe de

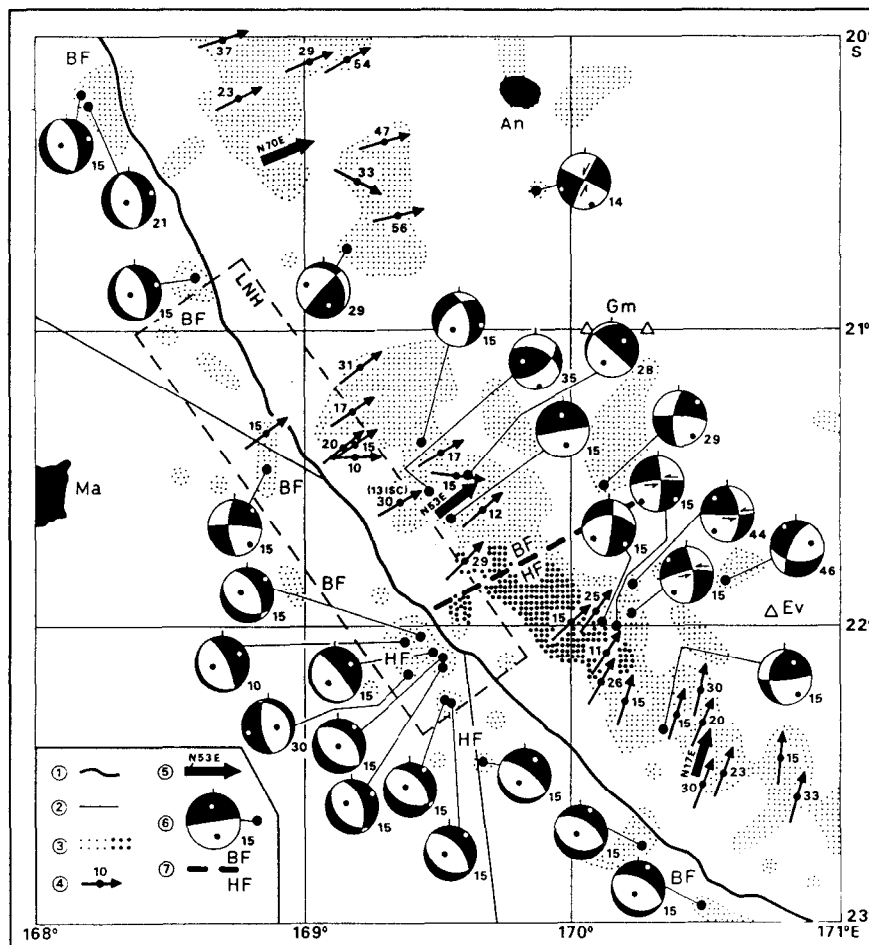


Figure 3

Sismicité superficielle et collision LNH. Toponymie abrégée identique à celle des figures 1 et 2. 1 = fosse; 2 = limite orientale de la ride des Loyauté; 3 = sismicité superficielle (0-70 km; catalogue ISC de 1961 à mai 1984); les gros pointillés indiquent la zone de rupture initiale de la crise d'octobre 1980 (Vidale et Kanamori, 1983); 4 = mécanisme focal en pur chevauchement : profondeur du foyer en km et vecteur glissement (solutions CMT de 1977 à 1987; Dziewonski *et al.*, 1983a, 1983b, 1984a, 1984b, 1985, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1988a, 1988b, et USGS-NEIC, 1987); 5 = direction du mouvement relatif actuel de convergence entre la plaque indo-australienne et l'arc des Nouvelles-Hébrides, déduite de 4; 6 = mécanisme en faille normale, décrochement ou faille subverticale avec la profondeur du foyer en km (solutions CMT de 1977 à 1987; voir plus haut); 7 = frontière déterminée, dans la bande sismique active sous le mur interne, à partie du caractère basse fréquence (BF) ou haute fréquence (HF) des ondes P (Maillet *et al.*, 1989); sous le mur externe, le caractère BF ou HF des ondes P est signalé (Maillet *et al.*, 1989).

*Shallow seismicity and LNH collision. Abbreviated toponymy from Figures 1 and 2. 1 = trench; 2 = eastern edge of the Loyalty ridge; 3 = shallow seismicity (0-70 km; ISC catalogue from 1961 to may 1984); heavy-dots indicate the initial rupture zone of the October 1980 earthquake sequence (Vidale and Kanamori, 1983); 4 = slip vector and depth in km of shallow underthrust mechanism (CMT solutions from 1977 to 1987; Dziewonski *et al.*, 1983a, 1983b, 1984a, 1984b, 1985, 1986, 1987a, 1987b, 1987c, 1988a, 1988b and USGS-NEIC, 1987); 5 = present-day relative convergent motion between the India-Australia plate and the New Hebrides arc, deduced from 4; 6 = normal fault, strike-slip and vertical dip-slip mechanisms (CMT solutions from 1977 to 1987; see above) and depth in km; 7 = boundary between seismic zones of the inner wall with low-frequency (BF) or high-frequency (HF) P-waves, from Maillet *et al.* (1989); on the outer wall the frequency of the P-waves is indicated.*

solutions, très cohérentes entre elles, correspond à un décrochement est-ouest senestre. Du nord au sud de cet accident, la direction du mouvement relatif de convergence entre les deux plaques passe de N53 à N17°E (cf. *supra*). Sous le mur externe, une série de solutions en failles normales peu profondes (10 à 20 km) borde la fosse. Ces failles normales ne se manifestent pas sous la majeure partie du saillant des Loyauté, sauf au sud de 22°S, où elles sont particulièrement actives. Vers 21°25'S, voisinent la faille inverse déjà mentionnée et une solution en décrochement; les orientations des axes P et T de ces deux mécanismes sont contradictoires. Les ondes P des événements superficiels du sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides, enregistrées à la station sismologique des monts Dzumac en Nouvelle-Calédonie, présentent des fréquences très variables d'un séisme à un autre, alors que les rais ont des parcours pratiquement identiques. Selon Louat *et al.* (1988), les événements à signature haute fréquence caractériseraient les zones de fort couplage entre les plaques (aspérités), tandis que ceux à signature basse fréquence seraient typiques des zones à couplage plus faible. Deux domaines peuvent être ainsi délimités, de part et d'autre d'une frontière orientée N64°E (Maillet *et al.*, 1989). Le couplage entre les plaques serait nettement plus fort au sud de cette frontière qu'au nord. Les ondes P des événements superficiels localisés sous le mur externe de la fosse ont généralement une signature basse fréquence sur les enregistrements réalisés à la station des monts Dzumac. Toutefois, celles des séismes de l'essai très actif situé immédiatement au sud de 22°S (cf. *supra*) ont un caractère haute fréquence marqué (Maillet *et al.*, 1989).

L'exceptionnelle crise sismique d'octobre 1980 a débuté par un fort séisme ($M_b = 5,8$; $M_s = 6,7$) provoqué par le jeu d'une faille inverse située par 22°S/170°E sous la partie inférieure du mur interne (Dziewonski *et al.*, 1988 a). Elle s'est rapidement étendue à une vaste région de ce mur (failles inverses), puis au mur externe (failles normales). La zone initiale de rupture correspondrait à une aspérité située au contact entre les deux plaques, accumulatrice de contraintes, libérées lors de très grosses crises espacées de quelques dizaines d'années (Vidale et Kanamori, 1983). Cette aspérité s'étendrait du décrochement est-ouest senestre situé par 22°S à la frontière HF/BF précédemment définie.

Étude détaillée de la zone LNH

Une partie de la campagne Seapso I du N/O Jean Charcot (1985), a été consacrée à l'étude détaillée de la zone LNH (fig. 2) par bathymétrie Seabeam, sismique réflexion monotrace, magnétisme et gravimétrie (fig. 4A, B et C).

MORPHOSTRUCTURE

Les enregistrements de sismique réflexion ne montrent aucune structure organisée sous le mur interne de la fosse. Seuls quelques profils transverses fournissent localement des informations sur le mur externe. La carte morpho-

structurale de la zone LNH (fig. 5) et les coupes transversales qui l'accompagnent (fig. 6) sont donc essentiellement basées sur l'interprétation des données bathymétriques (fig. 4A).

Dans la partie nord-ouest de la zone LNH (coupes 1 et 2), le mur externe correspond à la terminaison méridionale du bassin nord-Loyauté et à la ride des Loyauté. Une couverture sédimentaire épaisse de 1 à 1,25 s.t.d. recouvre uniformément le bassin et la ride. La transition entre les deux domaines est cependant marquée par une modification de l'orientation et de l'inclinaison du mur.

Un faisceau de failles normales découpe le mur externe; du nord au sud, ces failles s'éloignent progressivement de la fosse et leur orientation passe de N-S à N160°E. Dans le bassin nord-Loyauté, elles sont soulignées par de grands escarpements à regard est, qui atteignent localement 700 m de dénivelée. Par contre, lorsqu'elles passent du bassin à la ride des Loyauté, elle s'encaissent dans des canyons et semblent s'amortir graduellement. Un second faisceau de failles normales, parallèles à la bordure de la ride (N115-120°E), affecte le bassin nord-Loyauté. Vers 21°S, l'intersection de ces deux groupes de failles occasionne un découpage du bassin en blocs rhomboïdaux.

La fosse est large et profonde. Au nord, elle est constituée de petits segments nord-sud décalés par des décrochements est-ouest senestres. Vers le sud, elle passe progressivement au N145°E. Des antiformes, orientées autour de N150°E mais assez sinueuses dans le détail, la bordent de manière presque continue du côté du mur interne. Ce mur présente des formes généralement molles et un petit massif qui n'est qu'un appendice du grand massif situé dans la partie centrale de la zone LNH. Vers 21°S, un décrochement est-ouest senestre décale l'ensemble des structures du mur interne, à la latitude où le coin saillant d'un des blocs rhomboïdaux du mur externe déforme le fond de la fosse.

Dans la partie centrale de la zone LNH (coupes 3 à 7), le mur externe correspond à la ride des Loyauté, avec une couverture sédimentaire identique à celle déjà décrite. Des failles normales, orientées en moyenne N145°E, découpent la ride en blocs successifs s'étageant vers la fosse; elles sont soulignées par de grands escarpements à regard nord-est, dont le plus important atteint 1500 m de dénivelée. Les données disponibles ne permettent pas de comprendre de quelle manière s'effectue le relais entre ces failles et celles, arquées, de la partie nord-ouest de la zone LNH. Des failles normales conjuguées, à regard sud-ouest et d'importance secondaire, compliquent un peu le dispositif en blocs généré par les accidents principaux; elles bordent de petits horsts et grabens qui apparaissent sur les replats situés entre les grands escarpements à regard nord-est. Des accidents est-ouest, dont le rejet a généralement une composante décrochante senestre, recoupent l'ensemble de ces structures.

Vers 21°47'S/169°12'E, un remarquable ensemble, convexe vers le sud-ouest, d'antiformes et de synformes orientées en moyenne N130°E, apparaît à la base du mur

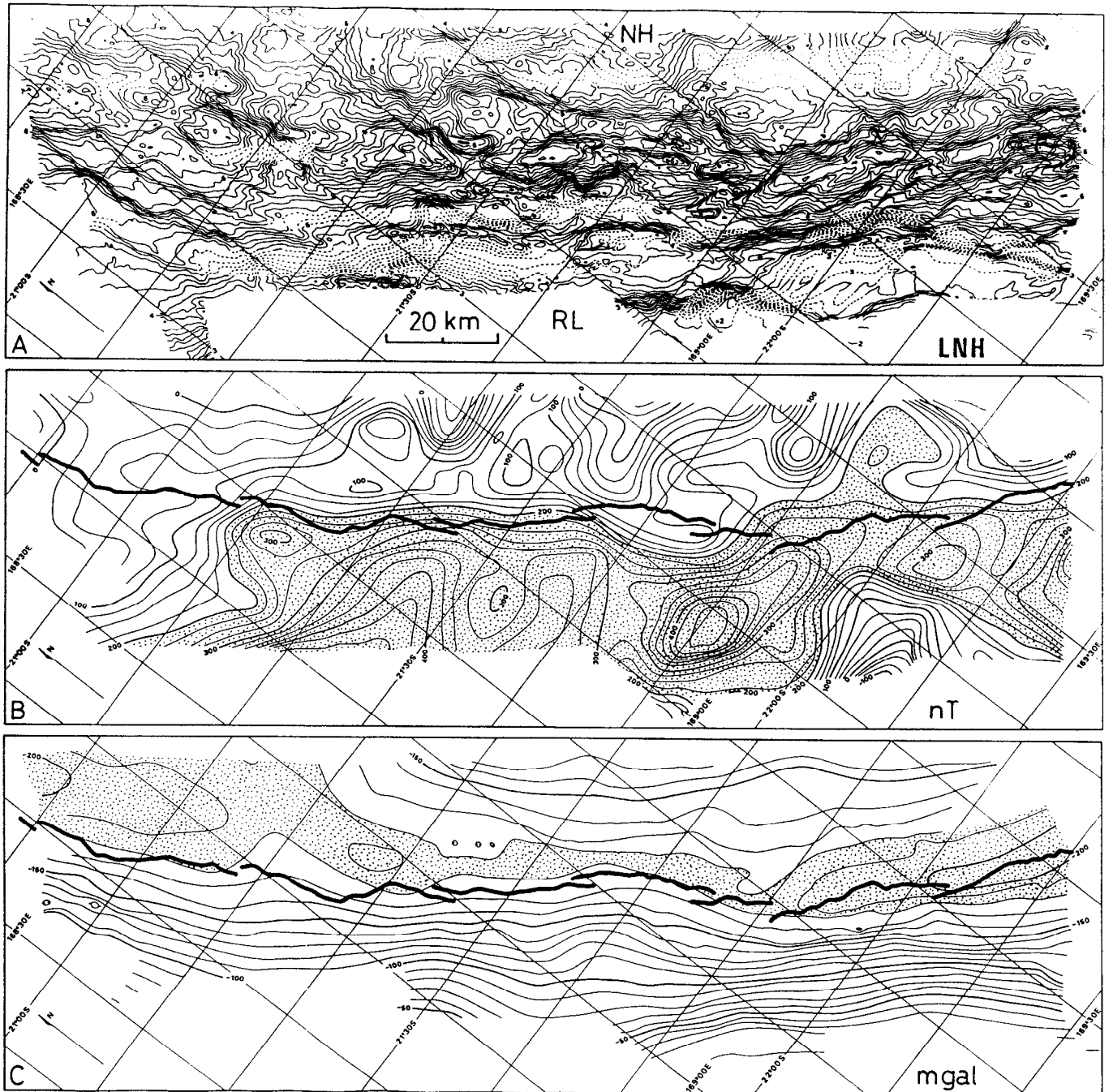


Figure 4

Les données marines. Toponymie abrégée identique à celle des figures précédentes. A - Carte bathymétrique au sondeur multifaisceaux de la zone LNH; intervalle entre les isobathes = 100 m; profondeurs en km. B - Carte des anomalies magnétiques; intervalle entre les courbes = 25 nT; la zone en pointillés correspond aux valeurs supérieures à +200 nT. C - Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre; intervalle entre les courbes = 10 mgal; la zone en pointillés correspond aux valeurs inférieures à -180 mgal.

Marine data. Abbreviated toponymy from fig. 1, 2 and 3. A - SEABEAM bathymetric map of the LNH box; contour interval is 100 m; depths in km. B - magnetic anomalies map; contour interval is 25 nT; area with values above +200 nT is stippled. C - Free-air gravity anomalies map; contour interval is 10 mgal; area with values below -180 mgal is stippled.

externe. Vers l'ouest, cet ensemble s'évanouit aux alentours du méridien 169°10'E, laissant la place au dispositif en blocs habituel. Vers l'est, il se raccorde à la fosse. Localement (21°37'S/169°07'E), une niche d'arrachement, longue d'une quinzaine de kilomètres, entaille les pentes raides d'un bloc massif de la ride situé à proximité immédiate de la fosse.

La fosse, étroite et peu profonde, est légèrement convexe vers le nord-est, autour d'une orientation moyenne N145°E. Entre 21°35'S et 21°45'S, elle est double et encadre une antiforme d'une vingtaine de kilomètres de longueur. Les axes des antiformes et synformes observées à la base du mur externe ainsi que le fond de la fosse sont systématiquement affectés par des décrochements est-ouest senestres dont la fréquence augmente en allant vers le sud.

Le mur interne est constitué par un massif aux flancs redressés, reconnu jusqu'à 3500 m de profondeur. Entre 21°20'S et 21°45'S, un escarpement à regard sud-ouest, orienté N155°E, remarquable par sa hauteur (1000 m au maximum) et sa continuité (50 km de longueur environ), découpe ce massif et domine un vaste replat irrégulier situé vers 5200 m-5500 m de profondeur. La largeur de ce replat diminue du nord-ouest au sud-est, au fur et à mesure que l'escarpement se rapproche de la fosse. Des antiformes, dont une bien développée et convexe vers le sud-ouest (21°25'S), soulignent localement le rebord du replat et un escarpement de plusieurs centaines de mètres de hauteur assure la liaison avec le fond de la fosse.

Dans la partie sud-est de la zone LNH (coupes 7 et 8), le mur externe correspond encore à la ride des Loyauté, mais le bassin sud-fidjien ne doit guère être loin (fig. 2). La couverture sédimentaire, similaire à celle observée sur le reste de la zone, est affectée, lorsque la pente est forte, par des glissements superficiels.

En haut du mur externe, des failles normales, orientées N135°E en moyenne, prolongent celles reconnues dans la partie centrale de la zone LNH et découpent la ride en blocs bordés par des escarpements à regard nord-est. Un vaste replat, situé au pied d'un escarpement majeur, peut d'ailleurs être suivi depuis cette partie centrale jusqu'à l'extrémité sud-est de la zone. Plus bas, le mur est raide, toujours découpé par des failles normales à regard nord-est, mais leur orientation passe à N120°E. Un second groupe de failles normales, parallèles à la limite entre la ride et le bassin sud-fidjien (N165-175°E), interfère localement avec les accidents N120-135°E provoquant un découpage du mur en blocs rhomboïdaux, symétrique de celui décrit à l'extrémité nord-ouest de la zone LNH. Comme dans la partie centrale de la zone LNH, des accidents est-ouest, dont le rejet a généralement une composante décrochante senestre, recoupent l'ensemble de ces structures.

A la base du mur externe, de petites antiformes et synformes N120-135°E apparaissent plusieurs fois; vers le nord-ouest, elles s'évanouissent dans le mur alors que vers le sud-est elles se raccordent à la fosse. Elles dessinent donc, en plus petit, des dispositifs analogues à celui observé dans la partie centrale de la zone LNH.

La fosse, orientée en moyenne N130°E, est étroite et relativement profonde. La base du mur interne est raide et correspond peut-être aux flancs sud-ouest d'antiformes assez similaires à celles décrites dans la partie nord-ouest de la zone LNH. Au-dessus, un vaste replat apparaît, bordé au nord-est par un escarpement.

De nombreux décrochements est-ouest senestres décalent systématiquement les axes des antiformes et synformes de la base du mur externe ainsi que le fond de la fosse et les escarpements du mur interne. Ces décrochements, déjà observés dans la partie centrale de la zone LNH, sont particulièrement bien exprimés entre 21°50'S et 22°10'S.

MAGNÉTISME

La carte des anomalies magnétiques (fig. 4B), montre que la ride des Loyauté est généralement soulignée par une importante anomalie positive. Un fort gradient apparaît à l'aplomb de la fosse entre 21°10'S et 21°50'S. A ces latitudes, le mur interne est marqué par une série de petites anomalies négatives d'orientation mal définie. Vers 21°55'S, l'anomalie positive de la ride est décalée d'une vingtaine de kilomètres par un accident est-ouest senestre se prolongeant jusque sur le mur interne.

GRAVIMÉTRIE

Le tracé des anomalies à l'air libre (fig. 4C) suit, en le lissant fortement, celui des isobathes. Toutefois, dans la moitié nord-ouest de la zone LNH, le minimum gravimétrique est décalé vers le nord-est par rapport à l'axe de la fosse, alors qu'il coïncide avec lui dans le reste de la zone. Le décalage des anomalies magnétiques précédemment décrit n'a pas d'équivalent gravimétrique, mais, au sud-est de 21°50'S, le gradient correspondant au mur externe s'accroît notablement.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Depuis le Miocène supérieur, la subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides s'accompagne d'une migration vers le sud-ouest puis l'ouest-sud-ouest de la flexure de la plaque plongeante indo-australienne, d'une rotation horaire de l'arc et de l'ouverture du bassin nord-fidjien.

La collision entre la ride des Loyauté et l'arc des Nouvelles-Hébrides intéresse la terminaison méridionale arquée de cette zone de subduction (fig. 1 et 7). La formation de cette terminaison a vraisemblablement été guidée par une discontinuité ancienne de la plaque indo-australienne, située à l'emplacement de la zone de Hunter, et qui séparait la croûte océanique éocène du bassin nord-Loyauté de celle, oligocène, du bassin sud-fidjien. Dans ce processus, la subduction a essentiellement intéressé la lithosphère du bassin nord-Loyauté; celle du bassin sud-fidjien, plus récente, n'a été que peu concernée.

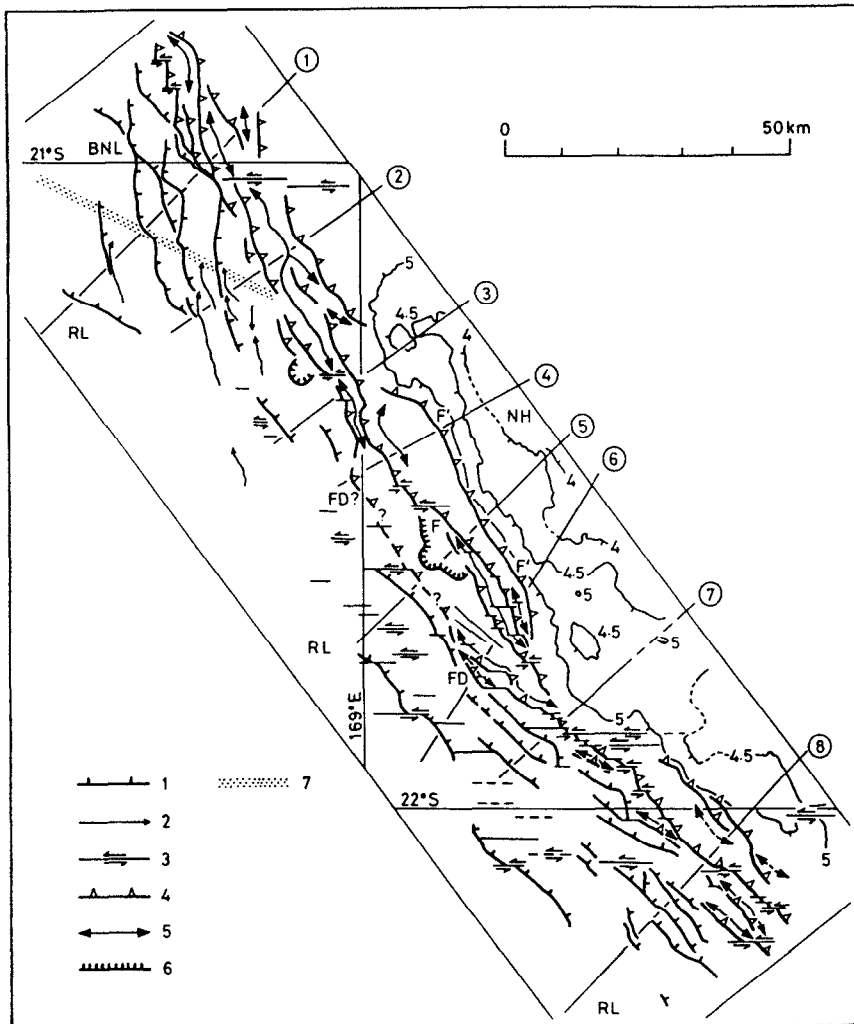


Figure 5

Schéma morphostructural de la zone LNH. Toponymie abrégée identique à celle des figures précédentes. 1 = faille normale; 2 = canyon; 3 = décrochement; 4 = faille inverse; 5 = axe anticlinal; 6 = niche d'arrachement; 7 = limite entre la ride des Loyauté et le bassin nord-Loyauté. Les isobathes 4, 4,5 et 5 km ont été reportées sur le mur interne, ainsi que l'emplacement des coupes 1 à 8 (voir fig. 6).

Morphostructural sketch-map of the LNH box. Abbreviated toponymy as previously. 1 = normal fault; 2 = canyon; 3 = strike-slip fault; 4 = thrust fault; 5 = anticlinal axis; 6 = slump scar; 7 = boundary between the Loyauté ridge and the north Loyauté basin. 4, 4,5 and 5 km isobaths on the inner wall and location of the cross section 1 to 8 (see fig. 6) are shown.

La collision intervient au niveau du coude obtus formé par la ride des Loyauté. Le tronçon nord de cette ride, massif et bien enraciné, a livré à l'affleurement (Maré, îles Loyauté) des basaltes alcalins intraplaques, datés à 9-11 Ma; toutefois, son histoire est probablement plus ancienne. Le tronçon sud, plus étroit et moins volumineux, est de nature inconnue.

La limite entre la ride et le bassin nord-Loyauté est rectiligne, soulignée par des accidents normaux. Le bassin est découpé par des failles normales, parallèles à cette limite, en panneaux successifs dont la profondeur augmente avec la distance à la ride (Daniel, 1982). La limite entre la ride et le coin nord-ouest du bassin sud-fidjien est également soulignée par des accidents normaux mais son tracé est plus compliqué et des massifs isolés apparaissent dans la bande océanique, relativement peu profonde, jouxtant la ride (fig. 7). La présence, en bordure du saillant de la ride des Loyauté, de ces domaines océaniques qui assurent la transition avec les bassins profonds, a probablement conféré une certaine progressivité au passage de la subduction normale à la collision.

La diversité des directions structurales contrôlant la bordure de la ride du côté du bassin sud-fidjien empêche de déterminer la forme originale du saillant (fig. 7). L'âge du début de la collision peut toutefois être estimé à quelques centaines de milliers d'années. La forme et la dis-

position des structures en présence ainsi que la direction générale N75°E du mouvement de convergence des plaques concernées font que cette collision s'est rapidement amplifiée.

Le bombement lithosphérique de la plaque indo-australienne avant son enfoncement sous l'arc affecte actuellement une bande d'environ 200 km de largeur, parallèle à la fosse, qui inclut la ride des Loyauté et les bassins adjacents. A l'origine, ce bombement ne concernait que la lithosphère océanique du bassin nord-Loyauté; ses caractéristiques ont probablement évolué lors de l'arrivée de cette ride, massive et bien enracinée. Le coude obtus qu'elle forme vers 22°S pourrait d'ailleurs avoir joué un rôle dans cette évolution, en rigidifiant localement la lithosphère indo-australienne. Une modification des paramètres du bombement se répercute obligatoirement sur le fonctionnement de la zone de subduction attenante; ainsi, bien que la collision soit récente, l'influence exercée par la ride des Loyauté sur la terminaison méridionale arquée de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides pourrait remonter à 1 ou 2 Ma.

Globalement, dans la zone de collision, le saillant de la ride des Loyauté et les panneaux océaniques attenants ont été découpés par des failles normales à regard est à nord-est, organisées en un dispositif arqué nettement plus convexe vers le sud-ouest que la fosse (fig. 7). Les rejets

maximaux se sont produits dans la partie centrale de ce dispositif, mais la faible intensité de la sismicité superficielle indique que ces failles sont actuellement peu actives au niveau du saillant, sauf au sud de 22°S.

Dans la partie nord-ouest de la zone LNH, la collision entre la ride et l'arc n'est pas engagée puisqu'un coin du bassin nord-Loyauté subsiste sur le mur externe. La configuration des murs de la fosse est donc classique. Des failles normales, parallèles à la bordure de la ride, interfèrent avec celles à regard est du dispositif général précédemment décrit, produisant un découpage en blocs rhomboïdaux du bassin nord-Loyauté. Au bas du mur interne, les antifformes observées correspondent certainement à un petit prisme d'accrétion formé d'anticlinaux associés à des accidents inverses à pendage nord-est (fig. 5 et 6). Localement, un des blocs du mur externe déforme le fond de la fosse, et provoque un décrochement est-ouest senestre des structures du mur interne.

Dans la partie centrale de la zone LNH, la faible profondeur de la fosse et sa convexité vers le nord-est soulignent la région où la collision entre la ride et l'arc est la plus intense. A la base du mur interne, la présence d'un vaste replat surmonté d'un escarpement à regard sud-ouest surprend dans ce contexte de collision. L'engagement partiel sous le mur interne, d'un bloc d'une cinquantaine de kilomètres de longueur de la ride des Loyauté peut expliquer cette structuration; le replat correspondrait au toit de ce bloc (fig. 5 et 6). Les antifformes présentes en bordures sud-ouest du replat et en fond de fosse sont interprétées comme autant d'anticlinaux bordés d'accidents inverses à pendage nord-est (fig. 5 et 6). Ce bloc de la ride des Loyauté serait ainsi en cours d'accrétion au mur interne. Or, d'après la géométrie générale du saillant, il s'agit certainement d'un des premiers blocs de la ride, si ce n'est le premier, concerné par la subduction. Au-dessus de ce bloc accrété, le mur interne est nettement soulevé; la partie culminante de la zone soulevée atteint la profondeur de 1600 m et semble contrôlée latéralement par des accidents nord-sud (fig. 7). Cette forte surrection locale indique probablement, qu'outre ce bloc, une partie de la couverture sédimentaire des domaines océaniques jouxtant la ride, voire de petits massifs isolés, sont accrétés sous le mur interne.

Un ensemble d'antifformes et synformes, convexe vers le sud-ouest, apparaît à la base du mur externe, dans la partie centrale de la zone LNH. Ces structures se développent au sud-ouest du bloc accrété et correspondent vraisemblablement à un système de plis et chevauchements à vergence sud-est, affectant du matériel de la ride des Loyauté, dans un zone où la pente moyenne du mur externe n'est pas très forte (fig. 5 et 6). Vers le nord-ouest, le front des déformations compressives passerait par une dépression bordant au sud-ouest un bloc massif du saillant, indemne de plis, mais dont le flanc nord-est est entaillé par une niche d'arrachement qui témoigne de l'instabilité actuelle de la zone (fig. 5 et 6).

Dans la partie sud-est de la zone LNH, la collision, bien que moins avancée que dans la partie centrale, est éga-

lement en cours, comme le montrent la raideur de la base du mur interne et les amorces de fronts de déformations compressives affectant, à plusieurs endroits, le mur externe en bordure de la fosse (fig. 5 et 6).

Au niveau de la zone de collision LNH, la faible activité actuelle des failles normales sous la majeure partie du saillant, le fait que la zone de contact entre les plaques, définie par la sismicité superficielle, se rapproche de la fosse, l'accrétion en cours d'un des premiers blocs du saillant au mur interne et la migration du front des déformations compressives sur le mur externe, indiquent sans ambiguïté que la ride des Loyauté ne s'enfonce que très difficilement sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. Le fort enracinement de cette ride et sa flottabilité, contrariant la flexure de la plaque plongeante, peuvent expliquer ce comportement et provoquer les phénomènes observés.

Dans la zone LNH, des accidents est-ouest dont le rejet a généralement une nette composante décrochante senestre, affectent l'ensemble des structures générées sur le mur externe par le jeu des failles normales. Ces accidents sont probablement récents, mais aucune sismicité ne semble leur être associée; le seul mécanisme en décrochement est-ouest observé dans cette région est d'ailleurs dextre (fig. 3). La carte des anomalies magnétiques montre, vers 21°55'S, un décalage senestre important de l'anomalie positive liée à la ride des Loyauté, suivant une direction est-ouest qui se prolonge jusque sur le mur interne; cette direction est clairement distincte de celles observées habituellement sur la ride (fig. 7). Les axes anticlinaux et les chevauchements présents à la base du mur externe, en fond de fosse, et sur le mur interne, ainsi que certains escarpements de ce dernier, sont, quant à eux, affectés sur l'ensemble de la zone LNH par de nombreux décrochements est-ouest senestres. Ces accidents sont particulièrement bien exprimés entre 21°50'S et 22°10'S. A cette latitude, un essaim de séismes, caractérisés par des mécanismes focaux en décrochement est-ouest senestre, apparaît sous le mur interne. L'ensemble de la zone LNH semble donc soumis à un régime décrochant est-ouest senestre, culminant vers 22°S, où un accident de ce type, à fort rejet, découpe l'arc et affecte le bord de la plaque plongeante (fig. 7).

Au sud de 22°S, la direction du mouvement de convergence le long de la fosse des Nouvelles-Hébrides passe de N53°E à N17°E et le couplage entre les deux plaques augmente (Maillet *et al.*, 1989). Selon Louat et Pelletier (1989), seul un très faible mouvement de convergence normal à la fosse subsisterait au sud de 22°S (1,5 cm/a au sud de Matthew; fig. 7), et un décrochement est-ouest senestre découpant l'arc à cette latitude et passant au nord de Matthew constituerait actuellement la limite de plaque la plus active (10,5 cm/a, fig. 7). Fitch (1972) et Beck (1983) montrent qu'un tel dispositif peut, dans certains cas, prendre le relais d'une convergence oblique. Or, jusqu'à une époque récente, la convergence a bien été oblique sous la terminaison arquée de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, puisque, au sud d'Anatom la longueur de la plaque subductée reste constante selon une direction N70°E (Monzier *et al.*, 1984). L'obliquité, crois-

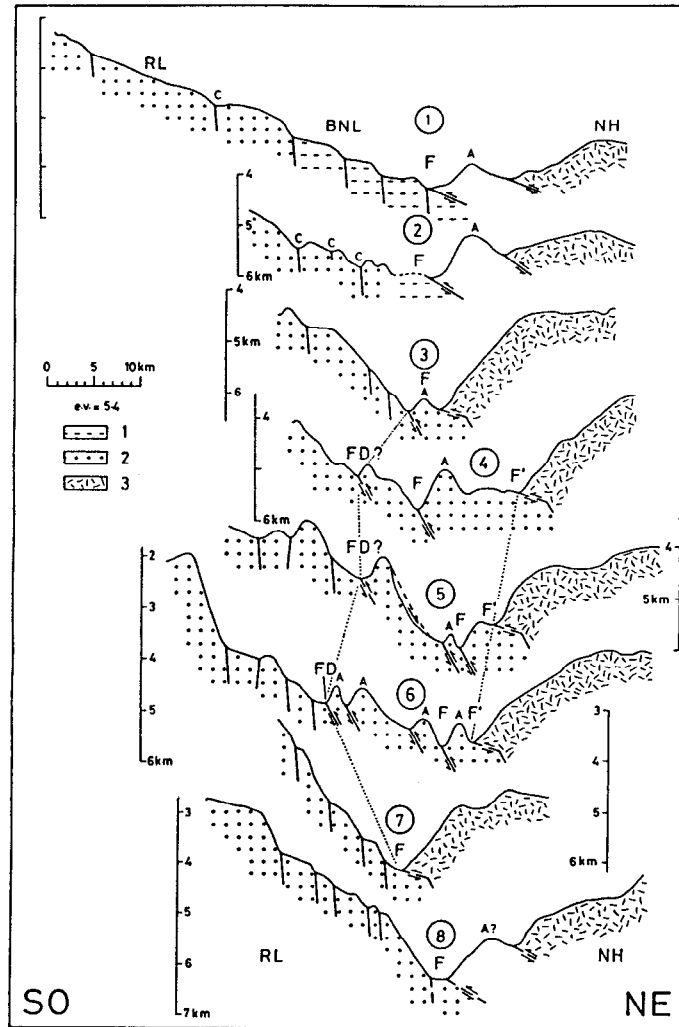


Figure 6

Coupes schématiques à travers la zone LNH (voir localisation fig. 5). Toponymie abrégée identique à celle des figures précédentes. 1 = bassin nord-Loyauté; 2 = ride des Loyauté; 3 = arc des Nouvelles-Hébrides. F = fosse; F' = contact ride-arc au toit d'un bloc accreté au mur interne; FD = front des déformations compressives sur le mur externe; c = canyon; A = anticlinal.

Schematic sections across the LNH box (see location on fig. 5). Abbreviated toponymy as previously. 1 = north Loyalty basin; 2 = Loyalty ridge; 3 = New Hebrides arc. F = trench; F' = ridge-arc contact at the top of a block accreted to the inner wall; FD = compressive deformation front on the outer wall; c = canyon; A = anticline.

sant rapidement vers le sud, du mouvement de convergence le long de la terminaison arquée de la zone de subduction, l'approche de la ride des Loyauté, puis la collision peuvent expliquer l'apparition du décrochement senestre observé.

L'analyse d'une carte bathymétrique régionale (Maillet *et al.*, 1989) montre que les décrochements est-ouest senestres affectant la fosse apparaissent dès 21°S et jusqu'à 23°S. Toute la bande est-ouest comprise entre ces deux latitudes serait donc concernée par le mouvement décrochant senestre d'ensemble dont l'essentiel serait cependant accommodé par l'accident situé à 22°S. Les accidents N165°E qui affectent le segment d'arc de Matthew-Hunter, et dont le rejet a une composante décrochante dextre (fig. 7), participeraient également à cette déformation d'ensemble.

Ainsi, selon ce modèle, la convergence a été et demeure normale à la fosse au nord de 22°S. La collision, même intense, ne peut contrecarrer totalement l'effet d'entraînement latéral induit par la subduction de la lithosphère océanique du bassin nord-Loyauté et la flexure de la plaque indo-australienne ainsi que sa migration vers l'ouest-sud-ouest ne sont que freinées.

Au sud de 22°S, en revanche, l'approche de la ride puis la collision ont provoqué l'arrêt de la convergence oblique sous la terminaison arquée. Le décrochement senestre découpant l'arc accomode l'essentiel du mouvement et la subduction normale à la fosse est très faible au sud de cet accident. La flexure de la plaque indo-australienne et sa migration sont donc pratiquement arrêtées et la microplaque de Matthew, fortement couplée à la plaque indo-australienne, chasse vers l'est.

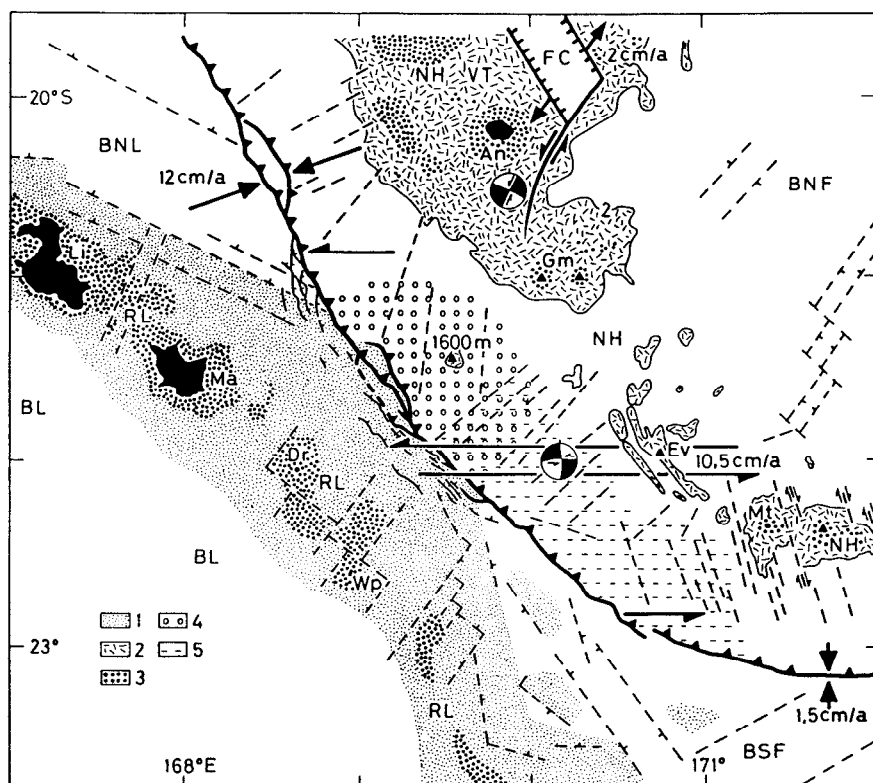


Figure 7

La collision LNH et ses répercussions régionales. Toponymie abrégée identique à celle des figures précédentes. 1 = ride des Loyauté; 2 = arc volcanique des Nouvelles-Hébrides; 3 = zones au-dessus de 1000 m de profondeur; 4 = zone soulevée du mur interne; 5 = mur interne présentant une morphologie complexe. Le tracé des accidents (tiretés) affectant la ride, l'arc et les bassins a été réalisé d'après une carte bathymétrique établie par Maillet *et al.* (1989). Les directions et taux des mouvements actuels entre les plaques sont repris de Louat et Pelletier (1989). La terminaison méridionale des fossés du Coriolis sur un décrochement senestre est figurée à titre d'hypothèse.

*LNH collision and regional effects. Abbreviated toponymy as previously. 1 = Loyalty ridge; 2 = New Hebrides volcanic arc; 3 = areas with depth less than 1000 m; 4 = uplifted part of the inner wall; 5 = morphologically complex area on the inner wall. Faults (dashed lines) on ridge, arc and basins drawn from a bathymetric map established by Maillet *et al.* (1989). Present-day plate motions from Louat and Pelletier (1989). Southern termination of the Coriolis troughs by a sinistral strike-slip fault is proposed.*

Cette différence de comportement de part et d'autre de 22°S provoque également la déchirure est-ouest senestre qui effecte le bord de la plaque plongeante, dans le prolongement de l'accident découpant l'arc.

La forme du saillant de la ride des Loyauté et la direction générale de convergence N75°E impliquent que la bande intéressée par les accidents est-ouest actifs gagne vers le nord avec la poursuite de la collision. Cette propagation, cependant, est retardée par la persistance d'une subduction relativement aisée au nord de 22°S. Le dispositif géodynamique actuel, est donc, par essence, instable.

L'approche de la ride des Loyauté, son influence sur le bombement de la plaque plongeante puis sur sa flexure, la collision enfin, seraient à l'origine de certains caractères inhabituels de l'arc et du bassin arrière-arc attenant. Ainsi, le faible développement, voire localement l'absence, de la chaîne volcanique sommitale entre les monts Gemini et les abords ouest de Matthew, comme la terminaison des fossés du Coriolis sur une zone décrochante senestre orientée N37°E (fig. 7) découleraient de la compression, normale à la fosse, affectant l'arc au droit de la collision. De même, la morphologie parfois compliquée du mur interne pourrait résulter de la subduction de massifs isolés, fréquents, en bordure de la ride, dans le bassin sud-fidjien.

Selon Louat et Pelletier (1989), le décrochement senestre affectant l'arc vers 22°S et passant au nord de Matthew, se poursuivrait vers l'est et décalerait d'environ 80 km l'axe d'expansion du bassin nord-fidjien (fig. 1). Dans l'esprit de ces auteurs, il ne s'agirait pas d'une faille transformante évolutive entre deux segments actifs de la dorsale comme Maillet *et al.* (1989) le suggéraient, mais bien d'un décrochement, le segment méridional étant actuellement inactif. Cette évolution du dispositif pourrait avoir été induite par l'action de la ride sur la terminaison arquée de la zone de subduction. Enfin, pour Louat *et al.* (1988), la faible longueur de la zone de Benioff au sud d'Anatom s'expliquerait par la propagation de la subduction vers le sud, il y a environ 2 Ma, alors que Dubois *et al.* (1988) lie ce fait à la collision LNH, mais sans détailler la nature de ce lien. Dans cette seconde hypothèse, le ralentissement puis l'arrêt de la migration de la fosse vers l'ouest-sud-ouest au niveau de la terminaison arquée, suite aux modifications du bombement précédemment évoquées et à la collision elle-même, pourraient expliquer la moindre longueur de la zone de Benioff au sud d'Anatom.

En conclusion, la convergence puis la collision entre la ride des Loyauté, massive et bien enracinée, et la termi-

naison arquée méridionale de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides a entraîné, depuis 1 à 2 Ma, une évolution sensible de la géodynamique locale. La multiplication de telles collisions le long des fosses de Nouvelle-Bretagne, des Salomon et des Nouvelles-Hébrides pourrait annoncer la fin prochaine du fonctionnement des subductions correspondantes, et l'initiation d'une nouvelle subduction le long de la bordure septentrionale du sud-ouest Pacifique (Kroenke et Walker, 1986; Okal *et al.*, 1986).

REFERENCES

- Andrews J.E., G. Packham *et al.*, (1975). Sites 285 and 286. In : *Initial reports of the deep sea drilling project*, 30, Andrews, J.E., G. Packham *et al.*, éditeurs. Washington, U.S. Government Printing Office, 27-131.
- Auzende J.M., Y. Lafoy et B. Marsset (1988). Recent geodynamic evolution of the north Fiji basin (southwest Pacific). *Geology*, 16, 925-929.
- Baubron J.C., J.H. Guillon et J. Recy (1976). Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). *Bull. B.R.G.M.* (2), IV, 3, 165-175.
- Beck Jr M.E. (1983). On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, 93, 1-11.
- Bitoun G. et J. Recy (1982). Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie. In : Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, 147, 505-539.
- Chevalier J.P. (1973). Coral reefs of New Caledonia. In : Jones, O.A., et R. Endeane, Eds. *Biology and geology of coral reefs*. Academic Press, New York, 1, 143-167.
- Collot J.Y. (1989). Obduction et collision : exemples de la Nouvelle-Calédonie et de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. *Thèse de Doctorat d'Etat ès-sciences naturelles*, Université de Paris XI.
- Collot J.Y., F. Missegue et A. Malahoff (1982). Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie : enracinement des péridotites. In : Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 147, 549-564.
- Collot J.Y., J. Daniel et R.V. Burne (1985). Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112, 325-356.
- Daniel J. (1982). Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. In : Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique, Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 147, 39-60.
- Daniel J., J.Y. Collot, M. Monzier, B. Pelletier, J. Butscher, C. Deplus, J. Dubois, M. Gerard, P. Maillet, M.C. Monjaret, J. Recy, V. Renard, P. Rigolot et J. Temakon (1986). Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu) : résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg. 1). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9, 805-810.
- Davey F.J. (1982). The structure of the south Fiji basin. *Tectonophysics*, 87, 185-241.
- Dubois J., C. Deplus, M. Diament, J. Daniel et J.Y. Collot (1988). Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu) : mechanical and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 149, 111-119.
- Dziewonski A.M., G. Ekström, J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1987a). Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1986. *Phys. Earth Planet. Int.*, 45, 229-239.
- Dziewonski A.M., G. Ekström, J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1987b). Global seismicity of 1978 : centroid-moment tensor solutions for 512 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 46, 316-342.
- Dziewonski A.M., G. Ekström, J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1987c). Global seismicity of 1979 : centroid-moment tensor solutions for 524 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 48, 18-46.
- Dziewonski A.M., G. Ekström, J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1988a). Global seismicity of 1980 : centroid-moment tensor solutions for 515 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50, 127-154.
- Dziewonski A.M., G. Ekström, J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1988b). Global seismicity of 1981 : centroid-moment tensor solutions for 542 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50, 155-182.
- Dziewonski A.M., J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1983b). Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33, 243-249.
- Dziewonski A.M., J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1984a). Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34, 1-8.
- Dziewonski A.M., J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1984b). Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1984. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34, 209-219.
- Dziewonski A.M., J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1985). Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40, 249-258.
- Dziewonski A.M., J.E. Franzen et J.H. Woodhouse (1986). Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 42, 205-214.
- Dziewonski A.M., A. Friedman, D. Giardini et J.H. Woodhouse (1983a). Global seismicity of 1982 : centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33, 76-90.
- Fitch T.J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *J. geophys. Res.*, 77, 23, 4432-4460.
- International seismological centre (ISC) (1961-1984). Regional Catalogue of Earthquakes. Thatcham, Newbury, Berkshire, U.K.
- Kroenke L.W., C. Jouannic et P. Woodward (1983). Bathymetry of the Southwest Pacific. CCOP/SOPAC, Suva, Fidji.
- Kroenke L.W. (with a contribution by Rodda, P.) (1984). Cenozoic tectonic development of the southwest Pacific. *U.N. ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.*, 6.
- Kroenke L.W. et D.A. Walker (1986). Evidence for the formation of a new trench in the western Pacific. *Eos Trans., Am. Geophys. Union*, 67, 12, 145-146.
- Louat R., M. Hamburger et M. Monzier (1988). Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc : constraints on the subduction process. In : Greene H.G. et F.L. Wong, eds., *Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, *Earth Science Series*, 8, 329-356.
- Louat R. et B. Pelletier (1989). Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides North Fiji Basin region. *Tectonophysics*, 167, 41-55.
- Macfarlane A., J.N. Carney, A.J. Crawford et H.G. Greene (1988). Vanuatu - A review of the onshore geology. In : Greene H.G. et F.L. Wong, eds., *Geology and offshore resources of Pacific island arcs - Vanuatu region*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, *Earth Sci. Ser.*, 8, 45-91.
- Maillet P., M. Monzier, J.P. Eissen et R. Louat (1989). Geodynamics of an arc-ridge junction : the case of the New Hebrides Arc/North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 165, 251-268.
- Maillet P., M. Monzier et C. Lefevre (1986). Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, 1-27.
- Maillet P., M. Monzier, M. Selo et D. Storzer (1983). The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Mar. Geol.*, 53, 179-197.
- Monjaret M.C. (1989). Le magmatisme des fossés à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu). *Thèse, Université de Bretagne Occidentale*.
- Monzier M., P. Maillet, J. Foyo Herrera, R. Louat, F. Missegue et B. Pontoise (1984). The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101, 177-184.
- Okal E.A., D.F. Woods et T. Lay (1986). Intraplate deformation in the Samoa-Gilbert-Ralik area : a prelude to a change of plate boundaries in the southwest Pacific ? *Tectonophysics*, 132, 69-77.
- Packham G. (1975). Aspects of the geological history of the New Hebrides and South Fiji Basins. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, 2/3, 50-51.
- U.S. Geological survey - National Earthquake Information Center (USGS-NEIC) (1987). *Preliminary Determinations of Epicenters*, monthly listing. Denver, Colorado, U.S.A.
- Vidale J. et H. Kanamori (1983). The October 1980 earthquake sequence near the New hebrides. *Geophys. res. Lett.*, 10, 12, 1137-1140.
- Weissel J.K., A.B. Watts et A. Lapouille (1982). Evidence for late paleocene to late eocene seafloor in the southern New Hebrides basin. *Tectonophysics*, 87, 243-251.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Commandant H. Guidal et l'équipage du N/O Jean Charcot, les participants à la campagne Seapso, les trois rapporteurs qui ont évalué la première version de cet article, ainsi que B. Pelletier, pour les nombreuses discussions animées qu'ils ont eues avec lui sur le thème de la collision LNH.

Annexe 10 -Montaggioni, L., Butterlin, J., Glaçon, G., Collot, J.-Y., Monzier, M., Pelletier, B., Boulin, J., Lallemand, S., Daniel, J., Faure, G., Lauriat-Rage, A., Vénec-Peyré, M.-T., Blondeau, A., Lozouet, P., Vacelet, J. et Babinot, J.-F, 1991. Signification géodynamique des calcaires de plate-forme en cours de subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (sud-ouest de l'Océan Pacifique). C. R. Acad. Sci. Paris, 313, II, p. 661-668.

Signification géodynamique des calcaires de plate-forme en cours de subduction sous l'arc des Nouvelles-Hébrides (sud-ouest de l'Océan Pacifique)

Lucien MONTAGGIONI, Jacques BUTTERLIN, Georgette GLAÇON, Jean-Yves COLLOT, Michel MONZIER, Bernard PELLETIER, Jean BOULIN, Serge LALLEMAND, Jacques DANIEL, Gérard FAURE, Agnès LAURIAT-RAGE, Marie-Thérèse VÉNEC-PEYRÉ, Alphonse BLONDEAU, Pierre LOZOUET, Jean VACELET et Jean-François BABINOT

Résumé – L'analyse de carbonates issus de la fosse des Nouvelles-Hébrides a permis de reconnaître trois périodes favorables au développement de plates-formes (Éocène supérieur, Oligocène supérieur-Miocène inférieur, Mio-Pliocène-Quaternaire) contrôlé par l'eustatisme et la tectonique.

Geodynamical significance of platform carbonates subducting beneath the New-Hebrides island arc (South-West Pacific)

Abstract – The analysis of carbonates from New Hebrides Trench shows that three main episodes of shallow water carbonate deposition occurred during Late Eocene, Late Oligocene-Early Miocene, Mio-Pliocene-Quaternary, controlled by eustatism and tectonics.

Abridged English Version – INTRODUCTION. – The SUBPSO 1 dives allowed ancient platform carbonates, locally with hemipelagic carbonates ([1], [2]), on the slopes of the New-Hebrides (NH) Trench (Fig. 1) to be collected. Additional samples come from 2 dredging cruises (SEAPSO 1, MUSORSTOM 6).

FACIES AND BIOSTRATIGRAPHY. – 1. *Carbonates from the Bougainville seamount.* – Along the southern flank, collection of well-preserved to altered, grainstones or packstones [3], with corals and benthic foraminiferal assemblages of Late Oligocene-Early Miocene, Miocene-Early Pliocene. Along the eastern flank, collection of partially altered to well preserved, reef [4] material, containing Mid-Miocene to Mio-Pliocene foraminifera, and locally exhibiting macroborings infilled with Pliocene planktonic foraminiferal-Pteropod mudstones [3]. The presence of dissolved Pteropod shells indicates that the associated reef exposures have moved downward to an environment close to the aragonite compensation depth (ACD). – 2. *Carbonates from the eastern slope of the New-Hebrides trench.* – At base, collection of sandstones rich in Late Eocene-Early Oligocene benthic foraminifera, undatable forereef carbonates enclosing post-Middle Miocene *Globorotalia* oozes; they unconformably overlie mixed carbonates containing Oligocene nannofossils [5] and Late Eocene-Early Miocene reef foraminifera, thereby indicating reworking during Miocene or later. Upward, collection of nannofossil-bearing sandstones of Late Early Pliocene [6], deep forereef mudstones [7] of Pliocene age, then Early Miocene rhodolite packstones, totally devoid of coral grains. – 3. *Carbonates from the eastern flank of the loyalty ridge.* – At base, sampling of altered, reef carbonates containing Eocene-Miocene-Pliocene foraminifera, and Mio-Pliocene rhodolites. At top, collection of Early Miocene to Plio-Pleistocene shore-deposited material, mixed with Plio-Pleistocene pelagic sediments.

PLATFORM DEVELOPMENT, DIAGENESIS AND TECTONICS. – 1. *Late diagenesis.* – The alteration, *i.e.* partial or total solution of aragonite elements, neomorphism of metastable carbonate

Note présentée par Jean DERCOURT.

components, intragranular precipitation of sparry calcite, affects platform and hemipelagic carbonates, irrespective of depth, limit of the local ACD [8] and age of deposition. This strongly suggests that diagenesis is non-marine. — 2. *Platform development*. — The platforms initiated at least during Early Oligocene, along volcanic chains ([13], [14]). They developed until Plio-Pleistocene, interrupted by hiatus in Early Oligocene, Mid-Miocene and Plio-Pleistocene times. The earlier hiatus is ascribed to the low sea stands [15], dated about 35 Ma ([11], [12]), in disagreement with Haq *et al.* curves [23]. The second hiatus, well documented in the Pacific ocean ([11], [16] to [22]), is related to a global sea retreat [23]. During the Mid-Late Miocene, rhodolite-covered bottoms flourished, probably indicating a sea surface cooling ([15], [25]). Reef recolonization occurred in Pliocene, in relation to a sea level rise [26]. The later hiatus is partly ascribed to an uplift of the Australian-Indian plate subducting under the NH arc [27], which occurred between 2.2 and 0.5 Ma-3-tectonics. In addition to uplift, the platforms have mainly undergone subsidence motions, at rates of 200-300 to 500-900 m/Ma since the Late-Miocene.

CONCLUSIONS. — The Bougainville seamount is overtopped by shallow-water carbonates of Late Oligocene age or older. The eastern flank of the NH trench exhibits Oligocene platform carbonates, reworking Late Eocene reef deposits. The platform development occurred from Late Eocene to Plio-Pleistocene, interrupted by major low sea stands or tectonic uplift. Subsidence is operating since the Late Miocene.

INTRODUCTION. — Quatre plongées SUBPSOI du *Nautille* ([1], [2]) ont mis en évidence, dans les murs externe et interne de la fosse des Nouvelles-Hébrides, des calcaires de plate-forme, localement associés à des calcaires hémipélagiques (fig. 1) : au sommet et sur le flanc oriental du guyot de Bougainville (plongées 5 et 6); sur le flanc oriental de la ride des Loyauté (plongées 8 et 12); sur le flanc oriental de la fosse des Nouvelles-Hébrides (plongées 5 et 6). Ces prélèvements ont été complétés par des dragages sur le flanc sud du guyot de Bougainville (SEAPSOI, 1985) et au large des Iles Loyauté (MUSORSTOM 6, 1989). L'objet de la présente Note est de discuter les conditions de la mise en place et de l'évolution diagénétique et structurale de ces carbonates.

A. FACIOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE. — 1. *Les calcaires du guyot de Bougainville*. — *Ceux du flanc sud*. — Entre -3 650 et -3 320 m, ont été dragués des packstones [3] de pente récifale [4], à *Cycloclypeus* sp., *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp. cf. *L. (N) verbeeki*, de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur et des fragments du Scléactiniaire *Platygyra daedalea*, qui vit actuellement entre 0 et -15 m. Ce matériel est très diagénétisé. Entre -2 800 et -2 300 m, ont été dragués un calcaire récifal à foraminifères d'âge Miocène-Pliocène inférieur (*Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *rutteni*), une brèche volcanique à *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) cf. *planata*, de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur et un fragment du Scléactiniaire *Leptastrea*, d'âge Oligocène à Actuel. Entre -2 100 et -1 800 m, ont été dragués des grainstones [3] à corallines et des packstones de pente récifale [4], affectés par une diagenèse modérée. — *Ceux du flanc oriental*. A -2 295 et à -2 082 m (plongée 5), ont été récoltés des fragments de Scléactiniaires, d'âge indéterminé. A -2 084 m (plongée 5), ont été récoltés des grainstones et wackestones [3] de platier récifal [4] partiellement diagénétisés, qui renferment les foraminifères *Planorbullinella larvata* et *Sphaerogypsina* sp., d'âge Miocène moyen à Actuel. A -1 676 m (plongée 6), au pied d'entablements caractéristiques d'un front récifal [4], des blocs

éboulés, non diagénétisés, ont livré *Cycloclypeus* sp., *Operculina* sp. cf. *complanata*, du Mio-Pliocène. Ils présentent des bioperforations colmatées par des mudstones [3] hémipélagiques à *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia tumida* et *Globigerinoides extremus* dont l'association est caractéristique du Pliocène. Ces mudstones renferment des coquilles bien conservées de Ptéropodes à paroi aragonitique prismatique (*Limacina* sp.), avec quelques vestiges d'espèces déroulées, moins résistantes à la dissolution [5]. L'association de blocs d'origine récifale et de mudstones hémipélagiques indique clairement que les récifs considérés ont été entraînés dans un domaine sédimentaire dont la profondeur était proche de la profondeur de compensation de l'aragonite (ACD).

2. *Les calcaires du flanc oriental de la fosse des Nouvelles-hébrides.* — Sur la transversale du guyot de Bougainville, à - 2 327 m (plongée 5), a été récolté un grès volcanoclastique, à *Nummulites subglobosus*, d'âge Éocène supérieur (Priabonien) à Oligocène inférieur. A - 2 059 m (plongée 5) ont été récoltés des calcaires de pente récifale [4] non datés. Ces calcaires présentent des cavités colmatées par des sédiments hémipélagiques à *Globorotalia tosaensis* dextres et à *G. tumida* senestres d'âge post-Pliocène inférieur et reposent par contact tectonique sur des niveaux à nannofossiles de l'Oligocène (zone NP 21) [5] et à foraminifères récifaux (*Spiroclypeus vermicularis*, *Asterocyclina praecipua*, de l'Éocène supérieur; *Spiroclypeus margaritatus*, du Chattien-Burdigalien), ce qui peut être considérée comme le résultat d'un remaniement d'âge Oligo-Miocène ou plus récent. A - 1 905 m (plongée 5), ont été récoltés des grès à nannofossiles du Pliocène inférieur terminal et du Pléistocène (NN21) [6]. A - 1 620 m (plongée 6), ont été rencontrés des mudstones d'avant-récif [7] piégeant des nannofossiles du Miocène supérieur-Pliocène inférieur [6] et l'association à *Globorotalia spiralo-coniques* (? *G. margaritae*) et à *Sphaeroidinella* (? *S. immatura*) dont l'âge est plutôt Pliocène. De - 1 240 m (plongée 6), a été remonté un packstone à rhodolithes, du Miocène inférieur, renfermant *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *sumatrensis*, *Spiroclypeus* sp. cf. *S. tidoenganensis*, *Heterostegina* sp. et *Miogypsina* sp., en l'absence de tout élément corallien.

3. *Les calcaires du flanc oriental de la ride des Loyauté.* — A - 4 656 m (plongée 12), ont été prélevés des calcaires de front récifal [4] très diagénétisés, riches en foraminifères variés (*Halkyardia* sp., Éocène-Oligocène; *Operculina* sp. cf. *complanata*, *Amphistegina* sp., Aquitaniens-Pliocène), ce qui témoigne de remaniements en milieu néritique. A - 4 482 m (plongée 8), a été prélevée une rhodolithe à corallines et bryozoaires, probablement issue des calcaires algaires en place entre - 4 300 et - 3 700 m. Les éléments coralliens font totalement défaut, même à l'état de moules. A - 4 363 m (plongée 8), a été observé un banc interstratifié avec des volcanites, fait de grainstones fortement diagénétisés, à corallines, bryozoaires, victoriellinés et rhodolithes, piégeant les foraminifères *Cycloclypeus* sp., *Heterostegina depressa* et *Amphistegina* sp. du Mio-Pliocène. Entre - 800 et - 340 m, ont été dragués des calcaires de front récifal [4]. A - 800 m, un grainstone à corallines, *Halimeda*, rares foraminifères planctoniques (*Globigerinoides* sp.) et ptéropodes (*Creseis*) contient une faune littorale d'âge Plio-Quaternaire à *Cycloclypeus* sp. cf. *carpenteri*, et bivalves *Trachycardium* et *Lima* (*L.*) *lima*. A - 340 m, un packstone/grainstone d'aspect frais a livré des gastéropodes *Triphoridae*, *Marginellidae*, *Pyramidellidae*, et un bivalve *Chlamys* sp. A - 502 m, ont été dragués des packstones/wackestones de pente récifale [4]. Ces roches, non diagénétisées, ont livré *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *sumatrensis*, *L. (N.) parva* et *Cycloclypeus annulatus* (Miocène inférieur) et comportent des cavités colmatées par une boue à *Sphaeroidinella* sp., *Orbulina*, *Globigerinoides* sp., *Globigerinella* et *Globorotalia* « scituliformes », du Plio-Quaternaire.

A -490 m, a été draguée une roche relativement altérée, faite de l'association d'un wackestone de type coralgale à *Cycloclypeus* sp., *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) sp., *L.* (*Eulepidina*) sp. et *Amphistegina* sp., d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, et d'un mudstone hémipélagique à *Orbulina universa*, *Pulleniatina* sp., *Globigerinoides* sp. et *Sphaeroidinella* sp., d'âge post-Miocène supérieur. Cette roche résulte manifestement d'un mélange, réalisé à la suite de l'éboulement du matériel benthique déjà induré, dans une boue hémipélagique. Son altération est postérieure à la constitution du mélange et à sa lithification.

B. ÉDIFICATION, ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE ET STRUCTURALE. — 1. *Diagenèse*. — Il s'agit d'une diagenèse tardive qui se manifeste par dissolution et calcitisation des composants aragonitiques, et par précipitation intergranulaire de sparites calcitiques, à la fois dans les calcaires de plate-forme et les calcaires hémipélagiques associés. Cette diagenèse affecte des roches actuellement situés vers -490 m, profondeur nettement inférieure à l'ACD qui se situe, dans ces régions, autour de -1 100 m [8], tandis que d'autres calcaires, entre 1 600 et plus de 4 000 m de profondeur, ne présentent aucun indice d'altération. Par ailleurs, des roches récifales du Plio-Pléistocène sont intensément diagénétisées, alors que d'autres, d'âge Éocène-Oligocène, sont encore bien conservées. Force est donc d'admettre que la diagenèse tardive n'a dépendu ni de la profondeur de dépôt des calcaires, ni de la durée présumée de leur maintien en milieu marin. Elle s'est essentiellement développée hors du milieu marin en zone météorique, suite à des émergences.

2. *Édification des plates-formes*. — Elle aurait (*fig. 2*) commencé, au moins, depuis l'Oligocène inférieur (Zone Tc), avec l'installation de récifs coralliens, en bordure d'alignements volcaniques embryonnaires ([13], [14]). Elle se serait prolongée, de façon discontinue, jusqu'à la fin du Pliocène et au Pléistocène, ayant été interrompue, comme dans d'autres secteurs de l'Océan Pacifique ([9] à [12]), pendant l'Oligocène inférieur, le Miocène moyen et le Plio-Pléistocène. *L'interruption de l'Oligocène inférieur* explique la diagenèse intense affectant les calcaires d'âge Éocène terminal-Oligocène inférieur du secteur d'Entrecasteaux et leur remaniement dans les formations d'âge Oligo-Miocène; elle peut être rapportée à l'émergence corrélée avec la discontinuité reconnue dans les atolls des Marshall [11] et datée d'environ 35 Ma [12]. Elle pourrait résulter d'un abaissement glacio-eustatique de grande ampleur [15], ce qui semble infirmer l'existence du haut niveau marin évoqué par Haq et coll. [23]. *L'interruption du Miocène moyen* (Zones Tf1, N8) à la fin du Miocène supérieur (Zones Tf3, N18) explique la diagenèse intense qu'on subit les calcaires d'âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur du guyot de Bougainville. Elle explique aussi que les dépôts néritiques et hémipélagiques d'âge Plio-Quaternaire de la région ne remanient aucun débris récifal du Miocène moyen-supérieur, alors que ces mêmes dépôts comportent des *débris-flows* issus d'édifices récifaux d'âge

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Cartes bathymétriques des zones d'étude, localisation des plongées et des dragages. (a) îles des Nouvelles Hébrides (Vanuatu) et des Loyauté et structures marines environnantes; (b) carte bathymétrique (isobathes tous les 200 m) et localisation des plongées 1 à 7; (c) cadre géodynamique des îles Loyauté et localisation des dragages; (d) localisation des plongées 8, 9, 11 et 12; isobathes tous les 100 m; NH = Nouvelles-Hébrides.

Bathymetric maps of the studied areas, location of dives and dredgings. (a) New-Hebrides (Vanuatu) and Loyalty islands, and main submarine morphological structures; (b) bathymetric map (contour interval is 200 m) and location of the dives 1 to 7; (c) Geodynamic framework of the Loyalty islands and location of the dredgings; (d) location of the dives 8, 9, 11 and 12. contour interval is 100 m. NH = New-Hebrides.

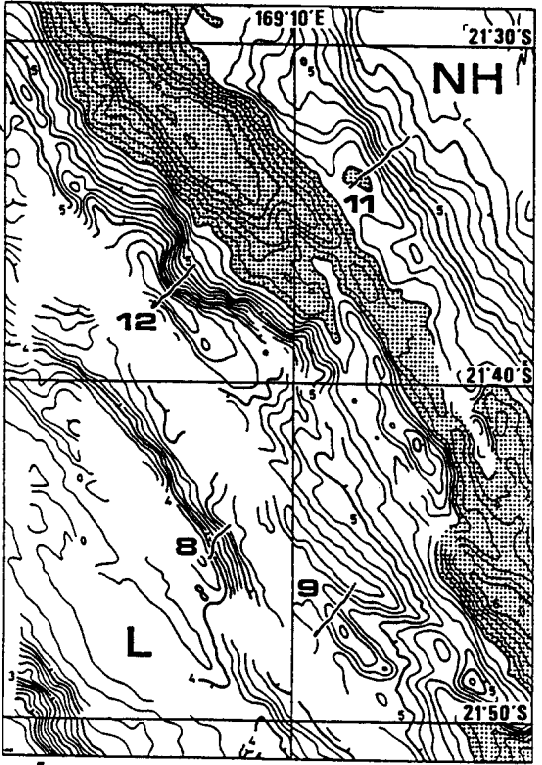
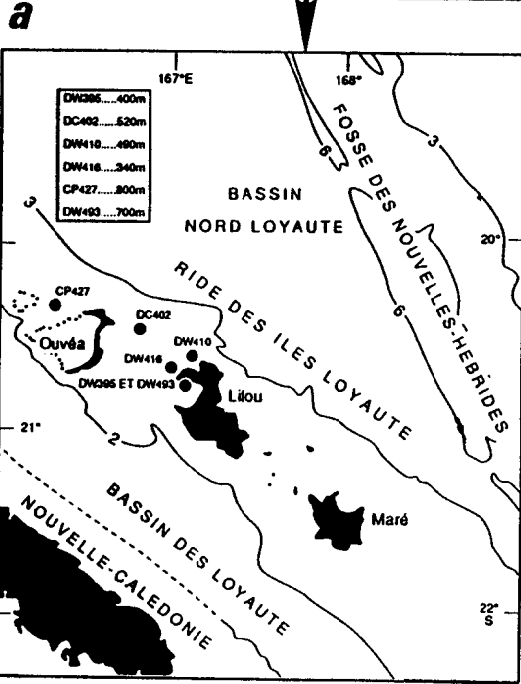
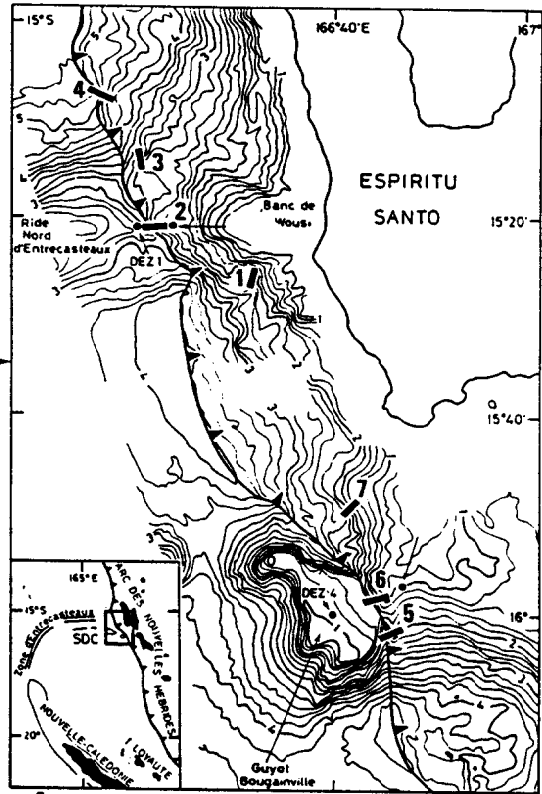
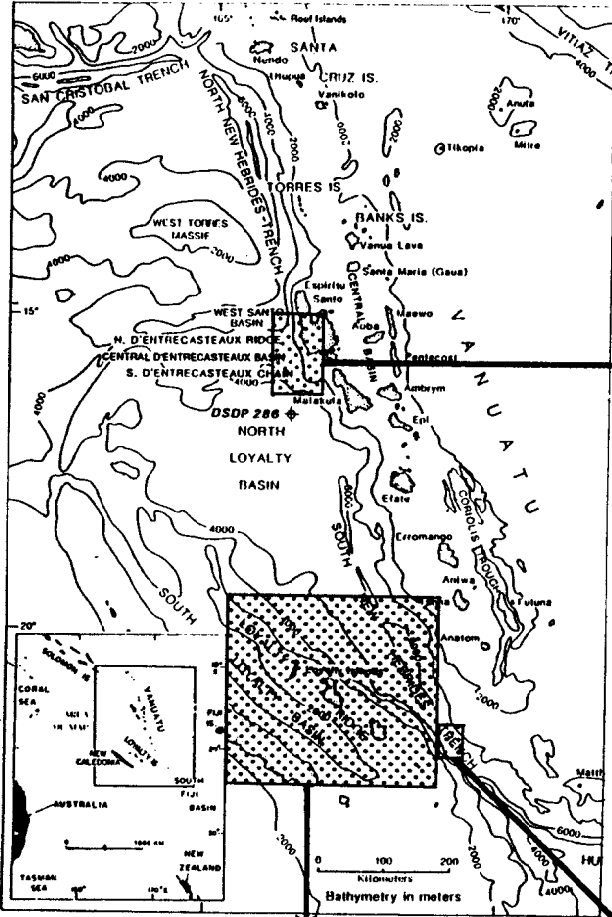


Planche II

Histoire des plates-formes carbonatées subductant sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. Chronostratigraphie : biozones de nanofossiles [29], de foraminifères planctoniques [30] et benthiques [31], corrélés aux âges magnétiques [32]; courbe de variations du niveau marin [23].

History of the carbonate platform subducting beneath the New-Hebrides island arc. Chronostratigraphy: nanozones [29], planktonic and benthic foraminiferal zones [30] and [31] calibrated on a paleomagnetic time-scale [32]; sea level curve [23].

Éocène supérieur-Miocène basal et d'âge Mio-Pliocène. Ce hiatus, connu dans l'ensemble de l'Océan Pacifique tropical ([11], [16] à [22]), peut être rapporté au retrait eustatique qu'enregistre la courbe de Haq et coll. [23] pour le Miocène moyen-supérieur. Au Mio-Pliocène, dans le secteur des Loyauté, s'individualisent des fonds coralligènes, au sens de Pérès [24], riches en rhodolithes. Ces faciès sont probablement à rapprocher des niveaux à rhodolithes décrits sur certaines îles de l'Océan Pacifique tropical [25], où ils sont considérés comme les indicateurs d'un refroidissement des eaux océaniques superficielles, intervenu au cours du Miocène moyen-supérieur ([15], [25]). L'édification récifale reprend pendant le Pliocène, suite probablement à une remontée eustatique [26]. *L'interruption survenue pendant le Plio-Pléistocène* explique la présence de figures de diagenèse météorique, à la fois dans les formations récifales du Pliocène et dans les sédiments planctoniques qui, au moins à partir du Pliocène inférieur, ont colmaté ces formations. Cette interruption peut être rapportée à une émergence qui serait, dans le secteur d'Entrecasteaux-Loyauté, d'origine tectonique et liée au bombement actif que présente, à l'avant de l'arc des Nouvelles-Hébrides, la plaque Australo-Indienne en cours de subduction [27]. Elle serait intervenue lorsque le guyot de Bougainville eut atteint le faite de ce bombement, entre $-2,2$ et $-0,5$ Ma [27].

3. *Évolution structurale.* — Elle se manifeste à la fois par la surrection de la ride des Loyauté-Chaîne d'Entrecasteaux et par la subsidence des calcaires du guyot de Bougainville et du flanc oriental de la ride des Loyauté. Cette subsidence explique que : (1) les calcaires récifaux d'âge Mio-Pliocène du guyot de Bougainville aient été observés autour de -1676 m, en milieu actuellement hémipélagique et au-dessous de l'ACD. Ce guyot s'est ainsi enfoncé depuis le Miocène supérieur à une vitesse moyenne de 200 à 300 m/Ma, franchissant l'ACD vers la limite Pliocène inférieur-supérieur; (2) plus au Sud, le flanc oriental de la ride des Loyauté s'est enfoncé depuis le Miocène supérieur à une vitesse moyenne de 500 à 900 m/Ma. De même que sa surrection au Plio-Pléistocène, la subsidence récente du guyot de Bougainville est, à l'évidence, une conséquence de cette subduction.

CONCLUSIONS. — Le guyot de Bougainville et la ride des Loyauté portent des calcaires de plate-forme d'âge Oligocène supérieur ou plus ancien. Le flanc oriental de la fosse présente aussi des calcaires de plate-forme d'âge Oligocène, qui en remanient d'autres de l'Éocène supérieur. L'édification de ces plates-formes s'est poursuivie de l'Éocène supérieur au Plio-Pléistocène, a été interrompue pendant l'Oligocène inférieur et le Miocène moyen-supérieur, en relation avec des changements climatiques, puis pendant le Plio-Pléistocène, suite à une surrection tectonique. Cette surrection d'âge Plio-Pléistocène et la subsidence ayant affecté, depuis le Miocène supérieur, l'ensemble ride d'Entrecasteaux-flanc oriental des Loyauté, doivent être rapportées à la subduction toujours active de la plaque Australo-Indienne sous la plaque Pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides.

Note remise le 3 décembre 1990, acceptée après révision le 25 juin 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J.-Y. COLLOT, B. PELLETIER, J. BOULIN, J. DANIEL, J.-P. EISSEN, M. A. FISHER, H. G. GREENE, S. LALLEMAND et M. MONZIER, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1989, p. 1947-1954.
- [2] M. MONZIER, J. BOULIN, J.-Y. COLLOT, J. DANIEL, S. LALLEMAND et B. PELLETIER, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1989, p. 2069-2076.
- [3] Termes de la classification des roches carbonatées par R. J. DUNHAM, *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem 1, 1962, p. 108-121.
- [4] La diagnose des diverses zones récifales repose sur la texture de la roche et la nature des associations biodétritiques : pente externe récifale (5-20 m environ) : scléracriniaires et algues corallinacées branchues (dominants), chlorophycées, *Halimeda* et bryozoaires (abondants), grands foraminifères discoïdes, foraminifères agglutinants; front récifal/platier externe : scléracriniaires, algues corallinacées encroûtantes, bryozoaires, foraminifères encroûtants (Homotrématinés, Victoriellinés), gastéropodes Vermétidés (abondants); platier au sens large : scléracriniaires, alcyonaires (spicules), mollusques, foraminifères ubiquistes (dont Amphistégines, Miliolés), échinides; arrière-récif : scléracriniaires, mollusques, corallinacées graciles, Miliolidés.
- [5] J. RAMPAL, *Thèse*, Univ. Aix-Marseille, 1975, n° C.N.R.S.-A.O. 11 932.
- [6] C. MULLER, Communication personnelle.
- [7] Zone d'avant-récif, caractérisée par des mudstones riches en spicules d'éponges : Triacnes (Tetractinellides), Sterraster (Tetractinellides (Geodiidae), Hexactinellides); profondeur de dépôt : au moins 200 m.
- [8] W. H. BERGER, *Deep Sea Res.*, 25, 1978, p. 448-452.
- [9] S. O. SCHLANGER, M. O. GARCIA, B. H. KEATING, J. J. NAUGHTON, W. W. SAGER, J. A. HAGGERTY et J. A. PHILPOTTS, *J. Geophys. Res.*, 89, B13, 1984, p. 11261-11272.
- [10] S. O. SCHLANGER, S. E. P. M. spec. Publ., 32, 1981, p. 209-226.
- [11] S. O. SCHLANGER et I. PREMOLI-SILVA, *Geology*, 14, 1986, p. 392-395.
- [12] A. H. SALLER et R. R. B. KOEPNICK, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1990, p. 381-390.
- [13] D. GREENBAUM, D. I. J. MALLICK et R. D. RADFORD, *New-Hebrides Geol. Surv. Rep.*, 1975, 46 p.
- [14] P. MAILLET, M. MONZIER, M. SELO et D. STORZER, *Mar. Geol.*, 53, 1983, p. 179-197.
- [15] C. SANCETTA in J. R. HEIRTZLER éd., *Contributions in Oceanography*, Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 1987, p. 1363-1375.
- [16] K. R. LUDWIG, R. B. HALLEY, K. R. SIMMONS et Z. E. PETERMAN, *Geology*, 16, 1988, p. 173-177.
- [17] T. C. MOORE Jr, T. S. LOUTIT et S. M. GREENLEE, *Paleoceanography*, 2, 1987, p. 625-637.
- [18] J. M. LINCOLN et S. O. SCHLANGER, *Geology*, 15, 1987, p. 454-457.
- [19] J. COUDRAY, Éditions Singer-Polignac, 8, 1976, p. 1-272.
- [20] L. F. MONTAGGIONI, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1989, p. 1591-1598.
- [21] J. N. CARNEY, A. MACFARLANE et D. I. J. MALLICK, in A. E. M. NAIRN, F. G. STEHLI et S. UYEDA éd., *The Ocean basins and margins*, 7A, The Pacific Ocean, 1985, p. 683-718.
- [22] C. J. PIGRAM, P. J. DAVIES, D. A. FEARY, P. A. SYMONDS et G. C. H. CHAPRONIÈRE, Communication personnelle.
- [23] B. U. HAQ, J. HARDENBOLD et P. R. VAIL, *Science*, 235, 1987, p. 1156-1167.
- [24] J. M. PERES, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 5, 1967, p. 449-533.
- [25] F. G. BOURROUILH-LE JAN et L. C. HOTTINGER, *Sedimentary Geology*, 60, 1988, p. 355-367.
- [26] D. M. AISSAOUI, D. F. MCNEIL et J. L. KIRSCHVINK, *Earth Planetary Sci. Lett.*, 97, 1990, p. 102-112.
- [27] J. C. DUBOIS, C. DE PLUS, M. DIAMENT, J. DANIEL et J.-Y. COLLOT, *Tectonophysics*, 149, 1988, p. 111-119.
- [28] E. MARTINI, in A. FARINACCI éd., *Proceed. II Plankt. Conf.*, Roma, (1970), 1971, p. 739-785.
- [29] W. H. BLOW, in P. BRONNIMANN et H. H. RENZ éd., *Proceed Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, 1969, p. 199-421.
- [30] C. G. ADAMS, in N. EKEBE et R. TSUCHI éd., Univ. Tokyo Press, 1-6, p. 47-67.
- [31] W. A. BERGGREN, D. V. KENT et J. A. VAN COUVERING, in N. J. SNELLING éd., *Geol. Soc. Blackwell Sc. Publ. Oxford*, Mém. 10, p. 211-253.
- [32] H. G. GREENE, A. MACFARLANE et F. L. WONG, *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, Houston, Texas, 1988, p. 1-25.

L. M., G. G. et J.-F. B. : U.R.A. n° 1208, Université de Provence, 13331 Marseille 3; J. Bu. : I.P.G. de Paris, 4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05; J. Bo. : Géologie structurale, Université Aix-Marseille-III, Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 13 et Institut de Géodynamique, U.R.A. n° 1279, Nice-Sophia Antipolis; J.-Y. C., M. M., B. P. et J. D. : ORSTOM, B. P. A 5, Nouméa, Nouvelle Calédonie; S. L. : Géologie structurale, Université Pierre-et-Marie-Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris; A. B. : 44, rue d'Aumale, 60500 Chantilly; G. F. : U.R.A. n° 1355, U.S.T.L., place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier 5; A. L.-R., M.-T. V.-P. et P. L. : M.N.H.N., 8, rue Buffon, 75005 Paris; J. V. : Station marine d'Endoume, 13007 Marseille.

**Annexe 11 (carte hors-texte) -Monzier M., Maillet P., Dupont J., 1992.
Carte bathymétrique des parties méridionales de l'arc insulaire des
Nouvelles-Hébrides et du bassin Nord-Fidjien. Institut Français de Recherche
Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris.**

Annexe 12 -Monzier, M., Danyushevsky, L. V., Crawford, A. J., Bellon, H. et Cotten, J., in press. High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). *J. Volc. Geotherm. Res.*,

Accepté pour publication au
J. Volc. Geotherm. Res. le
18 juin 1993

**HIGH-MG ANDESITES FROM THE SOUTHERN TERMINATION OF
THE NEW HEBRIDES ISLAND ARC (SW PACIFIC)**

M. Monzier^{a*}, L. V. Danyushevsky^{b}, A. J. Crawford^c, H. Bellond^d,
and J. Cottend^d**

^a UR 1F, ORSTOM, B.P. A5, Nouméa Cedex, New Caledonia

^b Vernadsky Institut of Geochemistry, 19 Kosygin street, Moscow, 117975, Russia

^c Geology Department, University of Tasmania, GPO Box 252C, Hobart, Tasmania, Australia 7001

^d Departement des Sciences de la Terre (GDR 910-GEDO), Université de Bretagne Occidentale, B.P. 452, 29275, Brest Cedex, France

*Presently at: ORSTOM, B.P. 76, Port-Vila, Vanuatu

**Presently at: Geology Department, University of Tasmania, GPO Box 252C, Hobart, Tasmania, Australia 7001

ABSTRACT

Monzier M., Danyushevsky L. V., Crawford A. J., Bellon H. and Cotten, J., 199-. High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*,

In the southern New Hebrides arc, magmatic and tectonic processes are closely linked. Between 21°S and 22°S, a "normal" broadly arc tholeiitic magmatic suite is essentially similar to those occurring in the main part of the arc, whereas south of 22°S, at the southern termination of the arc, a high-Mg andesite suite appears, with the more mafic endmembers having mineralogical and compositional affinities to high-Ca boninites. During the last 2 Ma, this southern termination propagated southwards and played a continuing role in the transient transform junction between the southern tip of the trench and the NS spreading axis of the North Fiji Basin. In this region, which has been dominated for several million years by fast transform motions, the low magma production rates in this section of the arc, and the unusual boninite-related affinities of the arc volcanics may be due to a combination of a subducting slab torn by hinge zones, abnormally small depth-to-slab distances beneath volcanoes, and an unusually hot ambient geotherm due to rising diapirs supplying the intersecting backarc spreading axis. The on-going collision between the Loyalty Ridge and the arc may also contribute to these unusual magmatic characteristics, as presently only a very small amount of convergence occurs along the southernmost segment of the trench.

In such a complex tectonic setting, with a spreading axis propagating into an intra-oceanic arc, and major transform plate motions, generation of high-Ca boninitic magmas occurs by melting of a refractory hydrated mantle at a shallow level under the Hunter Ridge, the necessary extra heat being supplied by the rising diapirs supplying magmas to the intersecting spreading ridge axis. The high-Mg andesite suite probably results via a combination of fractional crystallization from such high-Ca boninitic parental magmas and subsequent magma mixing processes, operative all along the southern termination of the arc.

Introduction

From approximately 12-10 Ma, clockwise rotation of the New Hebrides (NH) volcanic arc has been associated with both subduction of the Australasian plate and opening of the North Fiji Basin (Fig. 1; Auzende et al., 1988; Greene et al., 1988). In this region, the eastern edge of the Australasian plate is constituted by several small oceanic basins, island chains and submarine massifs: from north to south, these include the poorly-known Santa Cruz basin and West Torres massif, the D'Entrecasteaux Zone, a twin-ridged, arcuate submarine chain with uplifted Eocene oceanic crust and arc-related seamounts (Andrews, Packham et al., 1975; Maillet et al., 1983; Collot, 1989; Collot et al., 1992), the Eocene North Loyalty Basin (Andrews, Packham et al., 1975; Weissel et al., 1982; Collot et al., 1985), the massive, poorly known Loyalty Ridge (Collot et al., 1982; Monzier et al., in prep.) and the Oligocene South Fiji Basin (Davey, 1982).

The flexure and subduction of such a composite plate has had a significant influence on the geodynamic evolution of the New Hebrides subduction zone. Ridge-arc or massif-arc collisions have played an increasingly important role in the tectonic and magmatic evolution of the New Hebrides arc (Daniel et al., 1986; Collot, 1989; Collot et al., 1989; Monzier et al., 1989; Monzier et al., 1990; Collot et al., 1992; Greene et al., in press; Monzier et al., in prep.). Complex multi-stage backarc basin opening of the North Fiji Basin, and intra-arc or backarc extensional tectonic troughs accompanied the rotation of the arc (Auzende et al., 1988; Lafoy et al., 1990; Recy et al., 1986; Recy et al., 1990; Charvis and Pelletier, 1989; Monjaret, 1989; Monjaret et al., 1991; Pelletier et al., 1993).

According to the quantitative model of Louat and Pelletier (1989), the present convergence rate along the nearly rectilinear N165°E part of the NH trench varies from 16 cm/yr (at 11°S) to 12 cm/yr (at 20°S), on an average N75°E azimuth. A minimum convergence rate occurs where the D'Entrecasteaux Zone collides with the central part of the arc (9 cm/yr). Oblique extension generally

occurs along the eastern, backarc flank of the main part of the NH arc, except at the latitude of the D'Entrecasteaux Zone collision zone, where backarc compression is active. The North Fiji Basin presently shows an unusual pattern of opening, with several microplates bounded by spreading axes, extensional areas and transform faults. In the central part of the basin (16 and 21°S), a well established N-S spreading axis is active with an 8 cm/yr full spreading rate in a N72°E oblique direction (Fig. 1).

During rotation of the subduction zone, spreading in the North Fiji Basin led to southward lengthening of the trench-arc system from Anatom island to Hunter island (Falvey, 1978; Falvey and Greene, 1988; Louat et al., 1988). At the same time, this propagating southern termination of the arc has played a continuous role in the mobile transform junction between the southern tip of the trench and the spreading axis. Davey (1982) suggested that the southern New Hebrides trench may also coincide with an older crustal discontinuity (i.e. a former boundary between the oceanic crusts of North Loyalty and South Fiji Basin). Moreover, according to Monzier et al. (1990), the recent but developing collision between the 22°S salient of the Loyalty Ridge and the southern New Hebrides arc is producing a different tectonic evolution of the over-riding plate north and south of 22°S. At this latitude, an active E-W sinistral transform zone affects the arc and backarc area (Fig. 3). North of this limit, near-orthogonal convergence is driven by active subduction of the oceanic lithosphere of the North Loyalty Basin. South of this boundary, oblique convergence has now stopped, only a very small amount of orthogonal (northward) convergence occurs at the trench (Fig. 3), and the Matthew-Hunter microplate is strongly coupled with the Australasian plate. A connection between this E-W sinistral transform zone and the 21°S sinistral offset of the North Fiji Basin spreading axis is probable (Fig. 3; Louat and Pelletier, 1989). Thus, at the present time, this area is unstable and transient, with considerable tectonic complexity (Maillet et al., 1989).

From the Santa Cruz islands at the northern end of the NH arc, to Anatom in the south, the main part of the ~1200 km long NH arc trends N165°E, and includes a wide, massive and partly emergent volcanic ridge of complex history (Macfarlane et al., 1988; Katz, 1988; Greene et al., 1988). In this main part of the arc, Quaternary-Recent volcanoes of the Central Chain lie 100 to 200 km above a very steeply-dipping Benioff zone which in places reaches at least 350 km depth (Louat et al., 1988). Detailed petrological-geochemical studies of the NH arc volcanoes are currently in progress, but available data show that basalts and basic andesites are volumetrically dominant, with subordinate acid andesites and dacites (Macfarlane et al., 1988). Most of these rocks may be assigned to medium- to high-K "tholeiitic" series (using the criteria of Miyashiro (1974) and Gill (1981), who defined the "tholeiitic" series as having simply a high FeO^*/MgO value relative to SiO_2).

South of Anatom (Fig. 2), a major shortening of the Benioff zone occurs (Louat et al., 1988). The southern termination of the NH arc, including a section around 350 km long and with a sharp bend near La Perouse seamount, is narrow and almost totally submarine (except for the small active volcanic islands of Matthew and Hunter). Along this section of the arc, troughs on the eastern flank (ie. backarc) disappear and the volcanic chain is poorly developed, especially in front of the Loyalty-New Hebrides collision zone (Monzier et al., 1990; Monzier et al., 1992). According to the model of Monzier et al. (1984), the dip of the Benioff zone decreases southward, with hinge zones tearing the downgoing slab. Thus, the Benioff zone lies at a depth of about 100 and 150 km beneath the twin Gemini seamounts (Fig. 2) and only about 85 km beneath Matthew and Hunter volcanoes; the latter are the only previously studied volcanoes of the southern termination of the NH arc (Maillet et al., 1986). Moreover, in contrast to the Central Chain arc volcanoes, Matthew and Hunter volcanoes are made up of medium-K broadly calc-alkaline acid andesites with unusually low TiO_2 contents (0.37-0.45% TiO_2 at 60-62% SiO_2 and 3-5% MgO).

The southern New Hebrides arc: New Data

Volcanic edifices and sample locations

During the VOLSMAR and GEMINI cruises (R. V. "ALIS" of ORSTOM, 1989), sampling by dredging and scuba-diving was carried out on submarine volcanoes of the southern NH arc, aimed at recovering samples from along the almost unknown, 300 km-long submarine section of the arc. All volcanoes sampled are located on the crest of the submarine NH arc platform (Figs. 2 and 3). Complementing this sample suite are several samples from previous fieldwork on Matthew and Hunter active volcanoes (Maillet et al., 1986; M. Monzier, unpublished data), as well as samples recovered during the SUBPSO 11 NAUTILE dive (ORSTOM SUBPSO 1 cruise, 1989) from a thick, horizontal sequence of coarse volcanic breccias from the lower inner wall of the trench (5320-4645 m depth) at the latitude of the "Loyalty / New Hebrides" collision zone (Monzier et al., 1989). Dredge, dive and sample locations are reported in Table 1.

From NW to SE, the following volcanoes were dredged (Fig. 2 and 3): Western Gemini seamount (GMW, top at -40 m, volume $\approx 150 \text{ km}^3$), Eastern Gemini (GME, -80 m, $\approx 100 \text{ km}^3$), Volsmar (VSM, -1400 m, $\approx 70 \text{ km}^3$), Eva (EVA, -1140 m, $\approx 0.1 \text{ km}^3$, from a swarm of small cones $< 1 \text{ km}^3$), La Pérouse (LP, -1130 m, $\approx 35 \text{ km}^3$), Gilbert (GB, -265 m, $\approx 20 \text{ km}^3$), Matthew (MT, active, in solfataric stage, +177 m, $\approx 120 \text{ km}^3$, including Charlotte, see below), Charlotte (CH, an adventitious cone of Matthew, -37m), Vauban (VB, -185 m, $\approx 240 \text{ km}^3$), and Hunter (HR, active, in solfataric stage, +260 m, $\approx 40 \text{ km}^3$). Volume estimates are maxima based on recent bathymetric data (Monzier et al., 1992). In comparison with Ambae ($\approx 2500 \text{ km}^3$) or Ambrym ($\approx 500 \text{ km}^3$) volcanoes in the central part of the arc (Fig. 1; bathymetric data from Chase and Seekins, 1988), all the studied volcanoes are medium- or small-sized volcanic cones. However, Vauban seamount is unusually massive in contrast to the others in this arc segment and has an atypical,

flat summit. Shallow water to mixed neritic-pelagic carbonate deposits capping the top of this volcano were dredged between 260 and 850m depth.

Age of the volcanoes

Considering the recent evolution of the southern termination of the arc, it is probable that most of the sampled volcanoes are younger than 2 or 3 Ma. In fact, Matthew and Hunter are presently active volcanoes (Maillet et al., 1986), and K-Ar dating of samples VB11B and VB16A give ages of 0.8 and 1.1 Ma respectively, whereas sample SUB 1105 is younger than 1.4 Ma. However, biostratigraphical determinations on carbonate samples from the deposits capping Vauban seamount range from late Miocene to Plio-Quaternary in age and suggest that the end of the volcanic activity and the beginning of the subsidence of this volcano occurred during late Miocene-Pliocene times (L. Montaggioni, pers. comm., 1991). The apparently too-young K-Ar ages (< 1.1 Ma) obtained for VB samples might be due to submarine weathering and Ar loss. Accordingly, Vauban seamount, with its unusual volume and peculiar shape, would be older than other volcanoes of this arc segment.

Petrography and mineral chemistry

Estimated modal phenocryst mineralogy for selected lavas is presented with wholerock analyses in Table 2. Estimated vesicularity (vol.%) is highly variable, ranging from 0 to 75% (pumiceous samples). Phenocryst mineralogy of the sampled basalts, andesites and dacites (basalt < 53% SiO₂ < basic andesite < 57% < acid andesite < 63% < dacites < 70% , with SiO₂ recalculated on an anhydrous basis; Gill, 1981) are typical of island arc lavas (i.e. plagioclase dominant and subordinate ferromagnesian minerals), except for a few samples in which clinopyroxene and/or olivine are more abundant (LP 34B-C, CH 19D, VB 11C-16A). However, even plagioclase-dominated acid andesites from Hunter contain a few modal% of olivine phenocrysts.

Mineral compositions were obtained with a three spectrometer fully automated CAMECA SX50 electron microprobe at the University of Tasmania, using a wavelength dispersive analytical system. Microprobe studies focused on the more basic lavas in the sample set, since one of our main aims was to identify the nature and affinities of the parent magma(s). A summary of the data is presented in Figure 4A.

As described further on, compositional data indicate the existence of two broad magmatic groupings. The "normal" suite shows strong major element similarities to the lavas erupted in the main NH arc Central Chain volcanoes, except for notably lower K₂O contents, whereas the "high-Mg" suite is characterized by lavas with significantly higher MgO contents at a given SiO₂ content, and has some boninitic affinities.

Samples GME 56C and SUB 1111, both belonging to the "normal" suite, show the classical mineralogy of arc-related lavas; 3% (by volume, vesicle-free) of An₉₃₋₇₄ plagioclase phenocrysts, and subordinate augite and olivine (Fo₇₇₋₇₅) phenocrysts occur in basalt GME 56C (Table 2), whereas basic andesite SUB 1111 contains 4% An₈₉₋₇₀, 2% augite and endiopside (2 clearly distinct populations in the pyroxene quadrilateral) and rare orthopyroxene (En₇₆₋₆₉) phenocrysts.

Samples LP 34A, VB 11C and HR 11A all belong to the "high-Mg" andesite suite. LP 34A is a high-Mg basaltic andesite, petrographically and compositionally similar to LP 34B and C (Table 2). Endiopside-augite phenocrysts with magnetite inclusions are the dominant phenocryst phase in this rock (15%), followed by plagioclase (10% of An₉₄₋₇₇), and magnesian olivines (5% of Fo₉₀₋₈₃) that host two populations of Cr-spinels ($Cr\# = 100Cr/(Cr+Al) = 49-58$ and $74-78$). VB 11C is another high-Mg basaltic andesite (Table 2) with a quite distinct mineralogy: magnesian olivine phenocrysts (Fo₉₄₋₇₇; 7%) hosting Cr-spinels ($Cr\#=71-82$), An₇₇₋₅₉ (5%), augite (3%), and orthopyroxene (En₇₉₋₇₃; 1%) with magnetite inclusions, coexist in this rock. Maillet et al. (1986) have reported a detailed mineralogical study of Matthew and Hunter high-Mg acid andesites, which are

dominated by labradorite phenocrysts, and only a few analyses of magnesian olivine phenocrysts (Fo₉₁₋₈₈) from sample HR 11A (Table 2) have been added here.

The modal predominance of ferromagnesian minerals and the very forsteritic olivine phenocrysts in mafic rocks from the "high-Mg" series are unusual for arc lavas. Nevertheless, in spite of the broadly similar major element compositions of these rocks (Table 2), some significant differences exist in their phenocryst mineralogy. For example, phenocryst orthopyroxene is missing in LP 34A whereas it is present in VB 11C. Also, the modal abundance of clinopyroxene phenocrysts is considerably higher in LP 34A compared with VB 11C, and plagioclase and clinopyroxene phenocrysts are more calcic in this sample.

A plot of olivine phenocryst CaO versus Fo contents is given in Figure 4B. Surprisingly, olivines from LP 34A have a restricted range in Fo content but plot in two quite distinct populations. The low CaO (0.02-0.11%) olivines are unlike those in all the other "high-Mg" series lavas, but have similar CaO contents to olivines in boninites (our unpubl. data). In addition, low-Ca olivines only include Cr-spinels with medium Cr# (49-58), which contrasts with the inferred boninitic affinities, since boninite chromites usually have Cr# > 75 (Crawford et al., 1989). These low-Ca olivines may be xenocrysts derived from spinel lherzolite or harzburgite upper mantle. Olivine phenocrysts from VB 11C define a single, broad population which shows a negative correlation between CaO and Fo contents, with CaO being around 0.13-0.14% in the most magnesian olivines (Fo₉₄). In both LP 34A and VB11C, the most calcic olivines are those included in pyroxenes. Olivines from the high-Ca population of LP 34A, VB 11C and HR 11A, plus additional olivines from Matthew and Hunter islands (MT 24A and HR 6, Maillet et al., 1986), all plot along the same trend and include Cr-rich spinels (Cr# = 71-82). Interestingly, olivines from a doleritic-textured cognate inclusion (HR 4M) with a high-Ca boninite composition from Hunter island (Maillet et al., 1986), and from a boninite (105/2) dredged along the Hunter Ridge (Sigurdsson et al., 1993) also plot along this trend and include Cr-rich spinels.

Wholerock Geochemistry

Analytical Techniques

Major and trace elements (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Ba) analyses of 76 selected lavas, 29 of which have complementary trace elements and REE (Sc, Y, Zr, Nb, La, Nd, Eu, Dy, Er, Yb) (Table 2), were carried out for this study. The complete set of data is available upon request (M. M.).

Selected rock fragments were ground in agate. Powders were digested with a concentrated acid mixture (1:8 HNO₃:HF). Fluorides were then dissolved and HF neutralized with an H₃BO₃ solution. International standards (JB2, BEN, ACE, GSN, MICA-Fe) were used for calibration. Major elements were determined by flame Atomic Absorption Spectrometry (AAS), Atomic Emission Spectrometry (AES) or Colorimetry (C): SiO₂ (AAS, relative standard deviation = 1%), TiO₂ (AAS, 5%), Al₂O₃ (AAS, 2%), Fe₂O₃ (AAS, 2%), MnO (AES, 5%), MgO (AAS, 2%), CaO (AAS, 2%), Na₂O (AAS, 2%), K₂O (AAS, 2%) and P₂O₅ (C, 10%). Trace elements were determined by AAS, AES or Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry (ICPES): Rb (AES, limit of detection in ppm = 1, relative standard deviation = 5%), Ba (AAS, 20, 10%), Nb (ICPES, 1, 5%), La (ICPES, 1, 5%), Sr (AES, 1, 5%), Nd (ICPES, 1, 5%), Zr (ICPES, 2, 5%), Eu (ICPES, 0.2, 5%), Dy (ICPES, 0.5, 5%), Y (ICPES, 0.5, 5%), Er (ICPES, 1, 10%), Yb (ICPES, 0.2, 5%), V (AAS, 20, 10%), Cr (AAS, 2, 5%), Co (AAS, 2, 5%), Ni (AAS, 2, 5%), Cu (AAS, 1, 5%), Zn (AAS, 2, 5%) and Sc (ICPES, 0.5, 5%). In this paper, major elements are always expressed as wt. %, recalculated to 100% volatile free.

Classification and Comparison with Other Suites

The major element geochemical variation of the lavas from the southern termination of the NH arc is presented in Figures 5 and 6. These data are compared with:

1: 204 unpublished analyses of lavas from the NH Central Chain (performed by the same laboratory, with the same analytical procedures as those reported here for lavas from the southern termination of the NH arc),

- 2: 26 analyses of boninites from the north Tonga Ridge (Falloon and Crawford, 1991), and 2 analyses of boninites from the intersection of the southernmost North Fiji Basin spreading centre and the Hunter Ridge (Sigurdsson et al., 1993),
- 3: 4 analyses of dolerite-textured boninite inclusions and 1 analysis of a pyroxene cumulate inclusion, in subaerial lavas from Matthew and Hunter volcanoes (Maillet et al., 1986),
- 4: 8 analyses (1 basalt, 2 mafic andesites and 5 sodic rhyolites) of rocks from the intersection of the southernmost North Fiji Basin spreading centre and the Hunter Ridge (Sigurdsson et al., 1993),
- 5: 25 analyses of BABB (BackArc Basin Basalts) and MORB from the southernmost part of the North Fiji Basin and the Hunter Ridge (Eissen et al., 1991; Sigurdsson et al., 1993).

The lavas from the volcanoes at the southern termination of the NH arc show a compositional range from basalts to rhyolites (51 to 70% SiO₂), and clearly, a number of distinct magmatic suites can be identified from major and trace element data, sometimes even for rocks from the same volcano (eg. Vauban). With the notable exception of two unusually K-rich basic andesites from Vauban Seamount (labelled VBHK in Figs. 5-10), all the analyzed lavas are systematically lower in K₂O, at a given SiO₂ level, compared to recent lavas of the NH Central Chain volcanoes (Fig. 5). Classification into tholeiitic versus calc-alkaline is notoriously complicated for arc-related lavas. On a FeO*/MgO vs. SiO₂ diagram (Fig. 5), the lavas from the Gemini East seamount (GME), the forearc slope of this region (SUB 11) and Volsmar seamount (VSM) show a broad tholeiitic trend (Gill, 1981). On a FeO* vs. FeO*/MgO plot, the lavas classified as tholeiitic above also define a broad but distinct Fe-enrichment trend, and may be classified as arc tholeiites. This suite of lavas shows, except for K₂O, strong compositional similarities to arc lavas from the main section of the New Hebrides arc (Fig. 5) and is therefore referred to as a "normal" island arc basalt suite, herein abbreviated to IAB.

In contrast, basaltic andesites to rhyolites from the southernmost NH arc subaerial volcanoes and seamounts (south of 22°S) define a distinct calc-alkaline trend, due to their higher MgO and lower FeO* contents at a given SiO₂ level, and an Fe-depletion trend with fractionation compared to the "normal" rocks; they are thus referred to as a "high-Mg" andesite suite, abbreviated herein to HMA.

It is worthwhile noting that true basalts (< 53% SiO₂) are absent from the HMA lava suite. Inclusions in Matthew and Hunter lavas, some lavas from further east on the Hunter Ridge (including high-Mg andesites, rhyolites and boninites), and boninites from the northern Tonga Ridge, define similar compositional variations as the southern NH arc HMA suite, and it is likely that the parental magmas of this suite were boninitic according to the criteria of Crawford et al. (1989).

In Figure 6, major and minor element oxides are plotted against MgO content. The IAB suite lavas show a slightly more restricted range of MgO (6 to 1%) in comparison with HMA rocks (9 to 1%), and the two suites are generally clearly separated on most of these plots. In general, IAB rocks plot in the fields defined by NH Central Chain rocks, whereas the HMA suite has higher SiO₂, Na₂O, K₂O, and lower TiO₂, Fe₂O₃*, MnO, and CaO contents at a given MgO content. On the SiO₂ vs. MgO diagram, the field delineated by the HMA rocks overlaps the field of boninites from the northern Tonga Ridge. Nevertheless, on other diagrams (especially Fe₂O₃* and Na₂O vs. MgO and to a lesser extent TiO₂ vs. MgO), these two fields are clearly separated.

Sampling carried out on each volcano is generally too poor to define individual trends on these major element binary diagrams. Nevertheless, analyses of IAB from Gemini East seamount define positive correlations between SiO₂ (51 to 54%), TiO₂ (0.9 to 1.4%), Fe₂O₃* (10 to 13%) and MnO (0.17 to 0.22%), all characteristic of a tholeiitic fractionation trend. However, compared to lavas of the Central Chain, basic andesites from Gemini East have unusually high TiO₂ contents, approaching those of the North Fiji Basin basalts. In contrast, the HMA lava suite, especially the andesites and dacites from Matthew and Hunter volcanoes,

show very low TiO₂ contents (as low as 0.4% for HR), as previously noted by Gill (1981) and Maillet et al. (1986).

For each suite, SiO₂, Na₂O, K₂O show clear negative correlations with MgO whereas TiO₂, Fe₂O₃*, MnO and CaO are positively correlated with MgO content. Such correlations probably reflect fractional crystallization and/or magma mixing processes along two broad evolutionary trends originating from two distinct parental magmas. Basic andesites from La Perouse and Vauban seamounts represent the most primitive sampled lavas of the HMA series. However, complicating this simple scenario are large variations in TiO₂, MgO, K₂O and P₂O₅ contents of the Mg-rich basic andesites from Vauban, clearly transverse to the broad evolutionary trend of the HMA series, and requiring further explanation.

A second complicating factor centres on Gemini West seamount. This volcano is located well north of the 22°S dividing line between the IAB and HMA suites, and is close to the typically tholeiitic and IAB Gemini East seamount (Fig. 2). Most major element compositional features of Gemini West dacites are colinear with, or close to the trends for the HMA suite rocks (Fig. 6 and 7). In contrast, incompatible trace element and REE abundances in the Gemini West lavas are more characteristic of the IAB suite (Fig. 7 and 8, where SUB 1103 might represent in a broad sense a possible parental magma to the analysed Gemini West dacites), and indicate a strong decoupling of large ion lithophile elements (LILE) from major element contents. This may reflect the fact that Gemini West sits 50 km closer to the east-dipping subducted slab than does its neighbour Gemini East seamount, so that magma generation processes as reflected in the major element compositions for Gemini West are more akin to those occurring at shallower depth-to-slab distances, such as exist beneath the typically calc-alkaline to boninitic HMA suite volcanoes. In contrast, the trace element signatures are controlled to a significant degree by the nature of slab-derived fluids, and are similar for Gemini West and for the neighbouring IAB group volcanoes.

Variation diagrams for the compatible trace elements V, Cr and Ni vs. MgO and SiO₂% are given in Figure 9. The two suites of lavas previously defined are clearly discriminated on the V vs. MgO diagram. The IAB series plots in the NH Central Chain lavas field, whereas the low-V content of the Mg-rich lavas is obvious, and parallels their low Fe₂O₃* contents, particularly Matthew, Charlotte and Hunter samples. On the Cr and Ni vs. SiO₂ diagrams, Gemini West, Gemini East, SUB 11 and Volsmar lavas again plot in the field of the NH Central Chain lavas. The HMA suite rocks at the low-SiO₂ end of their compositional spectrum overlap the field for northern Tonga Ridge boninites (Falloon and Crawford, 1991), Hunter Ridge boninites (Sigurdsson et al., 1993) and inclusions in Matthew and Hunter lavas, but at SiO₂ contents > 57%, there is a suggestion of two trends, one defined by rocks from Hunter, the other by the remaining HMA suite rocks. This "boninitic" field shows large Cr and Ni variations (Cr = 830 to 130 ppm; Ni = 230 to 40 ppm) for a very narrow range of SiO₂ variation (SiO₂ = 54.5 to 57.6%), presumably reflecting olivine + Cr-spinel fractionation / accumulation with MgO buffered by clinopyroxene, the dominant mafic phenocryst phase in these rocks.

Except for some basaltic andesites from La Perouse and Vauban seamounts (and especially the K-rich basic andesites from Vauban), all the analyzed lavas are systematically lower in the more incompatible trace elements (Rb, Ba, La, Zr), at a given SiO₂ level, compared to recent lavas of the NH Central Chain volcanoes. In particular, all these lavas, without exception, have exceptionally low Ba contents, similar to those of MORB, backarc basin basalts (BABB), or boninites (Fig. 10). For the less incompatible trace elements (Dy, Y, and Yb), IAB suite lavas plot in the field defined by the recent lavas of the NH Central Chain volcanoes, whereas HMA suite lavas (except for the high-K Vauban lavas) plot well beneath this field (Fig. 10).

N-MORB normalized element variation diagrams for the more mafic rocks studied are given in Figure 11. Characteristic arc-lava features of these patterns include the relative enrichment of LILE compared to high field strength elements

(HFSE) and heavy REE, the pronounced negative Nb anomaly, the positive Sr anomaly, and levels of HFSE and HREE at or below N-MORB levels.

Within the IAB suite (Fig. 11A), the more magnesian ($41 < \text{Mg\#} < 49$) lavas show significant variation in the extent of enrichment of Rb, Ba and K, although the REE and HFSE show little variation. Except for slightly lower levels for the elements from P to Yb, element variation trends for basalts and basaltic andesites from Gemini East do not differ markedly from those of BABB from the southernmost North Fiji Basin, whereas the more K-rich basaltic andesites from SUB 11 (and possible parental magmas to the analysed Gemini West dacites) plot away from North Fiji Basin basalts field and fall in the field of NH Central Chain lavas. In contrast, the trace element signatures for basaltic andesites from Volsmar seamount are very close to those for the "high-Mg" lavas (Fig. 11B). Although major element abundances for Volsmar rocks are characteristic of the IAB suite (Fig. 8), Volsmar volcano is located close to the 22°S dividing line between the IAB and HMA suites (Fig. 2), which could explain trace element abundances similar to those of the HMA suite lavas.

Excluding lavas from Vauban seamount, the more magnesian ($54 < \text{Mg\#} < 69$) lavas from the HMA suite define a fairly tight trend on the N-MORB normalized element variation diagram (Fig. 11B). Although their element patterns are similar in shape to those of the IAB suite, they show notably lower levels of HREE and Ti, and higher levels of all elements more incompatible than Eu, including both Nb and Zr, than IAB group lavas. The two analyzed Vauban basaltic andesites, with Mg# values of 67 and 69, differ from the other HMA suite lavas in several respects. Firstly, neither shows a peak at Sr. Since these rocks contain similar modal abundances of plagioclase to the other mafic HMA suite samples plotted in Figure 11B, this difference cannot be attributed to plagioclase fractionation. Secondly, the HREE levels of the Vauban samples are higher than those of the other HMA suite lavas. Furthermore, the two Vauban rocks show markedly different levels of enrichment of the LREE, P, Zr and HREE, with those

defined above on the basis of their K_2O-SiO_2 relationships as being high-K having notably higher contents of these elements. Lastly, it is apparent that, excluding high-K Vauban lavas, the trends for the more magnesian lavas from the HMA suite broadly parallels from Rb to Ti the trend for the boninites from the Hunter Ridge (Fig. 11B).

In Figure 12, Nb, La, Zr and Dy contents, and La/Dy, are plotted for all analyzed samples, from northwest to southeast, according to their position along the southernmost NH arc. These plots effectively demonstrate the significant compositional differences between the IAB and the HMA lava suites.

We have begun a more detailed petrological and isotopic study of the lavas described here, which will be published elsewhere.

Discussion

The major and trace element variation trends described above can be considered, to a first approximation, as having been produced by fractional crystallization processes operating on two spatially distinct arc magmatic suites. As these two magmatic suites, IAB and HMA, appear to occur in two distinct tectonic settings, magmatic and tectonic processes are closely linked at the southern termination of the NH arc. In this perspective, the magmatic evolution of the IAB suite is probably governed by petrogenetic processes similar to those occurring in the main part of the NH arc (Crawford et al., 1988; Eggins, 1989; Eggins, in press), whereas the HMA suite has a more atypical origin and evolution.

Magmas similar to the most mafic lavas from La Perouse and Vauban seamounts are probably parental to the HMA suite, and have some compositional affinities to high-Ca boninites (Crawford et al., 1989). Interestingly, true high-Ca boninites have been dredged only 100km to the east of Hunter island, in the area where the N-S North Fiji Basin spreading axis abuts the Hunter Fracture Zone (Crawford and Eggins, 1991; Sigurdsson et al., 1993). In such a complex tectonic

setting, with a spreading axis propagating into an intra-oceanic arc, in an area dominated by transform plate motion (Maillet et al., 1989), boninite generation occurs by melting of a refractory hydrated mantle at a shallow level under the Hunter Ridge, the necessary extra heat being supplied by the rising diapirs of the intersecting spreading axis. Generation of boninites in this area was predicted by Crawford et al. (1989) and, in a similar tectonic setting at the northern end of the Tonga arc, high-Ca boninites are also known (Sharaskin et al., 1983; Falloon et al., 1987, 1989, Falloon and Crawford, 1991; Danyushevsky and Sobolev, 1987). Major element concentrations of the mafic andesites from La Perouse and Vauban seamounts, boninites from the northern end of the Tonga arc, boninites from the Hunter Ridge, and doleritic inclusions from Matthew and Hunter islands (Maillet et al., 1986) are compositionally similar (Table 3), with slight differences for TiO₂, alkalis and P₂O₅.

Doleritic inclusions are common in Mg-rich acid andesites of Matthew and Hunter islands (up to 1-2% by volume). These generally have acicular mineral morphologies and a glassy, vesicle-rich matrix, suggestive of a quench origin. They may represent quenched blobs of near-parental boninitic high-Mg andesite magma incorporated into the acid andesite host magma prior to eruption. As suggested by Maillet et al. (1986), and shown in Figures 6 and 8, inclusions and host-lavas are almost certainly comagmatic. Intra-flow inhomogeneities and banding in Matthew and Hunter andesites suggest that even if fractional crystallization is the main differentiation process, mixing of cogenetic mafic and more evolved magmas is certainly frequent on Matthew and Hunter. The same combination of fractional crystallization and magma mixing might occur along the whole southern termination of the arc, and is presently being tested by melt inclusion studies.

At the southern termination of the New Hebrides arc, dominated as it has been over the last few Ma by fast transform motions, both the low magmatic production rates for these volcanoes, and the unusual broadly boninitic affinities of the arc volcanism may be due to a combination of a downgoing slab torn by hinge

zones, unusually small depth-to-slab distances for the volcanoes, and an unusually hot regional upper mantle due to diapirs supplying the intersecting backarc spreading axis. The ongoing collision between the Loyalty Ridge and the arc may also be partly responsible for these unusual magmatic characteristics, as presently only a very small amount of convergence occurs along the southernmost segment of the trench.

Acknowledgements

VOLSMAR and GEMINI cruises were supported by Département TOA of ORSTOM (Paris). We are deeply indebted to P. Furic, captain of the R. V. "ALIS" (ORSTOM), as well as to the whole crew. We acknowledge all the scientists and scuba-divers who participated in this cruises. We also express our thanks to the crews of the R. V. "NADIR" and "NAUTILE" (IFREMER) and to the scientists and technicians involved in the SUBPSO 1 cruise (ORSTOM), with special mention to B. Pelletier for the skillful job done aboard Nautille during the SUBPSO 11 dive.

References

- Andrews, J. E., Packham, G. et al., 1975. Sites 285 and 286. In: J. E. Andrews, G. Packham et al., Initial reports of the deep sea drilling project, Washington (U. S. Government Printing Office), 30, pp. 27-131.
- Auzende, J. M., Lafoy, Y. and Marsset B., 1988. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology*, 16, 925-929.
- Charvis, P. and Pelletier, B., 1989. The northern New Hebrides back-arc troughs: history and relation with the North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 170: 259-277.
- Chase T. E. and Seekins B. A., 1988. Submarine topography of the Vanuatu and southeastern Solomon islands regions. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore*

- Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, p. 35 + 2 maps.
- Collot, J. Y., 1989. Obduction et collision: exemples de la Nouvelle-Calédonie et de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. Thèse de Doctorat d'Etat ès-sciences naturelles, Université de Paris XI, 476 pp.
- Collot, J. Y., Daniel, J. and Burne, R. V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux Zone in the central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112, p. 325-356.
- Collot, J. Y., Lallemand, S., Pelletier, B., Eissen, J. P., Glaçon, G., Fisher, M. A., Greene, H. G., Boulin, J., Daniel, J. and Monzier, M. 1992. Geology of the D'Entrecasteaux - New Hebrides island arc collision zone: results from a deep-sea submersible survey. *Tectonophysics*, 212, 213-241.
- Collot, J. Y., Missegue, F. and Malahoff, A., 1982. Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie: enracinement des péridotites. In: Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa (Editor), Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, 147, pp. 549-564.
- Collot, J. Y., Pelletier, B., Boulin, J., Daniel, J., Eissen, J. P., Fisher, M. A., Greene, H. G., Lallemand, S., and Monzier, M., 1989. Premiers résultats des plongées de la campagne SUBPSO 1 dans la zone de collision des rides d'Entrecasteaux et de l'arc des Nouvelles-Hébrides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II: 1947-1954.
- Crawford, A. J. and Eggins, S. M., 1991. Boninites from the North Fiji Basin-Hunter "Fracture Zone". Abstract, STARMER Symposium, 7-11 february 1991, ORSTOM Center, Noumea, New Caledonia.
- Crawford, A.J., Greene, H.G. and Exon, N.F., 1988. Geology, petrology and geochemistry of submarine volcanoes from around Epi Island, New Hebrides Island Arc. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, 301-327.

- Crawford, A. J., Falloon, T. J. and Green, D. H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: *Boninites*, A. J. Crawford, ed., pp. 1-49, Unwin Hyman, London, UK, 1989.
- Daniel, J., Collot, J. Y., Monzier, M., Pelletier, B., Butscher, J., Deplus, C., Dubois, J., Gérard, M., Maillet, P., Monjaret, M. C., Récy, J., Renard, V., Rigolot, P. and Temakon, J., 1986. Subduction et collisions le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, II, 9: 805-810.
- Danyushevsky, L. V. and Sobolev, A. V., 1987. New data on the petrology of boninites in Tonga. *Acad. Nauk. USSR, Geology and geophysics* 12, 100-103.
- Davey, F. J., 1982. The structure of the south Fiji basin. *Tectonophysics*, 87: 185-241.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1987. Global seismicity of 1977: centroid-moment tensor solutions for 471 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 45: 11-36.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1987. Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1986. *Phys. Earth Planet. Int.*, 45: 229-239.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1987. Global seismicity of 1978: centroid-moment tensor solutions for 512 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 46: 316-342.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1987. Global seismicity of 1979: centroid-moment tensor solutions for 524 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 48: 18-46.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1988. Global seismicity of 1980: centroid-moment tensor solutions for 515 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50: 127-154.
- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1988. Global seismicity of 1981: centroid-moment tensor solutions for 542 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 50: 155-182.

- Dziewonski, A. M., Ekström, G., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1988. Global seismicity of 1982 and 1983: additional centroid-moment tensor solutions for 533 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 53: 17-45.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1983. Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33: 243-249.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1984. Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34: 1-8.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1984. Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1984. *Phys. Earth Planet. Int.*, 34: 209-219.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1985. Centroid-moment tensor solutions for January-March, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40: 249-258.
- Dziewonski, A. M., Franzen, J. E. and Woodhouse, J. H., 1986. Centroid-moment tensor solutions for July-September, 1985. *Phys. Earth Planet. Int.*, 42: 205-214.
- Dziewonski, A. M., Friedman, A., Giardini, D. and Woodhouse, J. H., 1983. Global seismicity of 1982: centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33: 76-90.
- Dziewonski, A. M. and Woodhouse, J. H., 1983. An experiment in systematic of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88, B4: 3247-3271.
- Eggs, S. M., 1989. The origin of primitive ocean island and island arc basalts. PhD Thesis (unpublished), University of Tasmania, 402pp.
- Eggs, S.M., 1993. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu. *Contribs. Mineral. Petrol.*, 114: 79-100.
- Eissen, J.-P., Lefèvre, C., Maillet, P., Morvan, G. and Nohara, M., 1991. Petrology and geochemistry of the central North Fiji Basin spreading centre (Southwest Pacific) between 16°S and 22°S. *Marine Geology*, 98: 201-239.
- Falloon, T. J. and Crawford, A. J., 1991. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the northern Tonga Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: 375-394.

- Falloon, T. J., Green, D. H. and Crawford, A. J., 1987. Dredged igneous rocks from the northern termination of the Tofua magmatic arc, Tonga and adjacent Lau Basin,. *Aust. J. Earth Sci.* 34: 487-506.
- Falloon, T. J., Green, D. H. and McCulloch, M. T., 1989. Petrogenesis of "high-Mg" and associated lavas from the north Tonga trench. In: Boninites, A. J. Crawford, ed., pp. 357-395, Unwin Hyman, London, 1989.
- Falvey, D. A., 1978. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides. *Australian Society of Exploration Geophysicists Bulletin*, v. 9: 117-123.
- Falvey, D. A. and Greene, H. G., 1988. Origin and evolution of the sedimentary basins of the New Hebrides arc. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, pp. 413-442.
- Giardini, D., Dziewonski, A. M. and Woodhouse, J. H., 1985. Centroid-moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977-1980. *Phys. Earth Planet. Int.*, 40: 259-272.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Minerals and rocks 16, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 390 p.
- Greene, H. G., Collot, J.-Y. and Fisher, M. A., in press. Neogene tectonic evolution of the New Hebrides Island Arc - a review incorporating ODP drilling results. In: H. G. Greene, J.-Y. Collot, L. B. Stokking et al. (in press). *Proc. ODP, Sci. Results*, 134: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Greene, H. G., Macfarlane, A. and Wong, F. L., 1988. Geology and offshore resources of Vanuatu - Introduction and summary. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, pp. 1-25.
- Katz, H. R., 1988. Offshore geology of Vanuatu - Previous work. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs - Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, pp. 93-122.

- Kroenke, L. W., Jouannic, C. and Woodward, P., (compilers), 1983. Bathymetry of the Southwest Pacific, scale 1:6 442 192 at 0°, 2 sheets, Mercator Projection, Suva, Fiji, UN ESCAP, CCOP/SOPAC Technical Secretariat.
- Lafoy, Y., Auzende, J. M., Ruellan, E., Huchon, P. and Honza, E., 1990. The 16°40'S triple junction in the North Fiji Basin (SW Pacific). *Marine Geoph. Res.*, 12: 285-296.
- Louat, R., Hamburger, M. and Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs-Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, pp. 329-356.
- Louat, R. and Pelletier B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region. *Tectonophysics*, 167: 41-55.
- Macfarlane, A., Carney, J., Crawford, A. J. and Greene, H. G., 1988. Vanuatu - A review of the onshore geology. In: H. G. Greene and F. L. Wong (Editors), *Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arcs-Vanuatu region*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Ser. 8, Houston, Texas, pp. 45-91.
- Maillet, P., Monzier, M., Eissen, J. P. and Louat, R., 1989. Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc / North Fiji Basin. *Tectonophysics*, 165: 251-268.
- Maillet, P., Monzier, M. and Lefèvre, C., 1986. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, south New Hebrides island arc (southwest Pacific). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30: 1-27.
- Maillet, P., Monzier, M., Sélo, M. and Storzer, D., 1983. The d'Entrecasteaux Zone (Southwest Pacific). A petrological and geochronological reappraisal. *Marine Geology*, 53: 179-197.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274: 321-355.
- Monjaret, M. C., 1989. Le magmatisme des fossés à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu). Thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 275 pp.
- Monjaret, M. C., Bellon, H. and Maillet, P., 1991. Magmatism of the troughs behind the New Hebrides island arc (RV Jean Charcot SEAPSO 2 cruise): K-Ar geochronology and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 46: 265-280.

- Monzier, M., 1991. The boninitic trend of the southern termination of the New Hebrides island arc (SW Pacific). Poster, STARMER Symposium, 7-11 february 1991, ORSTOM Center, Noumea, New Caledonia.
- Monzier M., Boulin J., Collot J. Y., Daniel J., Lallemand S. and Pelletier B., 1989 - Premiers résultats des plongées NAUTILE de la campagne SUBPSO I sur la zone de collision "ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Sud-Ouest Pacifique). C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II: 2069-2076.
- Monzier M., Daniel J. et Maillet P., 1990. La collision "ride des Loyauté / arc des Nouvelles-Hébrides" (Pacifique Sud-Ouest). *Oceanologica Acta*, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris, volume spécial 10, pp. 43-56.
- Monzier M., Maillet P., Dupont J., 1992. Carte bathymétrique des parties méridionales de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et du bassin Nord-Fidjien. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris.
- Monzier, M., Maillet, P., Foyo Herrera, J., Louat, R., Missègue, F. and Pontoise, B., 1984. The termination of the southern New Hebrides subduction zone (southwestern Pacific). *Tectonophysics*, 101: 177-184.
- Monzier, M., Pelletier, B., Daniel, J., Bellon, H., Glaçon, G., Montaggioni, L., Boulin, J., Collot, J. Y., Eissen, J. P. and Lallemand, S. (in prep.). Nautile deep dives on the "Loyalty islands ridge / New Hebrides Island arc" collision zone (SW Pacific) and their contribution to the regional geology.
- Pearce, J. A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C. J. Hawkesworth and M. J. Norry (editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Shiva, pp. 230-249.
- Pelletier B., Missegue F., Lafoy Y., Mollard L., Decourt R., Dupont J., Join Y., Perrier J. and Récy J., 1993. Extrémités nord du bassin Nord-Fidjien et des fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides: morphostructure et signature magnétique. C. R. Acad. Sci. Paris, 316, II, 637-644.
- Récy J., Charvis Ph., Ruellan E., Monjaret M.C., Gérard M., Auclair G., Baldassari C., Boirat J.M., Brown G.R., Butscher J., Collot J. Y., Daniel J., Louat R., Monzier M. and Pontoise B., 1986. Tectonique et volcanisme sous-marin à l'arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides

(Vanuatu, Pacifique sud-ouest): résultats préliminaires de la campagne SEAPSO Leg II du N/O
Jean Charcot. C.R. Acad. Sc. Paris, 303, II, 8: 685-690.

Recy, J., Pelletier, B., Charvis, Ph., Gérard, M., Monjaret, M. C. and Maillet, P., 1990. Structure, âge et origine des fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides (Sud-Ouest Pacifique). *Oceanologica Acta*, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris, volume spécial 10, pp. 165-182.

Sharaskin, A. Ya., Pustchin, I. K., Zlobin, S. K. and Kolesov, G. M., 1983. Two ophiolite sequences from the basement of the northern Tonga arc. *Ofioliti* 8: 411-430.

Sigurdsson, I. A., Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., Eggins, S. M. and Zlobin, S. K., (1993). Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge - Hunter Fracture Zone: Evidence from glass, olivine and spinel compositions. *Mineralogy and Petrology* 47: 149-169.

Sun, S.-s. and McDonough, W. I., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society Special Publication n° 42, pp. 313-345.

U. S. Geological Survey - National Earthquake Information Center (USGS-NEIC), 1987 to march 1990. Preliminary Determinations of Epicenters, monthly listing. Denver, Colorado, U. S. A.

Weissel, J. K., Watts, A.B. and Lapouille, A., 1982. Evidence for late paleocene to late eocene seafloor in the southern New Hebrides basin. *Tectonophysics*, 87: 243-251.

Table captions

Table 1- Locations and depths of dredges, dives and fieldwork localities on the volcanoes of the southern New Hebrides arc.

Table 2- Major element compositions (wt% summed to 100% volatile-free); Fe₂O₃*=total iron as Fe₂O₃; LOI = loss on ignition; Mg# determined on the basis of Fe²⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺)=0.9. Trace elements in ppm. Estimated percentages for phenocryst phases resummed on the basis of 0% vesicles; x = rare (<1%).

Table 3- Major element compositions of boninites from the northern Tonga Ridge (bon. 1 = 3-53-IV, 3-22-IV and 3-28-IV samples with MgO≈8%, bon. 2 = 3-21-II, 3-51-II, 3-25-III, and 3-24-V samples with MgO≈10-11%; Falloon and Crawford, 1991), boninites from the Hunter Ridge (105.1 and 2 in Sigurdsson et al., 1993), doleritic inclusions in Matthew and Hunter acid andesites (MT 35A and B, HR 4M and HR 8G in Maillet et al., 1986) and basaltic andesites from LP and VB seamounts (this study). All data with total iron as Fe₂O₃ and recalculated to 100% volatile free.

Figure captions

Figure 1- Map of the Southwest Pacific (A) and outline map of the New Hebrides island arc (B). **For (A):** PAC = Pacific Ocean; COR = Coral Sea; TAS = Tasman Sea; AUS = Australia; PNG = Papua New Guinea; SL = Solomon islands; VT = Vanuatu; NC = New Caledonia; FJ = Fiji islands; SM = Samoa islands; T = Tonga islands; K = Kermadec islands; NZ = New Zealand. **For (B):** NCB = New Caledonia Basin; NR = Norfolk Ridge; LB = Loyalty Basin; LR = Loyalty Ridge; NLB = North Loyalty Basin; DEZ = D'Entrecasteaux Zone; WTM = West Torres Massif; SCB = Santa Cruz Basin; NH = New Hebrides islands; SC = Santa Cruz islands; VL = Vanua Lava; Ga = Gaua; Ao = Aoba; Am = Ambrym; Kw = Kuwae caldera; Va = Vate; Er = Erromango; Ta = Tanna; An = Anatom; GM = Gemini seamounts; LP = La Perouse seamount; MT = Matthew island; VB = Vauban seamount; HR = Hunter island; Cw = Conway reef; HRFZ = Hunter Fracture Zone; SFB = South Fiji Basin; NFB = North Fiji Basin. Dotted areas: New Hebrides trench (isobath 5 km), New Hebrides arc and Loyalty Ridge (isobath 2.5 km). Stars indicate the collision zone between LR and NH arc. Bathymetry from Kroenke et al. (1983). Convergence rate (in cm/yr) at the NH trench and divergence rate in the NFB from Louat and Pelletier (1989). Spreading axis and magnetic anomalies in the NFB from Auzende et al. (1988) and Maillet et al. (1989). The area covered by Figure 2 is marked by a rectangle.

Figure 2- Map of the southern part of the New Hebrides arc and North Fiji Basin. Bathymetry in km from Monzier et al. (1992). Dotted areas: NH trench (depths > 6 km), New Hebrides arc and Loyalty Ridge (depths < 2km); light dotted area represents the 2 Ma to present oceanic crust generated in the North Fiji Basin (Auzende et al., 1988; Maillet et al., 1989). Abbreviations as for Figure 1, with addition of: Ma = Mare island; Dr = Durand reef; Wp = Walpole; C = Coriolis

trenches; Cst = Constantine bank. Volcanoes studied herein: GMW = Western Gemini seamount (sm); GME = Eastern Gemini sm; VSM = Volsmar sm; SUB 11 = SUBPSO 11 Nautilite dive locality; EVA = Eva sm; LP = La Perouse sm; GB = Gilbert sm; MT = Matthew island; CH = Charlotte sm; VB = Vauban sm; HR = Hunter island.

Figure 3- Seismotectonics and present-day relative plate motions in the southern part of the New Hebrides arc and North Fiji Basin. **A:** Simplified bathymetry (in m) from Monzier et al (1992). Triangles represent the volcanoes studied herein. Abbreviations from Figs. 1 and 2, with addition of: Li = Lifou island; Aw = Aniwa; Fu = Futuna. Thick solid line = trench axis; stars indicate the Loyalty-New Hebrides collision zone; light dotted area represents the 2 Ma to present oceanic crust generated in the North Fiji Basin (cf. Fig. 2); dark dotted area = Matthew-Hunter microplate. Seismotectonics based on shallow (0-70 km) Centroid Moment Tensor (CMT) solutions (Dziewonski and Woodhouse, 1983, Dziewonski et al., 1983 to 1988, Giardini et al, 1985, and USGS/NEIC, 1987 to March 1990). **New Hebrides subduction zone:** filled circles = underthrust mechanism; large arrows = present-day relative convergent motion between the Australasian plate and the New Hebrides arc deduced from these underthrust solutions (with azimuth of the motion); unfilled circles = normal fault mechanism beneath the outer wall of the trench; focal sphere projections = normal fault and strike-slip mechanisms (big spheres represent several events); small double arrows = present-day N34°E extension within Coriolis trough, sinistral strike-slip motion at the southern termination of these troughs, and N20°E sinistral strike-slip motion under Gemini seamounts deduced from these solutions; large double arrows = present-day N92°E strike-slip motion across the NH arc, near 22°S; dotted line = projection of the eastern tip of the slab with depths in km. **North Fiji Basin area:** present-day N72°E accretion along the NFB spreading axis from Louat and Pelletier (1989); strike-slip mechanisms near the evolutionary transform zone (Maillet et al, 1989)

joining, near 21°S, the two segments of the spreading axis indicate N65°E extensional motion. **Hunter Fracture Zone:** several strike-slip mechanisms indicate sinistral N47°E strike-slip motion along the HRFZ. **B:** present-day relative plate motions; rates are from Louat and Pelletier (1989). The sinistral EW strike-slip zone which affects the arc in front of the Loyalty-New Hebrides collision zone is emphasized (Monzier et al., 1990).

Figure 4- Phenocryst and microphenocryst mineralogy of selected lavas. **A:** pyroxene quadrilateral showing compositional ranges for olivine, clinopyroxene and orthopyroxene in four selected lavas; the range for plagioclase is also indicated. **B:** CaO% vs. Fo% for olivine phenocrysts; 105/2 bon. (large solid dot) = olivine phenocryst in a boninite from the Hunter Ridge near 173°E (Sigurdsson et al., 1993); MT 24A and HR 6 (large open dots) = olivines from Matthew and Hunter andesites; HR 4M (large open dot) = olivine in a doleritic inclusion from Hunter andesite (Maillet et al., 1986); abbreviations as in Fig. 2.

Figure 5- K₂O% and FeO*/MgO vs. SiO₂% diagrams (all data recalculated to 100% volatile free); abbreviations as in Fig. 2. 1: this study; 2: from Maillet et al. (1986); 3, 4 and 5: from Sigurdsson et al. (1993); 6: this study; 7: 204 unpublished analyses of recent arc lavas from Vanua Lava, Aoba, Ambrym, Kuwae and Tanna (see Fig. 1 for location of these volcanoes); 8: from Falloon and Crawford (1991); 9: from Eissen et al. (1991) and Sigurdsson et al. (1993). VBHK = high-K Vauban seamount basaltic andesite; VBLK = low-K Vauban seamount basaltic andesite. Individual trends for Hunter (HR), Matthew and Charlotte (MTCH) and Eastern Gemini lavas (GME) are shown.

Figure 6- Oxides% vs. MgO% diagrams; caption as for Fig. 5.

Figure 7- SiO₂%, Fe₂O₃*%, CaO/Al₂O₃ and Zr (ppm) vs. Mg# diagrams for individual volcanoes.

Figure 8- N-MORB normalised incompatible element abundance patterns for GMW 55 dacite and SUB 1103 basaltic andesite, both from the IAB suite, and for several acid andesites or dacites of the HMA suite (similar in SiO₂ content to GMW 55). Elements are ordered in sequence of decreasing incompatibility, from left to right, in oceanic basalts. This order and the concentrations in N-type MORB are taken from Sun and McDonough (1989).

Figure 9- V (ppm) vs. MgO% and Cr and Ni (ppm) vs. SiO₂% diagrams; caption as for Fig. 5.

Figure 10- Ba and Y (ppm) vs. SiO₂% diagrams; caption as for Fig. 5.

Figure 11- N-MORB normalised incompatible element abundance patterns for the more mafic rocks of the IAB(A) and HMA (B) suites (see caption of Fig. 8). For comparison: 1: 204 unpublished analyses of recent New Hebrides Central Chain lavas (see caption of Fig. 5); 2: from Eissen et al. (1991) and Sigurdsson et al. (1993); 3: from Sigurdsson et al. (1993).

Figure 12- Nb, La, Zr and Dy contents (in ppm), and La/Dy ratio, plotted for all analyzed samples, from northwest to southeast, according to their position along the southern NH arc termination.

		From	to
Western Gemini			
GMW 50	Dr	20°59'1S/170°03'5E (-425m)	20°59'7S/170°04'5E (-360m)
GMW 54	Sc	21°00'7S/170°03'2E (-40m)	
GMW 55	Dr	20°59'2S/170°01'9E (-710m)	20°59'0S/170°02'7E (-560m)
GMW 62	Sc	21°00'7S/170°03'2E (-40m)	
Eastern Gemini			
GME 56	Dr	20°59'1S/170°15'7E (-630m)	20°59'2S/170°16'9E (-260m)
GME 59	Dr	20°59'9S/170°16'9E (-320m)	20°59'9S/170°17'2E (-190m)
GME 60	Dr	20°59'9S/170°16'6E (-190m)	20°59'9S/170°16'8E (-80m)
SUBPSO 11 dive			
SUB 1103	N	21°33'5S/169°12'6E (-5320m)	
SUB 1105	N	21°33'3S/169°12'8E (-5032m)	
SUB 1106	N	21°33'3S/169°12'8E (-5020m)	
SUB 1111	N	21°32'8S/169°13'5E (-4645m)	
Volsmar			
VSM 36	Dr	21°30'1S/170°10'1E (-1700m)	21°30'0S/170°11'0E (-1400m)
Eva			
EVA 35	Dr	21°59'3S/170°44'5E (-1500m)	21°59'6S/170°45'8E (-1220m)
La Pérouse			
LP 34	Dr	22°18'2S/171°06'0E (-1600m)	22°18'1S/171°06'6E (-1130m)
Gilbert			
GB 28	Dr	22°16'0S/171°17'2E (-1030m)	22°16'4S/171°18'0E (-880m)
GB 29	Dr	22°16'7S/171°17'2E (-800m)	22°16'8S/171°17'6E (-650m)
GB 30	Dr	22°17'0S/171°17'7E (-550m)	22°17'0S/171°18'0E (-450m)
GB 31	Dr	22°16'9S/171°17'4E (-440m)	22°17'0S/171°17'6E (-380m)
Matthew			
MTSM 25	Dr	22°22'8S/171°21'5E (-940m)	22°22'4S/171°20'8E (-910m)
MTSM 26	Dr	22°22'8S/171°21'4E (-980m)	22°22'4S/171°20'7E (-915m)
MT 1C, MT 11A, MT 14B, MT 20, MT 23B, MT 24C from Matthew Island (Maillet et al., 1986)	FS	22°20'6S/171°21'2E (+177m)	
Charlotte			
CH 19	Dr	22°20'0S/171°24'5E (-850m)	22°20'1S/171°23'9E (-550m)
CH 20	Dr	22°20'5S/171°23'5E (-500m)	22°20'5S/171°23'5E (-460m)
CH 22	Dr	22°20'2S/171°23'7E (-440m)	22°20'2S/171°23'3E (-170m)
Vauban			
VB 11	Dr	22°23'3S/171°43'6E (-1000m)	22°24'0S/171°42'3E (-625m)
VB 16	Dr	22°25'1S/171°40'7E (-500m)	22°24'9S/171°41'2E (-420m)
Hunter			
HR 1, HR 4B, HR 6, HR 8A, HR 9, HR 10, HR 11A, HR 12, HR 14, HR 15A, HR 15B1, HR 15B2, HR 16, HR 17A, HR 18, HR 19, HR 20A, HR 20B, from Hunter Island (HR 1 to HR 9: Maillet et al., 1986)	FS	22°23'6S/172°05'2E (+260m)	

Dredge (Dr), Scubadive (Sc), NAUTILE dive (N) or Fieldsampling (FS). Navigation by GPS.

Table 1, Monzier et al., High-Mg andesites...

Volcano Sample	GMW 55	GMW 54	GME 56C	GME 56A	GME 60C	SUB 11 1111	SUB 11 1103	VSM 36A	VSM 36B	EVA 36A	EVA 36B	EVA 36D	LP 34C	LP 34B	GB 29B	GB 29C	MT 11A	MT 24C	MT SM25B	CH 19D	CH 22	CH 19A1	VB 16A	VB 11C	HR 11A	HR 4B	HR 10	HR 16	
wt%																													
SiO ₂	63.43	68.28	51.10	52.22	54.08	54.23	54.81	54.14	54.83	63.31	63.78	64.90	54.88	55.29	58.41	58.95	61.80	62.22	63.11	58.25	62.83	69.21	55.05	55.76	60.95	62.01	62.56	63.87	
TiO ₂	0.64	0.57	0.85	1.05	1.31	0.93	0.96	0.65	0.82	0.64	0.58	0.63	0.59	0.58	0.66	0.66	0.45	0.42	0.44	0.49	0.41	0.52	0.78	0.67	0.50	0.49	0.56	0.38	
Al ₂ O ₃	15.50	15.18	19.10	16.21	14.90	15.32	15.53	18.70	16.95	14.51	14.17	14.85	14.19	13.95	15.88	16.40	15.16	15.81	16.73	14.85	16.07	14.35	14.02	13.66	14.97	15.10	15.04	15.37	
Fe ₂ O ₃ *	7.30	6.00	10.12	11.94	12.80	11.71	11.23	9.88	11.84	6.77	6.67	6.55	8.43	8.14	7.81	7.70	6.33	6.12	5.99	7.62	6.14	4.24	8.52	8.62	6.10	6.03	5.88	5.51	
MnO	0.15	0.14	0.17	0.21	0.22	0.18	0.18	0.16	0.19	0.11	0.11	0.10	0.15	0.15	0.13	0.13	0.11	0.11	0.10	0.13	0.10	0.09	0.14	0.14	0.10	0.10	0.10	0.09	
MgO	2.11	1.58	4.50	5.07	4.35	4.53	4.36	3.11	3.27	3.42	3.59	2.25	8.72	8.54	6.09	4.25	4.47	3.99	3.15	5.64	3.20	1.17	7.83	8.77	5.74	5.25	4.43	3.81	
CaO	5.82	4.96	11.81	10.27	8.68	9.39	8.24	9.88	8.54	6.21	6.14	5.29	9.90	9.77	7.67	7.37	6.91	6.80	6.05	8.98	6.36	3.22	8.13	7.97	6.69	6.56	6.75	6.35	
Na ₂ O	3.77	4.07	2.42	2.69	3.18	2.84	3.51	2.63	2.84	3.89	3.89	4.18	2.80	2.54	3.41	3.59	3.86	3.85	4.39	3.19	3.82	5.82	3.21	2.98	3.59	3.41	3.53	3.58	
K ₂ O	1.09	1.02	0.06	0.26	0.35	0.78	0.96	0.58	0.98	1.04	0.99	1.09	0.74	0.93	0.78	0.80	0.99	0.88	0.95	0.75	0.95	1.29	1.92	1.24	1.26	0.96	1.07	0.97	
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.05	0.08	0.12	0.10	0.21	0.15	0.25	0.10	0.10	0.16	0.10	0.12	0.15	0.15	0.10	0.08	0.06	0.06	0.10	0.41	0.20	0.10	0.08	0.06	0.06	0.06	
LOI	0.40	0.30	0.37	-0.29	-0.42	1.67	1.91	0.33	0.43	1.06	0.87	0.65	0.45	0.50	0.00	0.06	0.06	0.12	1.12	0.46	0.52	2.45	0.42	0.44	0.46	-0.04	0.20	-0.10	
Init. tot.	99.89	99.88	99.19	99.48	99.79	98.67	97.52	99.89	100.20	98.67	99.68	99.41	99.39	100.43	99.47	99.81	99.59	99.76	98.96	100.03	99.51	99.26	99.06	99.44	98.90	99.30	99.82	100.11	
Mg#	39	37	49	48	43	46	46	41	38	53	54	43	69	70	59	55	61	59	54	62	53	36	67	69	67	66	62	60	
ppm																													
Sc	21	19	37	42	42	31	28	28	31	22	23	19	33	34	30	29	23	23	21	32	21	13	28	28	22	22	23	23	
V	125	75	300	330	490	329	364	320	350	185	165	167	235	230	275	285	150	145	145	180	155	50	270	260	175	155	145	175	
Cr	2	2	38	30	4	13	2	17	10	59	79	14	339	347	130	68	94	74	30	185	29	2	260	306	190	201	124	73	
Co	11	6	24	30	28	31	26	22	26	13	15	12	33	30	22	17	18	18	14	22	13	3	25	33	21	19	18	18	
Ni	2	2	18	15	9	35	29	13	10	18	9	13	128	118	50	33	30	24	16	38	13	5	93	185	95	86	34	27	
Cu	59	11	102	144	198	110	144	168	268	89	91	90	81	98	102	98	61	63	68	77	58	33	146	136	44	68	67	31	
Zn	88	93	79	93	105	77	84	85	104	83	83	84	66	68	69	69	58	55	58	65	58	69	76	74	57	57	55	53	
Rb	17	16	2	5	5	12	17	9	13	12	13	14	11	13	11	11	12	10	11	10	12	11	33	19	22	18	18	16	
Sr	386	340	310	284	295	232	343	562	643	345	308	318	345	404	470	481	597	432	401	505	398	320	664	432	354	301	323	319	
Y	27.0	29.0	18.0	23.0	29.0	23.4	21.5	16.1	20.0	19.5	18.0	19.5	13.3	13.2	15.8	15.8	13.3	12.7	13.2	12.4	12.7	19.0	27.0	18.0	12.8	11.7	10.8	11.2	
Zr	66	69	31	41	60	51	48	41	63	111	109	122	64	57	78	79	99	73	86	68	84	119	188	110	83	72	48	72	
Nb	<1.0	1.0	<1.0	<1.0	1.0	<1.0	<1.0	1.1	1.6	1.4	1.7	2.0	2.4	3.2	1.8	1.4	1.4	1.4	1.3	1.5	1.5	1.8	3.5	2.0	1.3	1.1	1.0	1.2	
Ba	124	138	25	60	30	40	114	110	167	153	152	154	153	125	100	96	103	197	91	85	91	155	161	116	131	90	100	115	
La	7.2	7.2	2.0	3.0	3.7	3.0	3.4	10.2	17.0	11.8	10.2	11.7	9.2	12.8	10.0	10.3	12.8	7.8	9.2	9.1	7.4	13.2	40.0	16.0	7.8	6.8	7.3	6.5	
Nd	13.5	12.0	5.5	7.5	10.0	7.2	8.6	14.0	21.0	15.0	14.0	14.5	9.0	11.0	16.0	15.5	19.0	12.0	12.5	11.2	12.0	19.0	55.0	23.0	11.5	10.0	9.5	9.5	
Eu	1.05	1.20	0.80	0.95	1.20	0.87	0.87	0.95	1.35	1.00	1.00	1.00	0.80	0.75	1.00	1.05	1.15	0.70	0.90	0.95	0.85	1.15	2.70	1.25	0.85	0.80	0.70	0.65	
Dy	4.3	4.8	2.7	3.6	4.5	3.6	3.2	2.8	3.0	3.1	2.7	2.9	2.3	2.3	2.7	2.8	2.2	2.0	2.2	2.0	1.8	3.0	4.8	3.1	2.1	2.0	1.5	1.8	
Er	2.9	2.8	2.1	2.5	3.1	2.1	2.0	1.9	2.3	2.2	2.1	2.1	1.5	1.5	1.9	2.0	1.6	1.6	1.4	1.5	1.7	2.2	2.8	2.2	1.6	1.3	1.3	1.4	
Yb	2.55	2.85	1.80	2.20	2.75	2.32	2.23	1.60	1.80	1.80	1.85	1.85	1.20	1.30	1.50	1.50	1.25	1.25	1.40	1.20	1.30	1.75	2.05	1.55	1.25	1.20	1.00	1.20	
PHENOCRYST MINERALOGY (est. vol.% on the basis of 0% vesicles)																													
Plg	10	12	3	3	2	4	2	30	20	12	10	10	10	10	25	21	28	28	7	25	12	10	5	20	23	20	22		
Cpx	2	3	x	x	x	2	2	1	x	3	3	3	20	14	4	3	6	8	8	7	5	2	6	3	4	8	7	6	
Opx	x	1				x				1	x	x			2	2	4	4	4	2	2	1	2	1	3	6	5	3	
Fe-Ti Ox.	x	1				x	x		x	x	x	x			x	x	1	1	x	x	1	x	x	x	x	x	x	x	
Ol	x	x	x	x	x			1	2	1	1		5	6									2	7	3	2	1	x	
% Ves.	2	0	20	20	30	15	15	30	20	2	5	5	10	10	10	10	1	2	75	5	3	75	0	3	2	0	0	0	

Table 2, Monzier et al., High-Mg andesites...

	NT bon. 1	NT bon. 2	HRFZ bon.	HR dol. Incl.	MT dol. Incl.	LP	VBLK	VBHK
SiO ₂	53.8-56.9	53.4-58.6	57.1-57.3	54.7-56.0	56.8-57.6	54.9-55.3	55.7-55.9	55.1-55.2
TiO ₂	0.27-0.29	0.23-0.30	0.13-0.18	0.28-0.31	0.34-0.44	0.58-0.59	0.66-0.69	0.78-0.86
Al ₂ O ₃	13.1-14.7	10.9-12.7	11.5-12.3	14.5-14.6	16.1	13.9-14.2	13.6-13.8	13.3-14.0
Fe ₂ O ₃ *	10.1-11.0	9.7-10.9	8.7-9.7	7.4-7.9	7.6-7.8	8.1-8.4	8.5-8.6	8.4-8.5
MnO	0.17-0.19	0.16-0.18	0.15-0.17	0.14-0.15	0.12-0.14	0.15	0.14	0.14
MgO	7.7-8.1	10.3-11.0	10.0-10.7	10.1-10.6	6.0-6.1	8.5-8.8	8.7-8.8	7.6-7.8
CaO	9.4-10.6	7.7-10.4	8.8-9.4	7.7-8.7	8.5-8.6	9.6-9.8	7.9-8.0	8.1-8.5
Na ₂ O	1.3-1.6	1.4-1.6	1.5-1.6	2.7-3.1	3.0-3.1	2.5-2.6	3.0	3.2-3.3
K ₂ O	0.40-0.53	0.44-0.57	0.32-0.36	0.50	0.60-1.00	0.74-0.94	1.24-1.28	1.92-2.03
P ₂ O ₅	0.04-0.06	0.03-0.07	0.04	0.11		0.10-0.12	0.20-0.30	0.41-0.60
Mg#	0.58-0.61	0.65-0.69	0.67-0.71	0.73	0.61	0.67-0.69	0.67	0.64-0.65
CaO/Al ₂ O ₃	0.72	0.71-0.82	0.72-0.82	0.53-0.60	0.53	0.68-0.70	0.58	0.58-0.64

Table 3, Monzier et al., High-Mg andesites...

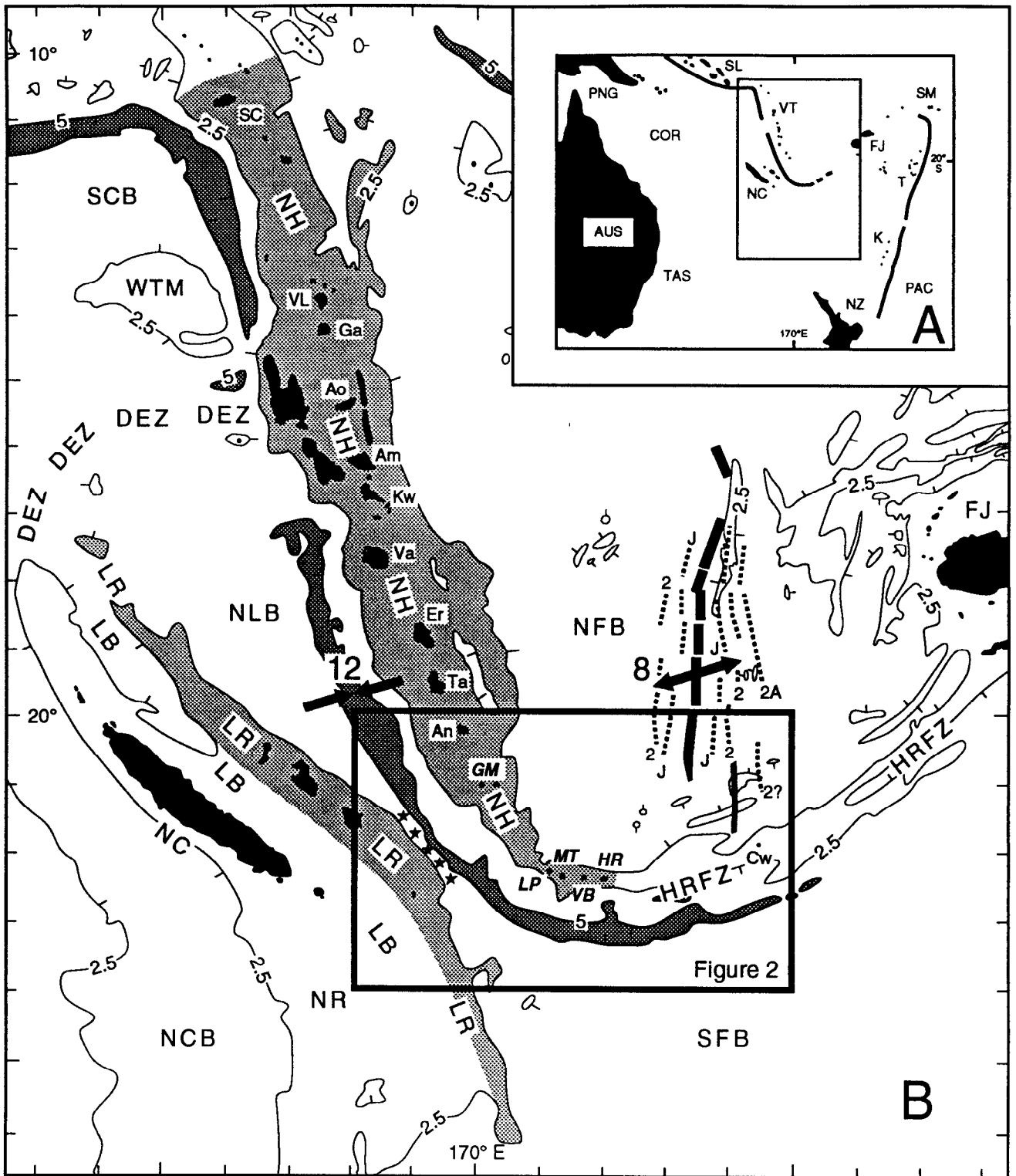


Fig. 1, Monzier et al., High-Mg andesites...

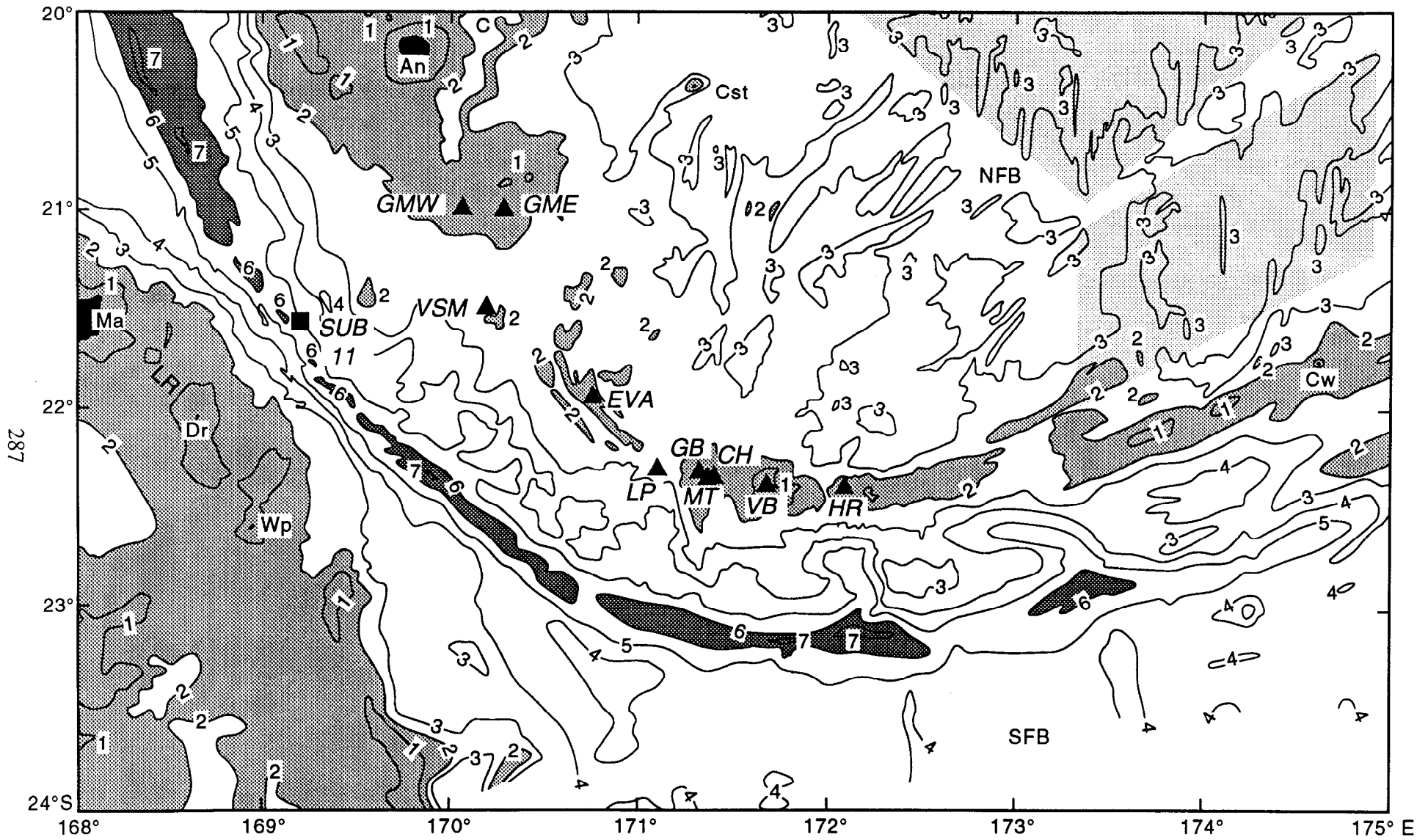


Fig. 2, Monzier et al., High-Mg andesites...

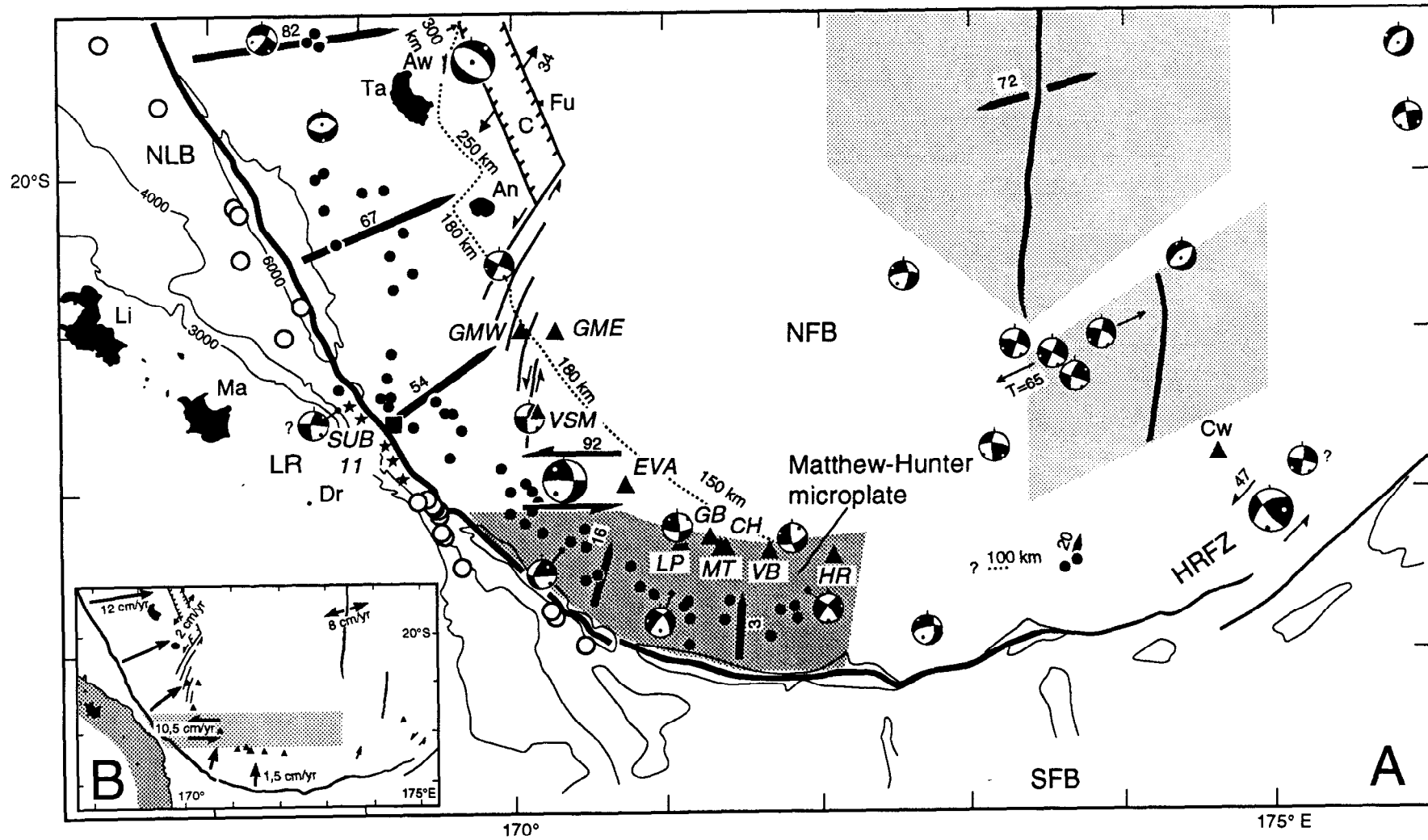


Fig. 3, Monzier et al., High-Mg andesites...

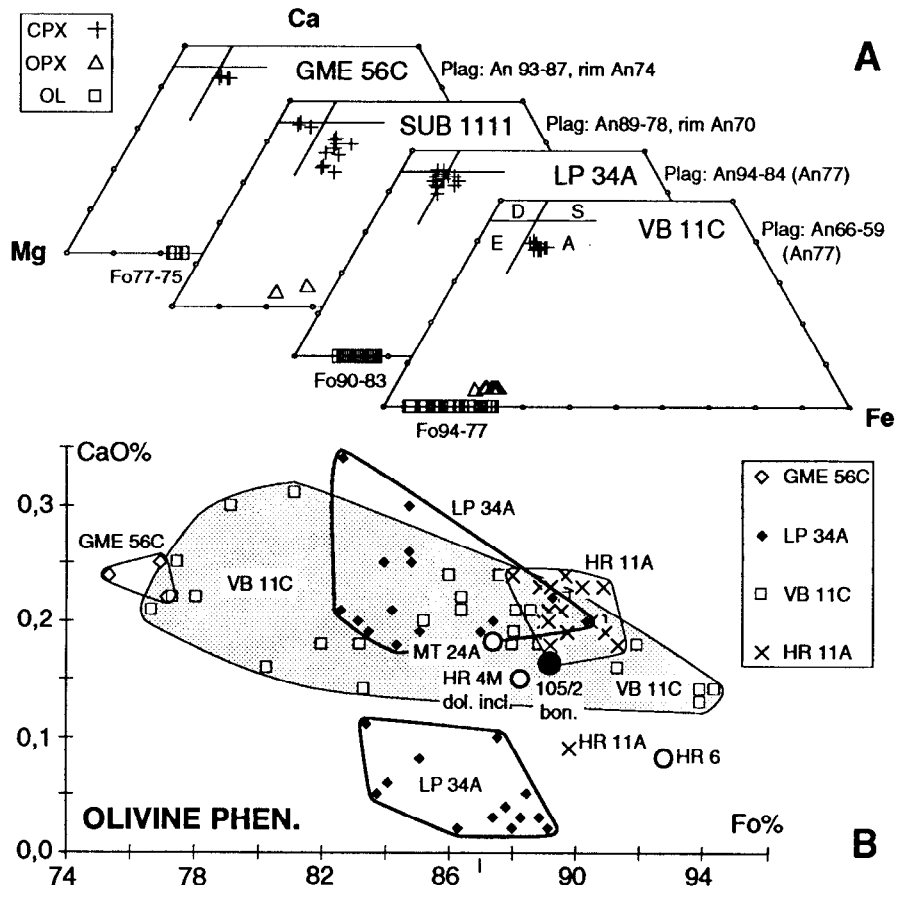
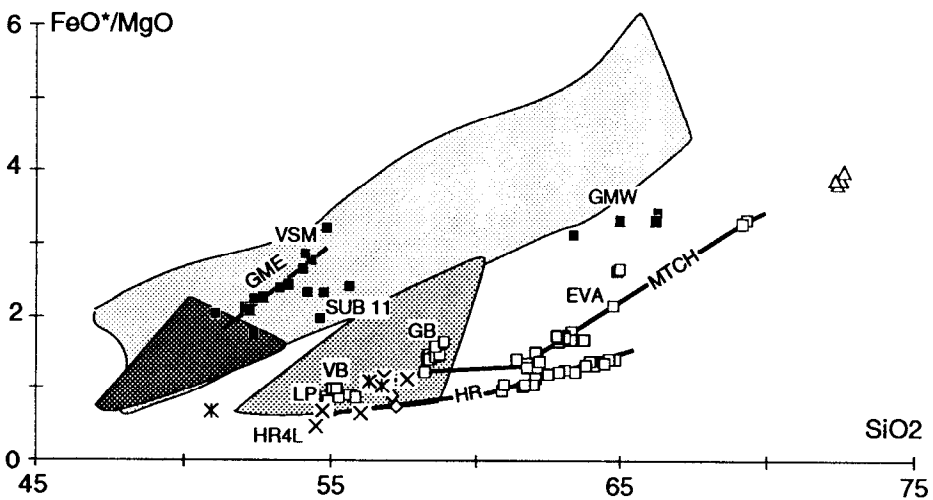
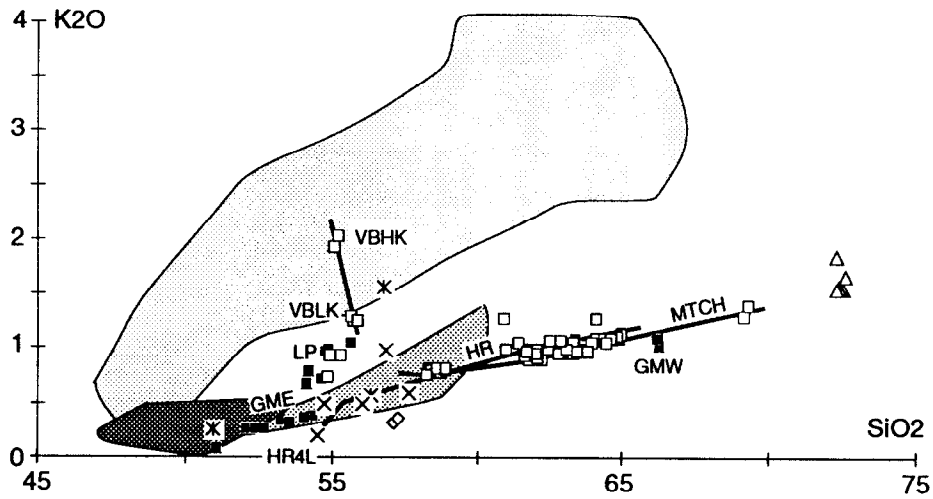
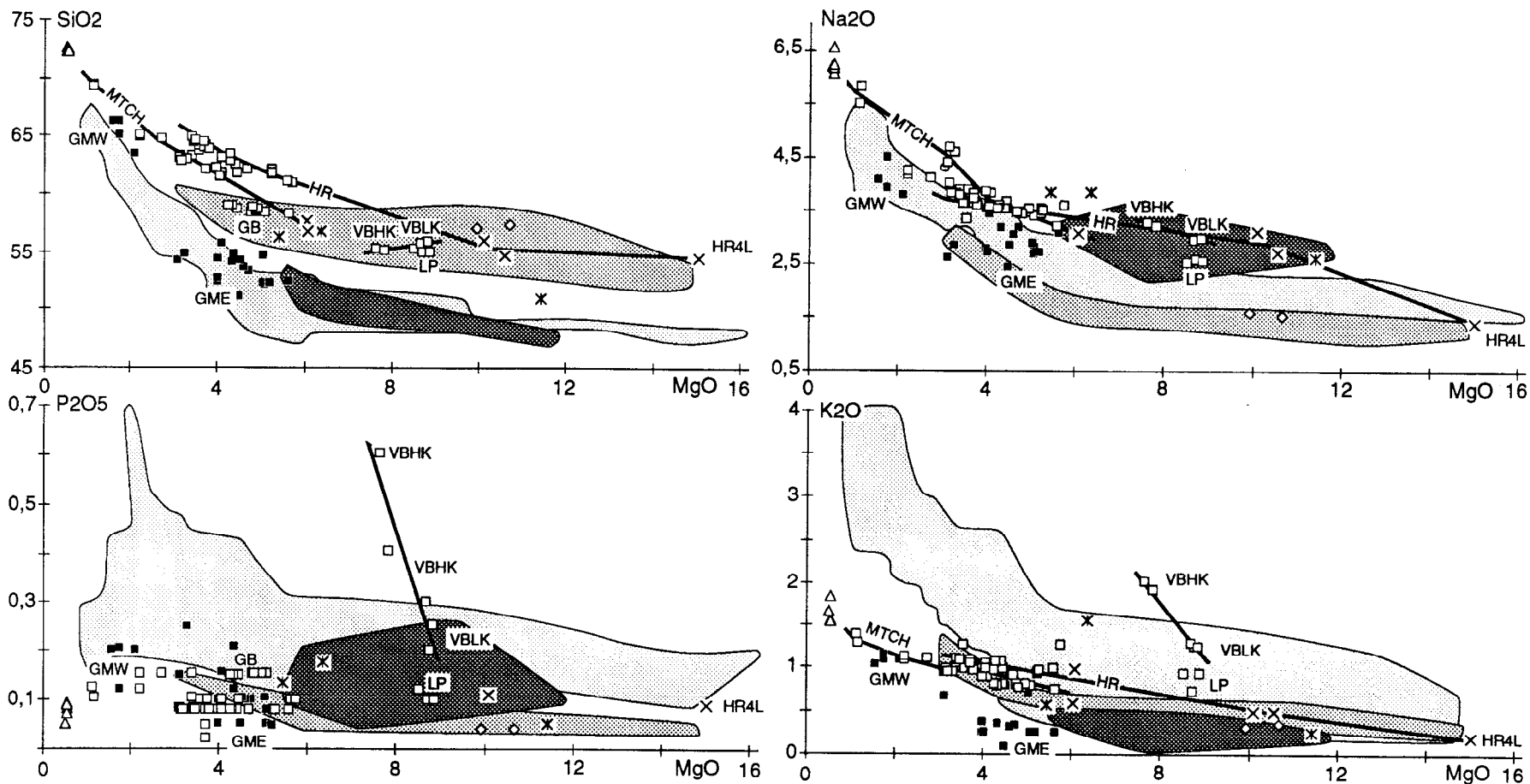


Fig. 4, Monzier et al., High-Mg andesites...



- 1 HMA suite lavas
- × 2 Matthew and Hunter inclusions; doleritic inclusions from both islands and one pyroxene cumulate from Hunter (HR 4L)
- △ 3 Sodic rhyolites from the Hunter Ridge near 173°E
- × 4 Basalt and basic andesites from the Hunter Ridge near 173°E
- ◇ 5 Boninites from the Hunter Ridge near 173°E
- 6 IAB suite lavas
- 7 New Hebrides Central Chain
- ▨ 8 High-Ca boninites from the northern Tonga Ridge
- 9 BABB and MORB from the southernmost parts of the North Fiji Basin and from the Hunter Ridge

Fig. 5, Monzier et al., High-Mg andesites...



- | | | |
|---|---|---|
| □ 1 HMA suite lavas | × 4 Basalt and basic andesites from the Hunter Ridge near 173°E | 7 New Hebrides Central Chain |
| × 2 Matthew and Hunter inclusions; doleritic inclusions from both islands and one pyroxene cumulate from Hunter (HR 4L) | ◇ 5 Boninites from the Hunter Ridge near 173°E | 8 High-Ca boninites from the northern Tonga Ridge |
| △ 3 Sodic rhyolites from the Hunter Ridge near 173°E | ■ 6 IAB suite lavas | 9 BABB and MORB from the southernmost parts of the North Fiji Basin and from the Hunter Ridge |

Fig. 6, Monzier et al., High-Mg andesites...

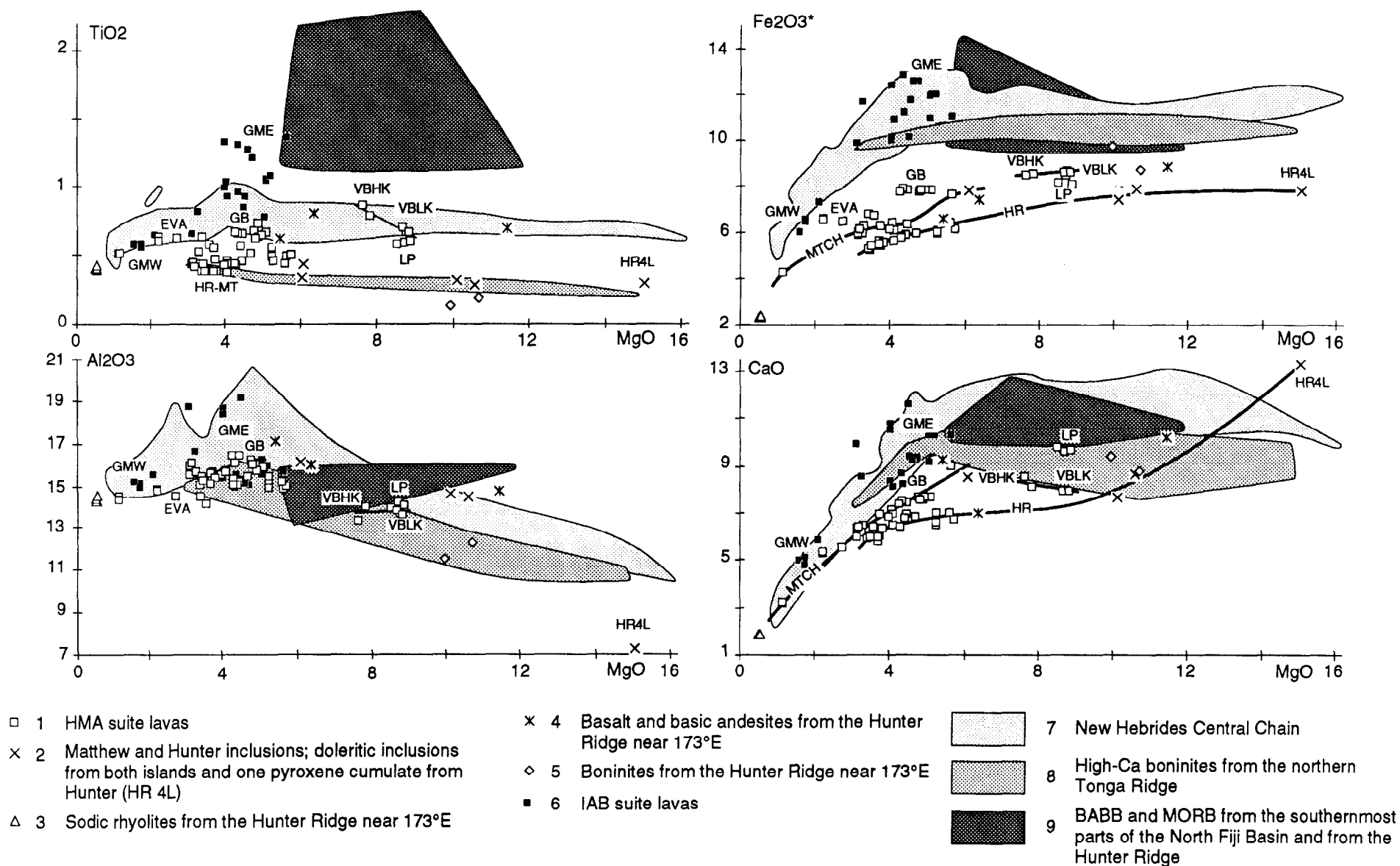


Fig. 6 (cont.), Monzier et al., High-Mg andesites...

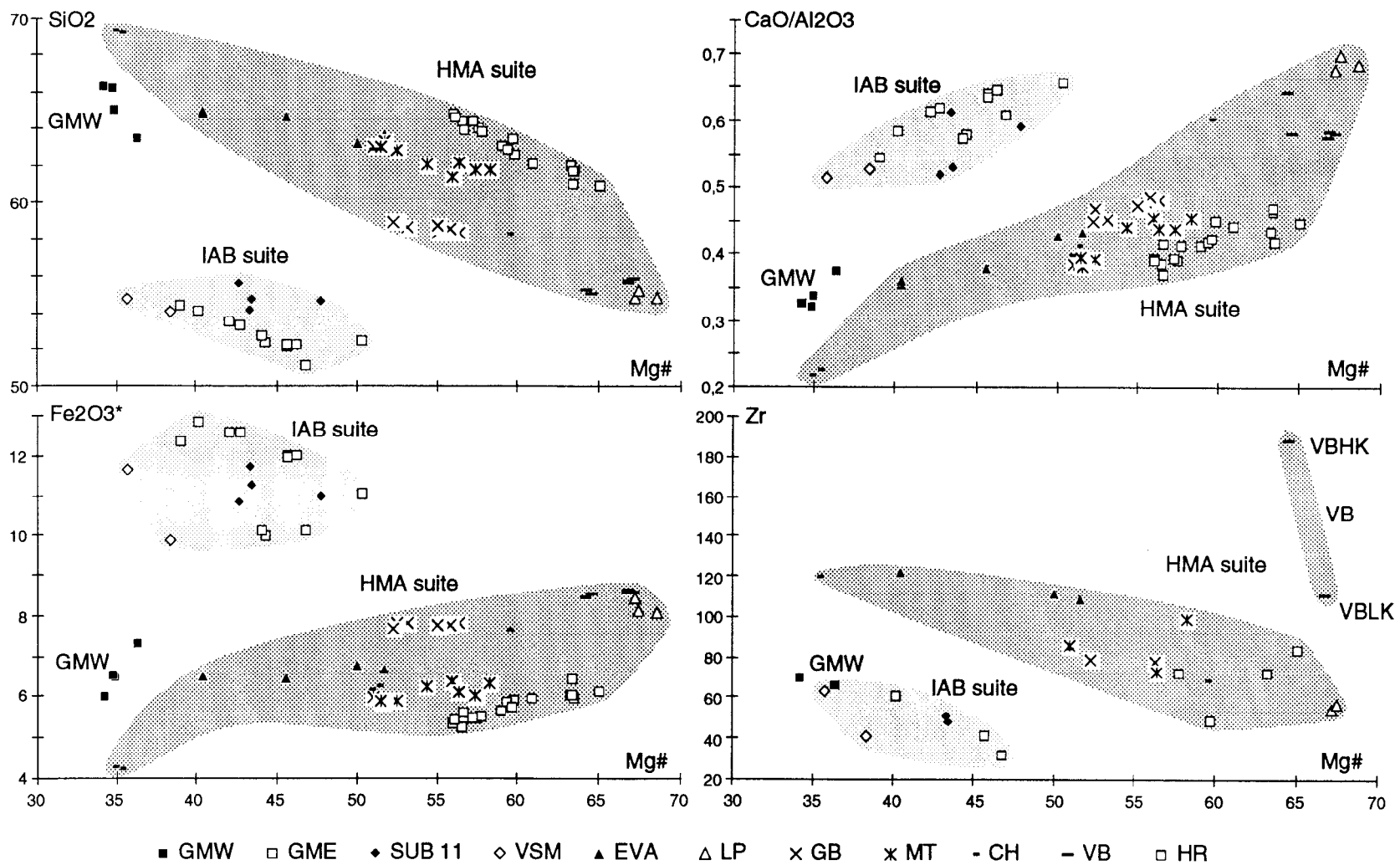


Fig. 7, Monzier et al., High-Mg andesites...

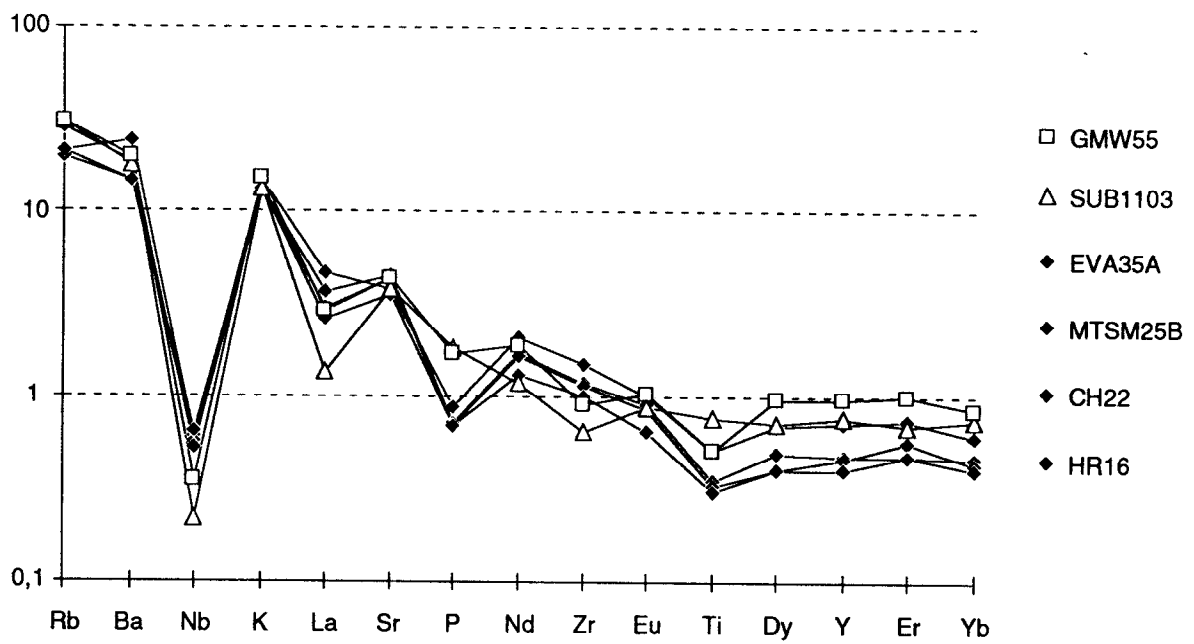


Fig. 8, Monzier et al., High-Mg andesites...

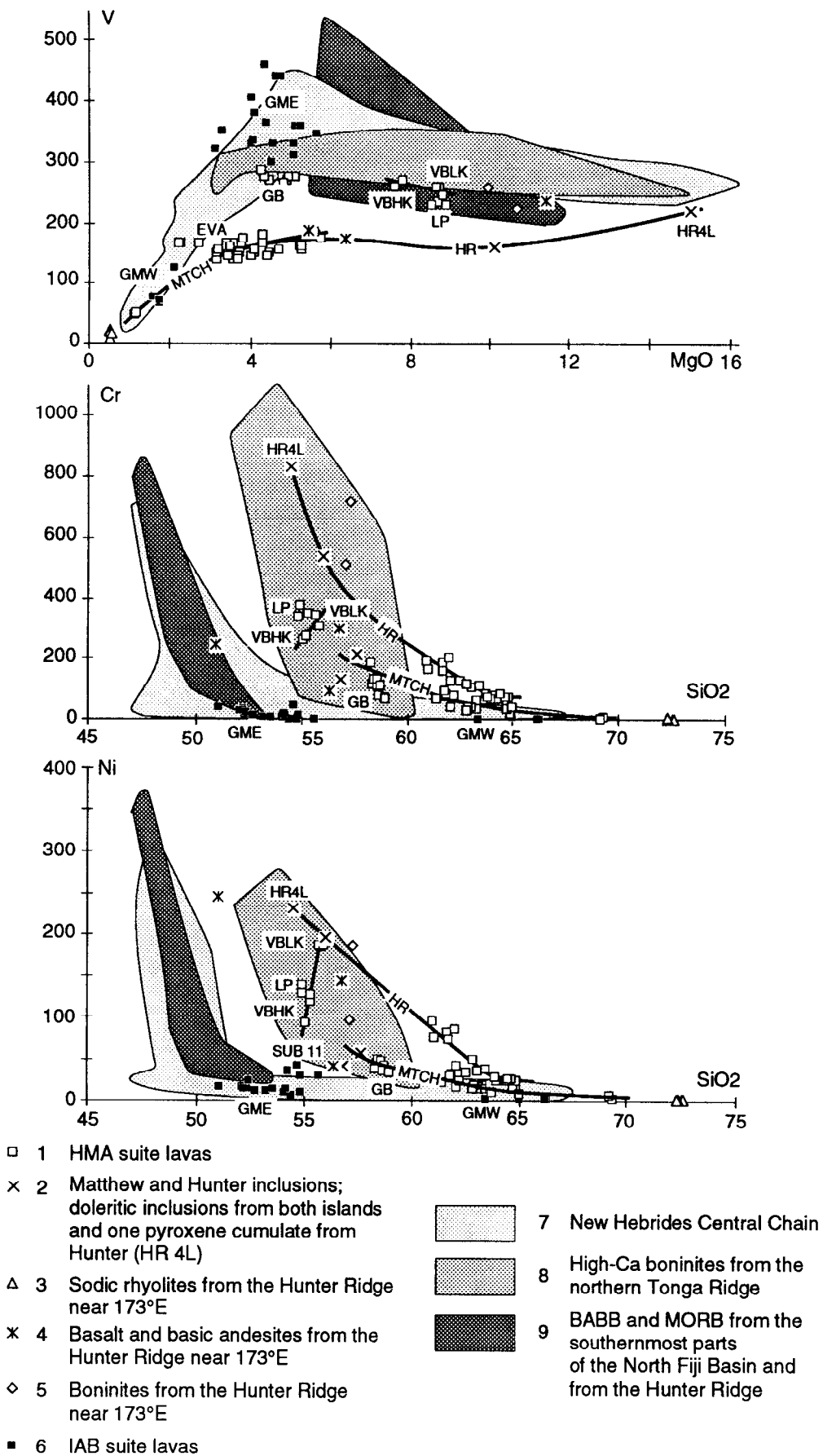


Fig. 9, Monzier et al., High-Mg andesites...

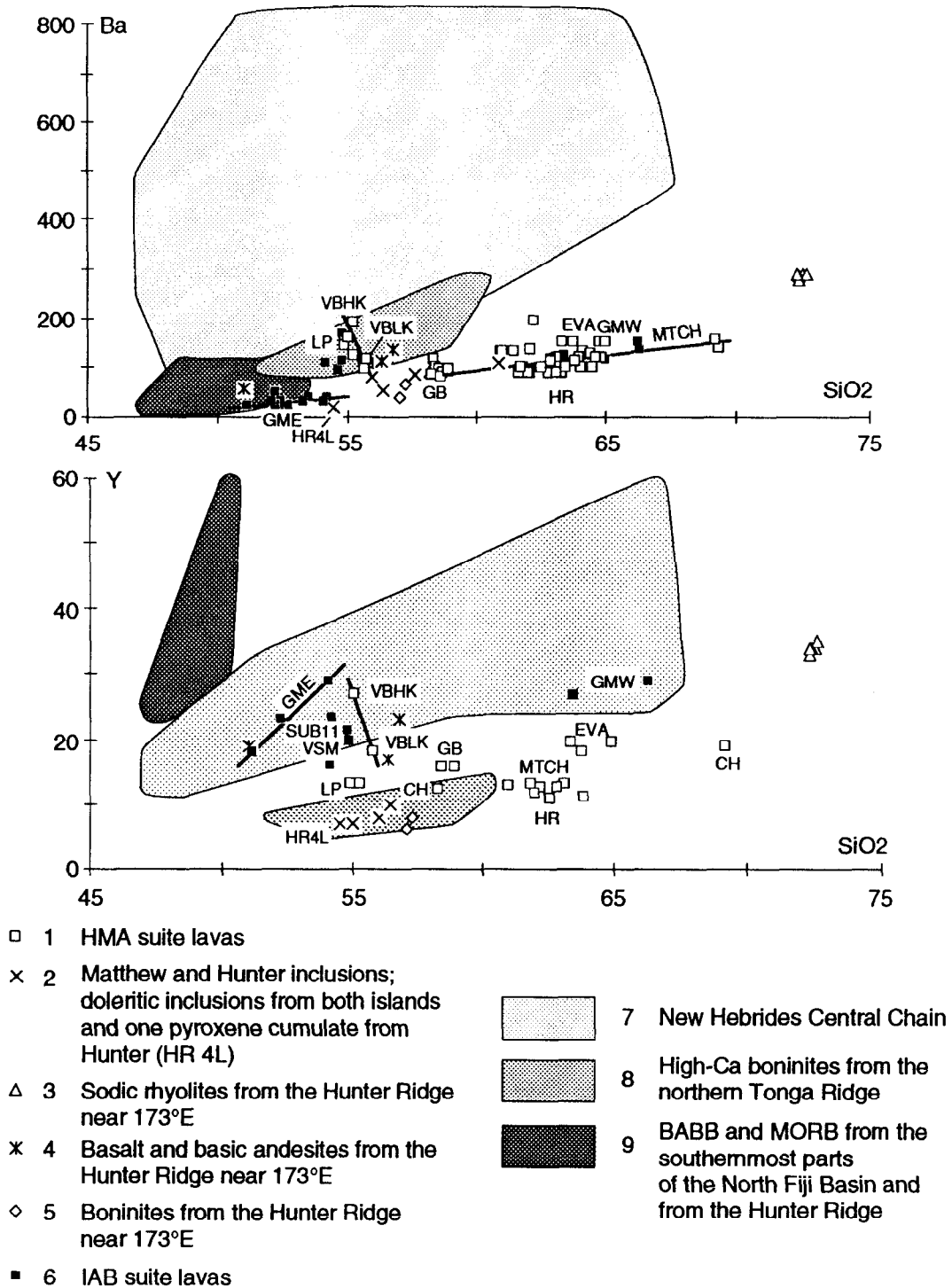


Fig. 10, Monzier et al., High-Mg andesites...

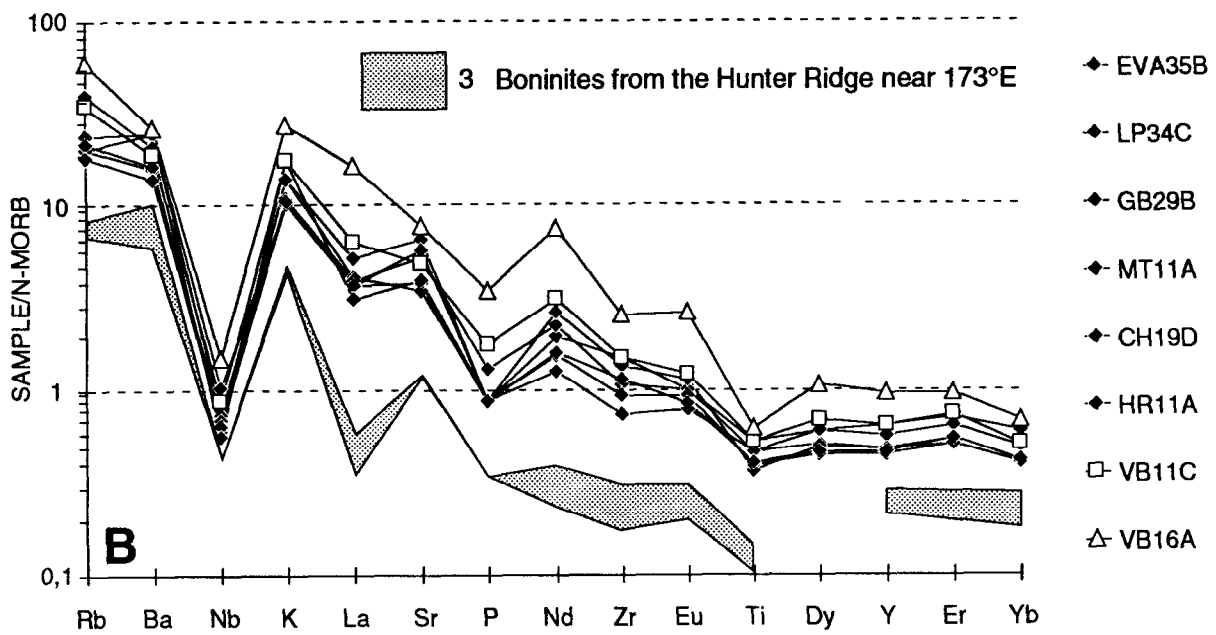
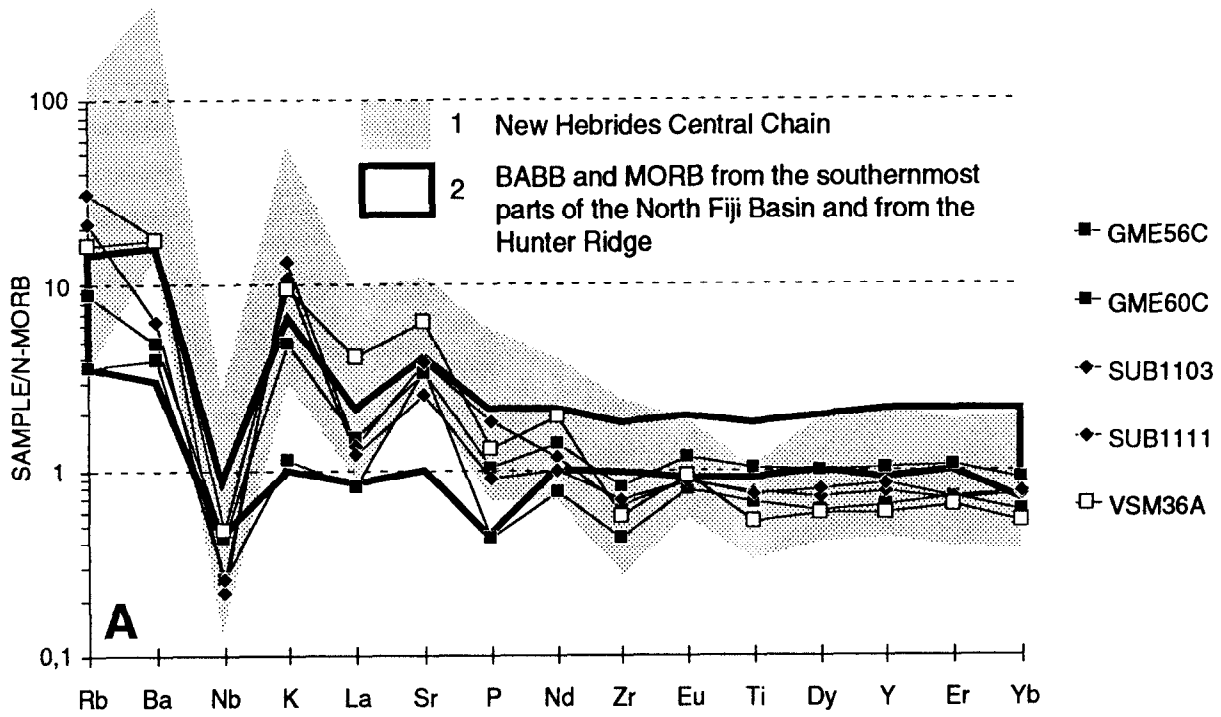


Fig. 11, Monzier et al., High-Mg andesites...

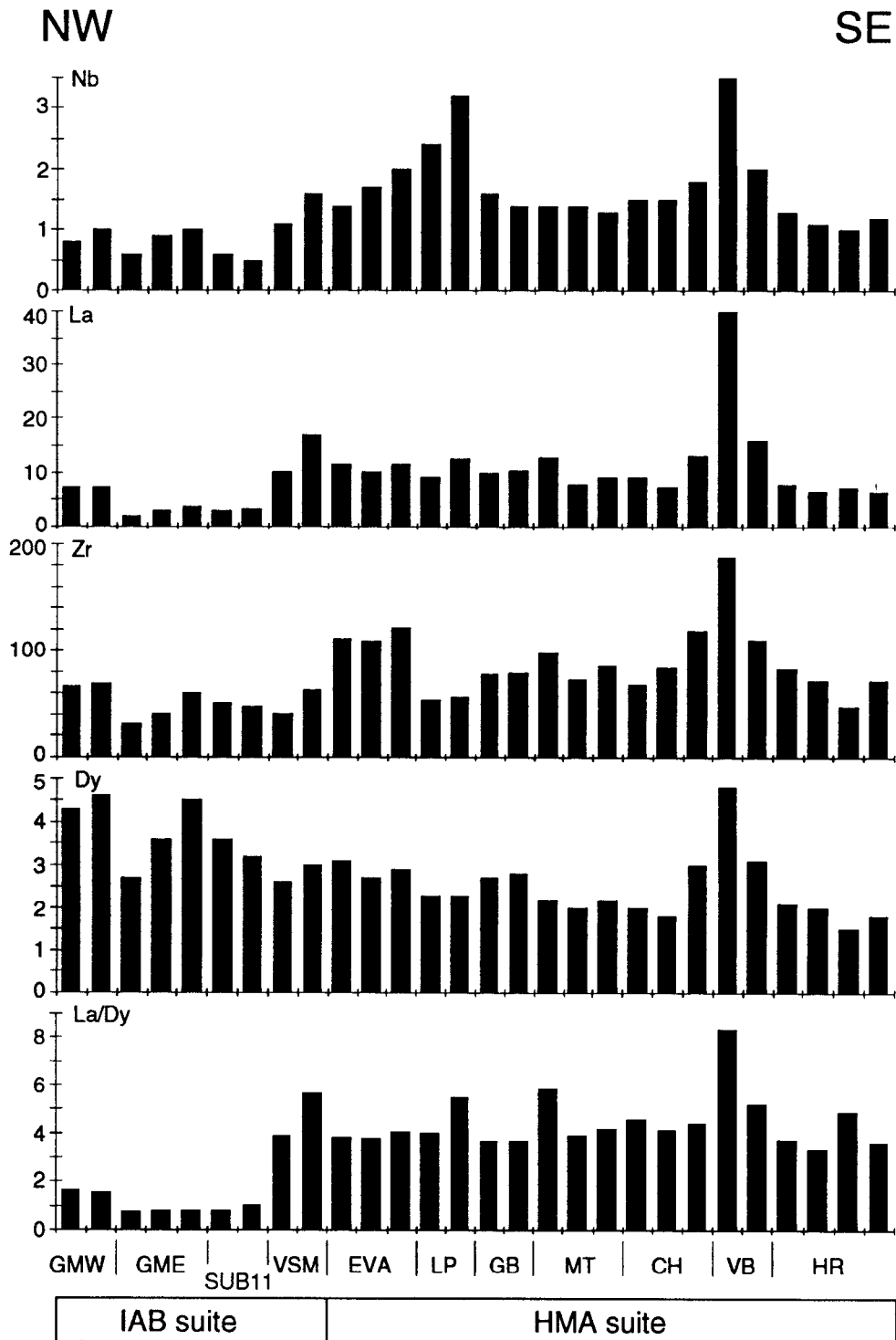


Fig. 12, Monzier et al., High-Mg andesites...

Annexe 13 -Grzeczyk, A., Eissen, J.P., Dupont, J., Lefèvre, C., Maillet, P., et Monzier, M., 1987. Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). C.R. Acad. Sci. Paris, 305, II, p. 93-98.

Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest)

Alain GRZESCZYK, Jean-Philippe EISEN, Jacques DUPONT, Christian LEFÈVRE,
Patrick MAILLET et Michel MONZIER

Résumé — Deux formations volcaniques sous-marines tholéitiques, la formation de Pouma (basaltes), et la formation de Vaifafine (andésites basiques) ont été reconnues sur Futuna et Alofi. Les teneurs en TiO_2 et FeO total sont significativement plus élevées dans les basaltes de Pouma que dans les andésites basiques de Vaifafine. Ce hiatus géochimique pourrait souligner le passage d'un volcanisme proche de celui des bassins marginaux (formation de Pouma) à un volcanisme d'arc plus typique (formation de Vaifafine), lors de l'évolution précoce du magmatisme d'un arc insulaire intraocéanique immature. Ces deux formations seraient non cogénétiques, issues de magmas parentaux distincts, ayant évolué sous des conditions physicochimiques ($P_{\text{H}_2\text{O}}, f_{\text{O}_2}$) différentes.

Petrologic and mineralogic studies of Futuna and Alofi islands, Wallis and Futuna archipelago (Southwest Pacific)

Abstract — Two submarine volcanic tholeiitic formations were identified on Futuna and Alofi islands: an older basaltic one, the Pouma formation, and the andesitic Vaifafine formation. Geochemistry and mineralogy of both formations correspond to an island arc environment. Yet, the Pouma volcanics are transitional between low-potassium tholeiites and back-arc basin basalts. TiO_2 and FeO total contents are distinctly higher in basalts than in andesites. This may emphasize the evolution from a marginal basin volcanism (Pouma) to a more typical island arc volcanism (Vaifafine). The two formations are thought to originate from two distinct parental magmas, under different $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and f_{O_2} conditions.

INTRODUCTION. — Les îles Futuna et Alofi ($14^\circ 20' \text{ S}$ - $178^\circ 07' \text{ W}$) sont situées entre les terminaisons orientales de la fosse de Vitiaviti (zone de subduction fossile) et la zone de fracture nord-fidjienne (faille sénestre active) (fig. 1 a).

Deux séries volcaniques — une série de basaltes doléritiques et de dolérites, antérieure à une série de nature andésitique — ont été définies lors de la reconnaissance géologique de ces îles en 1934 ([1], [2]). L'existence de sédiments aquitaniens, remaniant des débris volcaniques, a conduit Aubert de la Rüe à considérer ce volcanisme comme anté-Miocène. Un dragage réalisé sur le flanc est d'Alofi a récemment permis de distinguer [3]: une série constituée de basaltes à olivine et d'andésites basiques (tholéites d'arc) et une série, datée à $4,9 \pm 0,4 \text{ M.a.}$ par K-Ar sur roche totale [4], constituée de basaltes et de dolérites porphyriques; cette série, probablement plus ancienne que la précédente, se rapproche des basaltes de rides océaniques ou de bassins arrière-arc.

DONNÉES NOUVELLES. — Deux formations volcaniques sous-marines ont été reconnues sur le terrain ([5], [6]):

(a) La formation de Pouma est constituée de pillow-lavas basaltiques, recoupés par des dykes doléritiques, et surmontés de hyaloclastites basaltiques. Des gabbros ophitiques (site 12) et des gabbros à olivine (site 59) sont parfois associés aux laves en coussins (fig. 1 b). Cette formation affleure bien sur la côte nord-est de Futuna et à l'extrémité orientale d'Alofi; des basaltes porphyriques à tendance picritique pourraient s'y rattacher (site 52, fig. 1 b).

(b) La formation de Vaifafine est constituée d'andésites basiques en coussins et de hyaloclastites de même nature. Elle est fréquemment remaniée dans des brèches à ciment calcaire organogène (algues et foraminifères en cours d'étude). Cette formation, omniprésente sur Alofi, n'affleure que sur les côtes ouest et sud de Futuna. Elle semble, en l'état actuel des travaux, postérieure à celle de Pouma.

Note présentée par Jean AUBOUIN.

GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS. — Les basaltes et les roches grenues associées (SiO_2 : 47-52,9 %) sont des tholéites à olivine ou à quartz [7]. Les gabbros à grain grossier (SiO_2 : 45,4-46 %) sont à olivine normative. Les andésites basiques (SiO_2 : 52-55,9 %) sont exclusivement à quartz normatif. Les volcanites des deux formations ont des teneurs en éléments majeurs caractéristiques des séries tholéitiques (tableau I; fig. 2), et appartiennent pour l'essentiel au champ des « low potassium tholeiites » (tholéites d'arc insulaire) de Pearce [8] (fig. 3). Cependant, quelques analyses de basaltes de Pouma se situent dans le champ des basaltes de plancher océanique (fig. 3). Les teneurs moyennes en TiO_2 des basaltes de Pouma, légèrement supérieures aux moyennes des tholéites d'arc ([8], [9]), sont en effet plutôt caractéristiques des basaltes de type MORB (mid ocean ridge basalts) ou de BABB (back-arc basin basalts). En outre, ces basaltes sont caractérisés par des teneurs en TiO_2 (0,8-1,6 %) et FeO total (8,3-10,6 %) significativement plus élevées que celles des andésites basiques de Vaifafine (respectivement : 0,6-1 %; 7,7-10,6 %), pour un rapport FeO total/MgO sensiblement identique (1-2,25). Ce hiatus géochimique pourrait s'expliquer par l'existence de deux magmas parentaux distincts.

MINÉRALOGIE. — Les assemblages minéralogiques de ces laves sont typiques des séries tholéitiques d'arc insulaire ([10], tableau II). Les olivines les plus magnésiennes (Fo_{88-86}) de la formation de Pouma semblent héritées de fractionnements précoces (faibles $K_D^{\text{Fe}}/\text{Mg} \approx 0,25$; [11]). Les rares olivines des andésites basiques de Vaifafine correspondent à des xénocristaux en déséquilibre ($K_D^{\text{Fe}}/\text{Mg} \approx 0,20$). Dans les deux formations, les plagioclases ont des compositions similaires; leurs teneurs en K_2O très faibles (0-0,5 %) reflètent le caractère tholéitique des laves-hôtes. L'évolution des clinopyroxènes des laves de Vaifafine vers l'augite subcalcique, leurs fortes teneurs en SiO_2 et leurs faibles concentrations en Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 et Na_2O [10] sont typiques des séries tholéitiques d'arc [9]. Les clinopyroxènes des laves de Pouma se rapprochent plutôt de ceux des séries tholéitiques de zones en distension (« MORB » ou « BABB »).

DISCUSSION. — Les variations de compositions chimiques des basaltes de Pouma et des andésites basiques de Vaifafine correspondent aux cristallisations successives de l'olivine, du plagioclase, puis du clinopyroxène, de l'orthopyroxène (suite à la déstabilisation de l'olivine dans les andésites basiques), et enfin des oxydes ferro-titanés. Ceci suggère une différenciation des magmas essentiellement par cristallisation fractionnée. L'abondance et la stabilité des plagioclases traduisent le caractère sous-saturé en eau des magmas et leur cristallisation au liquidus témoigne d'une faible pression d'eau ([9], [12], [13]). Cependant, les teneurs en anorthite des plagioclases (sensibles aux

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — (a) Situation des îles Wallis et Futuna dans le Pacifique Sud-Ouest. SC, fosse de San Cristobal; NH, fosse des Nouvelles-Hébrides; VT, fosse de Vitiaz; TK, fosse des Tonga-Kermadec; BNF, bassin Nord-Fidjien; BL, bassin de Lau; SL, Salomon; NC : Nlle Calédonie; V, Vanuatu; F, Fidji; WF, Wallis et Futuna; SM, Samoa; T, Tonga. (b) Carte des prélèvements sur Futuna et Alofi. Astérisques : Blocs et galets non en place.

Fig. 1. — (a) Wallis and Futuna islands in the SW Pacific. (b) Sampling map on Futuna and Alofi islands. Asterisks : non in situ samples (blocks and pebbles).

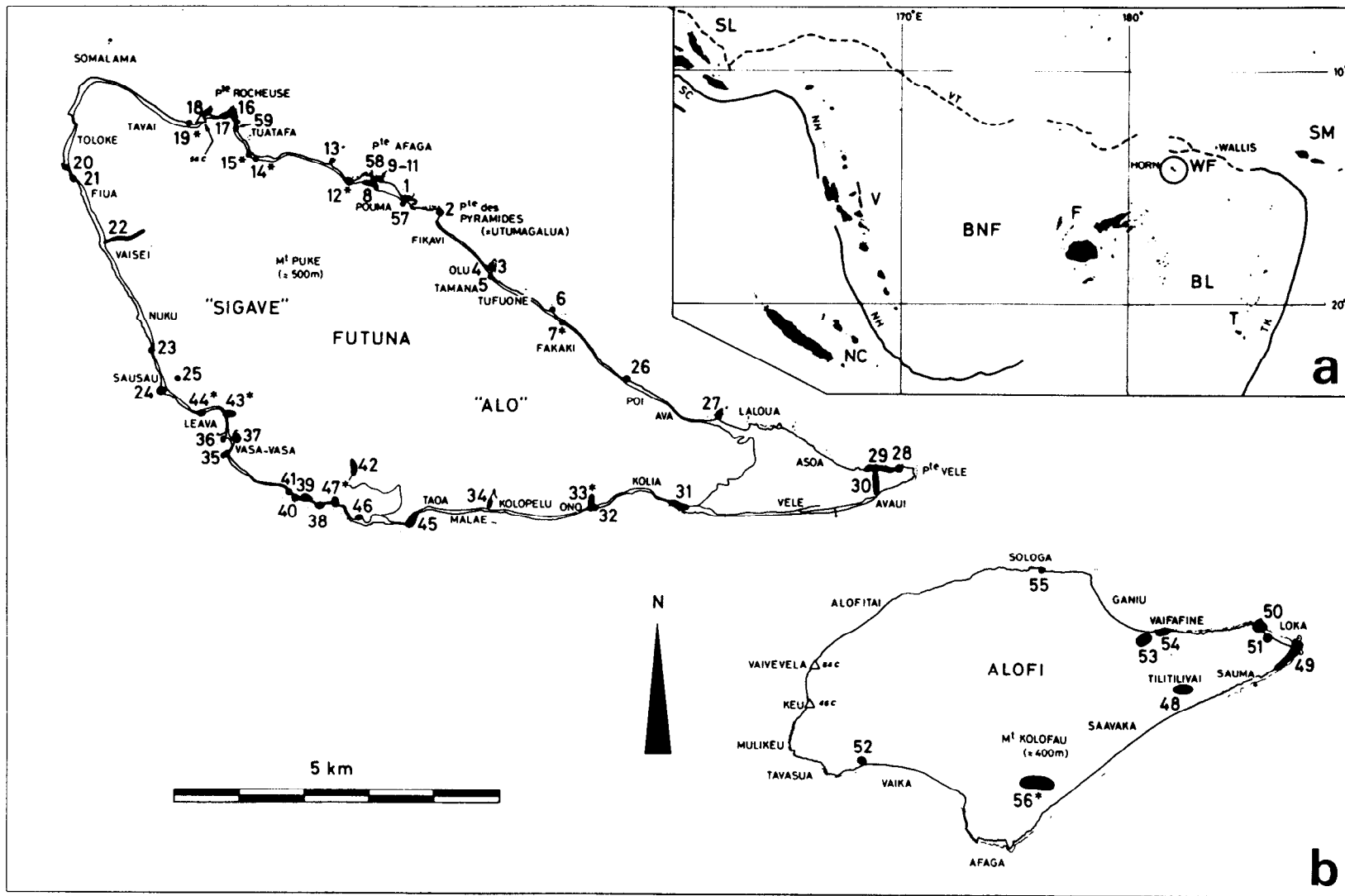


Fig. 1

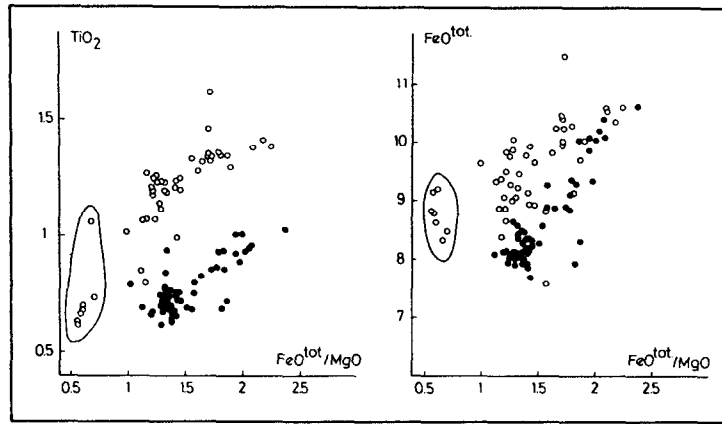


Fig. 2

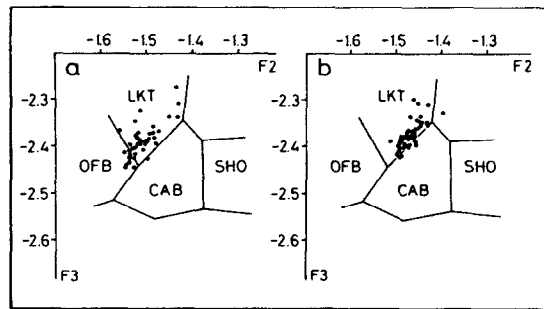


Fig. 3

TABEAU I

Formation de Pouma

Formation de Vaifafine

	I					II	III	IV	V	VI				
	F 9C	F 25	F 44C	A 50A	A 52D	F 11	F 12G	F 59C	F 20C	F 24A	A 48B	A 54E	A 55C	
SiO ₂	49,04	52,39	51,53	51,50	43,90	48,88	49,18	45,79	54,45	55,53	52,73	53,51	54,06	
TiO ₂	0,80	1,29	1,34	1,38	1,07	1,36	1,07	0,68	0,93	0,61	0,86	0,72	0,65	
Al ₂ O ₃	16,58	15,22	14,94	14,70	13,41	16,65	15,51	14,79	15,52	15,68	15,72	16,72	15,54	
Fe ₂ O ₃ *	9,88	11,19	11,41	11,75	9,27	11,48	10,37	9,81	10,73	8,91	9,98	9,25	9,33	
MnO	0,15	0,16	0,19	0,15	0,12	0,17	0,16	0,14	0,15	0,13	0,13	0,12	0,11	
MgO	7,59	5,24	5,89	5,00	12,44	5,72	8,17	14,59	4,93	6,16	5,11	5,67	5,82	
CaO	11,37	9,43	11,16	9,75	11,71	11,83	10,23	10,82	9,33	10,07	9,98	10,36	10,42	
Na ₂ O	2,76	2,54	2,72	2,98	1,44	2,83	3,10	1,53	2,59	2,09	2,92	2,52	2,18	
K ₂ O	0,08	0,31	0,30	0,38	0,80	0,05	0,26	0,13	0,23	0,31	0,36	0,37	0,51	
P.F	1,16	1,63	0,69	1,90	4,80	0,83	1,40	2,10	0,84	1,54	1,50	1,20	1,50	
Total	99,41	99,40	100,17	99,49	98,96	99,80	99,45	100,38	99,70	101,03	99,29	100,44	100,12	
FeO	7,15	6,17	6,90	8,73	4,14	6,16	6,52	6,84	6,98	6,65	6,34	6,48	6,30	
Q	-	9,50	4,33	3,68	-	1,99	-	-	10,53	11,31	7,31	6,50	8,87	
Or	0,47	1,36	1,77	2,25	4,73	0,29	1,54	0,77	1,36	1,83	2,07	2,19	3,02	
Ab	23,32	14,20	22,99	25,18	12,17	23,92	26,20	12,93	21,89	17,66	20,54	21,30	18,42	
An	32,57	31,25	27,63	25,56	27,73	32,54	27,60	33,06	30,00	32,44	31,86	33,17	31,07	
Wo	9,96	3,74	11,58	9,52	12,68	10,93	9,67	8,61	6,80	7,32	9,28	7,62	8,62	
Di	6,05	2,43	7,15	4,70	10,38	7,31	6,45	6,16	3,76	4,45	5,81	4,40	5,14	
En	3,34	1,04	3,74	4,63	0,73	2,78	2,49	1,66	2,77	2,46	2,89	2,86	3,07	
Fs	6,70	17,47	7,57	7,80	2,64	6,99	7,32	6,28	8,56	10,95	9,26	9,77	9,44	
Fs	3,69	7,52	3,96	7,68	0,18	2,66	2,83	1,69	6,31	6,04	4,60	6,36	5,68	
Fo	4,35	-	-	-	12,65	-	4,65	16,82	-	-	-	-	-	
Fa	2,65	-	-	-	0,98	-	1,98	5,01	-	-	-	-	-	
Mt	2,81	4,17	5,42	2,97	6,77	6,71	4,54	3,20	4,30	5,13	3,75	2,97	3,38	
Il	1,52	2,45	2,54	2,62	2,03	2,58	2,03	1,29	1,77	1,16	1,41	1,37	1,23	
DI	23,79	25,06	29,09	31,11	16,90	26,20	27,74	13,70	33,78	30,80	29,92	29,99	30,31	

faibles, et correspondrait à l'émission précoce de basaltes tholéitiques de type bassin marginal. La formation andésitique basique de Vaifafine est issue d'un magma différent, ayant évolué sous pression partielle d'eau et fugacité d'oxygène plus fortes (fractionnement plus important des oxydes ferro-titanés). Elle est typique d'un volcanisme tholéitique d'arc, dont la mise en place aurait été postérieure à celle de la formation de Pouma. Les datations en cours (K-Ar; traces de fission de l'uranium; microfaune) devraient permettre de mieux cerner la chronologie de ce volcanisme. Il est clair, cependant, que la série volcanique basaltique draguée au large d'Alofi [3] présente de grandes analogies avec la formation de Pouma. Son âge K-Ar ($4,9 \pm 0,4$ M.a. [4]) daterait de la limite mio-pliocène le début de l'activité volcanique à Futuna et Alofi.

Reçue le 23 mars 1987, acceptée le 6 avril 1987.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] E. AUBERT DE LA RÛE, *Comptes rendus*, 200, 1935, p. 328-330.
- [2] A. LACROIX, *Comptes rendus*, 211, 1940, p. 37-40.
- [3] J. SINTON et coll., in *Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, T. M. BROCHER éd., 3, 1985, p. 35-65.
- [4] R. A. DUNCAN, in *Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, T. M. BROCHER éd., 3, 1985, p. 67-76.
- [5] J. DUPONT et M. MONZIER, Rapport ORSTOM Nouméa, 1982, 6 p.
- [6] P. MAILLET, J.-P. EISSEN et M. MONZIER, Rapport ORSTOM Nouméa, 1984, 5 p.
- [7] H. S. YODER et C. E. TILLEY, *J. Petrol.*, 3, 1962, p. 342-532.
- [8] J. A. PEARCE, *J. Petrol.*, 17, 1976, p. 15-43.
- [9] A. EWART, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 31, 1976, p. 417-432.
- [10] A. GRZESZYK, *Pétrologie des laves et des roches grenues associées de Futuna et Alofi*, D.E.A., Université de Lille, 1985, 50 p.
- [11] P. L. ROEDER et R. F. EMSLIE, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 1970, p. 275-289.
- [12] H. S. YODER, in *Proc. Andesite. Conf.*, A. R. MACBIRNEY éd., 1969, p. 77-89.
- [13] D. H. EGGLEER et C. W. BURNHAM, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 1973, p. 2532-2577.
- [14] T. SIMKIN et J. V. SMITH, *J. Geol.*, 78, 1970, p. 207-219.
- [15] E. F. OSBORN, *Amer. Mineralogist*, 47, 1962, p. 211-226.

A. G. et M. M. : G.I.S., « Océanologie et Géodynamique »,
Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. n° A 5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie;

J. P. E. et P. M. : G.I.S., « Océanologie et Géodynamique »,
Antenne ORSTOM c/o Centre IFREMER de Brest, B.P. n° 337, 29273 Brest Cedex;

J. D. : G.I.S., « Océanologie et Géodynamique », ORSTOM, 213, rue La Fayette, 75480 Paris Cedex 10;

C. L. : Université des Sciences et Techniques de Lille-1, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex.

Annexe 14 -Grzeczyk, A., Monzier, M., Lefèvre, C., Butterlin, J., Dupont, J., Eissen, J.P., Glaçon, G., Maillet, P., et Muller, C., 1988. Géologie des îles Futuna et Alofi (TOM des îles Wallis et Futuna. Pacifique Sud-Ouest) : données préliminaires : Géologie de la France, 2-3, p. 131-134.

Géologie des îles Futuna et Alofi (T.O.M. des îles Wallis et Futuna. Pacifique sud-ouest) : Données préliminaires.

A. GRZESZYK (1), M. MONZIER (2), C. LEFEVRE (1), J. BUTTERLIN (3), J. DUPONT (2),
J.-P. EISSEN (4), G. GLAÇON (5), P. MAILLET (4) et C. MULLER (6)

Mots-clés : Pliocène (Volcanisme intraplaque), Roche volcanique, Arc insulaire, Pléistocène, Exhaussement. Mélanésie (Ile Futuna, Ile Alofi).

Résumé

Le levé cartographique des îles Futuna et Alofi a permis l'identification de trois formations volcaniques pliocènes marquant l'installation et le fonctionnement d'un arc insulaire, en relation avec la terminaison nord de la fosse des Tonga, et le passage de ce contexte orogénique à un contexte intraplaque. Des terrasses calcaires soulevées pléistocènes marquent la surrection importante de l'archipel (plus de 500 m).

Abstract

Three volcanic units have been recognized during the mapping of Futuna and Alofi islands. These indicate 1- the existence of an immature island arc which may correspond to a Pliocene southwards subduction of the Pacific plate along the northern Tonga trench termination, 2- a stage of transitional intraplate volcanism emphasizes the end of subduction. After cessation of the volcanism, raised Pleistocene reef limestones evidence the uplift of the islands (more than 500 m).

Introduction

Futuna et Alofi, Archipel de Horne, (14°14'S - 178°07'W) appartiennent à une ride volcanique sous-marine orientée NW-SE, située à environ 50 km au nord de la faille transformante senestre active qui relie la terminaison nord de la fosse des Tonga à la plate-forme fidjienne, et au SE de l'extrémité orientale de la fosse du Vitiiaz (zone de subduction fossile limitant vers le nord le Bassin Nord-Fidjien) (fig. 1).

L'intérêt de cette zone dans la compréhension de la géodynamique du Sud-Ouest Pacifique a incité l'équipe ORSTOM de Nouméa à lancer en 1982 un programme d'étude de Futuna et Alofi.

- (1) UST Lille Flandres Artois. Laboratoire de pétrologie. 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.
- (2) ORSTOM. BP A5. Nouméa Cedex. Nouvelle Calédonie.
- (3) Université de Paris VI. 91405 Orsay.
- (4) Centre ORSTOM. de Brest, IFREMER, B.P. 70, 29263 Plouzané.
- (5) Université de Provence. Laboratoire de stratigraphie et de paléocéologie. Place V. Hugo. 13331 Marseille Cedex 03.
- (6) 1 rue Martignon. 92500 Rueil-Malmaison.

Manuscrit reçu le 15 février 1988, accepté le 3 mars 1988

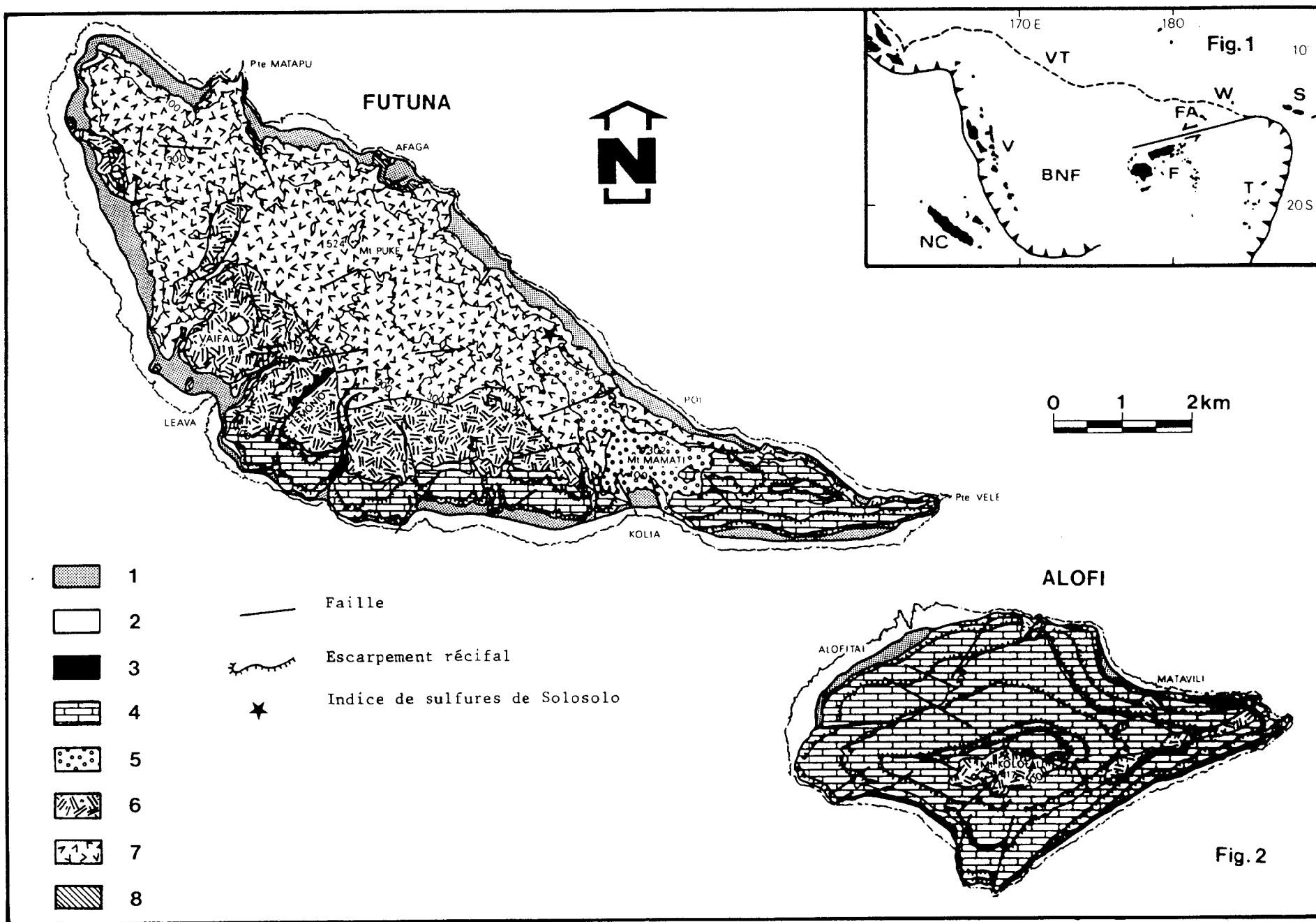
Principaux traits géologiques de l'archipel (fig. 2)

Suite aux travaux déjà anciens (E. Aubert De La Rüe, 1935, 1963), nous avons effectué le levé cartographique détaillé de Futuna et Alofi (1/25.000).

Ces îles sont constituées pour l'essentiel de formations volcaniques sous forme de pillow-lavas, d'autobrèches de pillows, de hyaloclastites et dans quelques cas exceptionnels de coulées massives prismées.

Trois formations ont été distinguées :

— *La formation d'Afaga*, la plus ancienne, affleurant uniquement sur Futuna, comprend essentiellement des basaltes auxquels viennent s'ajouter quelques andésites basiques; l'ensemble, dont l'épaisseur dépasse 500 m, peut être recoupé localement par des dykes doléritiques. De petits massifs gabbroïques pluri-hectométriques sont également associés aux pillows de la base de cette formation. Une minéralisation sulfurée, très limitée, a été mise en évidence en relation avec les basaltes et les gabbros de la côte nord (indice de Solosolo). Ces sulfures légèrement



- 1 [Pattern]
 - 2 [Pattern]
 - 3 [Pattern]
 - 4 [Pattern]
 - 5 [Pattern]
 - 6 [Pattern]
 - 7 [Pattern]
 - 8 [Pattern]
- Faille
 - ~ Escarpement récifal
 - ★ Indice de sulfures de Solosolo

A GRZESZCZYK et al.

Fig. 1

Fig. 2

cuprifères (pyrite, chalcopryrite) sont probablement les témoins d'une activité hydrothermale ayant affecté la formation.

– *La formation de Matavili*, surmontant la précédente est légèrement moins épaisse (200 à 300 m) et, hormis quelques termes basaltiques, est presque entièrement constituée d'andésites basiques. Cette unité, localisée principalement sur la côte sud de Futuna, constitue toute la partie émergée d'Alofi.

– *La formation du Mt Mamati*, la plus récente, épaisse de quelques dizaines de mètres, est exclusivement constituée de basaltes très vésiculaires affleurant à la pointe SE de Futuna.

Localement, des boues pélagiques à foraminifères planctoniques et nannofossiles associées à ces trois formations planctoniques permettent de les dater du Pliocène. Ces données rajeunissent considérablement le volcanisme considéré comme anté-miocène par Aubert De La Rüe (1935).

La mise en évidence de laves à faciès sous-aquatique depuis la base jusqu'au sommet de chacune des îles traduit une surrection importante et rapide de ces dernières.

Cette surrection s'accompagne, au Pléistocène, de l'installation de terrasses récifales successives couvrant une partie de la côte sud de Futuna et la presque totalité d'Alofi où elles se disposent en couronnes continues. Les faciès reconnus sont caractérisés par des associations d'organismes typiques des milieux d'algueraie (rhodophycées, chlorophycées, foraminifères benthiques épiphytes, organismes brouteurs de type gastéropodes, échinodermes). L'extrême pauvreté de ces faciès en débris coralliens témoigne de l'absence de barrière récifale et de l'ouverture du milieu sur le large à l'image de ce que l'on connaît actuellement.

Parallèlement, une formation volcanobio-clastique, la formation du Temonio, issue du démantèlement des calcaires récifaux et des volcanites, se met en place dans des chenaux sous-marins découpant la partie sud de Futuna, chenaux aujourd'hui empruntés par certaines rivières. Ces formations sont caractérisées par une alternance de niveaux plus ou moins grossiers volcanoclastiques à bioclastiques en relation avec la surrection de l'île et marquant probablement une succession de périodes de crises et de calme tectonique.

L'altération tropicale des formations volcaniques a libéré un matériel argileux qui a pu s'accumuler très localement dans de petites dépressions lacustres et former une alternance de niveaux azoïques rougeâtres et verdâtres : formation de Vaifa'u.

Un des événements majeurs de l'histoire géologique de l'archipel, outre le volcanisme, est son émergence. L'ampleur de cette dernière, compte tenu de l'âge récent des terrasses récifales, ne peut s'expliquer par le jeu unique des mouvements eustatiques. Des mouvements épirogéniques

Fig. 1.- Cadre géodynamique régional.

NC : Nouvelle Calédonie; V : Vanuatu (et la fosse de subduction associée); F : Fidji; F.A : Futuna et Alofi; T : Tonga (et la fosse de subduction associée); S : Samoa; W : Wallis; BNF : Bassin Nord Fidjien; VT : Fosse du Vitiaz.

Fig. 2.- Carte géologique schématique des îles Futuna et Alofi.

1 : formations superficielles. 2 : formation argileuse de Vaifa'u. 3 : formation volcanobio-clastique du Temonio. 4 : calcaires récifaux. 5 : formation basaltique du Mt Mamati. 6 : formation de Matavili (basaltes et andésites basaltiques). 7-8 : formation d'Afaga (7 : basaltes et andésites basaltiques; 8 : gabbros).

importants doivent être envisagés et leurs causes recherchées dans le régime de contrainte régional. Cette tectonique verticale semble toujours active comme en témoigne l'émergence du plâtier actuel en certains endroits.

Pétrologie des formations volcaniques

Les premières données pétrographiques concernant les laves des îles de Horne sont celles de Lacroix (1940, 1941). Les données minéralogiques et géochimiques en cours permettent de préciser les affinités magmatiques de chaque formation.

Les laves et roches associées des formations d'Afaga et de Matavili sont des Low-Potassium Tholéiites, classiquement interprétées comme typiques du contexte d'arc insulaire. La minéralogie et la géochimie des laves de Matavili sont sans conteste marqueurs d'un contexte orogénique, mais pour ce qui concerne la formation d'Afaga, la plus ancienne, les teneurs en TiO_2 relativement fortes (1-1,6%) et le chimisme des clinopyroxènes (teneurs en TiO_2 , Cr_2O_3 , Al_2O_3 , CaO et Na_2O) quelque peu anormaux pour un volcanisme orogénique rendraient ces laves plus proches des basaltes de zones en distension (MORB ou BABB) (A. Grzesczyk *et al.*, 1987).

La formation du Mt Mamati marque un changement important dans la nature du magmatisme qui devient, lors de cet ultime épisode volcanique, basaltique transitionnel caractérisé notamment par des teneurs en alcalins et en TiO_2 intermédiaires entre celles des MORB et des basaltes alcalins s.s. Le volcanisme est désormais intraplaque.

Implications géodynamiques

L'évolution du magmatisme mise en évidence sur l'archipel au cours du Pliocène est une réponse à l'évolution du contexte géodynamique local.

Le passage de la formation d'Afaga à la formation de Matavili marque l'installation et le fonctionnement d'un arc insulaire qui témoigne à cette époque de l'extension de la fosse de subduction des Tonga au NW de sa terminaison actuelle (hypothèse confirmée par les quelques données marines sur la région, T.M. Brocher, 1985). La formation basaltique intraplaque du Mt Mamati indique une modification du régime de contrainte régionale consécutive notamment à la collision de chaînes de seamounts de la plaque Pacifique (Samoa, Wallis, Tuvalu) avec l'extrémité septentrionale de la fosse des Tonga. Ceci bloque la subduction et s'accompagne de l'évolution de la terminaison Nord-Tonga vers sa configuration actuelle du type "arc-transform fault".

Conclusions

Au total, le levé cartographique, les études pétrographiques, géochimiques et micropaléontologiques menées sur les diverses formations ont permis de mettre en avant les faits marquants de la géologie de l'archipel de Horne et notamment :

1 - L'âge récent des formations volcaniques et sédimentaires, Pliocène à Pléistocène, et les contraintes que cela impose dans les reconstitutions géodynamiques.

2 - L'évolution rapide de la nature du volcanisme qui traduit l'évolution complexe de la terminaison Nord-Tonga au cours des derniers millions d'années.

Références bibliographiques

AUBERT DE LA RÛE E. (1935). - La constitution géologique des îles Wallis et Futuna. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 200, pp. 328-330.

AUBERT DE LA RÛE E. (1963). - Introduction à la géologie et à la géographie des îles Wallis et Futuna. *J. Soc. Océanistes*, 19, pp. 47-56.

BROCHER T.M. (1985). - Geological investigations of the Northern Melanesian Borderland. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, V.3. Brocher ed.

GRZESZYK A., EISSEN J.-P., DUPONT J., LEFEVRE C., MAILLET P., MONZIER M. (1987). - Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM des îles Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 305, pp. 93-98.

LACROIX A. (1940). - Les caractéristiques des laves des îles situées au sud de l'équateur formant la limite du domaine circum-Pacifique dans la région des Nouvelles-Hébrides et de la fosse Tonga - Kermadec. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 211, 5, pp. 37-40.

LACROIX A. (1941). - Composition minéralogique et chimique des laves des volcans des îles de l'Océan Pacifique. *Acad. Sci. Fr.*, mém. 63, pp. 1-97.

Annexe 15 -Louat, R., Monzier, M., Grzesczyk A., Dupont, J., Eissen, J.P., et Maillet, P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud): caractéristiques et conséquences. C.R. Acad. Sci. Paris, 308, II, p. 489-494.

Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn (Territoire de Wallis et Futuna-Pacifique Sud) : caractéristiques et conséquences

Rémy LOUAT, Michel MONZIER, Alain GRZESZYK, Jacques DUPONT,
Jean-Philippe EISSEN et Patrick MAILLET

Résumé — Une faille décrochante senestre très active de direction E-W passe à 20 km au sud des îles de Futuna et Alofi. Un séisme (mb 5,7) localisé à 10-15 km au sud d'Alofi, généré par un mouvement de faille inverse, a été particulièrement ressenti à Futuna. La faille qui a joué sur 10 km est probablement apparue lors du blocage de la zone de subduction de Horn. Des raz de marée destructeurs mentionnés par la tradition orale de Futuna semblent dus à des séismes de ce type. La majeure partie de la population vivant en bord de mer, il y a donc un risque non négligeable de tsunamis.

Shallow seismicity near the Horn Islands (Territory of Wallis and Futuna-South Pacific): origins and hazards

Abstract — An active E-W left lateral transform fault is located 20 km south of Futuna and Alofi Islands. A 5.7 mb earthquake with a thrust focal mechanism has been felt in Futuna. The inferred 10 km long active inverse fault localized 10-15 km south of Futuna is linked with the obstruction of the Horn subduction zone. Destructive tsunamis reported by oral tradition are connected with such thrust motion. As most people live on Futuna Island near the shore, a hazard exists.

Abridged English Version — The Futuna-Alofi Islands (Horn Islands) are located 14°18'S and 178°06'W just north of the highly active left-lateral transform fault (*Fig. 1*) linking the North Tonga subduction zone to the Fiji Islands. Two segments can be identified west and east of 178°40'W [1]. On the western segment the relative motion is the combination of a N75°E strike-slip motion with a 7 cm/yr. velocity and a 3.5 cm/yr. extension in a N135°E direction, on the eastern segment, the relative motion is pure strike-slip and it trends N95°E with a 18 cm/yr. velocity. At 178°40'W the Peggy Ridge characterized by an oblique E-W extension arrives defining a triple Fracture-Fracture-Ridge junction southwest of the Horn Islands. A previous study [2] has shown that felt earthquakes are shallow foci close to the Horn Islands (35 km) and that the regional tectonic setting was not wellknown [3]. New marine data are now available around the islands ([4], [5]) and detailed geological studies of the islands have been carried out ([6] to [10]). Three volcanic units have been recognized on the Horn Islands, with the two oldest units having been interpreted as the result of a Pliocene southwards subduction (the Horn subduction zone) along a fossil trench trending NW-SE. This trench was the northern prolongation of the Tonga trench and linked the Tonga Kermadec arc to the Vitiaz Trench plate boundary. The end of the Horn subduction process is underlined on the Horn Islands by a transitional intraplate volcanism. Collision between seamounts located on the Pacific plate and the Horn arc have transformed the arc-arc junction Tonga-Horn into a complex system dominated by a left-lateral strike-slip fault. Troughs mapped north of the Horn Islands are, in that interpretation, remanent parts of the fossil trench. A set of new centroid moment tensor focal mechanism solutions ([11] to [14]) confirms the left-lateral motion along the transform fault south of Horn Islands (*Fig. 1*) and the strike-slip type (with E-W T axis) of focal mechanisms

Note présentée par Jean AUBOUIN.

0249-6305/89/03080489 \$ 2.00 © Académie des Sciences

along the Peggy Ridge. One earthquake (March 27, 1986, 14.46°S-178.04°W, depth 15 km, $m_b = 5.7$, $M_s = 6.0$ BRK 5.7 PAS, seismic moment = 9.7×10^{24} dyne \times cm) with a thrust-type focal mechanism solution stands out at 10-15 km south of Alofi (Fig. 1 and 2). The P axis is parallel to the ones given by the strike-slip mechanism solutions along the transform fault. This event was felt Mercalli V on Futuna island. The corresponding epicenter (Fig. 2) lies on the southern edge of a NW-SE trending ridge which extends over 350 km between Manatu [15] and Rochambeau banks. The N303°E inverse active fault plunges 35° towards NNE. The length of the rupture zone deduced from the seismic moment is 10 km [16]. The fault is parallel to the ridge which formerly was an island arc (the Horn subduction zone) active between 2 and 3 M.yr. ago ([8], [9]). Basalts and related gabbros as well as basaltic andesites are, on both islands, low-potassium tholeiites typical of an island arc. The fault, dipping in the opposite side of the Horn subduction, could be a secondary effect due to the obstruction of the process by a set of large topographic features including Wallis Island. The recent uplifting of the Horn Islands with a tilt in the SW direction (pillow-lavas on the Mont Puke outcrop now at 540 m up [8]) is partly due to this thrust motion. Earthquakes similar to the one dated March 27, 1986 which may occur all along the Horn ridge, are not frequent but they can be responsible for the destructive tsunamis reported by oral tradition in the north west of Futuna island: "On Tavai shore, a wave broke and carried large blocks of coral, people had no time to escape, they were drowned and all the population living on the shore perished" [17]. As all the population of Futuna is concentrated near the shore, a hazard exists from tsunamigenic earthquakes. Regulations with regard to locations of public facilities could significantly reduce this hazard.

I. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS. — Les îles Futuna et Alofi (Archipel de Horn) sont situées par 14°18'S et 178°06'W au nord de la zone de fracture Nord-Fidjienne qui relie la terminaison septentrionale de la zone de subduction des Tonga à la région plus complexe des îles Fidji et du bassin Nord-Fidjien (fig. 1).

Cette zone de fracture senestre active est soulignée par une sismicité superficielle importante. Elle se décompose en deux segments, le premier orienté N95°E allant du nord de l'arc des Tonga jusqu'à 178°40'W avec un mouvement décrochant senestre (environ 18 cm/an), le second orienté N75°E allant de 178°40'W au nord des îles Fidji avec un mouvement plus complexe puisque résultant de la combinaison d'un décrochement senestre N75°E dominant (7 cm/an) et d'une extension N135°E subordonnée (3,5 cm/an) [1]. La ride à expansion oblique de Peggy arrive au point d'inflexion entre les deux segments qui est donc un point triple F.F.R. situé à environ 135 km au sud-ouest de Futuna et Alofi [1]. Une première étude de la sismicité de cette région [2] montrait que les séismes superficiels associés à la zone de fracture Nord-Fidjienne, les plus proches des îles de Horn se trouvaient vers 14°35'S soit à environ 35 km au sud de celles-ci. Les auteurs remarquaient alors que la géodynamique, la morphostructure, la tectonique de la région étaient particulièrement peu étudiées, empêchant de ce fait toute interprétation détaillée de la sismicité locale [3]. Depuis, la morphologie des fonds marins et la géodynamique régionale sont un peu mieux connues ([1], [4], [5]), ainsi que l'histoire géologique et la pétrologie des îles Futuna et Alofi ([6] à [10]).

II. NOUVELLES DONNÉES SUR LA SISMICITÉ SUPERFICIELLE PROCHE DE FUTUNA ET ALOFI. — Les éléments nouveaux sur la sismicité de la zone de fracture qui passe au sud des îles

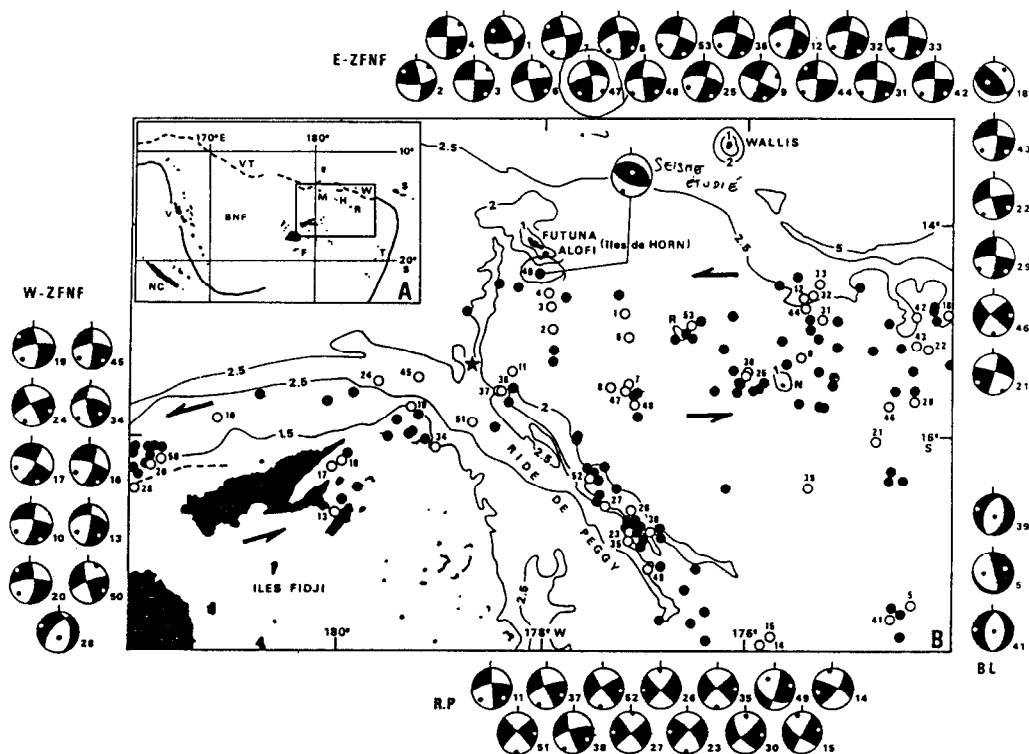


Fig. 1. — (A) Localisation de la zone d'étude dans le Pacifique Sud-Ouest. NC, Nouvelle-Calédonie; V, Vanuatu; VT, fosse de Vitiiaz; BNF, bassin Nord-Fidjien; F, Fidji; M, mont sous-marin Manatu; H, îles de Horn; R, Banc Rochambeau; W, Wallis; S, Samoa; T, Tonga. (B) Sismicité superficielle dans la région des îles Futuna, Alofi et Fidji : ronds noirs et blancs. Les ronds blancs représentent les séismes pour lesquels les mécanismes focaux ont été déterminés. Les mécanismes focaux sont regroupés par famille et localisés par leur numéro : RP, ride de Peggy; W-ZFNF, branche ouest de la zone de fracture Nord-Fidjienne; E-ZFNF, branche est; BL, bassin de Lau. Les flèches indiquent la direction du mouvement des deux tronçons de la zone de fracture Nord-Fidjienne. L'étoile représente le point triple (F.F.R.). Bathymétrie simplifiée en km d'après Kroenke et coll. (1983). R, banc Rochambeau; N, île de Niuafou'ou.

Fig. 1. — (A) Study Area location in the SW Pacific. NC, New Caledonia; V, Vanuatu; VT, Vitiiaz trench; BNF, North Fiji Basin; F, Fiji; M, Manatu seamount; H, Horn Islands; R, Rochambeau Bank; W, Wallis; S, Samoa; T, Tonga. (B) Shallow seismicity in the Futuna Alofi Fiji area: open and filled circles. Open circles are events with focal mechanism solutions. Focal mechanisms are distributed in groups and localised by number: RP, Peggy Ridge; W-ZFNF, west segment of the North Fiji Fracture Zone; E-ZFNF, east segment; BL, Lau Basin. Arrows indicate relative motion on the North Fiji Fracture Zone. Star represents the triple point (F.F.R.). Simplified Bathymetry from Kroenke et al. (1983). R, Rochambeau Bank; N, Niuafou'ou Island.

de Horn sont les mécanismes focaux « Centroid Moment Tensor solutions » ([11] à [14]) déterminés pour les séismes dont la magnitude est, en moyenne, supérieure ou égale à 5.

La figure 1 représente la sismicité superficielle affectant la région et les mécanismes focaux associés. On reconnaît l'ensemble très cohérent, à une exception près (47), des solutions en décrochement subvertical senestre caractérisant les deux segments de la zone de fracture Nord-Fidjienne. Cependant, à proximité immédiate de l'Archipel de Horn, un mécanisme focal (27 mars 1986) se singularise puisqu'il s'agit d'une solution en faille inverse. L'orientation de l'axe P (compression) de ce mécanisme est identique à celle SW-NE des axes P des mécanismes décrochants voisins, soulignant ainsi l'uniformité du champ de contraintes régional.

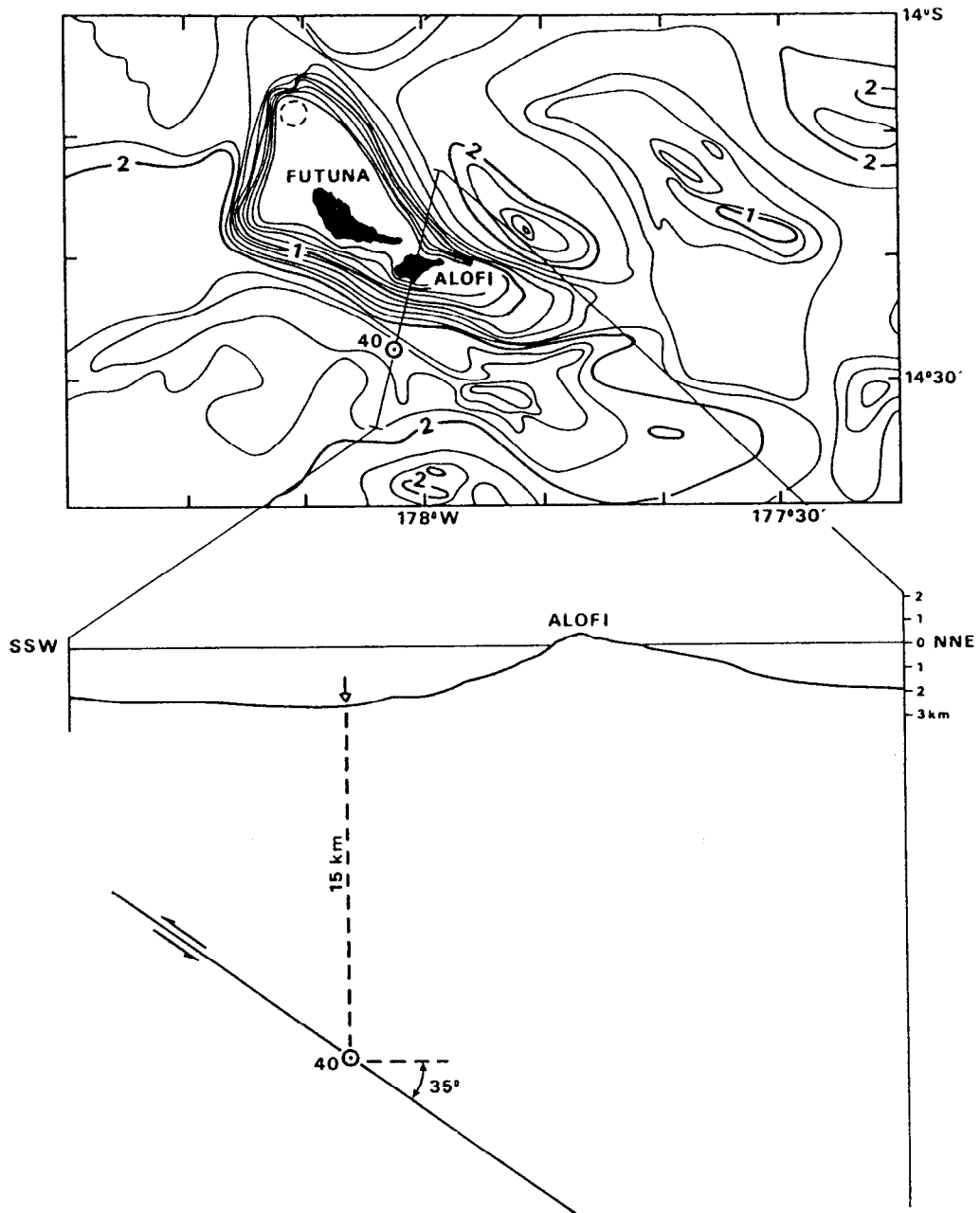


Fig. 2. — Localisation du séisme du 27 mars 1986 (40) au SSW d'Alofi. Représentation de la morphologie à partir d'un profil passant par l'épicentre, perpendiculaire à la pente de la ride et recoupant Alofi (bathymétrie en kilomètres d'après Brocher, 1985). L'hypocentre est à 15 km de profondeur et le plan de faille inverse incliné de 35° vers le NNE. Même échelle pour les distances et les hauteurs.

Fig. 2. — Map of the March 27th 1986 epicenter (40) in the SSW of Alofi. Morphology of a crosscut profile perpendicularly to the Horn ridge showing Alofi and containing the epicenter (bathymetry in kilometers from Brocher, 1985). Hypocenter drawn at a 15 km depth with the fault plane dipping 35° towards a NNE direction. Same horizontal and vertical scale.

III. DISCUSSION ET INTERPRÉTATION. — Les séismes superficiels de la zone de fracture Nord-Fidjienne, localisés à une distance de 40-80 km au sud des îles, proviennent pour la plupart de décrochements EW senestres; leur profondeur focale (10-15 km) les situe dans la partie superficielle de la croûte. Ils sont nettement ressentis aux îles de Horn sous forme de secousses brèves (Frère Clément Bonhommeau, comm. pers.). Par contre, le séisme en faille inverse du 27 mars 1986 (14,46°S, 178,04°W, profondeur focale 15 km, $m_b = 5,7$, $M_s = 6,0$ BRK ou 5,7 PAS), situé seulement à une dizaine de kilomètres au SSW d'Alofi, a été fortement senti, bien que n'ayant pas provoqué de destructions. « Cette secousse, qui nous a réveillés nous a semblé longue et forte puisque les objets ont bougé dans les armoires. » (M^{me} B. Formentel, comm. pers.). D'après la carte bathymétrique sommaire de la zone [5], l'épicentre de ce séisme est situé au pied de la ride qui émerge au niveau des îles de Horn (fig. 2). Cette ride, orientée NW-SE, s'étend sur une longueur de 350 km entre les bancs sous-marins Manatu [15] et Rochambeau. Elle correspondrait à un segment d'arc volcanique fossile, l'arc de Horn, actif entre 3 et 2 M.a. B.P. à l'extrémité nord de l'arc des Tonga ([10, [15]).

Le séisme du 27 mars 1986 résulterait du jeu d'une faille inverse orientée N303°E avec un pendage de 35° vers Alofi. Dans cette interprétation, la ride supportant Futuna et Alofi chevaucherait localement le bassin qui la borde au sud-ouest. Ceci pourrait expliquer une partie de la surrection importante de ces deux îles postérieurement à l'édification de leur bâti volcanique ([6] à [10]). D'après la valeur du moment sismique ($9,7 \cdot 10^{24}$ dyne. cm) et les observations de Shimazaki au Japon [16], la longueur de la faille qui a joué lors de ce séisme serait de 10 km, ce qui est légèrement supérieur à la taille d'Alofi. Il s'agirait donc d'un accident local jouant de temps à autre sous l'effet de contraintes régionales. Cet accident est pratiquement parallèle à l'arc fossile de Horn; il serait apparu, au droit des îles de Horn, lors de l'arrêt de la subduction, arrêt probablement dû à l'arrivée de nombreux monts sous-marins de la plaque Pacifique (Wallis entre autres) au niveau de la fosse. Cet accident jouerait actuellement dans le contexte compressif SW-NE associé à la zone de fracture Nord-Fidjienne.

IV. CONCLUSION. — L'Archipel de Horn est affecté par une sismicité proche superficielle, peu fréquente mais dont certains événements peuvent, cependant, atteindre une magnitude de 6. Un risque sismique non négligeable existe donc pour les populations des îles; risque de glissements de terrain, à terre ou sous-marins dus aux pentes fortes de la ride, accompagnés de raz de marée locaux, d'autant que la population des îles vit exclusivement sur une étroite bande côtière de 50 à 400 m de large et d'altitude voisine de 5 m, comprise entre la mer et une forte pente, voire une falaise.

La mémoire collective des habitants de Futuna garde trace de tremblements de terre et de raz de marée. La tradition orale rappelle que la région de Tavai (nord-ouest de Futuna) semble avoir connu des raz de marée consécutifs, sans doute, à des tremblements de terre locaux. « ...Une vague déferla sur le rivage de Tavai et charria une très grande quantité de blocs de corail. Les gens n'eurent pas le temps de fuir et ils furent tous ensevelis. Toute la population du bord de mer périt... » [17].

Les raz de marée semblent avoir marqué la vie futunienne plus fortement que les tremblements de terre; cela n'a pourtant pas modifié l'emplacement des villages et des infrastructures civiles qui sont toujours localisés sur la frange côtière alors qu'il serait possible de les construire, à l'abri, sur les premières hauteurs, du moins pour les plus sensibles (hôpital, écoles...).

Note remise le 15 septembre 1988, acceptée après révision le 23 décembre 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] B. PELLETIER et R. LOUAT, *Tectonophysics* (sous-presse).
- [2] R. LOUAT, M. MONZIER, J. DUPONT et P. MAILLET, Rapport interne ORSTOM, Nouméa, 1982, 10 p.
- [3] E. AUBERT DE LA RUE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 200, 1935, p. 328-330.
- [4] L. W. KROENKE, C. JOUANNIC et P. WOODWARD, *Geophysical Atlas of the Southwest Pacific*, CCOP/SOPAC, Fiji, 1983, chart 1.
- [5] T. M. BROCHER, in *Geological Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, T. M. BROCHER ed., 1985, *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, V 3, p. 13-33.
- [6] A. GRZESZYK, *Pétrologie des laves et des roches grenues associées de Futuna et Alofi (îles de Horn, SW Pacifique, TOM)*, D.E.A., Université des Sciences et Techniques de Lille, 1985, 54 p., 2 pl. ht.
- [7] A. GRZESZYK, J.-P. EISSEN, J. DUPONT, C. LEFEVRE, P. MAILLET et M. MONZIER, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 1987, p. 93-98.
- [8] M. MONZIER, J. DUPONT, J.-P. EISSEN, A. GRZESZYK et P. MAILLET, *ORSTOM actualités*, 18, 1987, p. 2-3.
- [9] P. MAILLET, A. GRZESZYK, M. MONZIER, J.-P. EISSEN, J. DUPONT et C. LEFEVRE, *Pacific Science Association*, 16th Congress, Seoul, Korea, 1, 1987, p. 161 (abstract).
- [10] A. GRZESZYK, *Pétrologie des îles Futuna et Alofi (TOM de Wallis et Futuna, Pacifique Sud) : Implications géodynamiques*, Thèse « Nouveau régime », Lille-Brest (en préparation).
- [11] A. M. DZIEWONSKI, A. FRIEDMAN, D. GIARDINI et J. H. WOODHOUSE, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 33, 1983, p. 76-90.
- [12] A. M. DZIEWONSKI, G. EKSTRÖM, J. E. FRANZEN et J. H. WOODHOUSE, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 45, 1987, p. 11-36.
- [13] A. M. DZIEWONSKI, G. EKSTRÖM, J. E. FRANZEN et J. H. WOODHOUSE, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 48, 1987, p. 18-46.
- [14] U.S. Department of the Interior, U.S. Geol. Survey, NEIS-PDE, Monthly Listing, avril 84-décembre 1987.
- [15] J. M. SINTON, K. T. M. JOHNSON et R. C. PRICE, in *Geological Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, T. M. BROCHER ed., 1985, *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, V 3, p. 35-65.
- [16] K. SHIMAZAKI, in *Earthquake Source Mechanics, Geophysical Monograph 37*, Maurice EWING 6, 1986, p. 209-216.
- [17] D. FRIMIGACCI, J.-P. SORAT et B. VIENNE, *Royaume de Sigave*, Rapport interne ORSTOM Nouméa, 1987, 466 p.

R. L., M. M. et J. D. : G.D.R., *Genèse et évolution des domaines océaniques*, Centre ORSTOM de Nouméa, B.P. A 5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie,
 A. G. : G.D.R., *Genèse et évolution des domaines océaniques*, Université des Sciences et Techniques de Lille-1, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex;
 J.-P. E. et P. M. : G.D.R., *Genèse et évolution des domaines océaniques*, Centre ORSTOM c/o IFREMER, Centre de Brest, B.P. n° 70, 29263 Plouzané.

Annexe 16 -Grzeczyk, A., Lefèvre, C., Monzier, M., Eissen, J.P., Dupont, J. et Maillet, P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel Pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (Sud-Ouest Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique Nord-Tonga. C.R. Acad. Sci. Paris, 312, II, p. 713-720.

Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (SW Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique nord-Tonga

Alain GRZESZYK, Christian LEFEVRE, Michel MONZIER, Jean-Philippe EISSEN,
Jacques DUPONT et Patrick MAILLET

Résumé – Un volcanisme basaltique transitionnel pliocène supérieur est décrit pour la première fois sur Futuna et Alofi. Avec ce nouvel épisode éruptif disparaît l'empreinte orogénique décelée sur ces îles, dans les manifestations volcaniques tholéïtiques antérieures. Ces basaltes transitionnels semblent s'inscrire dans le cadre d'une modification régionale du volcanisme débutant à Fidji il y a 3 Ma et se généralisant à de nombreux secteurs de la région nord-Tonga. Cette modification est consécutive à une vaste réorganisation cinématique du Sud-Ouest Pacifique marquée dans la région nord-Tonga par le passage d'un régime convergent (subduction du Vitiaz-Tonga) à un régime transformant (zone transformante nord-fidjienne).

Evidence for an upper Pliocene transitional volcanism on Futuna and Alofi islands (South-West Pacific): New contribution to the North Tonga geodynamic evolution

Abstract – For the first time, an upper Pliocene transitional basaltic volcanism is described on Futuna and Alofi islands. On these islands, the orogenic fingerprint existing in the former tholeiitic volcanism disappears with this new eruptive stage. The transitional basalts seem to be in accordance with the general pattern of a regional alteration in the volcanism, beginning in Fiji about 3 Ma ago, and extending to numerous sites of the North Tonga region. This modification is related to a general plate reorganization of the South-West Pacific marked, in the North Tonga termination, by the transition from a convergent (Vitiaz-Tonga subduction) to a transform regime (North Fiji fracture zone).

Abridged English Version – The Horne islands (Futuna and Alofi) are located between the North Fiji fracture zone to the South and the Vitiaz trench lineament to the North (Fig. 1 a). The former, running north of Fiji, is the westward extension of the northern arcuate termination of the Tonga trench. The latter separates the older Cretaceous Pacific crust from the younger Cenozoic to recent lithosphere in the North Fiji and Lau basins and is commonly thought to mark the former subduction site of the Pacific Plate (Fig. 1 a). Two submarine tholeiitic volcanic formations from Afaga and Matavili, erupted during upper Pliocene (micropaleontological data) have already been described on these islands (Fig. 1 b) ([1] à [4]). These formations show some subduction influence in their magma genesis, probably related to an Eocene to late Miocene subduction along the Vitiaz trench lineament ([5], [6]).

NEW DATA. – New submarine volcanic formations, erupted during the upper Pliocene, overlying tholeiitic lavas from the Afaga and Matavili's formations, have been identified on Futuna (Mt Mamati's formation, MMT) and Alofi (Vaika's formation, VK) islands where both are capped by quaternary reef limestones (Fig. 1 b) ([2] à [4]). The MMT's formation yielded 1-Olivine-phyric basalts, notably vesicular (with up to 30% vesicles), with olivine phenocrysts (Fo 87.5-84.5) showing some evidence of disequilibrium with their host-magma (KD ol/liq \neq 0.30) and containing abundant inclusions of Cr-spinel (27 to 32% Cr₂O₃).

Plagioclase (An 73.6-58), sometimes salite and Fe-Ti oxides occur in a glassy to microlitic groundmass. 2-Clinopyroxene-phyric basalts and sub-ophitic dolerites, poorly vesicular, contain

Note présentée par Jean AUBOUIN.

phenocrysts of salite and plagioclase (An 79.5-42) while olivine decreases; ilmenite and Ti-magnetite occur in the groundmass.

All VK's lavas are picritic basalts which contain mainly olivine (Fo 91-82) phenocrysts, more magnesian being produced from early fractionation, with numerous Al-chromite inclusions ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 44.5-39\%$). Endiopsidic to diopsidic Cpx and few plagioclase (An 84.5-46.8) also occur with magnetite in a fluidal groundmass.

According to their normative compositions (nc < 5% to hy < 10%) and their intermediate alkali contents (Table, Fig. 2), these formations are both alkali-enriched tholeiites or transitional basalts. The MMT's basalts have alkali and TiO_2 contents close to those of oceanic basalts and especially the transitional to alkaline ones from the South Pandora Ridge (SPR), Wallis, Lau, Fiji and Rotuma islands which erupted at the same time (Figs. 3, 4) ([10] to [15]). Nevertheless, they have lower TiO_2 contents than the Samoan mid-plate hot-spot basalts [10]. VK's picritic basalts differ from MMT's lavas by their lower $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ and TiO_2 contents which may be related to a greater degree of partial melting. The mineralogical data (*i.e.* the MMT's Cpx) attest to this alkaline tendency whereas the VK's Cpx have a more tholeiitic but anorogenic character ([7], [8]).

DISCUSSION. — Two upper Pliocene magmatic events are now documented on the Horne islands. The first tholeiitic lavas (Afaga and Matavili's formations), show a depleted character close to that of the Lau basin and of the orogenic volcanics from Fiji, Lau and Tonga islands (Fig. 5). The increase of depletion degree during tholeiitic magma generation (from Afaga to Matavili eruption) may be the expression of extraction of Matavili magma from a source already depleted by a previous partial melting which leads to Afaga magma genesis (such as some basaltic series from Lau islands, [17]). Concerning the younger alkali-enriched magmatic event, MMT's basalts plot towards the undepleted pyrolite end member like the other regional oceanic basalts erupted at the same time. VK's lavas appear more depleted and this may be the expression of mantle heterogeneity or different partial melting degree (Fig. 5).

The transitional volcanism of the Horne islands, as well as alkaline volcanism on Wallis Rotuma and SPR [10], seems to be related to the change from island-arc to ocean-island alkaline volcanism occurring in Fiji and Lau during the last 3 Ma. This magmatic evolution is consistent with opening of the Lau basin and spreading axis reorganization in the North Fiji Basin ([10], [18]). During this time, the North Fiji transform fault also becomes a major feature of the plate boundary between the Pacific crust and Indo-Australian margin ([19], [20]), partially initiated by the collision of Pacific seamounts (Samoa, Wallis and Ellice islands) with the north Tonga termination. By this southward migration of the plate boundary, the Horne islands are directly juxtaposed with the Pacific mantle which may partially control the magma genesis (*i.e.* on Fiji and Lau [15], [17]) as the previous subduction fingerprint disappears.

I. CADRE GÉODYNAMIQUE ET TRAVAUX ANTÉRIEURS. — L'archipel volcanique de Horne (Futuna et Alofi) est situé entre la zone transformante senestre active nord-fidjienne au Sud et le linéament fossile du Vitiaz au Nord. La première prolonge la fosse de subduction des Tonga vers 15°S et limite au Nord la plate-forme fidjienne, alors que le second, site initial présumé de la subduction de la plaque Pacifique, sépare la lithosphère pacifique crétacée des bassins marginaux cénozoïques à actuels Nord-Fidjien et de Lau (Fig. 1 a).

Deux formations volcaniques tholéiitiques sous-marines ont été définies antérieurement sur ces îles : la formation de Pouma et la formation de Vaifafine, rebaptisées respective-

ment formations d'Afaga et de Matavili suite à des travaux cartographiques complémentaires ([1] à [3]). La première (Afaga) est intermédiaire entre des basaltes de type MORB et de bassin marginal, la seconde (Matavili) montre une empreinte orogénique plus franche. Ces formations, d'âge pliocène supérieur (datation micropaléontologique; [4]) attestent de la contribution au magmatisme d'une composante de subduction. Les profondes dépressions bathymétriques du Linéament de la Fosse du Vitiaz, plus ou moins déformées par la collision de chaînes volcaniques de la plaque pacifique (Samoa, Ellice), témoignent de l'existence d'une zone de subduction au Nord des îles de Horne, ayant fonctionné au moins jusqu'au Miocène supérieur ([5], [6]).

Deux nouvelles formations volcaniques sous-marines basaltiques, fini-pliocènes, postérieures à celles définies précédemment et couronnées par des calcaires récifaux quaternaires, ont été identifiées sur les îles de Horne ([2] à [4]) : les formations du Mont Mamati (MMT), dans la partie orientale de Futuna, et de Vaika (VK), très localement sur la côte sud d'Alofi (*fig. 1 b*).

II. PÉTROLOGIE DES BASALTES DES FORMATIONS DU MONT MAMATI ET DE VAIKA. — *La formation du Mont Mamati* est constituée de deux types de basaltes :

— *Basaltes à olivine faiblement porphyriques*, très vacuolaires (jusqu'à 30 % de la roche totale), indice de fortes teneurs en volatils des liquides magmatiques; les nombreuses hyaloclastites associées témoignent de cette richesse en volatils et probablement d'une profondeur de mise en place plus faible que celle des formations antérieures. Les phénocristaux d'olivine (Fo 87,6-84,5; 6 à 12 % de la roche totale) contiennent de nombreuses inclusions de spinelle chromifère (27 à 32 % de Cr_2O_3) et semblent en déséquilibre avec le liquide magmatique ($\text{KD Ol/Liq} \neq 0,30$). La mésostase hyaline à microlitique, est constituée *pro parte* de plagioclase (An 73,6-58), parfois de clinopyroxènes (Cpx) de type salite et de grains d'opagues.

— *Basaltes et dolérites à clinopyroxènes* il s'agit de basaltes porphyriques à mésostase doléritique et de dolérites sub-ophitiques très peu vacuolaires. Le CPX de type salite est prédominant alors que l'olivine disparaît progressivement dans certains échantillons. Le plagioclase (An 79,5-42) devient abondant et les minéraux opaques, ilménite et titanomagnétite, en microcristaux et microphénocristaux, cristallisent dans les derniers stades.

La minéralogie et notamment la séquence de cristallisation (co-précipitation d'olivine et de spinelle dans les premiers stades, suivie du fractionnement de plagioclase et de Cpx puis de titanomagnétite et d'ilménite dans les stades ultimes), le fractionnement d'un plagioclase de type bytownite à andésine, la co-précipitation d'ilménite et de titanomagnétite et la chimie des phénocristaux de Cpx (faibles teneurs en SiO_2 : 45,9-51,5 %; fortes teneurs en CaO : 20-22,5 %; Al_2O_3 : 2,5-6,5 % et TiO_2 : 1,5-4,5 %) (*fig. 2 b*) indiquent une certaine parenté avec les séries alcalines ([7], [8]).

La formation de Vaika n'a livré que des *basaltes picritiques* (OL > CPX \gg PL). Généralement porphyriques (13 à 25 % de phénocristaux), à mésostase microlitique fluidale, ils sont caractérisés par une vésiculation notable (jusqu'à 15 % de la roche totale). Les olivines (Fo 91-82; 50 à 77 % des phénocristaux), issues de fractionnements précoces pour les plus magnésiennes renferment d'abondantes inclusions de chromite alumineuse ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 44,5$ à 39 %); le Cpx (15 à 50 % des phénocristaux) est de type endiopside à diopside. Le plagioclase (An 84,5-46,8) essentiellement en microlites dans la mésostase, existe en phénocristaux dans certains échantillons (jusqu'à 30 % des phénocristaux), alors que la proportion d'olivine diminue. Des grains de magnétite cristallisent dans les stades ultimes.

TABLEAU

Analyses représentatives des laves de Futuna et Alofi (RT : roches totales, analyste : M. Marly, ORSTOM-Nouméa; V : verres analysés à la microsonde, analyste : A. Grzeszczyk). Les analyses des laves d'Afaga et de Matavili correspondent aux moyennes des termes extrêmes de chaque série. SAT. % : degré de saturation en silice exprimé en pourcentage de Ne, Hy et Qz dans la norme (pour $Fe_2O_3 = 1,5\%$). $Mg^* = 100 Mg/Mg + Fe^{2+}$ (pour $Fe_2O_3 = 1,5\%$). Les laves (RT) du Mont Mamati se répartissent en deux groupes pétrographiques : les basaltes à olivine (1) et les basaltes et dolérites à Cpx (2).

Representative chemical analyses (RT: whole rocks, V: microprobe analyses of glasses) of Futuna and Alofi lavas. The Afaga and Matavili analyses are calculated averages of end-members from each series. Sat %: Si-saturation expressed as the percentage of ne, hy and qz in the norm (assuming $Fe_2O_3 = 1.5\%$). $Mg^* = 100 Mg/Mg + Fe^{2+}$ (assuming $Fe_2O_3 = 1.5\%$). In Mount Mamati formation: (1): olivine-phyric basalts, (2): Cpx-phyric basalts and sub-ophitic dolerites.

	Afaga		Matavili		Vaika			Mont Mamati							
	<49% RT	55-57% RT	49-51% RT	55-57% RT	A52D RT	A227G RT	A230B RT	F318A RT(1)	F319 RT(1)	F320A RT(2)	F333C RT(1)	F31E V	F319 V	F333C V	F336 V
SiO ₂	48.67	55.87	50.41	55.84	43.90	46.63	45.20	46.75	45.48	46.68	46.50	48.22	47.46	49.18	47.95
TiO ₂	1.15	1.38	0.82	0.62	1.07	1.18	1.10	1.97	2.02	2.87	1.79	2.10	2.37	1.90	1.56
Al ₂ O ₃	16.36	14.28	15.61	15.61	13.41	15.51	13.26	13.29	12.57	14.68	14.40	14.97	15.34	14.58	16.16
Fe ₂ O ₃ *	10.57	11.07	10.64	8.99	9.27	10.71	10.65	11.49	11.96	11.96	10.07	12.51	11.53	11.33	11.50
MnO	0.15	0.17	0.17	0.14	0.12	0.17	0.14	0.14	0.15	0.14	0.13	0.18	0.18	0.19	0.21
MgO	7.08	3.94	7.56	5.36	12.44	8.08	11.68	11.83	14.12	5.16	9.80	6.91	7.00	7.05	7.71
CaO	11.78	8.90	11.17	9.93	11.71	12.04	11.66	9.43	9.55	11.88	11.27	11.67	11.88	11.37	11.47
Na ₂ O	2.60	2.67	2.17	2.12	1.44	1.78	1.71	2.20	2.02	2.82	2.56	2.87	2.88	3.06	2.71
K ₂ O	0.20	0.64	0.28	0.44	0.80	0.91	0.80	0.64	0.63	0.74	0.44	0.74	1.01	0.60	0.51
PF	1.17	1.17	1.13	1.08	4.80	2.54	2.34	1.02	0.59	1.33	1.75	-	-	-	-
Total	99.73	100.39	99.96	100.02	98.96	99.55	98.54	98.76	99.09	98.26	98.71	100.17	99.65	99.26	99.82
FeO	6.31	6.13	6.44	5.08	4.14	4.45	4.63	5.74	6.64	4.89	5.22	-	-	-	-
SAT. %	8,5 hy	11,4 qz	0,7 qz	11,8 qz	1,1 ne	4,4 hy	1,1 ne	7,5 hy	0,1 ne	1,0 ne	0,8 ne	1,4 ne	3,5 ne	0,5 hy	0,3 ne
Mg*	60,70	44,90	62,00	59,00	75,80	63,70	71,90	70,60	73,30	50,10	69,40	55,40	58,00	58,70	60,40
Na ₂ O/K ₂ O	13,00	4,20	7,80	4,80	1,80	2,00	2,10	3,40	3,20	3,80	5,80	3,90	2,80	5,10	5,30

Cette formation diffère de la précédente par une minéralogie rappelant celle des séries tholéïtiques avec notamment des phénocristaux de Cpx présentant de plus fortes teneurs en SiO₂ (51,8-53,5 %) et des teneurs moindres en TiO₂ (0,3-0,6 %), Al₂O₃ (3-4 %) et Cr₂O₃ (0,1-0,7 %). Ces derniers ne montrent cependant plus les caractères orogéniques francs des Cpx de la formation de Matavili mais ceux des basaltes non orogéniques traduisant plutôt une évolution vers un contexte intraplaque (fig. 2) [8].

Du point de vue géochimique, les basaltes des deux formations diffèrent également :

Les basaltes de la formation MMT (43,6 < SiO₂ < 46,7 %) sont des basaltes transitionnels d'après leur composition normative (Ne < 5 % - Hy < 10 % sf pour F320A); les verres basaltiques (48,2 < SiO₂ < 49,6 %), échantillonnés dans les hyaloclastites ou en bordure de pillow-lavas, confirment ce caractère transitionnel et faiblement sous-saturé de ce volcanisme (Ne = 0 à 3,5 %; Hy = 0 à 6,1 %) (tableau). Le diagramme alcalins/silice (fig. 3; [9]), traduit bien la nature transitionnelle de ces laves, qui se placent à la limite des champs tholéïtique et alcalin, ainsi que leur enrichissement en Na₂O + K₂O par rapport aux formations tholéïtiques antérieures. Leurs teneurs en TiO₂ intermédiaires entre celles des tholéïtes et des basaltes alcalins *s.s* (1,60-2,87 % pour les roches totales; 1,77-2,10 % pour les verres) rapprochent ces termes de certains basaltes d'îles océaniques (fig. 4) mais excluent de les rattacher au volcanisme de point chaud des Samoa, franchement alcalin et riche en TiO₂ [10]. Les laves de la formation MMT s'apparentent par contre aux basaltes transitionnels enrichis en alcalins et en TiO₂ de la Ride Sud-Pandora (RSP) [11], et aux basaltes transitionnels à faiblement alcalins de Wallis ([10], [12]), tous sensiblement de même âge (Pléistocène) et émis dans le même contexte géodynamique (Wallis) ou en relation étroite avec ce dernier (RSP) (fig. 1a). Elles rappellent également par certains aspects et notamment leurs teneurs en TiO₂ intermédiaires, le volcanisme alcalin tardi-pliocène à quaternaire de Fidji et celui, pléistocène, de Rotuma ([10] et [13] à [15]) (fig. 3).

Les basaltes de la formation VK (43,9 < SiO₂ < 46,63 %), assez fortement altérés (2,34 < PF < 4,80 %), sont à néphéline normative (Ne < 5 %), excepté l'échantillon A227G, à olivine et hypersthène normatifs (Hy < 5 %) (tableau). Leurs concentrations en alcalins,

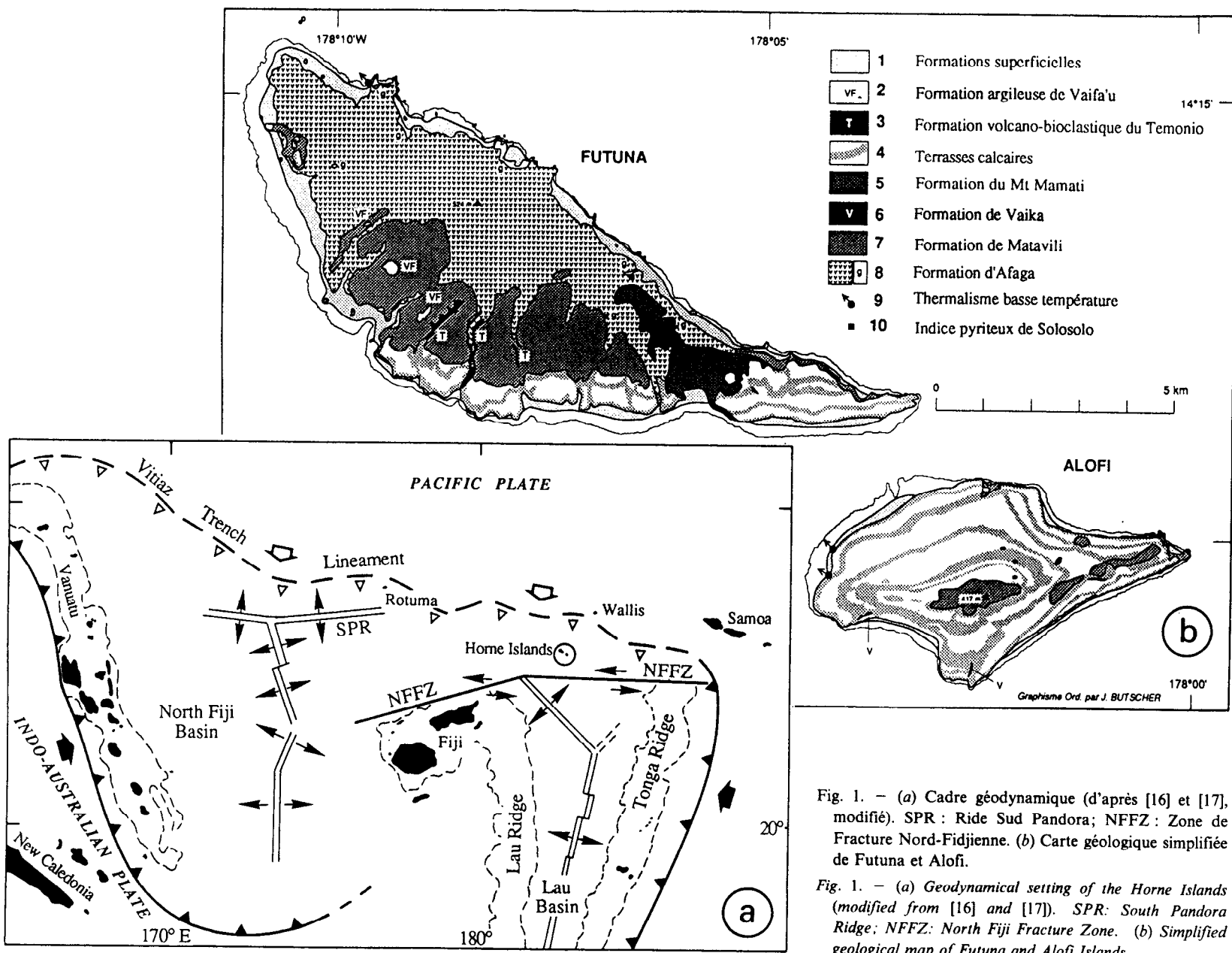
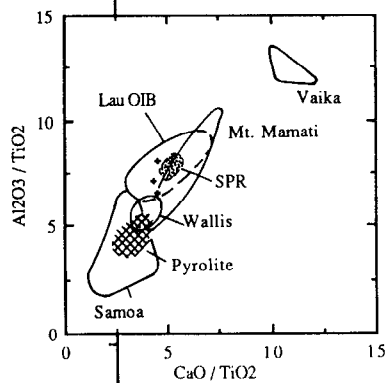
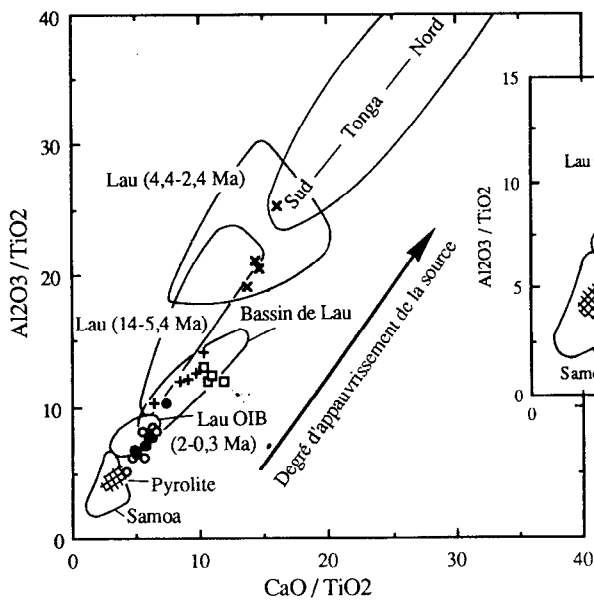
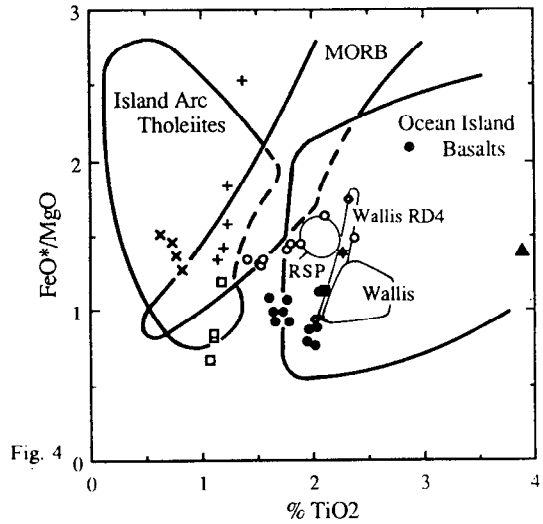
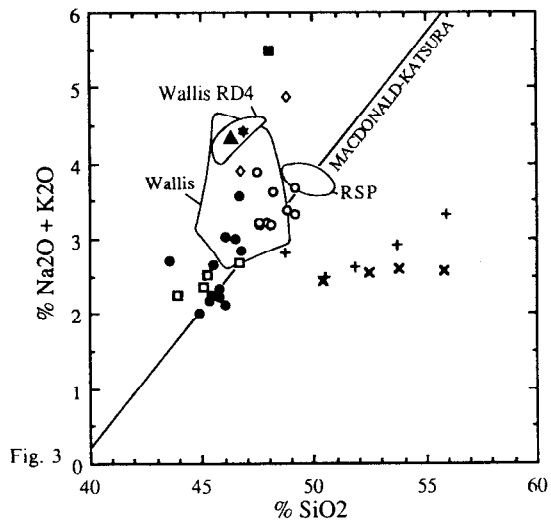
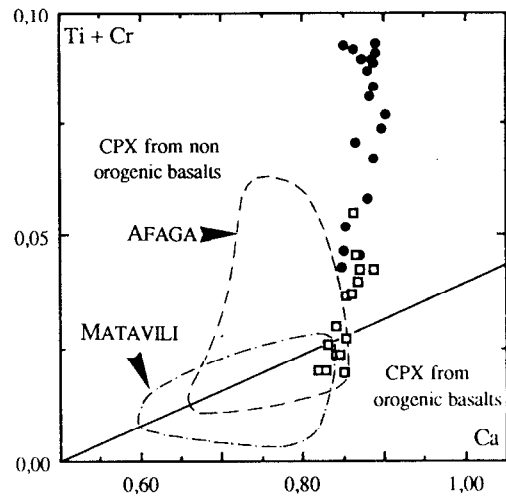
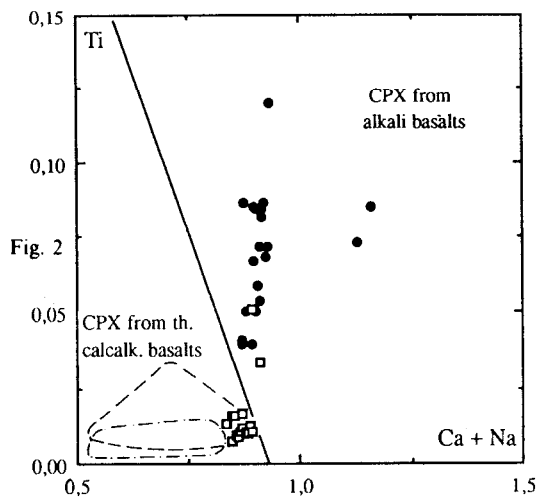


Fig. 1. - (a) Cadre géodynamique (d'après [16] et [17], modifié). SPR : Ride Sud Pandora; NFFZ : Zone de Fracture Nord-Fidjienne. (b) Carte géologique simplifiée de Futuna et Alofi.

Fig. 1. - (a) Geodynamical setting of the Home Islands (modified from [16] and [17]). SPR: South Pandora Ridge; NFFZ: North Fiji Fracture Zone. (b) Simplified geological map of Futuna and Alofi Islands.



- | | |
|------------------------|--------------------------|
| FUTUNA et ALOFI | |
| + | Afaga |
| x | Matavili |
| □ | Vaika |
| ● | Mt Mamati (Roche Totale) |
| ○ | Mt Mamati (Verre) |
| ○ Ride de Lau [16] | |
| ■ | Rotuma [9] |
| ▲ | Samoa [9] |
| ★ | Fidji [11] |
| ○ Wallis [11] | |
| ○ Wallis RD4 [9] | |
| ○ RSP [10] | |
| ○ Ride de Lau [16] | |
| ○ Tonga [16] | |
| ○ Samoa [16] | |
| ○ Pyrolite [16] | |

Fig. 5

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE II

Fig. 2. — Diagrammes $Ti/(Ca + Na)$ et $(Ti + Cr)/Ca$ [8] pour les phénocristaux de CPX (cœurs) des laves de Futuna et Alofi.

Fig. 2. — *Ti versus (Ca + Na) and (Ti + Cr) versus Ca diagrams [8] for the CPX phenocrysts (cores) from Futuna and Alofi lavas.*

Fig. 3. — Diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ [9]. Les laves d'Afaga et de Matavili sont représentées par des analyses moyennes calculées sur les intervalles de SiO_2 : <49, 49-51, 51-53, 53-55 et 55-57%.

Fig. 3. — *$Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 diagram. Afaga and Matavili's lavas are represented by average analyses calculated for <49, 49-51, 51-53, 53-55 and 55-57% SiO_2 intervals.*

Fig. 4. — Diagramme discriminant $TiO_2/FeO^*/MgO$ pour les basaltes des principaux contextes géodynamiques océaniques.

Fig. 4. — *Discrimination plot of TiO_2 versus FeO^*/MgO for basalts from various oceanic geodynamic settings.*

Fig. 5. — Diagramme Al_2O_3/TiO_2 en fonction de CaO/TiO_2 pour les laves des îles de Horne.

Fig. 5. — *Al_2O_3/TiO_2 versus CaO/TiO_2 for the Horne islands lavas.*

comme leurs compositions normatives, en font également des basaltes à caractère transitionnel (fig. 3). Toutefois la forte altération des échantillons et son rôle potentiel sur le comportement des alcalins suggèrent une certaine prudence même si, dans le cas présent, il ne semble pas exister de corrélation évidente entre les deux. Ces basaltes se distinguent des précédents par des rapports Na_2O/K_2O plus faibles (1,8 à 2,2 contre 2,8 à 5,4 pour les verres basaltiques MMT), s'expliquant par des teneurs plus élevées en K_2O des laves, et par des teneurs en TiO_2 également plus faibles (fig. 4). Ces caractères géochimiques qui ne peuvent s'apparenter aux MORB, sont en outre inhabituels pour des basaltes d'îles océaniques (fig. 4).

III. DISCUSSION. — Deux épisodes magmatiques dérivant de sources mantelliques plus ou moins appauvries (fig. 5; [16]), se succèdent au Pliocène supérieur sur les îles de Horne :

— le premier (Afaga-Matavili), tholéitique, dérive d'une source relativement appauvrie qui s'apparente à celle du magmatisme arrière-arc (bassin de Lau) voire orogénique (Fidji-Lau-Tonga) du coin NE de la marge indo-australienne (fig. 5). Les caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques très proches de ces deux formations ([1], [2]) militent en faveur d'une même source. Toutefois, la formation de Matavili paraît dériver d'une source plus appauvrie que celle des laves d'Afaga antérieures (CaO/TiO_2 et Al_2O_3/TiO_2 plus élevés), résultat de probables « effets de fusion » : les laves de Matavili pourraient être le résultat d'une reprise de la fusion partielle sur une source déjà appauvrie par une fusion préalable ayant généré les laves d'Afaga (processus invoqué dans la genèse de certaines formations orogéniques affleurant sur les îles de Lau [17]).

— le second, enrichi en alcalins, dérive d'une source différente, pas ou peu appauvrie. Cet épisode, notamment la formation MMT, montre une convergence évidente avec le volcanisme océanique enrichi localement en alcalins; la proximité des caractères géochimiques existant entre ces divers épisodes magmatiques militerait en faveur d'une communauté de source pour l'ensemble du volcanisme intraplaque régional. Les différences géochimiques entre les deux formations (plus fortes teneurs en TiO_2 et K_2O dans les laves de VK) peuvent être le résultat de deux mécanismes : (1) taux de fusion partielle différents à partir d'une même source (taux plus élevé pour la formation VK) ou (2) existence d'une hétérogénéité mantellique à la source.

Le changement du volcanisme futunien à la fin du Pliocène, fait écho à une série de modifications comparables survenue dans la région nord-Tonga à la même période : sur les îles Fidji, à 3 Ma, et sur les îles de Lau, entre 2,5 et 2 Ma, le volcanisme orogénique

cède la place à un volcanisme alcalin d'île océanique; au Plio-pléistocène, la RSP, Wallis et Rotuma deviennent également les sites privilégiés d'un volcanisme transitionnel à alcalin [10]. Cette modification d'ampleur régionale, coïncide avec le début d'accrétion océanique dans le bassin de Lau vers 3 Ma associé à la rotation horaire de la fosse des Tonga. Les îles Fidji et de Lau échappant ainsi au régime de subduction des Tonga, passent en contexte intraplaque. A la même époque, l'ouverture du Bassin Nord-Fidjien se réorganise, l'axe d'expansion N135E étant relayé par un axe N-S dans le centre du bassin et un axe E-W au Nord de 13°S [18]. Les manifestations volcaniques transitionnelles à alcalines mises en évidence dans le secteur (Wallis, Rotuma, Fidji...) ont été interprétées comme un des résultats de cette réorganisation cinématique [10].

Le volcanisme transitionnel des îles de Horne s'est donc mis en place pendant une période d'instabilité de la terminaison nord-Tonga au cours de laquelle le régime convergent antérieur cède la place à un régime transformant, modification dont la collision des chaînes volcaniques des Samoa et des îles Ellice a probablement été un des moteurs; la zone transformante nord-fidjienne devient alors l'élément essentiel de la frontière entre la plaque pacifique et l'ensemble complexe de microplaques de la marge indo-australienne ([19], [20]). Après l'arrêt de la subduction au niveau de la terminaison nord-Tonga au Miocène supérieur ([5], [6]) suivie de l'assimilation partielle voire totale de la lame océanique subductée – dont on retrouverait l'empreinte dans les épisodes tholéïtiques futuniens –, la migration de la frontière de plaque au sud des îles de Horne contribuerait à faire passer le volcanisme futunien sous contrôle au moins partiel du manteau pacifique, résultat de « l'accrétion » d'un fragment lithosphérique de la marge indo-australienne à la plaque pacifique. L'influence de ce pôle mantellique se marquerait jusque dans le magmatisme alcalin de Fidji et des îles de Lau ([15], [17]).

Note remise le 26 novembre 1990, acceptée après révision le 18 février 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] A. GRZESZYK et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 1987, p. 93-98.
- [2] A. GRZESZYK et coll., *Géologie de la France*, 2-3, 1988, p. 131-134.
- [3] A. GRZESZYK et coll., *Carte géologique préliminaire à l'échelle du 1/25 000 de Futuna et Alofi*, 1989, ORSTOM.
- [4] A. GRZESZYK et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris* (en préparation).
- [5] C. G. CHASE, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, 1971, p. 3087-3110.
- [6] T. M. BROCHER éd., *Investigations of the Northern Melanesian Borderland*, AAPG *Circum Pacific Earth Sci. Series*, 1986, p. 172-185.
- [7] BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981, New York, Pergamon Press, p. 161-192.
- [8] J. LETERRIER et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 1982, p. 139-154.
- [9] R. MACDONALD et T. KATSURA, *J. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- [10] K. T. M. JOHNSON et coll., *Bull. Volcanol.*, 48, 1986, p. 225-235.
- [11] J. M. SINTON et coll., dans *Geological investigations of the North Fidji Basin*, AAPG *Circum-Pacific council for energy and mineral resources earth sci. series* (sous presse).
- [12] R. C. PRICE et coll., *J. Volcanol. geother. Res.*, 1990 (sous presse).
- [13] J. B. GILL, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 1984, p. 443-348.
- [14] J. B. GILL, *J. Geology*, 95, 1987, p. 589-615.
- [15] J. B. GILL et P. WHELAN, *J. Geophys. Res.*, 94, 1989, p. 4579-4588.
- [16] S. S. SUN et R. W. NESBITT, *Geology*, 6, 1978, p. 689-693.
- [17] J. W. COLE et coll., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 1990, p. 540-554.
- [18] J. AUZENDE et coll., *Geology*, 16, 1988, p. 925-929.
- [19] B. PELLETIER et R. LOUAT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 123-130.
- [20] R. LOUAT et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 489-494.

A. G. et C. L. : *Laboratoire de Pétrologie, U.S.T. Lille - Flandres-Artois, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex*;
 M. M., J.-P. E. et J. D. : *U.R. 1F, ORSTOM, B.P. n° A5, Nouméa Cedex, Nouvelle-Calédonie*;
 P. M. : *ORSTOM, Department of Geology, La Trobe University, Bundoora, Victoria, Australia 3083*;
 A. G., M. M., J. D. et P. M. : *G.D.R. 910 « Genèse et Évolution des Domaines Océaniques », 29000 Brest.*

UN MODELE DE COLLISION ARC INSULAIRE - RIDE OCEANIQUE

EVOLUTION SISMO-TECTONIQUE ET PETROLOGIE DES VOLCANITES DE LA ZONE D'AFFRONTMENT ARC DES NOUVELLES-HEBRIDES - RIDE DES LOYAUTE.

-De l'Oligocène (34-26 Ma) au Miocène supérieur (13-9 Ma), une activité volcanique anorogénique a caractérisé (a édifié?) le tronçon nord de la Ride des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique).

-La Ride des Loyauté est entrée en collision avec l'arc des Nouvelles-Hébrides il y a environ 300 000 ans, mais elle perturberait le fonctionnement de la terminaison arquée de la zone de subduction depuis 1 ou 2 Ma.

Le fort enracinement et la flottabilité de cette ride massive, contrariant la flexure de la plaque plongeante et la migration vers l'WSW de l'ensemble "fosse-arc-axe d'expansion arrière-arc", expliquent l'intensité de la collision et les caractéristiques singulières des parties méridionales de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides et du Bassin Nord-Fidjien, entre autres:

-la migration du front des déformations compressives sur le mur externe de la fosse dans la zone de serrage maximum,

-l'apparition d'une nouvelle limite de plaque, E-W décrochante senestre vers 22°S à travers l'arc (au Sud de cette limite, une subduction résiduelle subsiste sous la microplaque de Matthew-Hunter qui, fortement couplée à la Plaque Australienne, se déforme),

-la faible longueur de la zone de Wadati-Benioff,

-le faible développement de l'arc volcanique, l'absence de fossés arrière-arc

-et le décalage important affectant vers 21°S l'axe du Bassin Nord-Fidjien.

-Une série magmatique particulière, dérivée de magmas parentaux boninitiques par des processus de cristallisation fractionnée et mélanges magmatiques, caractérise la microplaque de Matthew-Hunter. Dans un contexte dominé par des mouvements transformants, ces boninites résulteraient de la combinaison:

-d'une lithosphère plongeante déchirée se trouvant à une profondeur inhabituellement faible à l'aplomb des volcans

-et d'un manteau supérieur régional anormalement chaud, du fait de la proximité de l'axe d'expansion arrière-arc.

-La comparaison entre les terminaisons arquées des Nouvelles-Hébrides et Tonga permet de proposer un modèle dans lequel la collision entre une ride ma et une terminaison d'arc entraîne successivement:

1-l'apparition d'une nouvelle limite de plaque isolant la terminaison arquée qui devient alors une microplaque sous laquelle une subduction résiduelle subsiste;

2-l'arrêt de la subduction sous cette microplaque et son accrétion à la plaque plongeante sous forme d'un "terrane" constitué de fragments d'arc et de croûte océanique.
