

Résultats préliminaires du Leg 134 de l'Océan Drilling Program dans la zone de collision entre l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et la Zone d'Entrecasteaux

Jean-Yves COLLOT, H. Gary GREENE, Laura STOKKING et l'équipe du leg 134 : Kazumi AKIMOTO, Maria V. S. ASK, Peter E. BAKER, Louis BRIQUEU, Thierry CHABERNAUD, Massimo COLTORTI, Michael A. FISHER, Margaret GOUD, Toshiaki HASENAKA, Mike HOBART, Anton KRAMMER, John LEONARD, Jonathan B. MARTIN, Jose I. MARTINEZ-RODRIGEZ, Stefan MENGER, Martin MESCHÉDE, Bernard PELLETIER, Russel C. B. PEREMBO, Terrence M. QUINN, Pierrick ROPERCH, Pamela REID, William R. RIEDEL, Thomas S. STAERKER, Frederick W. TAYLOR et Xixi ZHAO

Résumé – La campagne de forage ODP-134 a montré que le segment oriental de la Zone d'Entrecasteaux (DEZ) est un arc intra-océanique avorté, anté-oligocène supérieur qui a subi plusieurs émergences avant le Pliocène supérieur ou le Pléistocène inférieur. Dans la zone de collision/subduction de la DEZ avec l'arc des Nouvelles-Hébrides, la couverture sédimentaire de la ride Nord d'Entrecasteaux s'accrète à la base du mur interne de la fosse et subit une déshydratation considérable. Dans le prisme les fluides se concentrent préférentiellement le long des zones de chevauchement. A l'Est de la zone de collision, le bassin intra-arc Nord Aoba subit un événement tectonique majeur au Pliocène terminal ou au Pléistocène inférieur; au Pléistocène, l'axe de ce bassin a migré d'Est en Ouest vers sa position actuelle et son flanc oriental se déforme. Ces événements peuvent être attribués à la collision.

Preliminary results of ODP Leg 134 in the collision zone between the New Hebrides Island Arc and the d'Entrecasteaux Zone

Abstract – Results of ODP Leg 134 indicate that the eastern d'Entrecasteaux zone (DEZ) is an immature intra-oceanic island arc along which subduction ceased prior to the Late Oligocene and that the DEZ emerged several times before the Late Pliocene or Early Pleistocene. The sedimentary cover of the North d'Entrecasteaux Ridge (NDR), which is part of the DEZ, is tectonically accreted at the toe of the inner wall of the New Hebrides trench and undergoes severe dewatering. Within the accreted rocks fluids appear to concentrate along thrust zones. Directly east of the collision, the intra-arc North Aoba basin underwent a major tectonic event during the Late Pliocene or Early Pleistocene. During the Pleistocene, the axis of the basin migrated westward towards its present location. These events can be attributed to the DEZ-arc collision.

Abridged English Version – Seven sites were drilled during ODP Leg 134 to investigate the tectonic, sedimentologic and magmatic evolution of the New Hebrides Island Arc that is in collision with the d'Entrecasteaux Zone (DEZ), a 2-4 km high submarine mountain chain carried upon the India-Australia plate ([1], [2], [12]) (Fig. 1). The DEZ, which may be the northward extension of the Eocene obduction/subduction-zone exposed in New Caledonia ([3], [4]), is at present colliding eastward against the New Hebrides Island Arc at a convergence rate of 9-10 cm/yr [10]. This collision, which may have been active since 2-8 Ma ([11], [12]), propagates northward, parallel to the trench, at 2.5 cm/yr. Close to the New Hebrides Island Arc, the DEZ encompasses the North d'Entrecasteaux Ridge (NRD) ([4], [5]) and the South d'Entrecasteaux Chain (SDC); this chain includes the Bougainville guyot ([7], [8]), which underwent rapid subsidence during its transit from the outer bulge of the subduction zone to the trench [9].

The impingement of the DEZ against the New Hebrides Island Arc has greatly modified the morphology and structure of the arc. The inner wall of the trench that consists primarily

Note présentée par Xavier LE PICHON.

of volcanic and volcanoclastic rocks [8] has been strongly deformed by the collision ([5], [7], [8], [13]). East of the collision zone, the western island belt of the arc (Espiritu Santo and Malakula islands) was uplifted ([2], [15]) to form high (1.8 km) mountains. The deep (3 km) North Aoba basin developed within the arc directly east of the collision zone ([16], [17]). This basin is downwarped [18] and is cut transversely by fractures along which the Aoba and Ambrym volcanos were emplaced [12]. The eastern island belt of the arc (Pentecost and Maewo islands) rose in the back-arc area.

The DEZ was drilled at Sites 828 and 831 (*Fig. 2*). The oldest rocks sampled on the NDR at Site 828 are middle Eocene breccia containing basaltic and doleritic clasts, some of which have MORB affinity, whereas others have a transitional affinity between MORB and island arc tholeiite (IAT). The oxidized surface of the breccia suggests that the ridge emerged during the late Eocene prior to receiving uppermost Eocene to upper Oligocene and lower Pliocene calcareous pelagic sediments. Site 828 revealed a Miocene hiatus that was also evident in sediment of the North Loyalty basin at D.S.D.P. Site 286 [19]. Volcanic silt and ash deposits covering the NDR recorded the approach of the New Hebrides Island Arc since the Late Pliocene. At Site 831, basement rocks of the Bougainville guyot are very low-K andesitic breccias that indicate an immature island arc origin. These rocks are overlain by 707 m of upper Oligocene-lower Miocene and Pliocene-Pleistocene, lagoonal, coral-bearing and foraminiferal limestones, and 20 m of foraminiferal ooze at the top. Soil horizons near the base of the limestones, as well as evidence for meteoritic alteration of the lower half of the limestones, suggest that the guyot emerged several times during the Late Oligocene and prior to Pliocene(?) and Pleistocene time. Conversely, the absence of meteoritic alteration of the upper half of the limestone suggests that the guyot remained submerged since the Pliocene(?) and Pleistocene time. The foraminiferal ooze marks the recent subsidence of the guyot into the trench.

Drilling at the toe of the arc slope (Site 829) immediately east of the NDR revealed 590 m of sediments and igneous fragments of the NDR that have been accreted to the arc slope. This accretionary complex comprises at least eight imbricated thrust sheets consisting of deformed Oligocene chalk, Pleistocene volcanoclastic rocks and highly sheared volcanic and sedimentary breccias. Thrust sheets are separated by horizons of scaly fabric that are a few centimeters to 3 m thick. Sediment physical properties and structural data indicate that accreted sediments have been intensively dewatered during the collision and that, similar to the Barbados accretionary prism [20], the hydrology of the accretionary complex is fault controlled. Site 827 that was drilled on the arc slope only 2 km eastward of Site 829 penetrated 400 m of Late Pliocene(?) and Pleistocene arc-derived volcanic sediment suggesting that sedimentary rocks accreted from the NDR are either restricted to a 2-3 km wide zone at the toe of the arc slope or lie deeper below the arc slope and were not reached at Site 827. In the collision zone of the Bougainville guyot, 7 km east of the contact zone, the forearc slope (Site 830) consists of undated, very coarse, cataclastic andesitic sandstone overlain by Pleistocene volcanic silt (*Fig. 2*) that are cut by small normal faults. This difference in tectonic style suggests that the cataclastic deformation predates the deposition of the Pleistocene volcanic silt and cannot be definitively related to the recent collision of the guyot.

In the North Aoba basin, Sites 832 and 833 penetrated more than 1,000 m of Late Miocene to Recent volcanoclastic and carbonate sediments as well as volcanic rocks. This basin underwent a major tectonic event during the Early Pleistocene or Late Pliocene as indicated at Site 832 by the abrupt transition from horizontal, well-stratified, silty calcareous

deposits to slumped and coarse volcanic deposits (*Fig. 2*). This tectonic event, which is marked by an angular unconformity in seismic reflection data ([16], [17]) appears to be synchronous with the uplift of Espiritu Santo Island, which occurred about 2 Ma ago [2]. Variation in sedimentary thicknesses between Site 832 and 833 suggest that the axis of the basin migrated westward during the Pleistocene. This migration may be contemporaneous with the Pleistocene uplift of the Eastern Belt [15]. These events can be attributed to the DEZ-arc collision. Volcanic rocks recovered in the North Aoba Basin show various geochemical affinities. Basaltic clasts in the deepest breccia recovered at Site 832 as well as the volcanic sills at the base of Site 833 and the upper Pleistocene ash layers at both sites have an island arc alkaline affinity. In contrast, basaltic clasts of the lower Pleistocene or upper Pliocene breccia associated with the major unconformity of the basin have an IAT affinity.

INTRODUCTION ET OBJECTIFS. — Le leg ODP 134 (11 octobre au 17 décembre 1990) avait pour objectif d'étudier l'évolution structurale, sédimentaire et magmatique du segment central de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides en réponse à la collision/subduction de la zone d'Entrecasteaux (DEZ) (*fig. 1*). L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides résulte de la subduction de la plaque Australo-Indienne vers l'Est sous le bassin Nord Fidjien ([1], [2]). Sur la plaque plongeante, la DEZ (*fig. 1*), haute de 2-4 km et large d'environ 100 km, pourrait représenter le prolongement nord de la zone de subduction/obduction éocène de Nouvelle-Calédonie ([3], [4]). A proximité de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, la DEZ est composée au nord, d'une ride massive, la Ride Nord d'Entrecasteaux (NDR) ([4], [5]) et au sud de la Chaîne Sud d'Entrecasteaux (SDC) qui inclue le guyot Bougainville ([6], [7], [8]). Ce guyot a subi une subsidence rapide depuis le bombement externe de la plaque plongeante jusque dans la fosse [9]. La DEZ entre en collision avec le mur interne de la fosse et subducte sous l'arc à une vitesse de 9-10 cm/an [10] en balayant le mur interne du Sud vers le Nord à une vitesse de 2,5 cm/an. Cette collision pourrait avoir débuté il y a 2 ou 8 Ma ([11], [12]).

La collision de la DEZ a profondément modifié la morphologie et la structure du segment central de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides. La pente avant-arc, essentiellement constituée de formations volcaniques à volcano-détritiques provenant de l'arc, est fortement déformée et érodée par la collision ([5], [7], [8], [13], [14]). A l'Est de la zone de collision, la région avant-arc a été soulevée pour former la Chaîne Ouest (îles d'Espiritu Santo et de Malekula) qui s'élève jusqu'à 1 800 m d'altitude [11]. Au cours de l'Holocène cette surrection atteint environ 30 m [15]. Le segment central de l'arc, face à la DEZ, se caractérise par un bassin intra-arc profond de 3 000 m, le bassin d'Aoba qui est séparé du bassin Nord Fidjien par la Chaîne Est (îles de Maewo et Pentecôte) ([16], [17]). La structure transverse de ce bassin pourrait résulter de la flexure synclinale de la croûte en réponse à la collision [18]. L'arc est fracturé transversalement comme le suggèrent les imposants volcans d'Aoba et d'Ambrym dont les directions d'allongement convergent vers la zone de collision [12].

RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES. — Sept sites ont été forés pendant le Leg 134 : les sites 828 et 831 ont exploré la DEZ sur la plaque plongeante, les sites 827, 829 et 830 l'avant arc et les sites 832 et 833 le bassin Nord Aoba (*fig. 1* et 2). Sur la NDR, une brèche volcanique échantillonnée à la base du forage 828 contient des clastes de basalte et de dolérite dont certains ont une affinité géochimique de type MORB comparable à celle

des échantillons dragués sur le flanc nord de la ride [4] et forés sur le Bassin Nord Loyauté au Site D.S.D.P. 286 [19] (*fig. 1*). D'autres clastes présentant une affinité transitionnelle entre MORB et tholeïte d'arc (IAT) marquent l'influence d'une subduction. Au sommet de cette brèche, un horizon oxydé suggère que la NDR a été sub-émergeante à l'Éocène supérieur. La série pélagique carbonatée surmontant cette brèche (*fig. 2*) présente un hiatus miocène aussi reconnu au site D.S.D.P. 286 [19]. Ce hiatus semble représenter un événement régional. Des dépôts de silt volcanique et de cendre au sommet de la NDR traduisent la proximité de l'arc des Nouvelles-Hébrides à partir du Pliocène supérieur.

Les résultats du forage 831 confirment que le guyot Bougainville appartient à un arc insulaire peu évolué. En dépit de leur caractère différencié ($\text{SiO}_2 > 60\%$), les andésites du guyot présentent de très faibles concentrations en potassium ($\text{K}_2\text{O} < 0,3\%$) caractéristiques des arcs insulaires immatures. Ce volcanisme est surmonté par 707 m de calcaires néritiques à coraux ou foraminifères et par 20 m de calcaires pélagiques. Les calcaires néritiques sont datés de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur à la base et du Plio-Pléistocène au sommet (*fig. 2*). Des horizons de sol à la base des calcaires néritiques indiquent au moins trois émergences du guyot à l'Oligocène supérieur. Une altération météorique de la moitié inférieure de ces calcaires suggère d'autres périodes d'émergence anté-Pliocène(?) ou Pléistocène inférieur. L'absence d'altération météorique dans leur moitié supérieure indique que le guyot est ensuite resté submergé. Au Pléistocène, sa subsidence dans la fosse est marquée par les 20 m de dépôts calcaires pélagiques.

A la base du mur interne (Site 829) un complexe d'accrétion constitué de matériau provenant de la NDR a été foré sur 590 m d'épaisseur. Ce complexe est formé d'au moins 8 écaïlles tectoniques comprenant des craies oligocènes, des sédiments volcanoclastiques pléistocènes, des brèches volcaniques et sédimentaires. Les brèches volcaniques contiennent des éléments gabbroïques et basaltiques d'affinité MORB. Les chevauchements séparant les écaïlles sont soulignés par des niveaux intensément déformés dont l'épaisseur varie de 3 cm à 3 m. Les teneurs en fluides des sédiments accrétés sont plus faibles que celles des sédiments de la NDR. Au niveau des chevauchements ces teneurs sont plus fortes de 20-30 % que celles observées à l'intérieur des écaïlles. Ces observations suggèrent d'une part que les sédiments sont déshydratés lors de la collision et d'autre part que, comme dans le prisme d'accrétion de la Barbade [20], les fluides se concentrent le long des zones de chevauchement.

Le forage 827, situé sur la pente de l'arc, 2 km plus à l'Est de la fosse que le forage 829, n'a pénétré sur 400 m que des sédiments volcanodétritiques provenant de l'arc comme le

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1. — Localisation des sites forés pendant le Leg ODP 134 dans la zone de collision entre l'arc des Nouvelles-Hébrides et la Zone d'Entrecasteaux. NDR, Ride Nord d'Entrecasteaux; SDC, Chaîne Sud d'Entrecasteaux; NLB, Bassin Nord Loyauté. La bathymétrie est en kilomètres. Les coupes AB et CD sont sur la figure 2.

Fig. 1. — Location of the sites drilled during the ODP Leg 134 in the collision zone between the New Hebrides island arc and the d'Entrecasteaux Zone. NDR, North d'Entrecasteaux Ridge; SDC, South d'Entrecasteaux Chain; NLB, North Loyalty Basin. Bathymetry is in kilometers. Cross-sections AB and CD are in Figure 2.

PLANCHE II/PLATE II

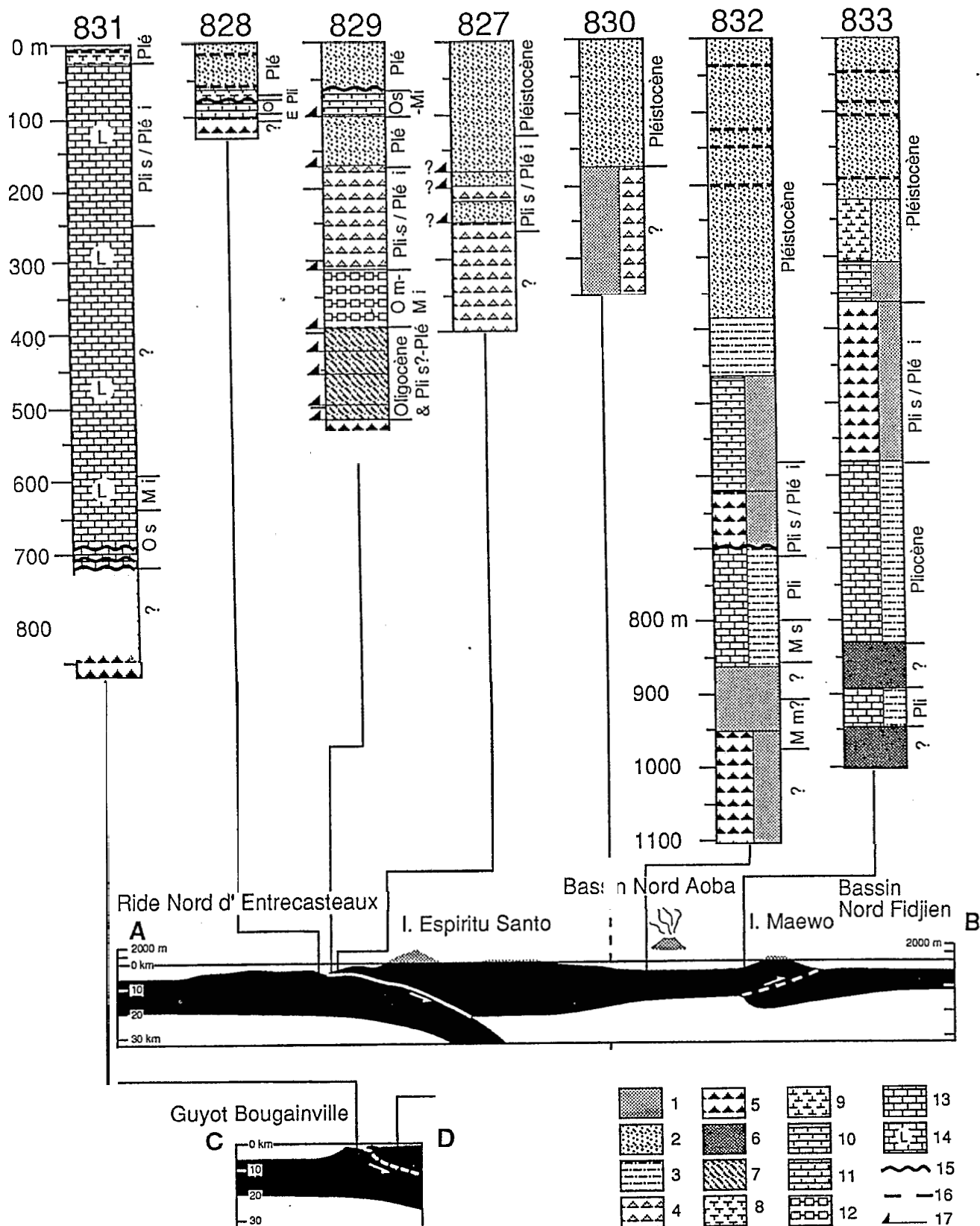
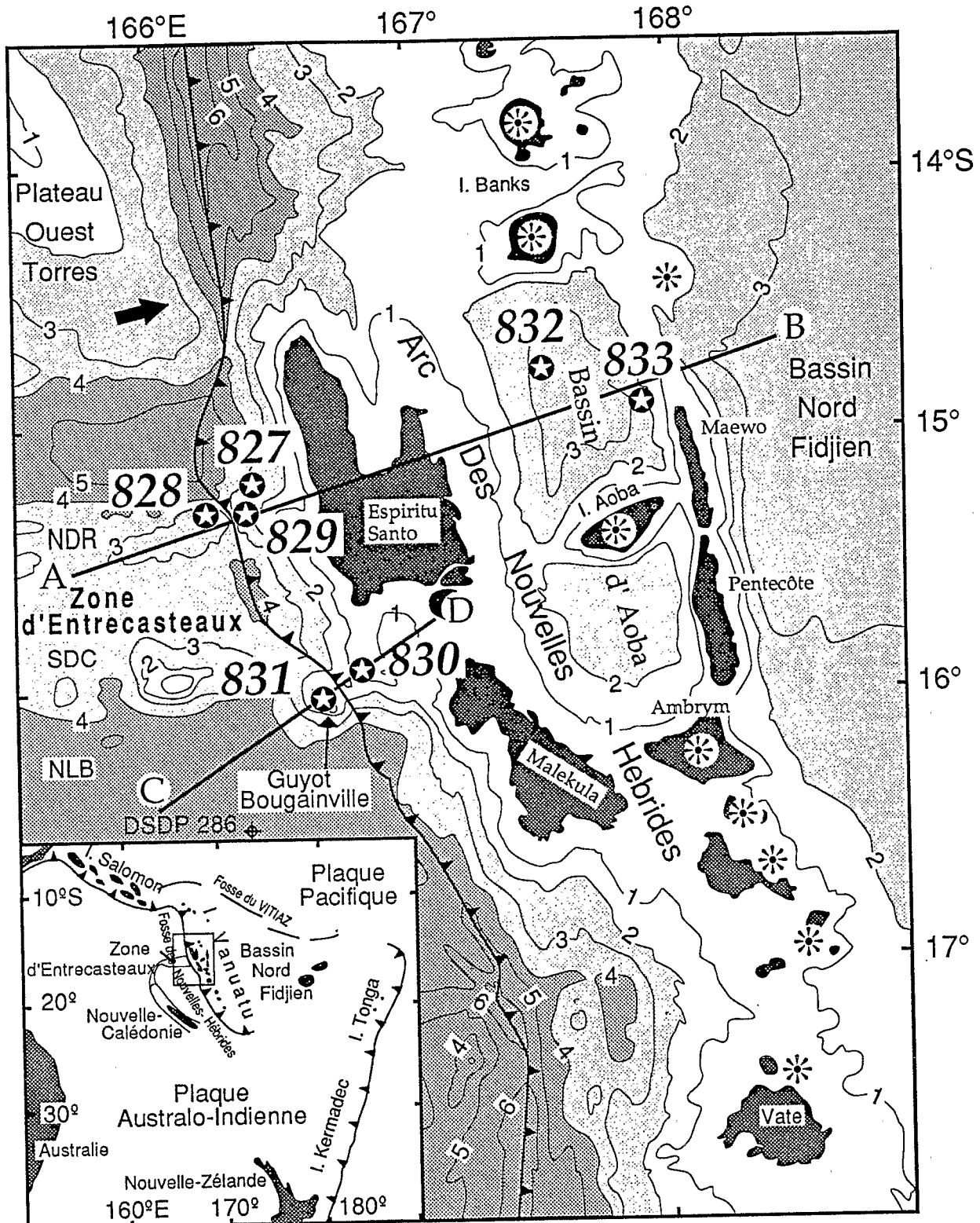


Fig. 2



★ Sites ODP Leg 134

* Volcan actif

Fig. 1

Planche II

Fig. 2. — Coupes crustales transverses à la zone de collision et colonnes stratigraphiques simplifiées des forages. Les profondeurs sont en mètres sous le fond de la mer. Les coupes sont sur la figure 1. 1, sable et grès volcaniques; 2, silt et siltite volcaniques; 3, argilite, siltite et grès volcaniques; 4, brèche sédimentaire; 5, brèche volcanique; 6, sill basaltique; 7, écailles de grès volcanique et de craie; 8, boue à foraminifères; 9, boue à nanfossiles; 10, craie à foraminifères; 11, craie à nanfossiles; 12, craie; 13, calcaire pélagique; 14, calcaire nérétique; 15, discordance; 16, cendre; 17, chevauchement.

Fig. 2. — *Crustal sections across the collision zone showing the location of the ODP drill sites and their simplified stratigraphic columns. Depths are in meters below sea floor. Sections are located in Figure 1. 1, volcanic sand/sandstone; 2, volcanic silt/siltstone; 3, volcanic sandstone/siltstone/claystone; 4, sed-lithic breccia; 5, volcanic breccia; 6, basalt sill; 7, slivers of volcanic siltstone and chalk; 8, foraminiferal ooze; 9, nanofossil ooze; 10, foraminiferal chalk; 11, nanofossil chalk; 12, calcareous chalk; 13, pelagic limestone; 14, lagoonal limestone; 15, unconformity; 16, ash; 17, thrust faults.*

suggère la présence de clastes andésitiques. Par conséquent, les roches accrétées de la NDR sont uniquement localisées au pied de la pente de l'arc (Site 829) ou bien s'étendent en profondeur mais n'ont pas été atteintes au Site 827.

Dans la zone de collision du guyot Bougainville, 7 km à l'Est de la zone d'impact, une cataclasite formée de grès andésitiques grossiers non datés est surmontée par des silts volcaniques pléistocènes affectés de failles normales (Site 830). La différence de style tectonique entre ces deux séquences suggère que la déformation cataclastique est antérieure au dépôt des silts et par conséquent ne peut pas être définitivement attribuée à la collision du guyot Bougainville.

Dans le Bassin Nord Aoba, les sites 832 et 833 ont pénétré plus de 1 000 m de sédiments volcano-détritiques et carbonatés d'âge Miocène terminal à actuel (*fig. 2*). Une discordance angulaire reconnue par sismique réflexion ([16], [17]) sur le flanc Ouest du bassin a été datée Pliocène terminal ou Pléistocène inférieur dans le forage 832. Cette discordance marquée par un changement brutal entre des calcaires gréseux horizontaux et des brèches volcaniques grossières indique un événement tectonique important, synchrone du début du soulèvement d'Espiritu Santo daté d'environ 2 Ma [2]. Cet événement est attribué à la collision de la DEZ. Sous la discordance les séries pliocènes semblent s'épaissir vers l'Est (Site 833) alors qu'au-dessus l'épaisseur des séries pléistocènes augmente vers l'Ouest suggérant une migration pléistocène de l'axe du bassin vers l'Ouest; cette migration pourrait être synchrone du soulèvement Récent de la chaîne Est [15].

Les roches volcaniques du bassin Nord Aoba présentent différentes affinités géochimiques. Les éléments basaltiques des brèches forées à la base du site 832 ainsi que les cendres interstratifiées dans les sédiments Pléistocène supérieur et les sills injectés dans les sédiments Pliocène inférieur du site 833 appartiennent à une série alcaline d'arc. Au contraire, les clastes basaltiques de la brèche pliocène terminal (?) ou pléistocène inférieur du Site 832 associée à la discordance majeure, appartiennent à une série tholéitique d'arc (IAT). La datation des clastes de ces différentes brèches devrait permettre de préciser les relations entre l'évolution magmatique de l'arc et la tectonique de collision.

CONCLUSIONS. — La DEZ orientale apparaît comme un arc intra-océanique avorté, anté-Oligocène supérieur dont la couverture sédimentaire a enregistré plusieurs émergences avant le Pliocène terminal/Pléistocène inférieur. Sa collision a affecté le segment central de l'arc des Nouvelles-Hébrides sur toute sa largeur. La pente interne de la fosse, bien que soumise à de l'érosion tectonique dans la zone balayée par la DEZ, est caractérisée

par de l'accrétion tectonique au pied de la zone d'impact de la NDR. Dans ce contexte de collision, les roches accrétées subissent une déshydratation et les fluides semblent se concentrer le long des chevauchements. Sur l'arc, le bassin Nord Aoba subit une déformation synclinale transverse, au Pliocène terminal ou au Pléistocène inférieur lors de la surrection d'Espiritu Santo; Plus récemment au Pléistocène, l'axe du bassin migre vers l'Ouest et son flanc oriental se déforme.

Note remise le 25 mars 1991, acceptée après révision le 5 juillet 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] B. L. ISACKS et coll., In *Earthquake prediction and international review*, A.G.U., 1981, p. 93-116.
- [2] J. N. CARNEY, A. MACFARLANE et D. I. J. MALICK, In A. E. M. NAIRN, F. G. STEHLI et S. UYEDA, éd., *The Ocean basins and margins*, New York, Plenum Press, 7A, 1985, p. 683-718.
- [3] J. DANIEL et coll., In *International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific*, Noumea, New Caledonia, Paris, Technip, 1977, p. 117-124.
- [4] P. MAILLET et coll., *Mar. Geol.*, 53, 1983, p. 179-197.
- [5] M. A. FISHER, J. Y. COLLOT et E. GEIST, *J. Geophys. Res.*, 96, 1991, p. 4479-4495.
- [6] J. DANIEL et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 805-810.
- [7] M. A. FISHER, J. Y. COLLOT et G. L. SMITH, *Geology*, 14, 1986, p. 951-954.
- [8] J.-Y. COLLOT et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1989, p. 1947-1954.
- [9] J. DUBOIS et coll., *Tectonophysics*, 149, 1988, p. 111-119.
- [10] B. PELLETIER et R. LOUAT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 123-130.
- [11] J. N. CARNEY et A. MACFARLANE, *Tectonophysics*, 87, 1982, p. 147-175.
- [12] H. G. GREENE et coll., In H. G. GREENE et F. L. WONG éd., *Circum-Pacific council for energy and mineral resources*, Earth Sciences Series, 8, 1988, p. 377-412.
- [13] J.-Y. COLLOT et M. A. FISHER, *J. Geophys. Res.*, 96, 1991, p. 4457-4478.
- [14] J.-Y. COLLOT et M. A. FISHER, *Geology*, 17, 1989, p. 930-933.
- [15] F. W. TAYLOR et coll., *J. Geophys. Res.*, 92, 1987, p. 4905-4933.
- [16] H. G. GREENE et D. P. JOHNSON, In H. G. GREENE et F. L. WONG éd., *Circum-Pacific council for energy and mineral resources*, Earth Science Series, 8, 1988, p. 177-199.
- [17] M. A. FISHER, D. A. FALVEY et G. L. SMITH, In H. G. GREENE et F. L. WONG éd., *Circum-Pacific council for energy and mineral resources*, Earth Science Series, 8, 1988, p. 201-223.
- [18] W. Y. CHUNG et H. KANAMORI, *Tectonophysics*, 50, 1978, p. 29-40.
- [19] ANDREWS, PACKHAM et coll., In *Initial reports of deep sea drilling project*, 30, 1975, p. 69-131.
- [20] A. MASCLE A., J. C. MOORE et coll., *Proc. O.D.P., Init. Repts.*, 110, College Station, TX, (Ocean Drilling Program), 1988, 603 p.

J.-Y. C. : ORSTOM, B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer;

H. G. G. : U.S. Geological Survey,
MS 999, 345 Middelfield Road, Menlo Park, Ca 94025, U.S.A.;

L. S. : O.D.P., 1000 Discovery Drive, College Station, Texas 77845-9547, U.S.A.