

Apport de la bathymétrie et de la géomorphologie à la géodynamique des mers de l'Est-indonésien

FLORENT HINSCHBERGER¹, JACQUES ANDRÉ MALOD², JEAN PIERRE RÉHAULT² et SAFRI BURHANUDDIN³

Mots clés. – Géodynamique, Bathymétrie, Indonésie

Résumé. – La compilation des données existantes et de celles recueillies dans le cadre de la coopération franco-indonésienne permet de présenter une nouvelle image bathymétrique des bassins océaniques de l'Est indonésien. La morphologie sert aussi de base aux études structurales menées à partir des données géophysiques insuffisamment denses. 3 bassins océaniques se sont ouverts successivement du NW au SE : le bassin Nord Banda (Sula) en position arrière arc, le bassin Sud Banda (Wetar et Damar) qui s'est ouvert au sein de l'arc volcanique et le bassin de Weber en position d'avant arc. La morphologie permet de préciser la direction d'ouverture NW-SE de ces bassins, en particulier dans le bassin de Sula où des accidents de cette direction, comme la zone de fracture de Tampomas sont mis en évidence. La carte bathymétrique permet aussi d'avancer des hypothèses sur la signification des rides de Banda qui séparent les bassins nord et sud. La succession d'ouverture de bassins est liée à la subduction australienne et à son recul. Le trait majeur de ces bassins est leur grande profondeur en regard de leur âge récent, qui ne s'intègre pas dans les modèles de subsidence thermique établis pour les grands océans ou pour les bassins marginaux. La situation géodynamique exceptionnelle qui place ces bassins au-dessus de plusieurs panneaux froids subductés et dans une région de collision active joue vraisemblablement un rôle important.

Contribution of bathymetry and geomorphology to the geodynamics of the East Indonesian Seas

Key words. – Geodynamics, Bathymetry, Indonesia

Abstract. – Southeastern Indonesia is located at a convergent triple junction of 3 plates : the Pacific (including the Caroline and Philippines plates), the Australian and the Southeast Asian plates (fig. 1). The age of the different basins : the North Banda Sea (Sula Basin), the South Banda Sea (Wetar and Damar Basins) and the Weber Trough has been debated for a long time. Their great depth was a reason to interpret them as remnants of oceanic domains either of Indian or Pacific ocean affinities. It has now been demonstrated from geochronological studies that these basins have formed during the Neogene [Réhault *et al.*, 1994 ; Honthaas *et al.*, 1998]. The crust has been sampled only in the Sula Basin, where basalts or trachyandesites with back-arc geochemical signatures have been dredged. Their ages range from 11.4 ± 1.15 to 7.33 ± 0.18 Ma [Réhault *et al.*, 1994 ; Honthaas *et al.*, 1998]. The study of the magnetic anomaly pattern of these basins confirms this interpretation and defines an age between 12.5 and 7.15 Ma for the North Banda Basin and between 6.5 to 3.5 Ma for the South Banda Basin [Hinschberger *et al.*, 2000 ; Hinschberger *et al.*, 2001]. Furthermore, the existence of volcanic arcs linked to subducted slabs suggests that these basins resulted from back-arc spreading and subduction slab roll-back. Lastly, the Weber Trough which exceeds 7 300 m in depth and is one of the deepest non subduction basins in the world, remains enigmatic.

A compilation of existing bathymetric data allows us to present a new bathymetric map of the region (fig. 2 and 3). A comparison with the previous published maps [Mammerickx *et al.*, 1976 ; Bowin *et al.*, 1982] shows numerous differences at a local scale. This is especially true for the Banda Ridges or in the Sula Basin where new tectonic directions are expressed.

In the North Banda Basin, the Tampomas Ridge, which was striking NE-SW in the previous maps, is actually NW-SE parallel to the West Buru Fracture Zone and to the Hamilton Fault scarp (fig. 6). This NW-SE direction represents the initial direction of rifting and oceanic spreading. In this basin, only the southeastern rifted margin morphology is preserved along the Sinta Ridges. The basin is presently involved in an overall compressional motion and its buckled and fractured crust is subducted westwards beneath East Sulawesi (fig. 4a, 5 and 6). The northern border of the North Banda Basin is reactivated into sinistral transcurrent motion in the South Sula Fracture Zone continued into the Matano fault in Sulawesi.

The South Banda Sea Basin is divided in two parts, the Wetar and Damar Basins with an eastward increase in depth. The Wetar and Damar Basins are separated by the NNW-SSE Gunung Api Ridge, characterized by volcanoes, a deep pull apart basin and active tectonics on its eastern flank (fig. 4b and 7). This ridge is interpreted as a large sinistral strike-slip fracture zone which continues across the Banda Ridges and bends towards NW south of Sinta Ridge.

The Banda Ridges region, separating the North Banda Basin from the southern Banda Sea (fig. 5 and 7), is another place where many new morphological features are now documented. The Sinta Ridge to the north is separated

¹Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours.

²IUEM – Université de Bretagne Occidentale et CNRS, 4 place Copernic, 29280 Plouzané.

³Directorate for Sea research and exploration, Ministry of Sea exploration and fisheries, Jl Veteran III N°2, Jakarta 10110, Indonesia.

from Buru island by the South Buru Basin which may constitute together with the West Buru Fracture Zone a large transcurrent lineament striking NW-SE. The central Rama Ridge is made of 2 narrow ridges striking NE-SW with an « en-echelon » pattern indicating sinistral strike slip comparable to the ENE-WSW strike-slip faulting evidenced by focal mechanisms in the northern border of the Damar Basin [Hinschberger, 2000]. Dredging of Triassic platform rocks and metamorphic basement on the Sinta and Rama Ridges suggests that they are fragments of a continental block [Silver *et al.*, 1985 ; Villeneuve *et al.*, 1994 ; Cornée *et al.*, 1998]. The Banda Ridges are fringed to the south by a volcanic arc well expressed in the morphology : the Nieuwerkerk-Emperor of China and the Lucipara volcanic chains whose andesites and arc basalts have been dated between 8 and 3.45 Ma [Honthaas *et al.*, 1998].

Eastern Indonesia deep oceanic basins are linked to the existence of 2 different subduction zones expressed by 2 different downgoing slabs and 2 volcanic arcs : the Banda arc and the Seram arc [Cardwell et Isacks, 1978 ; Milsom, 2001]. They correspond respectively to the termination of the Australian subduction and to the Bird's head (Irian Jaya) subduction under Seram (fig. 5). Our bathymetric study helps to define the Seram volcanic arc which follows a trend parallel to the Seram Trench from Ambelau island southeast of Buru to the Banda Island (fig. 2 and 5). A new volcanic seamount discovered in the southeast of Buru (location of dredge 401 in figure 7) and a large volcano in the Pisang Ridge (location of dredge 403 in figure 7 and figure 8) have been surveyed with swath bathymetry. Both show a sub-aerial volcanic morphology and a further subsidence evidenced by the dredging of reefal limestones sampled at about 3000 m depth on their flank.

We compare the mean basement depths corrected for sediment loading for the different basins (fig. 9). These depths are about 5 000 m in the Sula Basin, 4 800 m in the Wetar basin and 5 100 m in the Damar basin. These values plot about 1 000 m below the age-depth curve for the back-arc basins [Park *et al.*, 1990] and about 2000 m below the Parsons and Sclater's curve for the oceanic crust [Parsons et Sclater, 1977]. More generally, eastern Indonesia is characterized by large vertical motions. Strong subsidence is observed in the deep basins and in the Banda Ridges. On the contrary, large uplifts characterize the islands with rates ranging between 20 to 250 cm/kyr [De Smet *et al.*, 1989a]. Excess subsidence in the back-arc basins has been attributed to large lateral heat loss due to their small size [Boerner et Sclater, 1989] or to the presence of cold subducting slabs. In eastern Indonesia, these mechanisms can explain only a part of the observed subsidence. It is likely that we have to take into account the tectonic forces linked to plate convergence. This is supported by the fact that uplift motions are clearly located in the area of active collision.

In conclusion, the bathymetry and morphology of eastern Indonesian basins reveal a tectonically very active region where basins opened successively in back-arc, intra-arc and fore-arc situation in a continuous convergent geodynamic setting.

INTRODUCTION

La région de l'Est indonésien comprend de nombreux bassins dont le plus important est la mer de Banda. Dans cette région, 3 plaques principales sont en convergence et rentrent actuellement en collision : les plaques Pacifique (et ses dépendances comme les plaques Caroline et Phillipine), australienne et du sud-est asiatique (fig. 1). De nombreuses études ont été consacrées à l'évolution géologique de cette région et ont porté sur la structure géophysique, l'âge des bassins océaniques et l'origine des microcontinents. Au NW, l'île de Sulawesi s'est construite par collage de fragments continentaux et océaniques accrés à la plate-forme de la Sonde, la partie la plus sud-orientale de la plaque eurasiatique. Les îles de Sula-Banggai représentent le dernier micro-continent accrés à Sulawesi au Plio-Pléistocène. Plus à l'est, plusieurs autres blocs continentaux sont reconnus et caractérisés par leur socle ou leur couverture comprenant des séries triasiques de plate-forme. Ces blocs forment l'ossature des îles comme Buru, Séram ou des reliefs submergés comme Tukang Besi et les rides de Banda. Par rapport à cet ensemble, la plaque australienne et des éléments de la plaque philippine-pacifique sont subduits le long de deux zones différentes : l'arc de Banda au sud, l'arc de Séram au nord-est. Ainsi l'Est indonésien est-il caractérisé par une jonction triple de plaques dans laquelle subductions, ouvertures de bassins et collisions interagissent de façon complexe.

Le but de cet article est de présenter une nouvelle carte bathymétrique des bassins marins de l'Est indonésien. La topographie et la morphologie sont l'expression des phénomènes externes aussi bien qu'internes. A ce titre, nous vou-

lons confronter leurs informations aux connaissances structurales issues en particulier des données de sismique réflexion pour mettre en évidence les correspondances mais aussi les problèmes. L'apport de la bathymétrie et de la morphologie est primordial, au même titre que la gravimétrie, pour étendre à 3 dimensions les observations géophysiques ou géologiques ponctuelles ou réalisées le long de profils.

LA CARTE BATHYMÉTRIQUE

Une nouvelle carte bathymétrique (fig. 2) des bassins est-indonésiens et surtout de la mer de Banda a été réalisée à partir des données de plus de 20 campagnes océanographiques ayant eu lieu entre 1963 et 1980 et disponibles au NGDC (fig. 3). A ces données nous avons ajouté celles de 12 campagnes menées après 1980 et aussi accessibles au NGDC (WHOI, 1981, 1983 ; UK, 1988) ou directement auprès de l'organisme responsable (ORSTOM, Campagnes Corindon de 1981 à 1983). Nous avons aussi utilisé les enregistrements bathymétriques réalisés avec le N.O. indonésien Baruna Jaya III pendant les campagnes Banda Sea I, II et III et Geobandut, dans le cadre d'une coopération entre la France et l'Indonésie. Enfin, la campagne « Images IV » du N.O. Marion Dufresne en 1998 a permis l'acquisition de quelques profils multifaisceaux avec un sondeur Thomson. Nous avons éliminé les données trop anciennes et mal positionnées. De façon à mieux contraindre les zones peu profondes, nous avons numérisé l'isobathe 200 m et le rivage sur des cartes marines. Enfin pour compléter la carte dans des zones peu couvertes, nous avons intégré en les numérisant des données publiées en carte [Jongsma *et al.*, 1989].

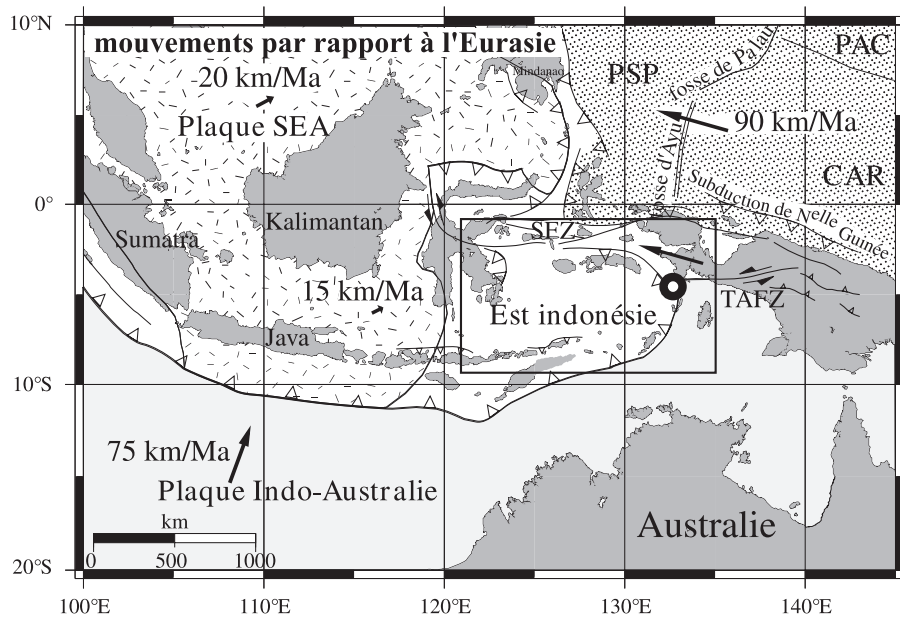


FIG. 1. – Localisation de la région de Banda (Est indonésien) au point de convergence de 3 plaques (point triple marqué par un rond) : Indo-Australie, Sud Est Asiatique (SEA) et « Pacifique » (composée ici de PSP : Philippine ; CAR : Caroline et PAC : Pacifique). Les limites de plaques sont d'après Hall [1996]. Les mouvements des plaques Indo-Australie et « Pacifique » sont d'après le modèle NUVEL 1A [DeMets *et al.*, 1994]. Le mouvement de la plaque SEA est donné par le GPS [Rangin *et al.*, 1999a]. TAFZ : zone de faille de Tarera Aiduna, SFZ : zone de faille de Sorong.

FIG. 1. – Location of the Banda region (eastern Indonesia) at the convergent triple junction of 3 plates (circle) : India-Australia, South-East Asia (SEA) and « Pacific » represented here by PSP : Philippine Sea, CAR : Caroline and PAC : Pacific plates). The plate boundaries are after Hall [1996]. The motion of India-Australia and « Pacific » plates are after the Nuvel 1A model [DeMets *et al.*, 1994]. The SEA plate motion is given from GPS measurements [Rangin *et al.*, 1999a]. TAFZ : Tarera Aiduna fault zone ; SFZ : Sorong fault zone.

Les données originales (temps de parcours plutôt que profondeurs) ont été converties en profondeur en utilisant les tables de Carter [Carter, 1980]. Nous avons ainsi, en traitant toutes les données de la même façon, amélioré la cohérence. Les données ont été mises en grille de 2×2 minutes puis contourées avec un intervalle de 200 m à l'aide du logiciel GMT [Wessel et Smith, 1995] (fig. 2). Le résultat est variable suivant la densité originelle des données. Par exemple le bassin de Weber, peu exploré, montre une morphologie très lissée. Au contraire, d'autres zones comme les rides de Banda montrent une morphologie détaillée.

Une comparaison rapide avec les cartes préexistantes [Mammerickx *et al.*, 1976 ; Bowin *et al.*, 1982] montre que, si les grands traits sont conservés, des différences notables apparaissent à une échelle locale, là où la couverture bathymétrique a été améliorée. C'est spécialement le cas sur les rides de Banda et dans le bassin Nord Banda où de nouvelles directions tectoniques sont mises en évidence. La bathymétrie déduite de l'altimétrie satellitaire combinée avec des données de navires [Smith et Sandwell, 1997] produit une image intéressante par son homogénéité, mais dont l'interprétation reste délicate étant donnée la taille de la région, la présence de nombreuses îles et l'existence probable de déséquilibres isostatiques. La carte présentée ici intègre des données marines supplémentaires.

LES GRANDES PROVINCES GÉOMORPHOLOGIQUES

Une coupe composite, dessinée à partir de profils combinant bathymétrie et sismique réflexion met en évidence les principaux reliefs et les bassins profonds (figs. 4 et 5). On observe ainsi successivement depuis Sulawesi, le bassin de

Nord Banda (Sula), des rides dites de Banda (Sinta, Rama et Lucipara), puis le bassin de Sud Banda (bassin de Damar), l'arc volcanique de Banda, le bassin très profond de Weber et un arc externe (île de Kai) accolé à la plate-forme australienne.

Datation et origine des bassins

Si la nature océanique des principaux bassins de la mer de Banda est établie [Curry *et al.*, 1977 ; Purdy et Detrick, 1978 ; Bowin *et al.*, 1980], leur âge a été débattu pendant de longues années sur la base de leur bathymétrie, de l'épaisseur des sédiments et des anomalies magnétiques que l'on y observe. Certains auteurs, se basant notamment sur leur grande profondeur ($>5\ 000$ m) et l'interprétation des anomalies magnétiques, considéraient que les bassins Nord et Sud Banda ne formaient qu'un seul élément d'âge mésozoïque, relique de l'océan Indien piégé au Néogène derrière l'arc de Banda [Bowin *et al.*, 1980 ; Pigram et Panggabean, 1983 ; Karta, 1985 ; Lapouille *et al.*, 1985]. Alternativement, la mer de Banda Nord serait un fragment mésozoïque de la mer des Moluques [Silver *et al.*, 1985 ; Prasetyo, 1989] et se distinguerait ainsi du bassin Sud Banda. Cette hypothèse fut reprise [Charlton, 1986] dans un modèle tectonique de l'Est-indonésien.

A l'opposé, Hamilton [1979] suggéra que la mer de Banda, notamment dans sa partie sud, s'était formée au Néogène en bassin marginal de la subduction de Banda. L'hypothèse d'une origine récente a été confirmée pour le bassin nord par des dragages (SBU1 et SBU2, fig. 6). Ceux-ci ont permis de prélever des échantillons de croûte océanique (basaltes et trachyandésites avec une signature géochimique de type arrière arc) et de dater l'ouverture du

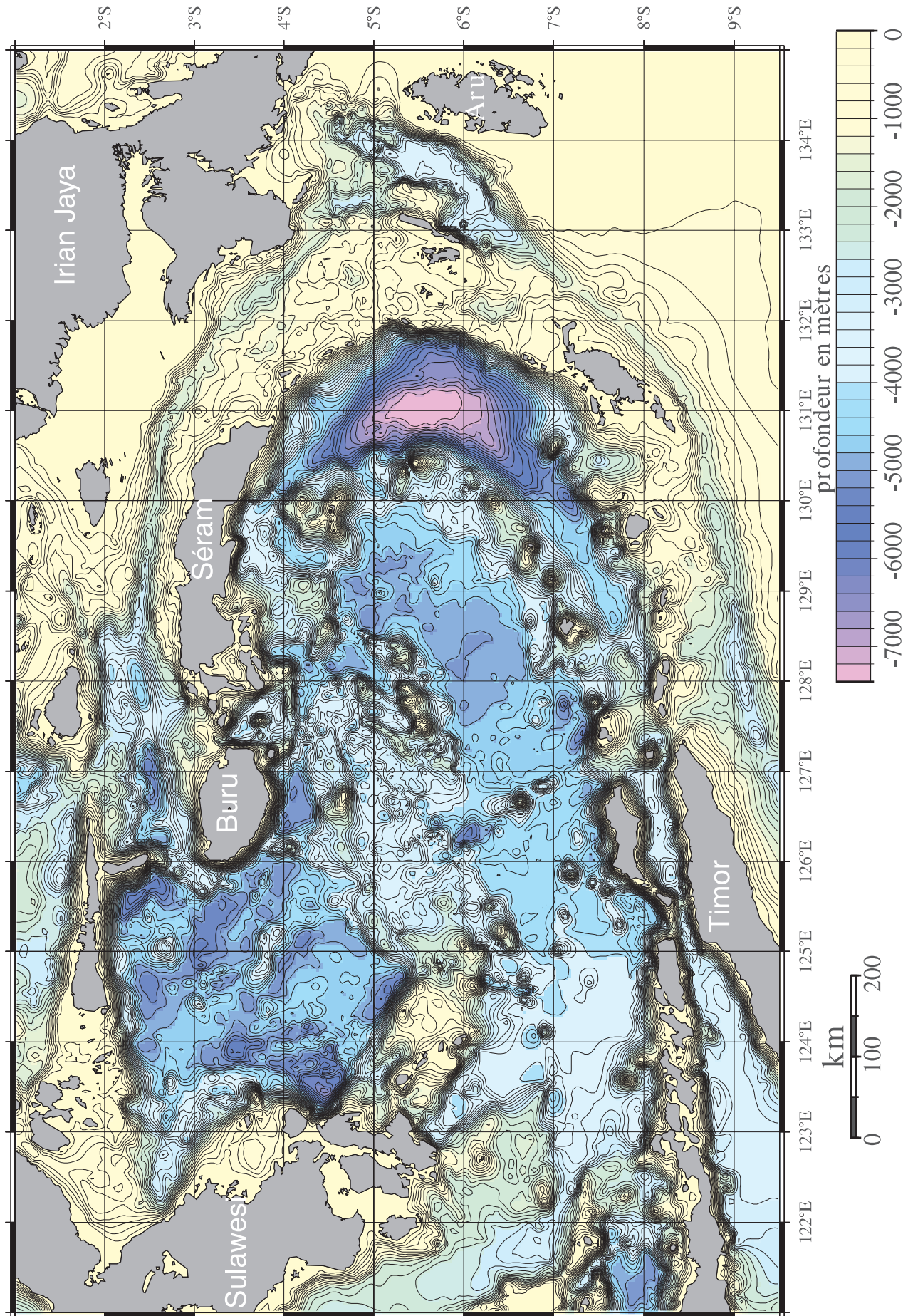


FIG. 2. – Carte bathymétrique de l'Est indonésien ; isobathes tous les 200 m.
 FIG. 2. – Bathymetric map of eastern Indonesia ; isobaths are every 200 m.

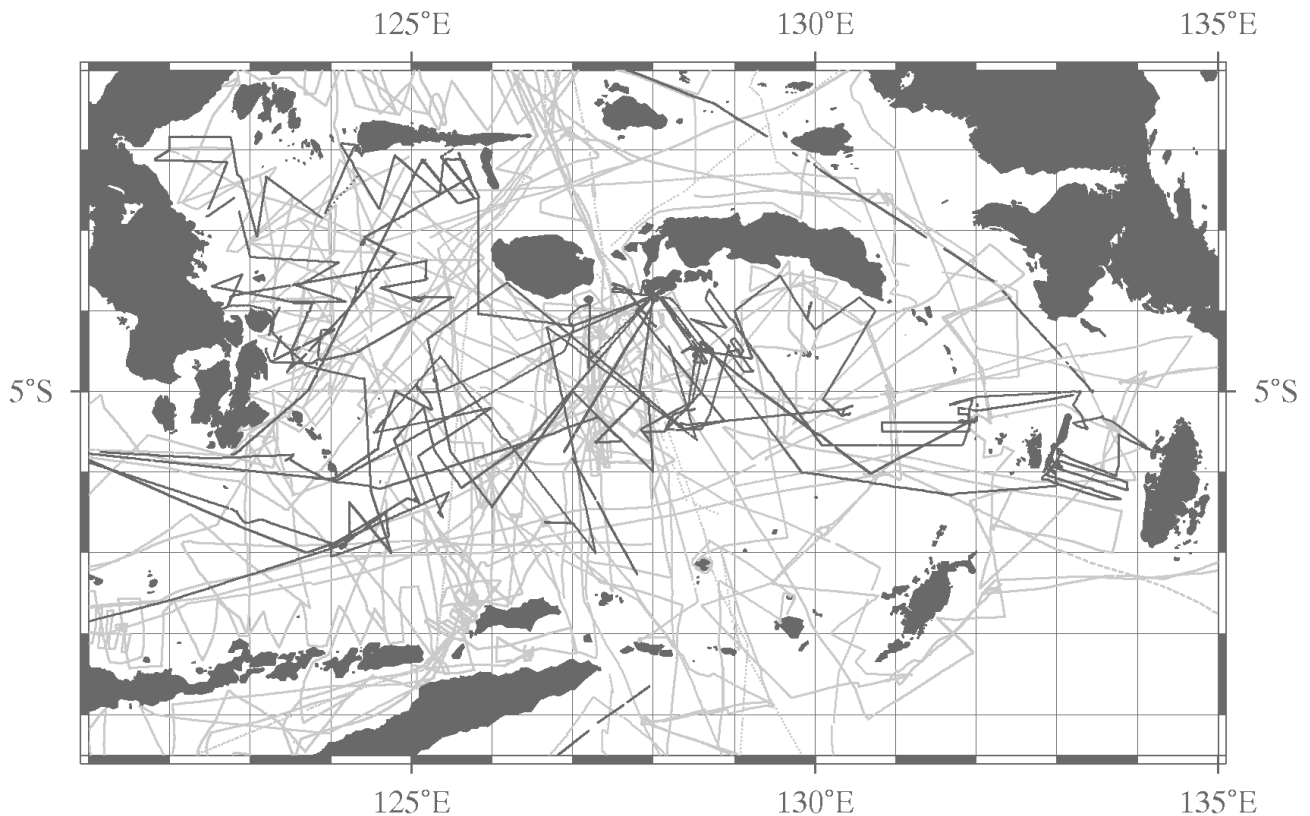


FIG. 3. – Localisation de toutes les données de campagnes utilisées pour établir la carte bathymétrique. Les campagnes franco-indonésiennes Banda Sea I, II, III, GeoBandut et Images IV sont indiquées par un trait gras.

FIG. 3. – Location of all the cruise data used to draw the bathymetric map. French-Indonesian cruises Banda Sea I, II, III, Geobandut and Images IV are indicated by bold lines.

bassin Nord Banda au Miocène supérieur, vers 10 Ma [Réhault *et al.*, 1993 ; Réhault *et al.*, 1994 ; Honthaas *et al.*, 1998] (fig. 5). Dans le bassin sud, il n'existe pas de prélèvement du socle océanique. Cependant, l'étude géochimique et géochronologique des laves échantillonnées sur les arcs volcaniques de Banda et de Nieuwerkerk-Emperor of China (NEC)-Lucipara situés sur les bordures sud et nord du bassin (fig. 5) [Honthaas, 1998 ; Honthaas *et al.*, 1998] montre que le bassin Sud Banda s'est ouvert par accretion océanique intra-arc durant le Miocène supérieur-Pliocène inférieur, entre 6 et 3 Ma. Dans cette hypothèse, le segment de Wetar au sud, constituant la partie inactive de l'arc volcanique de Banda (fig. 5), et la ride de NEC-Lucipara au nord représentaient le même arc volcanique entre 8 et 7 Ma. Les laves échantillonnées sur les deux arcs présentent en effet de fortes affinités géochimiques et furent émises durant la même période. Désormais contraintes dans une fourchette d'âge aussi bien dans le bassin nord que sud, les anomalies magnétiques ont pu être réinterprétées. Ceci permet de donner avec plus de précision la chronologie d'ouverture des bassins. Les bassins de Sula et de Sud Banda se sont ouverts le premier entre 12,5 et 7 Ma, le second entre 6,5 et 3,5 Ma [Hinschberger, 2000 ; Hinschberger *et al.*, 2000 ; Hinschberger *et al.*, 2001].

Par contre, la nature et l'âge de formation du bassin de Weber, le plus profond et le plus énigmatique, ne sont pas établis avec certitude. La stratigraphie du bassin et de ses marges indiquerait une ouverture du bassin au Miocène Terminal [Jongsma *et al.*, 1989], tandis que le contexte géody-

namique s'accorde plutôt avec une formation du bassin au Pliocène terminal – Pléistocène [Charlton *et al.*, 1991 ; Honthaas *et al.*, 1997].

En résumé, les bassins de l'Est indonésien semblent s'être ouverts de plus en plus récemment en allant vers le sud-est. Le bassin sud et celui de Weber sont clairement liés à l'activité de la subduction de Banda. Le bassin nord qui s'est ouvert selon des directions apparemment semblables à celui du sud est un bassin arrière arc, mais la liaison avec cette même subduction n'est pas parfaitement établie. Nous allons décrire les différents domaines ainsi définis en soulignant les traits morphologiques qui confirment ou complètent les interprétations géophysiques. Nous insisterons sur le problème de la profondeur de ces bassins et discuterons de ses causes.

Le bassin de Sula (Nord Banda)

Le bassin Nord Banda, ou bassin de Sula [Prasetyo, 1989], est situé à l'est du bras sud-est de Sulawesi (figs. 5 et 6). Avec ses 350 km de diagonale, il couvre une superficie de près de 100 000 km². Sa forme pentagonale ne renseigne pas directement sur son origine. Il est limité à l'ouest par le bras sud-est de Sulawesi et au nord par le micro-continent de Banggai-Sula (fig. 6). Au sud le bassin est en contact avec la plate-forme continentale de Tukang Besi (TPB) et les rides de Banda. Enfin sa limite orientale est constituée par les îles de Buru et de Sulabesi, et par le système de hauts fonds les séparant.

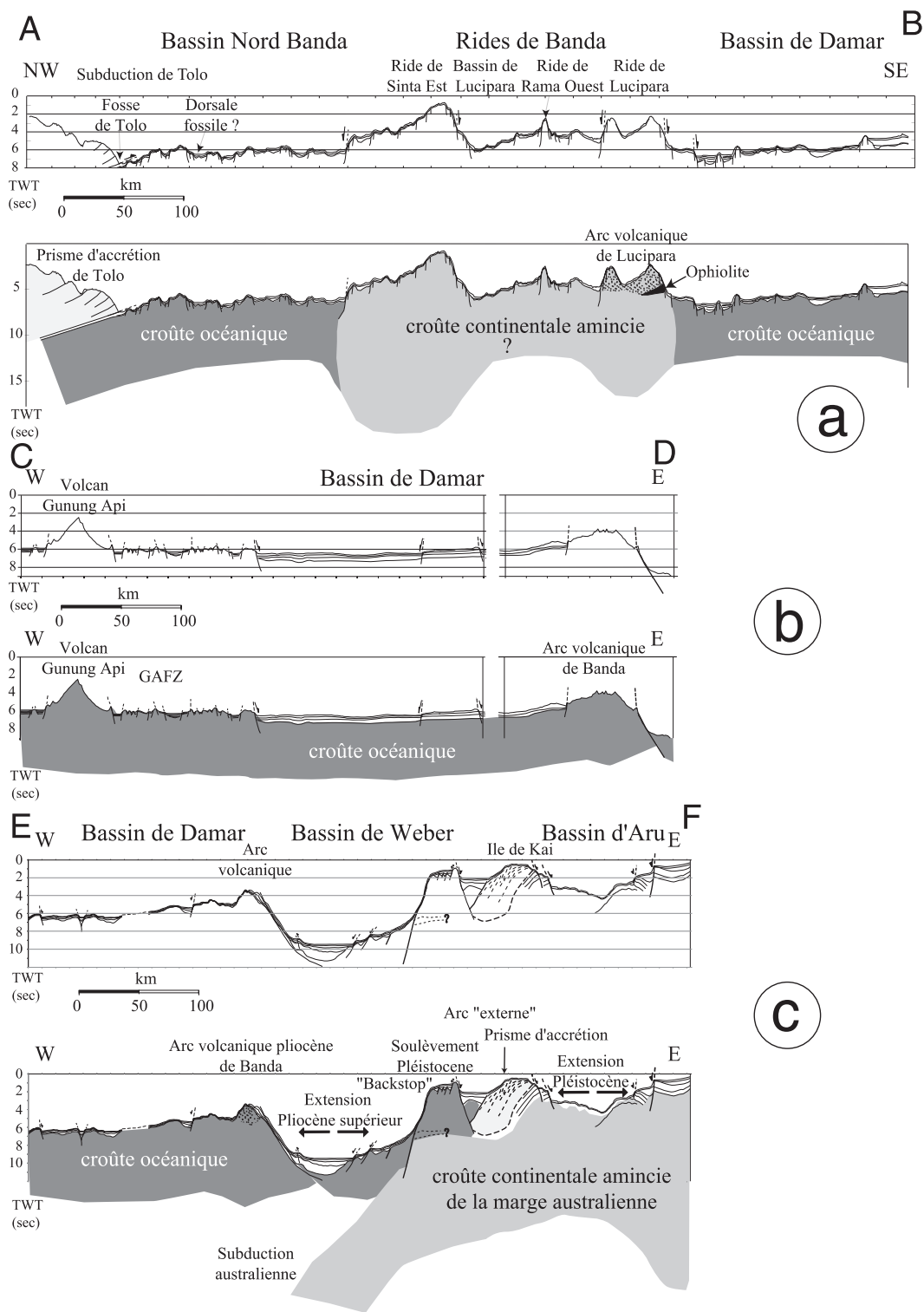


FIG. 4. – Coupes bathymétriques avec tracé des épaisseurs sédimentaires à travers les bassins de l'Est indonésien le long de profils sismiques a) coupe AB du bassin Nord Banda au bassin de Damar, d'après le profil Corindon 315 ; b) coupe CD le long du bassin de Damar, d'après le profil Indopac 14 ; c) coupe EF du bassin de Damar à la marge australienne, d'après le profil Atlantis II-19. Pour chaque coupe une interprétation schématique de la structure crustale est donnée. Localisation des coupes sur la figure 5.

FIG. 4. – Bathymetric sections with indication of sedimentary thicknesses across the eastern Indonesia sea basins along selected seismic profile a) section AB from North Banda Basin to Damar Basin, after profile Corindon 315 ; b) section CD along the Damar Basin, after profile Indopac 14 ; c) section EF from Damar Basin to Australian margin, after profile Atlantis II-19. For each section a schematic crustal interpretation is given. Sections are located on figure 5.

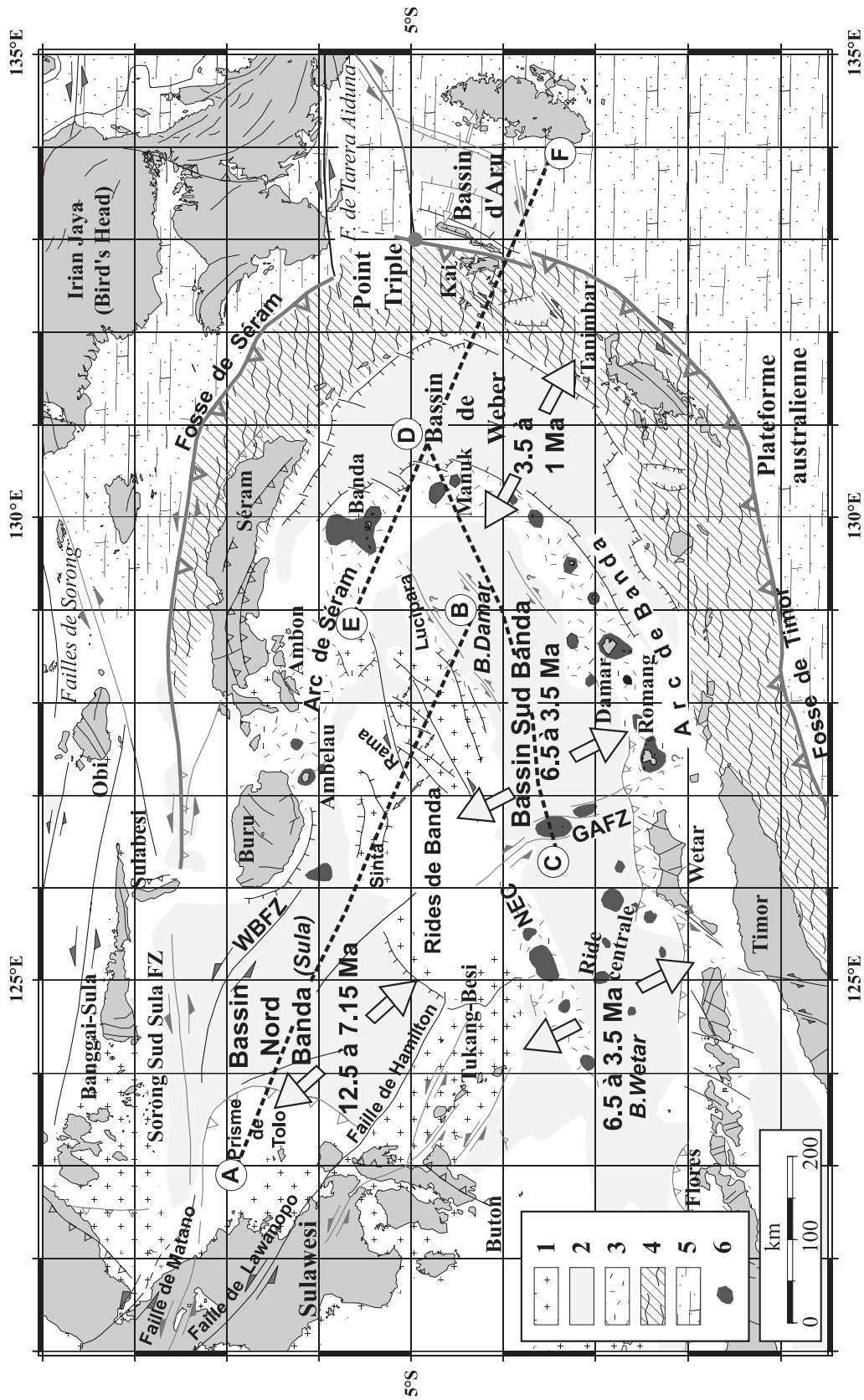


FIG. 5. — Carte morphostructurale simplifiée des bassins de l'Est-indonésien. Les directions relatives et âges d'ouverture des différents bassins sont indiqués. AB, CD, EF position des coupes de la figure 4. WBZF : zone de fracture Ouest Buru ; GAFZ : zone de fracture de Gunung Api. 1 : socle de micro-continent ; 2 : bassins (profondeur supérieure à 3000m) ; 3 : arcs volcaniques ; 4 : arc externe ; 5 : plateforme australienne ; 6 : édifices volcaniques.
 FIG. 5. — Simplified morphostructural map of eastern Indonesia. The relative directions and age of opening are indicated for the different basins. AB, CD, EF location of the figure 4 sections. WBZF : west Buru fracture zone ; GAFZ : Gunung Api fracture zone. 1 : micro-continent basement ; 2 : basins (depth greater than 3000 m) ; 3 : volcanic arcs ; 4 : outer arc ; 5 : Australian platform ; 6 : volcanoes.

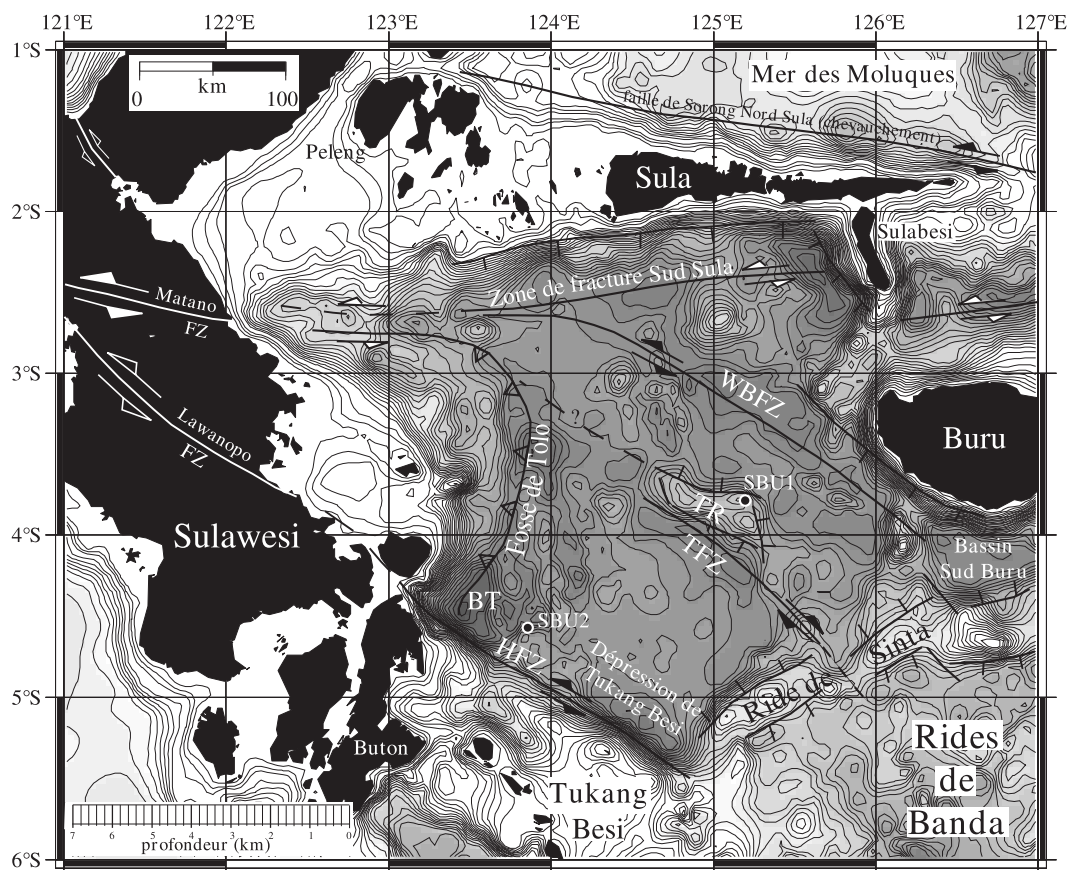


FIG. 6. – Carte du bassin Nord Banda. Noter la direction de la ride de Tampomas (TR) et de la zone de fracture de Tampomas (TFZ) parallèle à celle de la zone de fracture ouest Buru (WBFZ) et de la faille de Hamilton (HFZ). BT : fosse de Buton. Les dragages SBU1 et SBU2 sont localisés.
 FIG. 6. – North Banda Sea basin map. Note the strike of the Tampomas ridge (TR) and the Tampomas Fracture Zone (TFZ) parallel to the West Buru Fracture Zone (WBFZ) and to the Hamilton Fault Zone (HFZ). BT : Buton Trough. Dredging sites SBU1 and SBU2 are localized.

Une coupe NW-SE du bassin met en évidence les traits principaux (fig. 4a). La profondeur moyenne du bassin est de 4 700 m, bien plus grande que celle attendue pour un bassin âgé seulement de 12,5 à 7 Ma. Elle atteint un maximum de 6500 m au sud-ouest dans la fosse de Tolo et 5 800 m à son extrémité nord-est près de Sulabesi (fig. 6). Le fond du bassin présente une rugosité importante, avec des escarpements souvent supérieurs à 1 000 m. L'apport important de la nouvelle carte bathymétrique est que la ride de Tampomas (fig. 6, TR), qui était orientée NE-SW dans les cartes précédentes [Mammerickx *et al.*, 1976 ; Bowin *et al.*, 1980], a une orientation NW-SE. Cette orientation est identique à celle de la zone de fracture de l'ouest de Buru (WBFZ) [Réhault *et al.*, 1991 ; Burhanuddin, 1994] marquée dans la topographie par une dépression à plus de 5 000 m de profondeur au pied de la pente très forte du bloc continental de Buru (fig. 6). L'élévation de la ride de Tampomas par rapport à la plaine abyssale atteint 1 500 m. D'une longueur de 200 km pour une largeur de 40 km, cette structure transverse apparaît comme un horst basculé vers le sud-ouest et limité au nord et au sud par de grandes failles normales [Burhanuddin, 1994] (fig. 6). Un dragage sur le flanc nord-est de la ride à une profondeur comprise entre 3 500 et 4 000 m (fig. 6, SBU1) a récolté un pillow-lava de type basalte transitionnel évolué, très proche de la limite entre séries alcalines et subalcalines avec des anomalies négatives modérées en niobium et tantale [Réhault *et al.*,

1994] comparables à celles des basaltes des bassins arrière-arc [Saunders et Tarney, 1984]. Ceci confirme la nature océanique de la ride [Sarmili, 1993 ; Burhanuddin, 1994 ; Réhault *et al.*, 1994 ; Honthaas *et al.*, 1998]. Enfin la ride de Tampomas est bordée au sud par une dépression plus sédimentée dépassant 5 000 m de profondeur. Ce trait structural qui décale la ride de Sinta de manière dextre à 125°45'E (fig. 6) pourrait correspondre à une ancienne zone de fracture, que nous appellerons par la suite zone de fracture de Tampomas (TFZ). L'importance des escarpements de faille normale des marges nord et sud de la ride de Tampomas s'accorderait cependant aussi avec une activité tectonique récente.

Dans la prolongation directe et au SE de WBFZ (West Buru Fracture Zone) on observe le petit bassin presque losangique Sud Buru [Usna *et al.*, 1979] (fig. 6) assez profond (5 200 m) et caractérisé, comme WBFZ, par une profondeur du socle supérieure à 7 secondes de temps double. Il n'est séparé du bassin Nord Banda que par un haut fond dont la forme conique est caractéristique d'un volcan sous-marin. Bien qu'aucun dragage n'ait permis de dater le bassin Sud Buru, nous suggérons qu'il fasse partie du bassin Nord Banda. Pour Burhanuddin [Burhanuddin, 1994], ce bassin se serait ouvert en « pull-apart » en même temps que le bassin Nord Banda.

Les 2 reliefs majeurs du bassin de Sula, la ride de Tampomas et la WBFZ sont parallèles à l'escarpement de la

faille de Hamilton (HFZ, Hamilton Fracture Zone) qui constitue la marge sud ouest du bassin et dont les escarpements atteignent 5 000 m et la pente 30 % [Hamilton, 1979 ; Réhault *et al.*, 1991 ; Burhanuddin, 1994]. Cette faille prolonge la zone de fracture de Lawanopo sur Sulawesi (figs. 5 et 6), grand décrochement senestre actif au Miocène supérieur – Pliocène inférieur lors de la collision entre Banggai-Sula et Sulawesi [Silver *et al.*, 1983a ; Silver *et al.*, 1983b ; Sukanto et Simandjuntak, 1983 ; Sarmili, 1993]. La nouvelle carte bathymétrique (figs. 2 et 6) montre que cette faille s'interrompt vers le SE contre la ride de Sinta et ne se prolonge pas à travers les rides de Banda comme cela était proposé auparavant. Les zones de fracture de Buru Ouest et de Hamilton ont fonctionné pendant l'ouverture du bassin au Miocène supérieur et correspondent à d'anciennes marges transformantes [Réhault *et al.*, 1991]. Leur direction NW-SE représente la direction initiale d'ouverture du bassin (fig. 5) en accord avec les orientations NE-SW des anomalies magnétiques observées dans ce bassin [Hinschberger *et al.*, 2000].

La marge sud-est du bassin de Sula, au contact de la ride de Sinta, a une morphologie de marge passive avec des blocs faillés [Burhanuddin, 1994] (figs. 2, 4a et 6). Des calcaires néritiques du Trias supérieur, analogues aux calcaires récifaux rencontrés sur Sulawesi, Buru, Séram et Misool (ancienne plate-forme carbonatée), ont été échantillonnés entre 3 600 et 3 900 m de profondeur sur le flanc nord de la ride de Sinta [Villeneuve *et al.*, 1994]. Au NW, il est difficile de définir une marge conjuguée. En effet, la bordure nord du bassin de Sula montre une forme particulière avec une pente continentale supérieure très forte (17 %) et quelques reliefs interprétés comme des blocs faillés dans la partie profonde de la marge. La linéarité de la marge suggère un accident décrochant E-W baptisé « zone de fracture de Sorong Sud Sula » (figs. 5 et 6) [Macdonald et Katsuria, 1964 ; Réhault *et al.*, 1991 ; Malod *et al.*, 1993]. Ceci s'accorde avec l'observation de mécanismes au foyer en décrochement senestre [Hinschberger, 2000] et avec le jeu de la faille de Matano [Silver *et al.*, 1983b]. Ainsi la marge nord du bassin de Sula a-t-elle été reprise tectoniquement lors du déplacement vers l'ouest du microcontinent de Banggai-Sula.

A l'ouest, la marge de Sulawesi montre une morphologie arquée concave caractérisant le prisme d'accrétion tectonique de Tolo, qui domine les plus grandes profondeurs du fond océanique de la fosse de Tolo [Silver *et al.*, 1983b ; Réhault *et al.*, 1991] (figs. 2 et 4). Ce prisme atteint une largeur maximale voisine de 60 km vers 3°30'S. La fosse est surtout marquée au sud-ouest du bassin à proximité de la zone de fracture de Hamilton (fosse de Buton, profondeur 6 500 m) ainsi que vers 3°30'S, où sa profondeur atteint 5 800 m. A l'avant de la fosse le plancher océanique du bassin forme un vaste bombement orienté NNW-SSE (fig. 4), qui traduit probablement une flexure de la lithosphère océanique [Réhault *et al.*, 1991]. Des reliefs orientés N170° accompagnent cette flexure et peuvent être interprétés comme des blocs faillés dus à l'extension en extradors. Cette morphologie, interprétée comme celle d'une zone active de subduction, permet aussi de contraindre le sens vers l'ouest, perpendiculaire au bombement océanique, de la subduction du bassin de Sula sous Sulawesi. Ces observations sont confirmées par l'étude de la sismicité dont 3 mécanismes au foyer indiquent une convergence E-W

[Dziewonski *et al.*, 1981 ; Hinschberger, 2000]. Au nord, la subduction de Tolo s'incurve et prend une direction E-W ; elle rejoint alors la zone de fracture de Matano sur Sulawesi [Hamilton, 1979 ; Silver *et al.*, 1983b ; Sarmili, 1993 ; Burhanuddin, 1994] (fig. 5).

Les rides de Banda

Grâce à la densité de données disponibles dans la région des rides de Banda, la nouvelle carte bathymétrique révèle de nombreux détails inconnus sur les précédentes cartes [Mammerickx *et al.*, 1976 ; Bowin *et al.*, 1980]. Les rides de Banda forment un ensemble de 6 édifices constituant des hauts-fonds qui, avec une profondeur d'eau inférieure à 3 000 m, se distinguent nettement des plaines abyssales des bassins Nord et Sud Banda (figs. 2 et 7). Du nord au sud et d'ouest en est nous trouvons successivement (fig. 7) :

- les rides de Sinta Ouest et de Sinta Est, culminant à 800 m sous le niveau de la mer. Elles n'étaient pas différenciées auparavant (ride de Luymes) ;
- les rides de Rama Ouest et de Rama Est (ou Arjuna) dont le sommet est à 1 600 m de profondeur ;
- la ride de Lucipara, située au nord du bassin de Damar. Cette ride émerge au niveau des îles coralliennes de Lucipara et de Penyu [Prasetyo, 1989] ;
- la ride de Pisang enfin, qui culmine à 750 m sous le niveau de la mer.

La présence d'un socle continental métamorphisé est avérée au niveau des rides de Rama (sites D10, 302 et 304), de Lucipara (site D5) et de Sinta Est (site 313) (fig. 7) [Silver *et al.*, 1985 ; Cornée *et al.*, 1998 ; Honthaas, 1998]. Elle est très probable au niveau des rides de Sinta Ouest (site 101) et de Pisang (site 403), où les dragages ont permis d'échantillonner des éléments de plate-forme carbonatée [Villeneuve *et al.*, 1994 ; Cornée *et al.*, 2002]. Un arc volcanique d'âge miocène supérieur – pliocène inférieur s'est édifié au-dessus du socle continental de la ride de Lucipara, en relation avec l'ouverture du bassin Sud Banda [Honthaas *et al.*, 1998]. Du volcanisme est aussi identifié sur la ride de Pisang, mais son âge et sa nature sont pour l'instant indéterminés. Enfin une semelle ophiolitique d'âge éocène se retrouve sous l'arc volcanique de Lucipara, attestant d'épisodes magmatique (accrétion océanique) et tectonique (obduction) plus anciens [Honthaas, 1998].

Les relations existant entre les rides de Banda et la plate-forme de Tukang Besi (TBP) sont maintenant clarifiées. La dépression de 5 000 m de profondeur située entre TBP et les rides de Banda est visible sur les anciennes cartes bathymétriques [Mammerickx *et al.*, 1976 ; Bowin *et al.*, 1980] n'apparaît plus sur notre carte (figs. 2 et 7). Comme signalé plus haut, la faille de Hamilton s'arrête à 5°20'S (fig. 7). Les rides sont séparées entre elles par plusieurs bassins plus ou moins développés. Le plus grand d'entre eux, le bassin de Lucipara, est situé entre la ride de Sinta et la ride de Rama (fig. 7). Sa profondeur moyenne est de 3 600 m et atteint 4 400 m à l'est, au SE de la ride de Sinta Est. Plus à l'est le bassin de Pisang sépare la ride de Rama Est de la ride de Pisang et de la partie orientale de la ride de Lucipara. D'une profondeur comprise entre 4 000 et 5 200 m, il est connecté vers l'est avec le bassin de Damar. Enfin il existe un petit bassin d'une vingtaine de kilomètres de large situé entre les rides de Rama Est et de Rama Ouest, que nous appelons bassin de Rama.

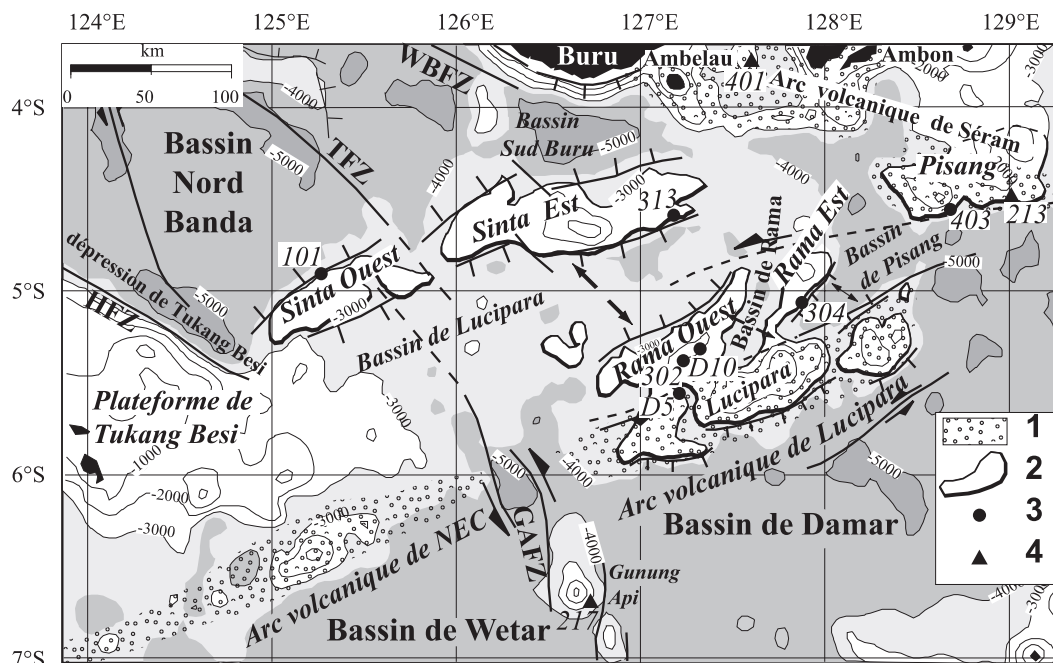


FIG. 7. – Carte montrant la topographie et la toponymie des rides de Banda. 1 : arc volcanique, 2 : isobathe 3 000 m soulignant le contour des rides, 3 : localisation des dragages de roches métamorphiques ou sédimentaires, 4 : dragage de roches volcaniques.

FIG. 7. – Map with the bathymetry and toponymy of the Banda ridges. 1 : volcanic arcs, 2 : isobath 3 000 m underlining the ridges contours, 3 : location of metamorphic and sedimentary dredged samples, 4 : volcanic dredged samples.

Structuration des rides

Les rides de Sinta, de Rama Ouest et de Lucipara présentent une structuration globale suivant une direction N065°E. Une structuration de second ordre N035°E, est donnée par les axes d'allongement des rides de Rama Ouest et de Lucipara dans leur terminaison orientale sur la ride de Rama Est et dans les petits bassins situés entre ces rides (bassin de Rama et partie sud-ouest du bassin de Pisang) (fig. 7). Cette disposition peut évoquer des relais extensifs liés à un décrochement parallèle à celui mis en évidence en bordure nord du bassin profond de Damar par des mécanismes au foyer de séismes indiquant un mouvement senestre [Hinschberger, 2000]. La partie sud des rides de Banda est un arc volcanique de 600 km de long qui comprend deux parties. La partie occidentale est la chaîne volcanique Nieuwerkerk-Empereur de Chine (NEC) édifée sur un fond océanique tandis que la partie orientale est la ride de Lucipara avec des volcans coalescents et de grande taille situés sur un socle qui est probablement le même que celui de la ride Rama. L'arc volcanique NEC Lucipara a été échantillonné à différents endroits : des andésites et des basaltes d'arc ont été datés entre 8 et 3,45 Ma [Silver *et al.*, 1985 ; Honthaas *et al.*, 1998].

Les rides de Banda présentent donc une nature complexe et variée et leur origine n'est pas encore totalement établie. L'ensemble des éléments continentaux semble pouvoir être regroupé dans un même bloc de Kolonodale qui inclurait Buru, Sérám, Sulawesi Est et la ride de Sinta [Cornée *et al.*, 1994 ; Villeneuve *et al.*, 1994 ; Villeneuve *et al.*, 1998]. La morphologie souligne autant la dislocation de ce bloc lors de l'ouverture du bassin Nord Banda que sa remobilisation tardive avec une composante décrochante senestre lors de la migration vers l'est des arcs de Banda et de Sérám.

La mer de Banda sud : les bassins de Wetar et de Damar

La mer de Banda Sud a une forme allongée WSW-ENE avec une longueur d'environ 900 km et une largeur de 200 km. Ce bassin est parallèle à l'arc volcanique de Banda situé sur sa bordure sud. Ceci indique clairement une ouverture arrière arc le long d'une direction NNW-SSE semblable à celle suggérée pour le bassin de Sula. La mer de Banda Sud est divisée en deux parties séparées par la zone de fracture du Gunung Api (GAFZ) : le bassin de Wetar et le bassin de Damar [Prasetyo, 1989] (figs. 2, 4 et 5).

A l'ouest, le bassin de Wetar couvre une superficie de 75 000 km² ; sa profondeur moyenne est égale à 4 300 m mais elle augmente progressivement vers l'est sans toutefois dépasser 5 000 m (fig. 2). Le bassin est bordé au nord par la chaîne volcanique NEC qui fut active entre 8 et 7 Ma [Honthaas, 1998 ; Honthaas *et al.*, 1998] (figs. 5 et 7). Trois volcans sous-marins forment un alignement N100°E dans le bassin de Wetar lui-même [Burhanuddin, 1994]. Ils reposent sur un bombement du plancher océanique orienté suivant la même direction N100°E et appelé « Ride centrale » par Prasetyo [1989] (figs. 2 et 5). Leur nature et âge restent inconnus.

A l'est, le bassin de Damar couvre une superficie sensiblement égale à celle du bassin de Wetar. Sa profondeur moyenne, voisine de 4 800 m, est légèrement plus importante. Elle atteint un maximum de 5 450 m au nord de l'île de Romang (figs. 2, 4 et 5). Le bassin est bordé au nord par la ride volcanique de Lucipara qui prolonge la chaîne de NEC vers le nord-est. Dans la partie occidentale du bassin, la couverture sédimentaire est insuffisante pour masquer les irrégularités du socle visibles sur les profils bathymétriques (fig. 4b) mais non sur la carte bathymétrique (fig. 2) en raison du pas de la grille.

La zone de fracture du Gunung Api (GAFZ)

Elle sépare les bassins de Wetar et de Damar (figs. 4 et 5) [Snyder *et al.*, 1996]. Elle est orientée N160°E et caractérisée par la présence de 2 édifices volcaniques volumineux. L'édifice volcanique du nord, le Gunung Api, émerge de 40 m au-dessus du niveau de la mer, mais son élévation par rapport au socle océanique atteint 4 200 m. Un dragage, effectué sur le flanc sud-est du volcan lors de la mission Banda Sea II (217, fig. 7), a permis d'échantillonner des andésites présentant une signature géochimique riche en K₂O et datées par la méthode K-Ar à 0,4±0,1 Ma [Honthaas *et al.*, 1998]. Ce volcan actif est situé à 400 km au-dessus de la zone de Wadati-Benioff de la subduction de Banda. Il ne paraît donc pas lié à cette subduction [Silver *et al.*, 1985 ; Snyder *et al.*, 1996]. Le second édifice volcanique immergé sous 2 000 m d'eau est situé 30 km au sud-est du Gunung Api (fig. 2) et n'a pas été échantillonné. D'après un profil de sismique réflexion profonde [Snyder *et al.*, 1996] GAFZ est interprété comme une ride de socle probablement volcanique séparant le bassin de Wetar du bassin de Damar. Ces auteurs remarquent que cette structure est associée à des plissements et ils calculent une différence de hauteur du socle de part et d'autre de la ride égale à 400 m (le bassin de Damar étant le plus bas). Au nord du Gunung Api et dans l'alignement avec les deux édifices volcaniques, il existe une dépression rhomboïdale (5 400 m de profondeur) située à 126°20'E et 6°S (figs. 2 et 7) et interprétée comme un pull apart récent et peu sédimenté sur un accident senestre. Ces observations permettent de discuter l'origine de GAFZ qui est très probablement une direction transformante héritée de l'ouverture du bassin [Snyder *et al.*, 1996] et réactivée ultérieurement en jeu senestre. Dans cette hypothèse les 2 volcans récents seraient installés à l'endroit de relais distensifs de GAFZ (fig. 7) et la déformation observée à l'est des volcans (fig. 4b) correspondrait à des structures locales en relais compressif. Cette hypothèse est cohérente avec le fait que la limite de la plaque australienne est actuellement localisée le long du chevauchement nord de Wetar à l'ouest et au nord du bassin de Damar à l'est [Genrich *et al.*, 1996 ; Walpersdorf *et al.*, 1998 ; Rangin *et al.*, 1999a]. La GAFZ jouerait un rôle transformant senestre entre ces 2 frontières.

La fosse de Weber

La fosse de Weber atteint une profondeur supérieure à 7 400 m. Si l'on exclut les fosses de subduction c'est l'un des bassins les plus profonds du monde. Malheureusement, c'est aussi l'un des bassins les moins bien explorés et les données bathymétriques disponibles sont encore insuffisantes. Il est bordé à l'ouest par l'arc volcanique de Banda qui dans cette région émerge faiblement au-dessus du niveau de la mer. Ceci a été interprété comme un signe suggérant que l'arc volcanique de Banda est plus récent dans sa partie orientale, les volcans y étant plus petits [Bowin *et al.*, 1980]. Cependant notre carte bathymétrique (fig. 2) montre que les édifices volcaniques situés à l'est de Wetar sont aussi bâtis sur un fond plus profond, ce qui peut expliquer en partie leur petite taille apparente en surface, sans toutefois remettre en cause leur éventuel âge plus jeune. A l'est le bassin de Weber est bordé par l'arc externe (Kai, Tanimbar) qui entre en collision avec la marge australienne (fig. 4c). Un profil bathymétrique multifaisceaux enregistré en 1998 lors de la campagne images IV montre que ce bassin est dis-

symétrique dans sa partie la plus profonde (fig. 4c) : à l'ouest la pente est forte mais régulière alors que le flanc oriental montre une morphologie en marches d'escalier avec trois escarpements. La partie la plus profonde du bassin est relativement plane et remplie de sédiments. Le bassin de Weber a une forme arquée parallèle aux arcs de Banda et de Séram. Dans sa partie sud, il apparaît s'être ouvert dans le domaine d'avant arc de la subduction australienne (fig. 5). La partie nord du bassin de Weber pourrait être interprétée de la même façon mais en relation avec la subduction de Séram.

Les arcs volcaniques de Banda et Séram

La mer de Banda est située à une jonction triple subduction/subduction/transformante (figs. 1 et 5). Deux panneaux de subduction ont été identifiés d'après la sismicité [Cardwell et Isacks, 1978 ; Bowin *et al.*, 1980 ; Hinschberger, 2000 ; Milsom, 2001] et sont imagés par la tomographie [Rangin *et al.*, 1999b]. Ils correspondent respectivement à la fin de la subduction de l'Australie sous la mer de Banda et à celle de la Tête de l'Oiseau (Irian Jaya) sous Séram. Sont associés à ces deux subductions 2 arcs volcaniques : l'arc de Banda au sud, l'arc de Séram au nord.

L'arc de Banda est l'arc volcanique le plus apparent dans l'est de l'Indonésie. La plupart des volcans sont émergés et forment une guirlande d'îles volcaniques. D'ouest en est on note en particulier les îles de Flores, Wetar, Romang, Damar, Manuk (fig. 5). L'île de Banda qui donne son nom à l'arc ne lui appartient en fait pas, étant donné qu'elle est séparée de l'île de Manuk par une dépression ENE-WSW profonde de 4 200 m aux environs de 5° sud (fig. 2). Cet important volcan actif appartient en fait à l'arc de Séram, dont l'existence a été confortée par des études géochimiques [Honthaas *et al.*, 1999]. La nouvelle carte bathymétrique permet de décrire l'extension et la morphologie de cet arc : Il suit une direction parallèle à la fosse de Séram depuis l'île d'Ambelau au sud est de Buru jusqu'à la ride de Pisang (figs. 5 et 7). Vers l'est l'archipel de Banda est toujours actif et représente la terminaison orientale de l'arc. La partie ouest de l'île de Séram et l'archipel d'Ambon font aussi partie de l'arc qui se caractérise par une largeur inhabituelle. La faiblesse de l'angle de subduction, indiqué par la sismicité, aboutirait à étaler le volcanisme sur une certaine distance [Honthaas *et al.*, 1999]. La description de l'arc d'Ambon a été complétée durant la campagne « Images IV » par plusieurs relevés de bathymétrie et trois dragages sur des monts sous-marins. Un nouveau volcan, découvert dans le bassin situé entre Buru et Séram, a été exploré en détail. Il surmonte le fond sous-marin d'environ 3 000 m, culmine à une profondeur de 650 m et montre une morphologie typiquement subaérienne confirmée par le dragage (DR 401, fig. 7) de calcaires récifaux associés à des roches volcaniques. Sur la ride de Pisang un autre volcan a été étudié : il montre aussi une morphologie sub-aérienne avec un cratère adventif égueulé (fig. 8). Le dragage DR 403 sur ses flancs vers 3 000 m de profondeur a recueilli un calcaire récifal de la base de l'Oligocène supérieur [Cornée *et al.*, 2002]. Ces 2 exemples montrent l'importance des mouvements verticaux dans la région.

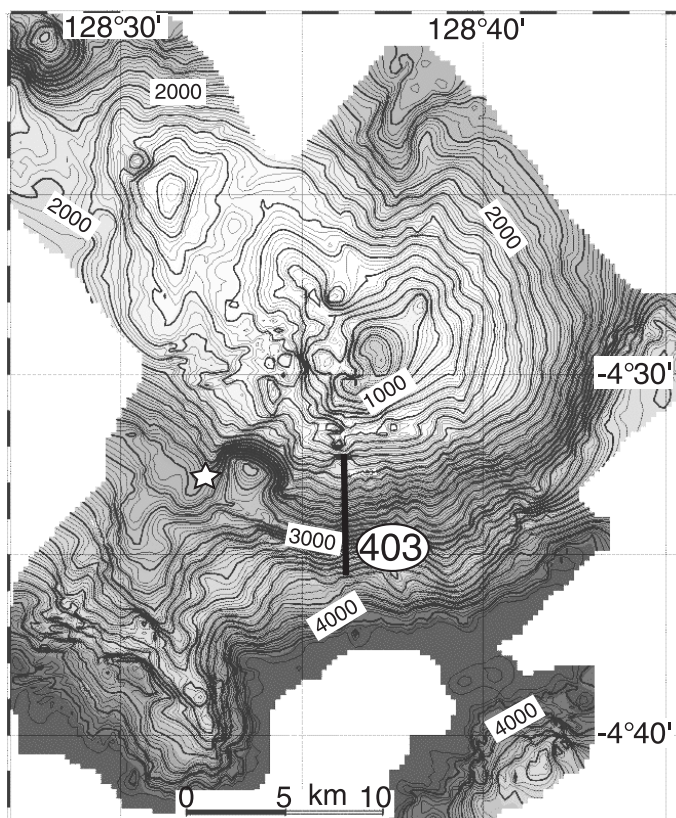


FIG. 8. – Mont sous-marin de la ride de Pisang montrant une morphologie volcanique avec un cratère latéral égueulé (étoile). Le dragage DR 403 a récolté des calcaires récifaux oligocènes qui indiquent une subsidence globale d'environ 3 000 m.

FIG. 8. – Submarine volcanic seamount in the Pisang Ridge, showing a volcanic cone morphology with an adjacent secondary cone (star). Dredge DR 403 has recovered Oligocene limestones indicating an overall subsidence since this time from about 3 000 m.

L'ANOMALIE DE PROFONDEUR DES BASSINS EST INDONÉSIENS

Pour comparer la profondeur des bassins, nous avons évalué la profondeur du socle à partir de la carte bathymétrique et des épaisseurs sédimentaires données par la sismique réflexion [Burhanuddin, 1994 ; Hinschberger, 2000] avec la formule de Crough [Crough, 1983]. Cette approche a été choisie car elle nous permet une comparaison directe avec les données de Park *et al.* [1990] (fig. 9).

La profondeur moyenne du socle, corrigée de la charge sédimentaire dans le bassin Nord Banda, est voisine de 5 000 m. Dans le bassin de Wetar la couverture sédimentaire présente une épaisseur moyenne de 900 m. Elle est cependant assez irrégulière et son épaisseur atteint localement 1 600 m au nord et au nord-ouest. Le socle acoustique est situé à une profondeur moyenne corrigée de la charge sédimentaire égale à 4 800 m (fig. 9). Dans le bassin de Damar la profondeur corrigée de 5 100 m est peu différente de celle du bassin de Wetar. Compte tenu de leur âge, ces différents bassins se situent sur le diagramme âge-profondeur (fig. 9) à 1 000 m sous la courbe moyenne des bassins arrière-arc (qui correspond en première approximation à la courbe de corrélation âge-profondeur des bassins de la mer des Philippines). Au total cela représente un écart de 2 000 m par rapport à la courbe de Parsons et Sclater [1977].

Le bassin de Weber est complètement atypique. Il est difficile de parler de profondeur moyenne pour un bassin où la profondeur varie de 4 000 à 7 400 m. Si l'on considère la partie centrale et une profondeur moyenne de 6 000 m, et compte tenu de l'épaisseur sédimentaire le socle a une profondeur corrigée de 6 600 à 7 000 m, ce qui est très anormal pour un bassin vraisemblablement formé au Plio-Quaternaire [Charlton *et al.*, 1991]. Les données de sismique réflexion et de gravimétrie indiquent une croûte amincie et une remontée du manteau [Bowin *et al.*, 1980]. L'excès de subsidence du bassin de Weber par rapport à la moyenne des bassins arrière-arc, qui dépasse 3 000 m, ne peut sans doute pas être expliqué de la même façon que pour les autres bassins.

D'une façon générale, la région est caractérisée par l'existence de mouvements verticaux importants et rapides. Il s'agit de mouvements verticaux de subsidence par exemple sur les rides de Banda, où les échantillons récoltés par dragage ont apporté de nombreuses informations. Sur la ride de Sinta Ouest, les sédiments (dont des calcaires néritiques du Trias supérieur et des pélagites du Crétacé) prélevés entre 3 600 et 3 900 m de profondeur révèlent une subsidence marquée de la ride entre le Trias supérieur et le Crétacé avec une continuation au cours du Miocène supérieur [Villeneuve *et al.*, 1994]. La subsidence totale entre le Trias supérieur et l'actuel est voisine de 3 500 m. Sur la ride de Rama Ouest, une subsidence tectonique majeure est mise en évidence entre le Miocène moyen (calcaires récifaux) et le Pliocène inférieur (calcaires pélagiques) [Cornée *et al.*, 1998]. Les calcaires récifaux ont été dragués entre 1 650 et 2 500 m de profondeur, indiquant une subsidence de l'ordre de 2 000 m qui peut être corrélée avec l'ouverture du bassin Nord Banda au Miocène moyen et supérieur [Hinschberger *et al.*, 2000]. Sur la ride de Lucipara, les laves datées entre 6 et 7 Ma qui ont été échantillonnées à près de 2 000 m de profondeur présentent une structure vésiculaire [Silver *et al.*, 1985]. Cette caractéristique peut révéler une mise en place à faible profondeur, indiquant alors une subsidence de la ride de Lucipara de quelques 2 000 m depuis le Miocène supérieur. Des études ont cependant montré que des laves vésiculaires pouvaient aussi, dans certains cas particuliers (très forte pression de gaz), se mettre en place à de grandes profondeurs [Hékinian *et al.*, 1973]. Enfin, sur la ride de Pisang, nous avons déjà vu qu'un volcan égueulé de type explosif aérien possède une ceinture récifale datée de la base de l'Oligocène supérieur qui se trouve maintenant à 2 600-3 000 m de profondeur (fig. 8) [Cornée *et al.*, 2002]. L'existence de laves très vésiculaires draguées à 2 800 m de profondeur au site 213 situé sur le flanc sud de la ride, à l'est du site 403 (fig. 7) provenant de l'un des édifices volcaniques installés sur la ride de Pisang suggère encore un volcanisme émis en milieu aérien. Au même site 213 ont aussi été prélevées des argilites datées du Miocène supérieur – Pliocène inférieur qui indiquent un milieu de dépôt de type bathyal à abyssal [Burhanuddin, 1994].

Parallèlement aux forts mouvements subsidents ayant affecté les rides de Banda, les îles environnantes ont connu des mouvements de soulèvement très marqués au cours du Néogène. Sur l'île de Buru, une période de soulèvement majeur a été identifiée entre le Miocène moyen et le Pliocène inférieur [Fortuin *et al.*, 1988]. Le taux de soulèvement, voisin de 20 cm / 1 000 ans, a conduit localement à un soulèvement de 2 000 m au centre de l'île. Ce mouve-

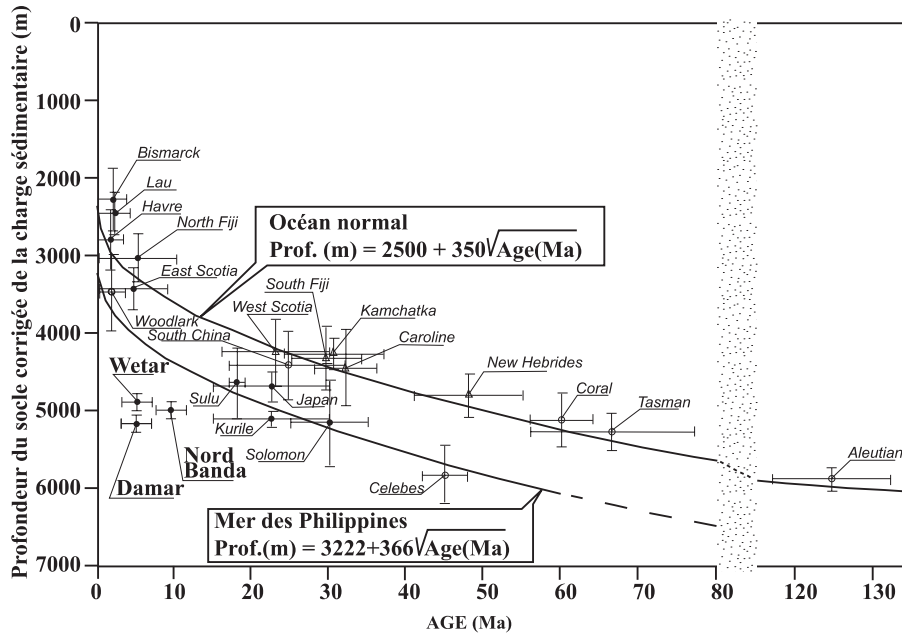


FIG. 9. – Place des bassins de la mer de Banda (Nord Banda, Wetar, Damar) sur un diagramme de corrélation âge-profondeur pour 23 bassins marginaux comparés aux courbes de subsidence des grands océans (« normal ocean ») et des bassins arrière-arc des Philippines [Park *et al.*, 1990]. Les profondeurs sont celles du socle corrigée de la surcharge sédimentaire. L'anomalie de subsidence du bassin Sud Banda (Wetar et Damar) par rapport à la courbe de corrélation âge-profondeur du bassin des Philippines atteint près de 1 000 m. Celle du bassin Nord Banda est voisine de 600 m.

FIG. 9. – Situation of the Banda Sea Basins (North Banda, Wetar, Damar) on a diagram showing the relationship between age and depth for 23 marginal basins compared with the subsidence curves for large oceans (« normal ocean ») and the back arc basins of Philippines [Park *et al.*, 1990]. Depths are for the basement corrected of the sedimentary load. The subsidence anomaly of the southern Banda Sea Basin with respect to the curve of the Philippines Basin reaches about 1 000 m. The one for the North Banda Basin is around 600 m.

ment continue actuellement mais il est moins fort. Il serait lié à la collision entre Séram et la plate-forme d'Irian Jaya [Fortuin *et al.*, 1988]. Sur l'île de Séram, deux périodes de soulèvement ont été reconnues [De Smet *et al.*, 1989a ; De Smet *et al.*, 1989b]. La première période aurait débuté au Miocène supérieur ou plus tôt et serait éventuellement liée à la rotation anti-horaire de Séram [Haile, 1978]. La seconde période de soulèvement débute au Pléistocène supérieur et elle est toujours active. Son taux est très important (jusqu'à 250 cm/1 000 ans au centre de l'île). Les auteurs suggèrent là aussi un lien entre ce soulèvement récent et la collision avec la plate-forme d'Irian Jaya. Ils remarquent aussi que le soulèvement est différentiel : il atteint 2 100 m au centre de l'île et moins de 1 000 m sur sa côte sud. Par extrapolation, les auteurs calculent que la subsidence l'emporte sur le soulèvement au-delà de 15 km vers le large. Le soulèvement différentiel apparaît aussi avec l'inclinaison des plate-formes récifales en direction de la côte. Ce différentiel attesterait d'importants mouvements de basculement [De Smet *et al.*, 1989a]. La présence de terrasses récifales en altitude sur l'île de Buton est aussi signalée [Fortuin *et al.*, 1990]. Les auteurs en concluent un soulèvement rapide de l'île (taux compris entre 30 et 120 cm/1 000 ans) amorcé il y a 3,5 Ma et qui continue actuellement.

Localement sur le bras nord-est de Sulawesi, un taux de soulèvement atteignant 180 cm/1 000 ans est calculé à partir des terrasses récifales quaternaires situées à 400 m d'altitude [Sumosusastro *et al.*, 1989]. Enfin sur la partie ouest de l'île de Peleng (fig. 6) située sur la plate-forme de Banggai-Sula, des dépôts récifaux quaternaires indiquent un soulèvement de 1 000 m [Garrard *et al.*, 1988].

Ces quelques exemples basés sur l'étude morphologique et les résultats des dragages montrent l'importance des mouvements verticaux. Les fortes subsidences sont relevées sur les marges des bassins et semblent liées à leur ouverture. Les soulèvements semblent eux plutôt liés aux phases de collision. Cependant la collision récente entre l'Irian Jaya et Séram ne peut expliquer à elle seule le soulèvement enregistré sur les îles de Séram et de Buru, qui a débuté plus tôt. Comment peut-on expliquer, en particulier, la juxtaposition de domaines en soulèvement (les îles) et de domaines en subsidence (les rides) aussi rapprochés : 100 km seulement séparent Buru de Sinta ? Existe-t-il un lien entre ces mouvements de soulèvement et de subsidence ?

Une hypothèse communément avancée pour expliquer l'excès de subsidence dans les bassins marginaux concerne leur faible dimension : les pertes de chaleur par conduction latérale y seraient proportionnellement plus importantes que dans les grands océans, entraînant une subsidence thermique plus marquée et un flux de chaleur moyen moins élevé. Des modélisations 2D et 3D des pertes de chaleur dans les bassins de taille réduite ont été comparées [Boerner et Sclater, 1989] avec les cas de quelques bassins anormalement profonds (bassin du Yucatan au Mexique, bassin Ligurien en Méditerranée et fosse des Cayman dans les Caraïbes). Ces travaux montrent que la subsidence des bassins dont l'âge est compris entre 20 et 50 Ma et dont les dimensions sont très réduites, tels le bassin Ligurien, le bassin du Yucatan et le bassin de Makassar, serait fortement influencée par les pertes de chaleur par conduction latérale. Au contraire la dimension des bassins aurait relativement

peu d'influence sur leur profondeur dans le cas des bassins très jeunes (<10 Ma). Ceci est le cas des bassins de la mer de Banda qui de plus se situent largement en dessous de la courbe donnée par Park *et al.* [1990] (fig. 9).

Ces derniers auteurs ont aussi mis en relation la profondeur des bassins marginaux avec l'inclinaison des panneaux lithosphériques plongeant en subduction sous les bassins. Cependant, dans le cas des bassins de Banda, les pendages des panneaux lithosphériques plongeants sont assez faibles, notamment dans leur partie orientale. Il faudrait peut-être envisager que ces panneaux subductés froids et quasi convergents en profondeur jouent un rôle isolant la lithosphère de l'asthénosphère profonde chaude.

Les hypothèses précédentes faillissent à expliquer l'anomalie de profondeur des bassins de l'Est indonésien. Il faut sans doute tenir compte du contexte de la région qui est soumise à des effets tectoniques liés à la convergence des plaques. C'est surtout le cas de la mer de Banda Nord, dont la lithosphère est prise dans un mouvement de convergence E-W, entre les blocs continentaux qui l'entourent. Cependant, si la tectonique doit jouer un rôle, exprimé qualitativement en terme de superpositions lithosphériques, nous ne pouvons pour l'instant pas le quantifier.

CONCLUSION

La compilation des données existantes ajoutées à celles que nous avons pu recueillir au cours d'une longue collaboration avec l'Indonésie, a permis d'établir une carte bathymétrique qui, quoique d'une résolution limitée, donne une image renouvelée de la région est-indonésienne. L'analyse morpho-structurale complète les informations des données géophysiques marines moins denses. La morphologie très complexe de cette région souligne que la tectonique est toujours très active. Les 3 bassins de l'Est indonésien : Sula, Banda Sud et Weber se sont ouverts successivement et respectivement en position arrière arc, intra-arc et avant-arc par rapport à la subduction australienne en recul jusqu'à la collision actuelle. La question de la subsidence anormale des bassins reste posée et de nouvelles données seront nécessaires pour y répondre. En particulier, une couverture bathymétrique multifaisceaux globale sera dans le futur un objectif indispensable.

Remerciements. – Les auteurs remercient tous les organismes qui ont permis la collecte des données dans le cadre de la coopération franco-indonésienne, en particulier le BPPT en Indonésie et le CNRS, l'IFREMER, l'UBO et les TAAF en France. Les commandants et équipages des navires Baruna Jaya III (campagnes Banda Sea) et Marion Dufresne II (campagne Images IV) sont à la base du succès des opérations en mer.

Références

- BOERNER S.C. & SCLATER J.G. (1989). – Approximate solutions for the heat loss in small marginal basins. *In* : J.A. WRIGHT & K.E. LOUDEN Ed., *Handbook of seafloor heat flow*. – CRC Press, 231-255.
- BOWIN C., PURDY G.M., JOHNSTON C., SHOR G., LAWVER L., HARTONO H.M.S. & JEZE K.P. (1980). – Arc-continent collision in Banda Sea region. – *AAPG Bull.*, **64**(6), 868-915.
- BOWIN C., WARSIS W & MILLIGAN J. (1982). – Free-air gravity anomaly atlas of the world. – *Geol. Soc. Amer. Map and Chart series*, MC-46.
- BURHANUDDIN S. (1994). – Géologie des bassins de la mer de Banda. – Thèse de doctorat d'Université, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 199 pp.
- CARDWELL R.K. & ISACKS B.L. (1978). – Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions. – *J. Geophys. Res.*, **83**(B6) : 2825-2838.
- CARTER D.J.T. (1980). – Echo-sounding correction tables, 3rd edition. – The Hydrographic Department, Ministry of Defense, Taunton, 1-50 pp.
- CHARLTON T.R. (1986). – A plate tectonic model of the eastern Indonesia collision zone. – *Nature*, **319**, 394-396.
- CHARLTON T.R., KAYE S.J., SAMODRA H & SARDJONO (1991). – Geology of the Kai Islands : implications for the evolution of the Aru Trough and Weber Basin, Banda Arc, Indonesia. – *Mar. Petrol. Geol.*, **8**, 62-69.
- CORNÉE J.J., BUTTERLIN J., SAINT-MARC P., RÉHAULT J.P., HONTHAAS C., LAURENTI-RIBAUD A., CHAIX C., VILLENEUVE M & ANANTASENA Y (1998). – An early Miocene reefal platform in the Rama Ridge (Banda Sea, Indonesia). – *Geo-mar. Lett.*, **18**, 34-39.
- CORNÉE J.J., VILLENEUVE M., MARTINI R., ZANINETTI L., VACHARD D., VRIELYNCK B., GUNAWAN W., SAMODRA H & SARMILI L. (1994). – Une plate-forme carbonatée d'âge rhétien au centre-est de Sulawesi (région de Kolonodale, Célèbes, Indonésie). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II(6), 809-814.
- CORNÉE J.J., VILLENEUVE M., FERRANDINI M., HINSCHBERGER F., MALOD J.A., MATSUMARU K., RIBAUD-LAURENTI A & RÉHAULT J.P. (2002). – Oligocene reefal deposits in the Pisang Ridge and the origin of the Lucipara Block (Banda Sea, eastern Indonesia). – *Geo-Mar. Lett.*, **22**, 66-74.
- CROUGH S.T. (1983). – The correction for sediment loading on the seafloor. – *J. Geophys. Res.*, **88**, 6449-6454.
- CURRAY J.R., SHOR G.G., RAITT R.W. & HENRY M (1977). – Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the eastern Sunda and western Banda arcs. – *J. Geophys. Res.*, **82**(17), 2479-2489.
- DE SMET M.E.M., FORTUIN A.R., TJOKROSAPOETRO S. & VAN HINTE J.E. (1989a). – Late Cenozoic vertical movements of non volcanic islands in the Banda arc area. – *Neth. J. Sea Res.*, **24**(2-3), 263-275.
- DE SMET M.E.M., SUMOSUSASTRO P.A., SIREGAR I., VAN MARLE L.J., TROELSTRA S.R. & FORTUIN A.R. (1989b). – Late Cenozoic geohistory of Seram, Indonesia. – *Geol. Minjb.*, **68**, 221-235.
- DEMETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S (1994). – Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. – *Geophys. Res. Lett.*, **21**(20), 2191-2194.
- DZIEWONSKI A.M., CHOU T.A. & WOODHOUSE J.H. (1981). – Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. – *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- FORTUIN A.R., DE SMET M.E.M., SUMOSUSASTRO P.A., VAN MARLE L.J. & TROELSTRA S.R. (1988). – Late Cenozoic geohistory of NW Buru, Indonesia, and plate tectonic implications. – *Geol. Mijnb.*, **67**, 91-105.
- FORTUIN A.R., DE SMET M.E.M., HADIWASASTRA S., VAN MARLE L.J., TROELSTRA S.R. & TJOKROSAPOETRO S (1990). – Late Cenozoic

- sedimentary and tectonic history of south Buton, Indonesia. – *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **4**(2), 107-124.
- GARRARD R.A., SUPANDJONO J.B. & SURONO (1988). – The geology of the Banggai Sula microcontinent, eastern Indonesia. – *Proc. Indonesian Petrol. Assoc.*, 17th Annual Convention, 23-52.
- GENRICH J.F., BOCK Y., MCCAFFREY R., CALAIS E., STEVENS C.W. & SUBARYA C (1996). – Accretion of the southern Banda arc to the Australian plate margin determined by Global Positioning System measurements. – *Tectonics*, **15**(2), 288-295.
- HAILE N.S. (1978). – Paleomagnetic evidence for the rotation of Seram, Indonesia. – *J. Phys. Earth*, **26**, 191-198.
- HALL R (1996). – Reconstructing Cenozoic SE Asia. In : R. HALL & D.J. BLUNDELL Ed., *Tectonic evolution of Southeast Asia*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 153-184.
- HAMILTON W (1979). – Tectonics of the Indonesian region. Series – Tectonics of the Indonesian region, **1078**, Washington DC, 345 pp.
- HÉKINIAN R., CHAIGNEAU M & CHEMINÉE J.L. (1973). – Popping rocks and lava tubes from the Mid-Atlantic rift valley at 36°N. – *Nature*, **245**, 371-373.
- HINSCHBERGER F (2000). – Géodynamique de l'Est indonésien dans son cadre cinématique. – Thèse d'Université, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 324 pp.
- HINSCHBERGER F., MALOD J., RÉHAULT J.P., DYMENT J., HONTHAAS C., VILLENEUVE M & BURHANUDDIN S (2000). – Origine et évolution du bassin Nord Banda (Indonésie) : apport des données magnétiques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la terre et des planètes, **331**, 507-514.
- HINSCHBERGER F., MALOD J., DYMENT, J., HONTHAAS C., RÉHAULT J.P. & BURHANUDDIN S (2001). – Magnetic lineations constraints for the back-arc opening of the late Neogene South Banda Basin (eastern Indonesia). – *Tectonophysics*, **333**, 47-59.
- HONTHAAS C. (1998). – Contribution de la croûte continentale au magmatisme d'arc : Pétrologie, géochimie et géochronologie du volcanisme de la mer de Banda et de l'arc d'Ambon (Indonésie orientale). – Thèse d'université, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 216 pp.
- HONTHAAS C., MAURY R.C., PRIADI B., BELLON H. & COTTEN J. (1999). – The Plio-Quaternary Ambon arc, eastern Indonesia. – *Tectonophysics*, **301**, 261-281.
- HONTHAAS C., RÉHAULT J.P., MAURY R.C., BELLON H., HÉMOND C., MALOD J.A., CORNÉE J.J., VILLENEUVE M., COTTEN J., BURHANUDDIN S., GUILLOU H. & ARNAUD N. (1998). – A Neogene back-arc origin for the Banda Sea basins : geochemical and geochronological constraints from the Banda ridges (East Indonesia). – *Tectonophysics*, **298**, 297-317.
- HONTHAAS C., VILLENEUVE M., RÉHAULT J.P., BELLON H., CORNÉE J.J., SAINT-MARC P., BUTTERLIN, J., GRAVELLE M & BURHANUDDIN S (1997). – L'île de Kur : géologie du flanc oriental du bassin de Weber (Indonésie orientale). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **325**, 883-890.
- JONGSMA D., WOODSIDE J.M., HUSON W., SUPARKA S. & KADARISMAN D. (1989). – Geophysics and tentative late Cenozoic seismic stratigraphy of the Banda arc-Australian continent collision zone along three transects. – *Neth. J. Sea Res.*, **24**(2-3), 205-229.
- KARTA K. (1985). – Etude géodynamique de la mer de Banda (Indonésie) par interprétation des données magnétiques et gravimétriques. – Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 177 pp.
- LAPOUILLE A., HARYONO H., LARUE M., PRAMUMIJOYO S. & LARDY M. (1985). – Age and origin of the sea floor of the Banda Sea (eastern Indonesia). – *Oceanol. Acta*, **8**(4), 379-389.
- MACDONALD G.A. & KATSURIA T. (1964). – Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- MALOD J.A., CLERMONTÉ J., RÉHAULT J.P., BURHANUDDIN S., SARMILI L., VILLENEUVE M., GILG ÇAPAR L. & SYAFUDIN (1993). – The South Sula Fracture zone : a reactivated southern arm of the Sorong fault (East Indonesia). – Book for the 10th anniversary of Indonesia-France joint cooperation on ocean technology and maritime industry, Jakarta, 103-108.
- MAMMERICKX J., FISHER R.L., EMMEL F.J. & SMITH S.M. (1976). – Bathymetry of the east and southeast Asian seas. – *Geol. Soc. Amer. Map Chart Ser.* MC17.
- MILSOM J. (2001). – Subduction in eastern Indonesia : how many slabs ? – *Tectonophysics*, **338**, 167-178.
- PARK C.H., TAMAKI K. & KOBAYASHI K. (1990). – Age-depth correlation of the Philippine Sea back-arc basins and other marginal basins in the world. – *Tectonophysics*, **181**, 351-371.
- PARSONS B. & SCLATER J.G. (1977). – An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. – *J. Geophys. Res.*, **82**, 803-827.
- PIGRAM C.J. & PANGGABEAN H. (1983). – Age of the Banda Sea, eastern Indonesia. – *Nature*, **301**, 231-234.
- PRASETYO H. (1989). – Marine geology and tectonic development of the Banda Sea region, eastern Indonesia. – PhD thesis, University of California. – *Mar. Geol. Institute sp. Publ.*, Bandung, 427 pp.
- PURDY G.M. & DETRICK R.S. (1978). – A seismic refraction experiment in the central Banda Sea. – *J. Geophys. Res.*, **83**(B5), 2247-2257.
- RANGIN C., LE PICHON X., MAZZOTTI S., PUBELLIER M., CHAMOT-ROOKE N., AURELIO M., WALPERSDORF A. & QUEBRAL R. (1999a). – Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary : the Philippines and eastern Indonesia. – *Geophys. J. Int.*, **139**, 296-316.
- RANGIN C., SPAKMAN W., PUBELLIER M. & BIJWAARD H. (1999b). – Tomographic and geological constraints on subduction along the eastern Sundaland continental margin (South-east Asia). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **170**(6), 775-788.
- RÉHAULT J.-P., MALOD J.A., LARUE M., BURHANUDDIN S. & SARMILI L. (1991). – A new sketch of the central North Banda Sea, Eastern Indonesia. – *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **6**(3-4), 329-334.
- RÉHAULT J.-P., MAURY R., BELLON H., SARMILI L., MALOD J.A. & BURHANUDDIN S. (1993). – Discovery of a young oceanic crust within the North Banda Sea (East Indonesia). – Book for the 10th anniversary of Indonesia-France joint cooperation on Ocean technology and maritime industry, Jakarta, 125-132.
- RÉHAULT J.P., MAURY R.C., BELLON H., SARMILI L., BURHANUDDIN S., JORON J.L., COTTEN J. & MALOD J.A. (1994). – La mer de Banda Nord (Indonésie) : un bassin arrière-arc du Miocène supérieur. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 969-976.
- SARMILI L. (1993). – Evolution tectonique et sédimentaire de la mer de Banda Nord (Est Indonésie). – Mémoire de diplôme d'études et de recherches en géologie marine. – Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 134 pp.
- SAUNDERS A.D. & TARNEY J. (1984). – Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In : B.P. KOKELAAR & M.F. HOWELLS (Ed.), *Marginal basin geology*. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, London, 59-76.
- SILVER E.A., GILL J.B., SCHWARTZ D., PRASETYO H. & DUNCAN R.A. (1985). – Evidence for a submerged and displaced continental borderland, North Banda sea, Indonesia. – *Geology*, **13**, 687-691.
- SILVER E.A., MCCAFFREY R., JOYODIWIROYO Y. & STEVENS S. (1983a). – Ophiolite emplacement by collision between the Sula platform and the Sulawesi island arc, Indonesia. – *J. Geophys. Res.*, **88**(B11), 9419-9435.
- SILVER E.A., MCCAFFREY R. & SMITH R.B. (1983b). – Collision, rotation, and the initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia. – *J. Geophys. Res.*, **88**(B11), 9407-9418.
- SMITH W.H.F. & SANDWELL D.T. (1997). – Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. – *Science*, **277**, 1956-1961.
- SNYDER D.B., MILSOM J. & PRASETYO H. (1996). – Geophysical evidence for local indentor tectonics in the Banda arc east of Timor. In : R. HALL & D.J. BLUNDELL (Ed.), *Tectonic evolution of southeast Asia*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.* **106**, London, 61-73.
- SUKAMTO R. & SIMANDJUNTAK T.O. (1983). – Tectonic relationship between geologic provinces of western Sulawesi, eastern Sulawesi and Banggai-Sula in the light of sedimentological aspects. – *Bull. of the G.R.D.C.*, **7**, 1-12.
- SUMOSUSASTRO P.A., TIJA H.D., FORTUIN A.R. & VAN DER PLICHT J. (1989). – Quaternary reef record of differential uplift at Luwuk, Sulawesi East arm, Indonesia. – *Proc. Snellius-II Symp.*, *Neth. J. Sea Res.*, **24**(2/3), 277-285.
- USNA I., TJOKROSAPOTRO S. & WIRYOSUJONO S. (1979). – Geological interpretation of a seismic reflection profile across the Banda Sea between Wetar and Buru islands. – *Bull. Geol. Res. Dev. Centre*, **1**, 7-15.
- VILLENEUVE M., CORNÉE J.J., MARTINI R., ZANINETTI L., RÉHAULT J.P., BURHANUDDIN S. & MALOD J.A. (1994). – Upper Triassic shal-

- low water limestones in the Sinta Ridge (Banda Sea, Indonesia). – *Geo-Marine Letters*, **14**, 29-35.
- VILLENEUVE M., RÉHAULT J.P., CORNÉE J.-J., HONTHAAS C., GUNAWAN W. & LE GROUPE GEOBANDA (1998). – Evolution géodynamique de l'Indonésie orientale, de l'Eocène au Pliocène. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **327**, 291-302.
- WALPERSDORF A., VIGNY C., MANURUNG P., SUBARYA C. & SUTISNA S. (1998). – Determining the Sula block kinematics in the triple junction area in Indonesia by GPS. – *Geophys. J. Int.*, **135**(2), 351-361.
- WESSEL P. & SMITH W.H.F. (1995). – New version of the generic mapping tools released. – *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **76**, 329.