

## Sismicité et volcanisme dans le sud-ouest du bassin arrière-arc d'Okinawa (Nord-Est Taiwan)

JING-YI LIN<sup>1, 2, 4,\*</sup>, JEAN-CLAUDE SIBUET<sup>1</sup>, SHU-KUN HSU<sup>2</sup>, CHAO-SHING LEE<sup>3</sup> et FRAUKE KLINGELHOEFER<sup>1</sup>

*Mots-clés.* – Bassin d'Okinawa, Failles normales, Plaque de la mer des Philippines, Déchirure du slab, Microsismicité, OBS, Socle magnétique

*Résumé.* – La plupart des activités volcaniques observées dans le bassin arrière-arc d'Okinawa s'attachent à la subduction de la plaque des Philippines. Afin d'étudier les mécanismes liés à l'ouverture du bassin d'Okinawa, nous avons analysé les données provenant d'une campagne d'écoute passive de la sismicité et les données géophysiques existantes (données magnétiques et sismiques) en utilisant plusieurs méthodes.

Les estimations des profondeurs du toit et de la base du socle magnétique en utilisant les données des anomalies magnétiques ont été effectuées dans le bassin d'Okinawa. La croûte est amincie le long du méridien 123,3°E et est épaissie sous la région volcanique du « cross backarc volcanic trail » (CBVT). La ride de Gagua située le long du méridien 123°E sépare le bassin de Huatung et le bassin ouest-Philippin. Les lithosphères de chaque côté de cette structure sont d'âges différents. L'angle de la plaque Philippine plongeante est plus fort à l'Ouest qu'à l'Est suggérant la présence d'une déchirure du slab des Ryukyus alignée le long de 123,3°E.

De fin novembre à début décembre 2003, 15 OBSs ont été déployés dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa. Plus de 3300 séismes ont été localisés, dont 20 enregistrés simultanément par les réseaux à terre. En analysant la répartition de 2823 séismes sélectionnés et re-localisés, quatre essaims de séismes ont été identifiés. La plupart des séismes se répartissent dans l'axe du bassin. La faille de Lishan, une structure géologique majeure à terre, se prolonge dans le bassin d'Okinawa jusqu'à 123,6°E. Au nord de l'extension de la faille de Lishan, peu de séismes sont enregistrés. En analysant les spectres de vitesse des ondes *P*, un groupe de séismes de basse fréquence a été identifié sous la chaîne de volcans CBVT, ce qui suggère une origine magmatique pour ces séismes.

En partant des nombreux séismes enregistrés par les réseaux terrestres et pendant cette campagne, deux inversions tomographiques ont été réalisées. (1) A l'extrémité ouest du slab des Ryukyus, une zone d'anomalie de faibles vitesses *V<sub>p</sub>*, *V<sub>s</sub>* et de fort rapport *V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>*, de 30 km d'épaisseur en forme de saucisse a été localisée sur le rebord du slab, à une profondeur variant de 20 à 125 km. Elle correspond à une zone de fusion partielle ou enrichie en eau provenant de la déshydratation du slab. Un chenal remonte de cette anomalie depuis une profondeur de 40 km en direction de l'île andésitique de Kueishantao, matérialisant l'alimentation magmatique de cette île. (2) Dans le bassin d'Okinawa, trois trajectoires magmatiques caractérisées par de faibles vitesses *V<sub>p</sub>*, *V<sub>s</sub>* et un fort rapport *V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>* ont été localisées vers 50 km de profondeur, au niveau de la déchirure du slab: le chenal principal remonte en direction de la chaîne volcanique transversale (CBVT) située à l'axe du bassin; le deuxième chenal remonte en direction de l'arc des Ryukyus et s'arrête à une profondeur de 30 km sous l'île d'Iriomote; le troisième chenal remonte parallèlement à la déchirure du slab. En outre, une remontée asthénosphérique en forme de langue se dirige vers l'axe du bassin. Nous suggérons que la déchirure de la plaque permet la remontée de composants exotiques et/ou d'une source thermique anormale en provenance du manteau située sous la plaque subduite, ce qui se traduit par une augmentation de l'activité volcanique dans la région.

### Seismicity and volcanism in the southwestern Okinawa trough (northeast Taiwan)

*Key-words.* – Okinawa trough, Normal faults, Philippine Sea Plate, Slab tear, Volcanism, Microseismicity, Passive OBS experiment, Magnetic basement, Cross-backarc volcanic trail

*Abstract.* – Most of the volcanic activities observed in the Okinawa backarc basin are linked to the subduction of the Philippine Sea plate (dehydration, upwelling of asthenosphere). We have analyzed data acquired from a passive OBS experiment and available geophysical data (magnetic anomalies, seismic profiles and onland recorded earthquakes) to determine the depth of magnetic sources, earthquake locations, crustal and lithospheric 3D velocity models, spectral analyses of *P*-wave and seismic tomography.

The calculations of the top and bottom of magnetic sources were performed in the East China Sea and in the southern Okinawa trough. This analysis shows the presence of a thin crust along 123.3°E longitude and a thick crust beneath the Cross Backarc Volcanic Trail (CBVT) volcanic area.

1. Ifremer, Centre de Brest, BP 70, 29280 Plouzané cedex, France. E-mail: lin@cdf.u-3mrs.fr, jcsibuet@ifremer.fr, Frauke.Klingelhofer@ifremer.fr  
2. Institute of Geophysics, National Central University, 300 Zhongda Road, Jhongli City, Taoyuan County 32001, Taiwan. E-mail: hsu@ncu.edu.tw  
3. Institute of Applied Geophysics, National Taiwan Ocean University, 2 Pei-Ning Road, Keelung 202, Taiwan. E-mail: leecs@mail.ntou.edu.tw  
4. Collège de France, Chaire de Géodynamique, Europôle de l'Arbois, Bat. Le Trocadéro – Aile Sud, BP 80, 13545 Aix en Provence cedex 4, France. E-mail: lin@cdf.u-3mrs.fr

\*Auteur à contacter pour toute correspondance: Tel: (886) 3 422 7151-65613; Fax: (33) 4 42 50 74 01; jylin@ncu.edu.tw; lin@cdf.u-3mrs.fr  
Manuscrit déposé le 9 janvier 2007; accepté après révision le 23 septembre 2008

A N-S trending high-magnetization feature appears along the 123.3°E meridian, in the northern prolongation of the Gagua ridge. On each side of this boundary, the lithospheres are characterized by different crustal thicknesses and rheologies and the two portions of slab display different strain patterns and dipping angles on each side of this boundary, suggesting the presence of a slab tear along the 123.3°E meridian.

In November 2003, 15 ocean bottom seismometers (OBS) were deployed during a period of 12 days in the southwestern Okinawa trough. More than 3300 earthquakes were localized and 20 of them were simultaneously recorded by land stations. According to the distribution of the 2823 relocated hypocenters, four clusters of earthquakes were recognized. The seismicity is essentially restricted to the central part of the southwestern Okinawa trough and terminates abruptly against the N-E trending prolongation of the Lishan fault. Most of the microearthquakes are aligned along E-W trending normal faults, showing where the present-day active normal faulting occurs and how it accounts for the N-S extension in the Okinawa trough. According to the P-wave velocity spectra estimated from some deep earthquakes located beneath the CBVT, the existence of a lower crustal / upper mantle magma chamber is suggested by the presence of low frequency earthquakes in the 3 – 10 Hz bandwidth.

Based on numerous earthquakes recorded by land stations and the microseismicity acquired during this cruise, two tomographic inversions were performed. (1) A low  $V_p$ ,  $V_s$  but high  $V_p/V_s$  sausage-like body, about 30 km in diameter, lies within the Eurasian mantle wedge, on top of the western Ryukyu slab edge, at depths ranging between 20 and 125 km. We suggest that partial melting and/or a  $H_2O$ -rich component formed by dehydration processes from subducting sediments, oceanic crust, and serpentinized mantle belonging to the Ryukyu slab and along the vertical portion of the slab edge might explain the presence of this sausage-like body. A low  $V_p$ ,  $V_s$  but high  $V_p/V_s$  channel rises obliquely from the sausage-like body from a depth of 40 km in direction of the andesitic Kueishantao Island. We propose that the melt and/or a  $H_2O$ -rich component rises up from the sausage-like body and interferes with the Okinawa trough backarc basin magmas formed in the upper mantle/lower crust of the wedge. Then, magmas propagate upward within the upper brittle crust through veins and/or narrow conduits. (2) A mantle inflow characterized by low  $V_p$ ,  $V_s$  and high  $V_p/V_s$  passing through the slab tear was imaged. This melt and/or fluid component is rising obliquely from the slab tear in direction of the CBVT, of the northern slope of the southern Okinawa trough and north of Iriomote Island. In addition, the asthenospheric intake is also imaged by an inclined chip-like high  $V_p/V_s$  and low  $V_p$ ,  $V_s$  body dipping northerly, which might be linked to the slab retreat.

$b$ -values estimations give more credit to the existence of magmatic activities illustrated by tomographic results. High  $b$ -values were observed around the low  $V_p$ ,  $V_s$  but high  $V_p/V_s$  anomalies above and along the slab tear, in the CBVT area, under the sausage-like anomaly located in the western extremity of the Ryukyu slab, and along the magma supply conduit to Kueishantao Island.

## CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET PROBLEMES SOULEVES

### Structures géologiques

L'île de Taiwan se situe à la frontière entre les deux zones de subduction de la plaque Eurasiatique (EU) et de la plaque de la mer des Philippines (PH) (fig. 1). La plaque PH chevauche la plaque EU dans la région de la zone de subduction de Manille [Tsai, 1986], entre en collision avec la marge passive chinoise le long de la Vallée Longitudinale [Ho, 1986 et 1988], et plonge sous la plaque EU le long de la fosse des Ryukyus à une vitesse de 8,2 cm/an suivant l'azimut N306° d'après les mesures GPS [Yu *et al.*, 1997]. L'île de Taiwan est le résultat de la collision de l'arc volcanique de Luzon appartenant à la plaque de la mer des Philippines avec la marge passive chinoise appartenant à la plaque Eurasiatique. La chaîne côtière est la prolongation septentrionale de l'arc volcanique de Luzon (PH) [Biq, 1981; Ho, 1988; Chen, 1995a] et la Vallée Longitudinale est considérée comme la frontière ouest de la plaque PH actuelle [Biq, 1977 et 1981; Tsai, 1978 et 1986; Chen, 1995a] (fig. 1).

Le bassin arrière-arc d'Okinawa associé à la zone de subduction des Ryukyus est situé en arrière de la fosse des Ryukyus [Lee *et al.*, 1980; Letouzey et Kimura, 1985, 1986]. Il s'étend de Kyushu, l'île la plus au sud du Japon jusqu'au nord-est de l'île de Taiwan. Sa largeur est comprise entre environ 200 km au nord et 100 km au sud et sa profondeur varie de 200 mètres au nord jusqu'à 2300 mètres au sud [Sibuet *et al.*, 1987]. Comme la plaque PH se déplace

vers la direction nord-ouest, la zone de subduction des Ryukyus poursuit une composante de déplacement vers l'ouest, et le bassin d'Okinawa se propage également vers l'ouest, se terminant en sifflet dans la plaine d'Ilan, au nord-est de Taiwan (fig. 1). La formation du bassin d'Okinawa s'étale sur 13 millions d'années (Ma) avec un arrêt possible de l'activité tectonique entre 2 et 7 Ma [Sibuet *et al.*, 1987 et 1995]. Trois phases tectoniques majeures ont été répertoriées dans le bassin [Sibuet *et al.*, 1987]. Une première phase d'extension est datée du Miocène moyen (13 Ma) et se serait terminée au Miocène supérieur (7 Ma). Après un ralentissement significatif ou un arrêt possible de l'extension, une deuxième phase de rifting permet la structuration du bassin d'Okinawa par failles normales du Pliocène moyen (2 Ma) au Pléistocène inférieur (0.1 Ma). Enfin, la dernière phase d'extension se poursuit encore actuellement. A proximité de l'île de Taiwan, le bassin d'Okinawa s'est formé il y a moins de 2 Ma par déformation cassante de la croûte continentale sous-jacente et nous y observons aujourd'hui les premières manifestations volcaniques [Sibuet *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 1999]. Le volcanisme d'arrière-arc se manifeste sous forme de rides allongées, dans l'axe du bassin alors qu'une chaîne de volcans sous-marins recoupe transversalement le bassin (Cross backarc volcanic trail, CBVT) [Sibuet *et al.*, 1998]. Le volcanisme d'arc se manifeste par une série de volcans actifs émergés au nord de l'île d'Okinawa et immergés au sud de l'île le long du front volcanique (fig. 1).

Le bassin Ouest-Philippin est la partie la plus occidentale de la plaque Philippine (fig. 1). Sa formation date de l'Eocène moyen [Karig, 1975]. Hilde et Lee [1984] ont

proposé un modèle pour l'ouverture de la plaque Philippine et pour le bassin de Huatang situé à l'est de Taiwan. Le bassin de Huatang est limité à l'ouest par l'arc de Luzon, à l'est par la ride de Gagua, et au nord par la fosse des Ryukyus (fig. 1). D'après les données de bathymétrie et de sismique réflexion et réfraction, l'épaisseur moyenne de la croûte est d'environ 8-10 km dans le bassin de Huatang [Hetland et Wu, 1998; Schnürle *et al.*, 1998; Yang et Wang, 1998] avec une couche de sédiment d'épaisseur moyenne de 1,4 km [Deschamps *et al.*, 1998]. La ride de Gagua, une structure morphologique de 350 km de longueur, est orientée N-S (fig. 1). Cette ride, qui dépasse de 4 km le plancher océanique plonge obliquement sous le marge des Ryukyus [Deschamps *et al.*, 1998; Dominguez *et al.*, 1998; Schnürle *et al.*, 1998], correspond à une ancienne limite de la plaque Philippine et de la plaque de l'ancienne mer de Taiwan située plus à l'ouest [Sibuet *et al.*, 2002].

### Problèmes cinématique et structural

A terre, la limite occidentale de plaque Philippine suit la faille de la Vallée Longitudinale (fig. 1). Plus au nord, la bordure ouest de la plaque Philippine plongeante a été déterminée jusqu'à 121,25°E [Kao *et al.*, 1998; Font *et al.*, 1999; Chou *et al.*, 2006] grâce à la distribution des séismes

relocalisés. Nous discuterons dans ce travail la localisation occidentale de la frontière ouest de la plaque Philippine par une approche tomographique utilisant les séismes enregistrés par le réseau sismique taiwanais (Central Weather Bureau, CWB).

### Influence de la déchirure du slab dans la région située au sud-ouest du bassin d'Okinawa

La ride de Gagua est non seulement une zone de fracture mais aussi une ancienne limite de la plaque du fait que les linéations magnétiques ne sont pas parallèles de part et d'autre de la ride de Gagua [Sibuet *et al.*, 2002] et que les lithosphères de chaque côté de cette ride sont d'âges différents. L'angle de la plaque Philippine plongeante est plus raide à l'ouest qu'à l'est de la ride de Gagua [Engdahl *et al.*, 1998; Deschamps *et al.*, 2000] (fig. 2c), une déchirure du slab des Ryukyus alignée le long de 123,3°E a donc été proposée [Deschamps *et al.*, 2000]. La formation du sud-ouest du bassin d'Okinawa situé juste au-dessus de cette déchirure pourrait être influencée par la présence de cette déchirure.

Dans ce travail, nous nous proposons de montrer comment les structures lithosphériques peuvent être imagées par l'analyse des spectres de puissance des anomalies magnétiques qui donne la base, le toit et l'épaisseur de la croûte

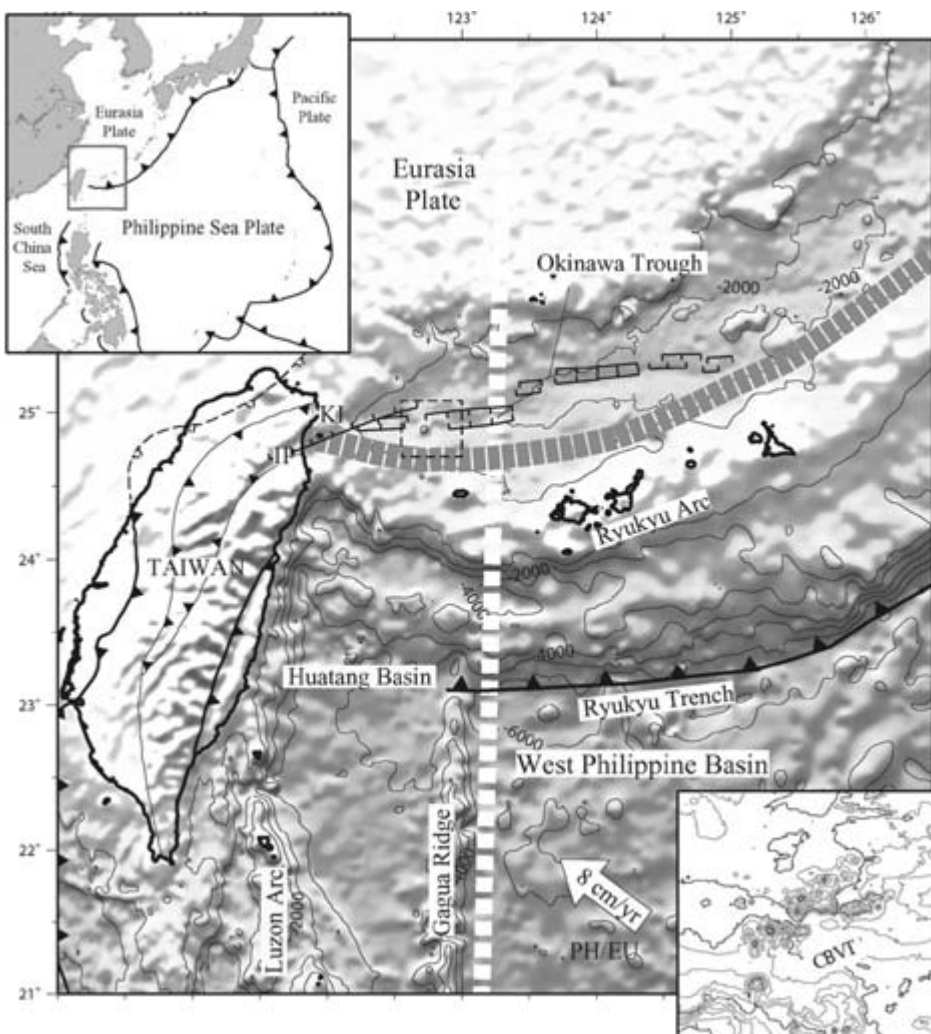


FIG. 1. – Bathymétrie simplifiée du nord-ouest de la plaque des Philippines (contours tous les 1000 m) et toponymie. Les traits gras avec triangles représentent les limites de plaques dans l'insert en haut à gauche. Le trait blanc en tirets représente la localisation de la déchirure du slab dans la prolongation de la ride de Gagua. Le trait gris en tirets représente la localisation du front volcanique. En bas à droite, bathymétrie détaillée (contours tous les 100 m) de la région du volcanisme transversal (cross backarc volcanic trail, CBVT) [Sibuet *et al.*, 1998] correspondant au carré en tirets.

FIG. 1. – Bathymetry (every kilometer) in the northwestern corner of the Philippine Sea plate. In the upper left corner, general map of the boundaries of the Philippine Sea plate. In the lower right corner, detailed bathymetry (isobath spacing, 100 m) of the cross backarc volcanic trail (CBVT) [Sibuet *et al.*, 1998] located in the square box (dashed black line). The white dashed line shows the location of the slab tear. The gray dashed line shows the position of the volcanic front.

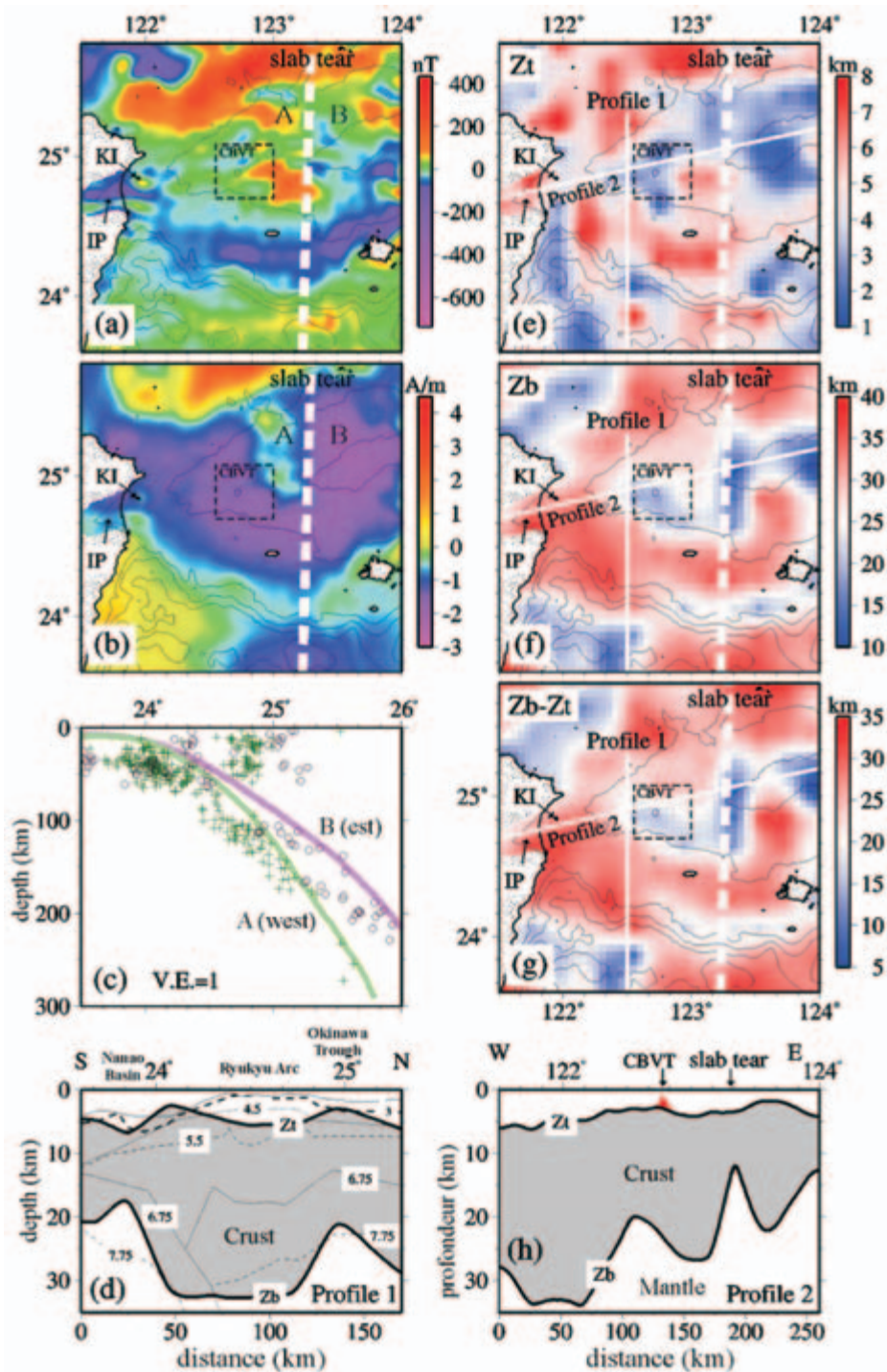


FIG. 2. – (a) Anomalies magnétiques d'après Hsu *et al.* [2001]. Les lignes noires représentent les contours bathymétriques tous les kilomètres. Le carré en pointillés correspond à la région CBVT (cross backarc volcanic trail). (b) La répartition des aimantations montre une forte valeur à l'ouest de la déchirure du slab (123,3°E, ligne blanche pointillée). (c) Distribution des séismes dans deux bandes de 50 km de largeur de chaque côté de 123,3°E. Les croix et les cercles représentent les séismes situés à l'ouest et à l'est de cette limite, respectivement. La portion ouest (A) du slab est plus pentue que celle de la portion est du slab (B). (d) Comparaison entre le toit et la base du socle magnétique (lignes épaisses) et interfaces des vitesses  $V_p$  (lignes pointillées et tiretés) le long du profil 1 [Wang *et al.*, 2002]. (e) Profondeur du toit de la couche aimantée ( $Z_t$ ). Les valeurs sont calculées aux nœuds d'une grille de 0.2 degré dans un carré de 60 km de côté. (f) Profondeur de la base de la couche aimantée ( $Z_b$ ) (point de Curie). (g) Épaisseur de la couche aimantée ( $Z_b - Z_t$ ). (h) Géométrie de  $Z_t$  et  $Z_b$  le long du profil 2. IP : plaine d'Ilan ; KI : île de Kueishantao.

FIG. 2. – (a) Magnetic anomalies from Hsu *et al.* [2001]. Thin black lines are bathymetric contours every kilometer. The square box in dashed black lines (CBVT, cross backarc volcanic trail) corresponds to the location of the bathymetric inset in figure 1. (b) The portion of the Okinawa trough deeper than 1000 m is characterized by low magnetization values except for the higher magnetization zone located west of the Ryukyu slab tear (white dashed line). (c) Earthquake distribution within two 50 km wide parallel stripes located on each side of the 123.3°E meridian. Crosses and open circles represent earthquakes located west and east of this limit, respectively. The western portion A of the slab is steeper and deeper than the eastern portion B of the slab. (d) Estimates of the depth and thickness of magnetic sources (thick lines) extracted from figures e and f. Comparison with the P-wave velocity-interface model along refraction Profile 1 [Wang *et al.*, 2002] (thin dotted and dashed lines). (e) Depth  $Z_t$  of the top of magnetic sources using the power spectrum method. Values are calculated every 0.2 degree in 60 km x 60 km data squares. (f) Depth  $Z_b$  of the base (Curie point) of magnetic sources using the same method. (g) Thickness of the magnetized layer ( $Z_b - Z_t$ ). (h) Geometry of the crust deduced from  $Z_t$  and  $Z_b$  distributions along Profile 2. IP : Ilan Plain; KI : Kueishantao Island.

magnétique. Nous comparerons les résultats obtenus par cette analyse avec la modélisation des vitesses basée sur les données d'une coupe de sismique réflexions grand angle et réfraction qui traverse l'arc des Ryukyus et le sud du bassin d'Okinawa [Wang *et al.*, 2002].

### Distribution des failles actives dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa déduite de la microsismicité

L'épisode actuel d'ouverture du bassin d'Okinawa a été caractérisé à partir des mécanismes au foyer [Dziewonski *et al.*, 1981; Fournier *et al.*, 2001; Kubo et Fukuyama, 2003] et l'interprétation des profils de sismique réflexion [Sibuet *et al.*, 1998; Sibuet et Hsu, 2004]. La direction de l'extension est approximativement N-S. Au cours d'une campagne d'écoute passive, 15 OBSs ont été déployés pendant 12 jours dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa. En localisant les séismes enregistrés par les OBS, nous pourrions donc mettre en évidence les structures effectivement actives.

### Origine du volcanisme dans le bassin d'Okinawa

Généralement, un bassin arrière-arc classique est situé ~100 km en arrière de l'arc et ~200 km au-dessus du toit du slab [Sibuet *et al.*, 1998; Shinjo, 1999]. La partie sud-ouest du bassin d'Okinawa n'est située qu'à ~100 km au-dessus du slab, et le volcanisme d'arc récent est localisé le long de la marge sud du bassin [Sibuet *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 1999] et non dans l'arc des Ryukyus. La partie sud-ouest du bassin d'Okinawa est donc considérée comme un bassin arrière-arc atypique, dans la mesure où la composition des roches volcaniques comporte systématiquement une composante zone de subduction sous les trois différents types de volcanismes identifiés: le volcanisme d'arc localisé le long du front volcanique (fig. 1), le volcanisme arrière-arc présent le long de rides allongées, dans l'axe du bassin et le volcanisme anormal situé au-dessus de la déchirure du slab [Shinjo *et al.*, 2003a et 2003b].

Dans ce bassin arrière-arc atypique, nous nous intéressons à l'origine de ces différents types de volcanisme. Les résultats tomographiques nous permettront d'imager en profondeur les anomalies de vitesses liées aux chambres magmatiques et/ou aux matériaux enrichis en eau.

## METHODES D'ANALYSES ET DONNEES EXPLOITEES

### Analyse des spectres de puissance des anomalies magnétiques

La méthode employée développée par Tanaka *et al.* [1999] permet d'estimer la profondeur du socle magnétique à partir de l'analyse des spectres de puissance des anomalies magnétiques. La détermination des profondeurs du toit ( $Z_t$ ) et du centroïde ( $Z_o$ ) de la source magnétique permet de calculer la base ( $Z_b$ ) de la source magnétique à partir de  $Z_t$  et  $Z_o$ . L'équation du spectre de puissance ( $\Phi$ ) est donnée par:

$$\Phi(|k|) = Ae^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \text{ où } k \text{ est le nombre d'onde et } A \text{ est une constante} \quad (1)$$

Quand la longueur d'onde est au moins deux fois plus petite que l'épaisseur de la croûte magnétique, l'équation (1) est approximée par:

$$\ln[\Phi(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t \text{ où } B \text{ est une constante} \quad (2)$$

Lorsque la longueur d'onde est grande, l'équation (1) peut être simplifiée:

$$\ln\{[\Phi(|k|)^{1/2}/|k|] = \ln C - |k|Z_o \text{ où } C \text{ est une constante} \quad (3)$$

$Z_t$  et  $Z_o$  représentent alors une relation linéaire avec le logarithme des spectres de puissance. Ainsi, le toit ( $Z_t$ ) peut être calculé par la pente de l'équation (2) pour les petits nombres d'ondes. Le centroïde ( $Z_o$ ) peut être estimé en calculant la pente de l'équation (3) pour les grands nombres d'ondes (fig. 3). Enfin, la base de la source magnétique ( $Z_b$ ) est obtenue par:

$$Z_b = 2 \times Z_o - Z_t \quad (4)$$

La région d'étude est représentée par une grille avec un pas de 0.2 degré de côté. Les données d'anomalies magnétiques utilisées pour ces estimations sont celles situées dans un carré de 60 km autour de chaque noeud de la grille.

Les données de Hsu *et al.* [2001] ont été obtenues à partir de deux bases des données d'anomalies magnétiques du champ total (fig. 2a et 2b). La première base de données est extraite de la compilation du CCOP [Magnetic anomaly map of East Asia, 1994]. Un pas de grille de 10 km a été adopté pour l'échantillonnage de ces données. La deuxième base de données provient de Hsu *et al.* [1998] et de Sibuet *et al.* [1995] dont le pas de grille est de 4 km.

### Relation fréquence-magnitude (FMD) des séismes

En 1938, deux scientifiques japonais [Ishimoto et Iida, 1939] ont montré qu'il existait une corrélation inverse entre la fréquence des séismes et leur taille exprimée en termes de magnitude. Autrement dit, les séismes sont d'autant plus fréquents que leur magnitude est plus faible. En 1956, Gutenberg et Richter ont proposé une relation entre le nombre de séismes et leur magnitude, dont les coefficients dépendent des caractéristiques sismiques et géologiques d'une région ou d'un système de failles [Ishimoto et Iida, 1939; Gutenberg et Richter, 1944]. Cette relation montre que les séismes se distribuent de façon logarithmique en fonction de la magnitude suivant la loi:

$$\log N = a - bM \quad (5)$$

où  $N$  est le nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale à  $M$ ,  $a$  et  $b$  sont des constantes définies par l'analyse de régression pour une période donnée. Les valeurs  $b$  sont calculées en utilisant les séismes situés dans chaque

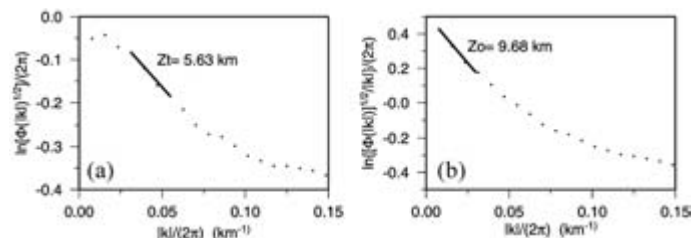


FIG. 3. – Exemple de spectres de puissance déterminés à partir des données d'anomalies magnétiques pour l'estimation des profondeurs du toit et du centroïde du socle magnétique. Les points correspondent aux valeurs des spectres de puissance. (a) Le toit du socle magnétique  $Z_t = 5.63$  km est obtenu à partir des grands nombres d'onde. (b) La profondeur du centroïde  $Z_o = 9.68$  km est obtenue à partir des petits nombres d'onde.

FIG. 3. – Examples of power spectra defined from magnetic anomaly data to calculate  $Z_t$  and  $Z_o$ . Dots correspond to values of power spectrum. (a) The top of the magnetic basement  $Z_t = 5.63$  km is obtained by fitting a straight line through the high-wave number portion of data. (b) The depth of the centroid  $Z_o = 9.68$  km is obtained by fitting a straight line through the low-wave number portion of data.

région circulaire autour des noeuds de la grille. La taille du rayon des cercles varie en fonction du nombre de séismes à l'intérieur du cercle. Par conséquent, la carte de résolution est donnée par les variations de taille des rayons des cercles (plus la taille est grande, plus la résolution est mauvaise). Le choix de la magnitude  $M_c$  (completeness) est décisif. En général, la magnitude  $M_c$  est déterminée par inspection visuelle de la distribution entre la fréquence cumulée des séismes et leur magnitude (FMD). Dans la figure 4, la magnitude  $M_c$  est égale à 1,5. Dans ce travail, le programme « Zmap » est employé pour estimer la valeur  $b$  [Wiemer, 2001] et  $M_c$  est obtenu en utilisant le maximum de la dérivée de la distribution des FMDs.

### Tomographie

Les méthodes de tomographie s'appuient principalement sur un maillage constitué de cellules régulières ou irrégulières. La méthode de « tracé de rais sismiques » est employée pour tracer le trajet des rais dans chaque cellule [Um et Thurber, 1987]. En calculant les temps de trajets des rais et les distances, la vitesse dans chaque cellule peut alors être estimée. Le calcul du trajet d'un rai nécessite la connaissance des coordonnées du foyer du séisme et de la station sismologique où le séisme a été détecté, de son temps d'arrivée ainsi que d'un modèle initial de vitesse. La qualité de la solution tomographique va dépendre principalement de la géométrie des rais sismiques. On dira qu'une cellule est bien illuminée si elle est caractérisée par un bon échantillonnage 3D des rais en azimut et en incidence. En fait, compte tenu d'une distribution non uniforme des séismes et des stations sismologiques, certaines régions sont fortement illuminées, d'autres très faiblement. Il en résulte, de ce fait, un biais dans le modèle tomographique. Pour résoudre ce problème de distribution de rais, le programme *SIMUL2000* [Thurber et Eberhart-Phillips, 1999] permet de construire un maillage adaptatif (flexible gridding technique) où le nombre de rais est distribué de façon homogène sur l'ensemble des cellules. Une région avec peu de rais sera modélisée par de grandes cellules alors qu'inversement une région richement illuminée sera décrite par de petites cellules.

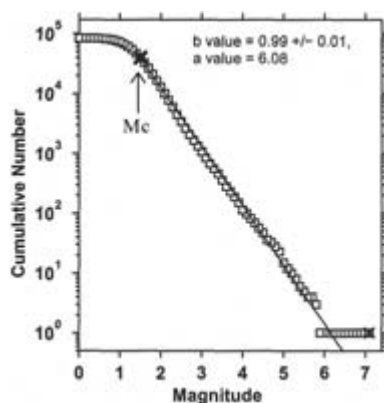


FIG. 4. – Distribution de la fréquence–magnitude (FMD) qui montre la relation entre le nombre cumulé de séismes et la magnitude [d'après Wiemer et Wyss, 2002]. La valeur de  $b$  est la pente de la droite.  $M_c$ , magnitude de « completeness ».

FIG. 4. – Frequency magnitude distribution (FMD) showing the relation between the cumulative number of earthquake and the magnitude [from Wiemer and Wyss, 2002].  $b$ -values are estimated from the slope of the straight best fitting line.  $M_c$ : magnitude of completeness.

La particularité du rapport  $V_p/V_s$  est sa sensibilité aux fortes teneurs en fluides ou en magma [Watanabe, 1993; Zhao *et al.*, 2002; Nakamura *et al.*, 2003] qui permet de faire chuter  $V_s$  et augmenter le rapport  $V_p/V_s$ . Lorsque  $V_s$  est mal déterminé, le calcul direct du rapport  $V_p/V_s$  à partir des vitesses  $V_p$  et  $V_s$  peut provoquer des artefacts [Thurber, 1983; Eberhart-Phillips, 1990]. L'inversion directe du rapport  $V_p/V_s$  a donc été préférée au rapport des inversions indépendantes des vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . Par conséquent, au lieu de calculer le rapport  $V_p/V_s$  à partir des modèles de vitesse  $V_p$  et  $V_s$ , nous avons utilisé les résidus des temps d'arrivée des ondes  $P$  et  $S$  pour calculer directement le rapport  $V_p/V_s$ .

### Séismes au nord de Taiwan

Sur l'île de Taiwan, la densité de stations sismiques est élevée. Les données extraites du Central Weather Bureau (CWB) de Taiwan pendant la période de décembre 1990 à mai 1999 ont été utilisées pour l'estimation du modèle de vitesse  $V_p$  et du rapport entre les vitesses des ondes  $P$  et  $S$  ( $V_p/V_s$ ). Au total, 3370 séismes situés au nord de la latitude  $23,5^\circ$  N ont été sélectionnés (fig. 5a). 83107 arrivées d'ondes  $P$  et 44412 arrivées d'ondes  $S$  ont été utilisées pour l'inversion tomographique dans la région nord-est de l'île de Taiwan (fig. 5a). Dans cette inversion, le modèle de vitesse 1-D de la partie nord-est de Taiwan proposé par Chen [1995b], déduit des résultats tomographiques, a été employé comme modèle initial de vitesse (fig. 6).

### Séismes au sud-ouest du bassin d'Okinawa

Une campagne d'écoute passive a été réalisée pendant la période du 19 novembre au 1<sup>er</sup> décembre 2003 dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa. 15 OBSs ont été déployés dans une région de 130 km x 90 km, comprenant la déchirure du slab des Philippines [Lin *et al.*, 2004a et 2004b] et la zone volcanique CBVT [Sibuet *et al.*, 1998]. Les arrivées des ondes  $P$  et  $S$  ont été pointées manuellement et sont marquées par des pondérations différentes selon la fiabilité des pointés. Le modèle de vitesse calculé par Nakamura *et al.* [2003] a été utilisé comme modèle initial pour la localisation de séismes (fig. 6). Plus de 3300 séismes ont été localisés (fig. 7). Afin d'augmenter la précision de la localisation des séismes et la couverture spatiale, les données enregistrées par les stations sismiques à terre ont été également utilisées. Au total, 20 séismes ont été enregistrés simultanément par les OBS et les deux réseaux sismiques pendant la période d'enregistrement des OBS. Les séismes présentant une précision de localisation inférieure à 10 km dans les trois directions ont été sélectionnés pour être injectés dans le programme *SIMUL2000* de relocalisation des séismes et obtenir un modèle de vitesse  $V_p$  et le rapport  $V_p/V_s$ . Au total, 2823 séismes ont été sélectionnés. 15077 arrivées d'ondes  $P$  et 13751 d'ondes  $S$  ont été utilisées pour l'inversion tomographique (fig. 5b).

## RESULTATS

### Sismicité et failles actives dans le bassin d'Okinawa

Les séismes relocalisés dans le bassin d'Okinawa ont été regroupées en quatre essaims appelés 1, 2, 3a et 3b [Lin *et al.*, 2008b] (fig. 7). Hormis l'essaim 2, les essaims se situent

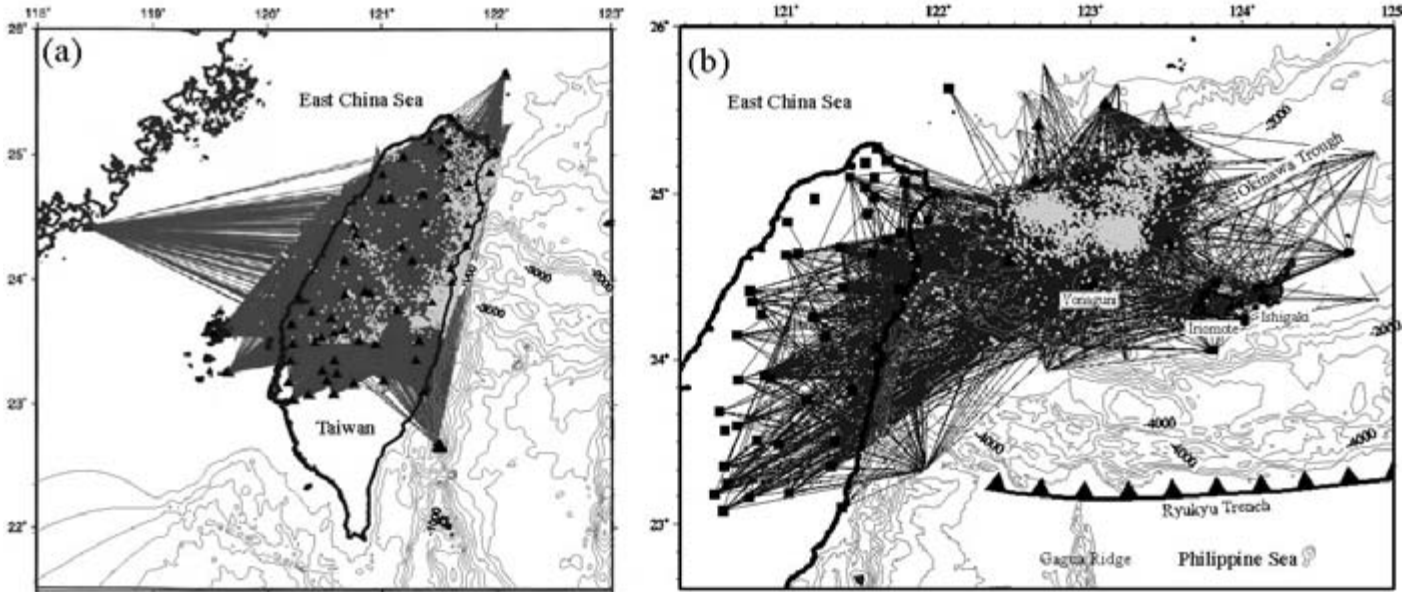


FIG. 5. – Distribution des séismes utilisés et localisation des stations sismiques pour les inversions tomographiques. (a) dans la région nord-est de Taiwan ; (b) dans la région du sud-ouest du bassin d'Okinawa. Les lignes en noir représentent les trajets des rais. Les points gris représentent la localisation des séismes utilisés. Les triangles et les carrés représentent les localisations des stations sismiques.

FIG. 5. – Location of seismic recording stations and earthquakes used in this study. (a) in northeastern Taiwan; (b) in the southwestern Okinawa trough. The black lines show the ray path coverage. The gray dots are the earthquakes used in the inversions. Black squares and triangles are the positions of the recording stations.

tous dans l'axe du bassin d'Okinawa. La plupart des séismes sont peu profonds ( $< 20$  km) et se répartissent en échelon, selon l'alignement des failles actives normales orientées E-W. Au nord-ouest, la distribution des hypocentres se termine abruptement le long de la prolongation de la faille de Lishan qui se termine à  $123,6^{\circ}\text{E}$ . Une grande partie des séismes se situe dans la bande de fréquence de 10 à 35 Hz (fig. 8), sauf en ce qui concerne un groupe de séismes situés sous la région volcanique CBVT où les spectres calculés à partir de ces séismes correspondent à une bande de fréquence de 8 à 12 Hz. Selon plusieurs travaux récents, ce type de séismes basse fréquence a été observé autour d'une chambre magmatique, au-dessous d'un volcan actif [Hasegawa et Yamamoto, 1994 ; Hasegawa et Zhao, 1994]. Par conséquent, la basse fréquence des séismes situés sous la région CBVT pourrait avoir un lien avec les activités magmatiques sous-jacentes.

### Caractérisation des épaisseurs et vitesses crustales

L'analyse des spectres de puissance des anomalies magnétiques a été réalisée afin d'estimer les profondeurs du toit et de la base des sources magnétiques dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa. Pour vérifier la précision des résultats obtenus par cette méthode, nous avons comparé ces résultats avec ceux déduits des structures de vitesses obtenues par modélisation des données de sismique réflexion grand angle et réfraction le long d'une coupe qui traverse l'arc des Ryukyus et une partie du bassin d'Okinawa [Wang *et al.*, 2002]. Le toit du socle magnétique correspond à une vitesse de 4.5 km/s, sa base à une vitesse de 7.75 km/s, ce qui montre une bonne concordance entre les deux types de résultats (fig. 2d). En analysant la répartition des profondeurs du socle magnétique le long d'une coupe E-W dans l'axe

du bassin, un amincissement de la croûte est observé en-dessous de la zone de déchirure du slab et une augmentation d'épaisseur sous la région CBVT (figs. 2e à 2h). La déchirure du slab le long du méridien  $123,3^{\circ}\text{E}$  pourrait être à l'origine d'un excès de fluide riche en eau et/ou à de la fusion partielle à l'origine du volcanisme anormal dans la région CBVT.

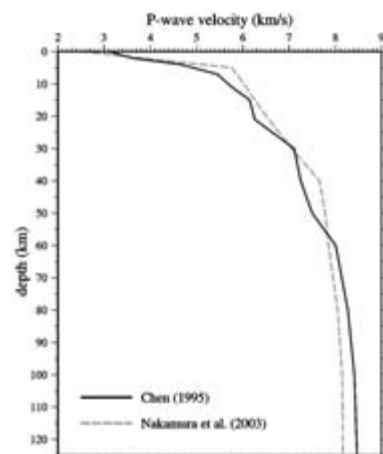


FIG. 6. – Modèle de vitesse initial des ondes P utilisé pour l'inversion tomographique. Le trait noir représente le modèle utilisé dans la région nord-est de Taiwan [Chen, 1995b]. Le trait en tiretés représente le modèle utilisé dans la région du sud-ouest du bassin d'Okinawa [Nakamura *et al.*, 2003]. La valeur du rapport  $V_p/V_s$  est supposée égale à 1.73.

FIG. 6. – 1-D P-wave velocity model used for the tomographic inversion. The solid line shows the model calculated by Chen [1995b] and used in the inversion for northeastern Taiwan. The dashed line show the model calculated by Nakamura *et al.* [2003] and used for inversion in the southwestern Okinawa trough.  $V_p/V_s$  is assumed to be 1.73.

## Tomographie

Dans le but de comprendre l'origine du volcanisme dans la région du sud-ouest du bassin d'Okinawa et la bordure du slab des Ryukyus, nous avons extrait les zones d'anomalies caractérisées par de faibles vitesses relatives des ondes  $P$  et  $S$  et un fort rapport  $Vp/Vs$  afin d'illustrer la présence de fluides ou de fusion partielle [Watanabe, 1993; Zhao *et al.*, 2002; Nakamura *et al.*, 2003]. Ces zones anormales ont été cartographiées à différentes profondeurs.

### Au nord-ouest de Taiwan

Une zone de fort rapport  $Vp/Vs$  et de faibles vitesses  $Vp$ ,  $Vs$  s'approfondissant vers le nord de 20 km à 125 km de profondeur est observée le long de la côte est de l'île de Taiwan, (planche 1a et 1b) [Lin *et al.*, 2004b]. Les vitesses des ondes  $P$  et  $S$  et leur rapport  $Vp/Vs$  le long de deux coupes verticales (profils T1 et T2 de la planche 1a) sont illustrés dans les planches 1c à 1f. Le profil T1 se trouve sur la croûte continentale eurasiatique, à l'ouest de la terminaison du slab des Ryukyus, tandis que le profil T2 situé à 20 km à l'est du profil T1 recoupe la zone d'anomalies de fort rapport  $Vp/Vs$ . Sur le profil T2, cette zone caractérisée par de forts rapports  $Vp/Vs$  et de faibles vitesses  $Vp$ ,  $Vs$  a la forme d'une saucisse de 30 km de diamètre s'étalant le long du rebord supérieur du slab, entre les profondeurs 20 et 125 km (contours en tirets rouges). La même structure peut être observée avec moins de détail à partir des résultats tomographiques obtenus par Rau et Wu [1995] (planche 1d). Une autre anomalie de fort rapport  $Vp/Vs$  remonte depuis cette anomalie en forme de saucisse d'une profondeur de 40 km en direction de la plaine d'Ilan, puis oblique vers l'est en direction de l'île de Kueishantao (planche 1e et 1f). Sur le profil T1, les anomalies identifiées sur le profil T2 ont disparues. A l'aide de ces images tomographiques et de la

répartition des hypocentres, la frontière ouest de la plaque Philippine est maintenant mieux déterminée. Cependant, son orientation n'est pas exactement parallèle à l'axe de la Vallée Longitudinale considérée comme la frontière à terre des deux plaques EU et PH. Ceci pourrait être dû au fait que la partie supérieure de l'arc de Luzon aurait été accrétée le long de l'arc externe des Ryukyus, permettant à la partie crustale de l'arc de Luzon de subduire sous la plaque eurasiatique [Sibuet *et al.*, 2004].

### Au sud-ouest du bassin d'Okinawa

Dans la région sud-ouest du bassin d'Okinawa, les séismes profonds ne sont pas assez nombreux pour illustrer les anomalies tomographiques au niveau du slab. En revanche, les résolutions spatiales sous le bassin d'Okinawa sont assez élevées ( $> 0,5$ ) dans la croûte et le manteau supérieur.

Les zones caractérisées par de forts rapports  $Vp/Vs$  et de faibles vitesses  $Vp$ ,  $Vs$  sont attribuées à deux groupes (planche 2a et 2b) [Lin *et al.*, 2007b]. Dans le premier groupe, une zone anormale prend racine à plus de 40 km de profondeur sous le bassin d'Okinawa et remonte jusqu'à la surface en direction du sud du bassin d'Okinawa (planche 2a). Dans le deuxième groupe, la zone anormale remonte depuis en-dessous de la déchirure du slab (profondeur de 50 km) en direction du CBVT. Une deuxième branche remonte en direction de l'île d'Iriomote et s'arrête à une profondeur de 30 km environ. Une troisième branche remonte en-dessous de la déchirure du slab des Ryukyus jusqu'à une profondeur de 15 km (planche 2b).

Les vitesses des ondes  $P$  et  $S$  et les rapports  $Vp/Vs$  extraits le long de cinq coupes traversant ces zones anormales apparaissent sur les planches 2c à 2g et permettent d'illustrer les trajectoires de ces zones anormales. Deux masses caractérisées par de forts rapports  $Vp/Vs$  et de faibles vitesses  $Vp$  et

Pl. I. – (a) Distribution géographique des zones caractérisées par une valeur  $Vp/Vs$  plus forte que 1.78 et par de faibles vitesses  $Vp$  et  $Vs$ . La zone d'anomalie à fortes valeurs  $Vp/Vs$  est située sur la bordure ouest du slab des Ryukyus, au nord-est de Taiwan. Les profils tomographiques T1 et T2 sont présentés de 2(c à f). (b) Blocs diagrammes en trois dimensions représentant les variations de  $Vp/Vs$ . L'anomalie en forme de saucisse entre 20 et 125 km de profondeur est coupée le long de son axe (profil T2 sur la planche 1a). Un chenal de fort rapport  $Vp/Vs$  remonte obliquement (flèche claire) d'une profondeur de 40 km en direction de l'île andésitique de Kueishantao (KI). Les étoiles correspondent aux séismes. IP : plaine d'Ilan. (c) à (f) Résultats tomographiques le long des profils T1 et T2 localisés en (a). (c à e) valeurs des vitesses  $Vp$  et  $Vs$  et du rapport  $Vp/Vs$  pour les profils T1 et T2. (f)  $Vp$ ,  $Vs$  et  $Vp/Vs$  représentés en pourcentage le long du profil T2 afin de bien imager les zones d'anomalies. Les étoiles correspondent aux séismes utilisés dans l'inversion et situés dans une bande de 10 km de chaque côté du profil. Le profil T1 est situé dans la croûte continentale eurasiatique, à l'ouest de la déchirure du slab. (d) et (e) La comparaison avec les résultats de Rau et Wu [1995] montre une bonne correspondance entre les deux modèles et une meilleure résolution pour notre modèle. L'anomalie en forme de saucisse et le chenal d'alimentation de l'île de Kueishantao sont soulignés par les lignes en tirets rouges. (g) Distribution des valeurs  $b$ . Les régions où la résolution est supérieure à 30 km sont masquées. (h) Résolution spatiale le long du profil T2. L'anomalie en forme de saucisse et l'alimentation magmatique de l'île de Kueishantao sont soulignées par les lignes en tirets. Les deux cercles centrés sur un triangle et un carré en (g) définissent les volumes pour lesquels les FMDs sont présentés en (i). (i) Les droites représentent les lignes ajustées à la distribution et leurs pentes représentent les valeurs  $b$ . Les valeurs  $b$  sont estimés par deux méthodes : WLS (weighted least squares) et max lik (maximum likelihood).  $Mc$  : magnitude de "completeness".

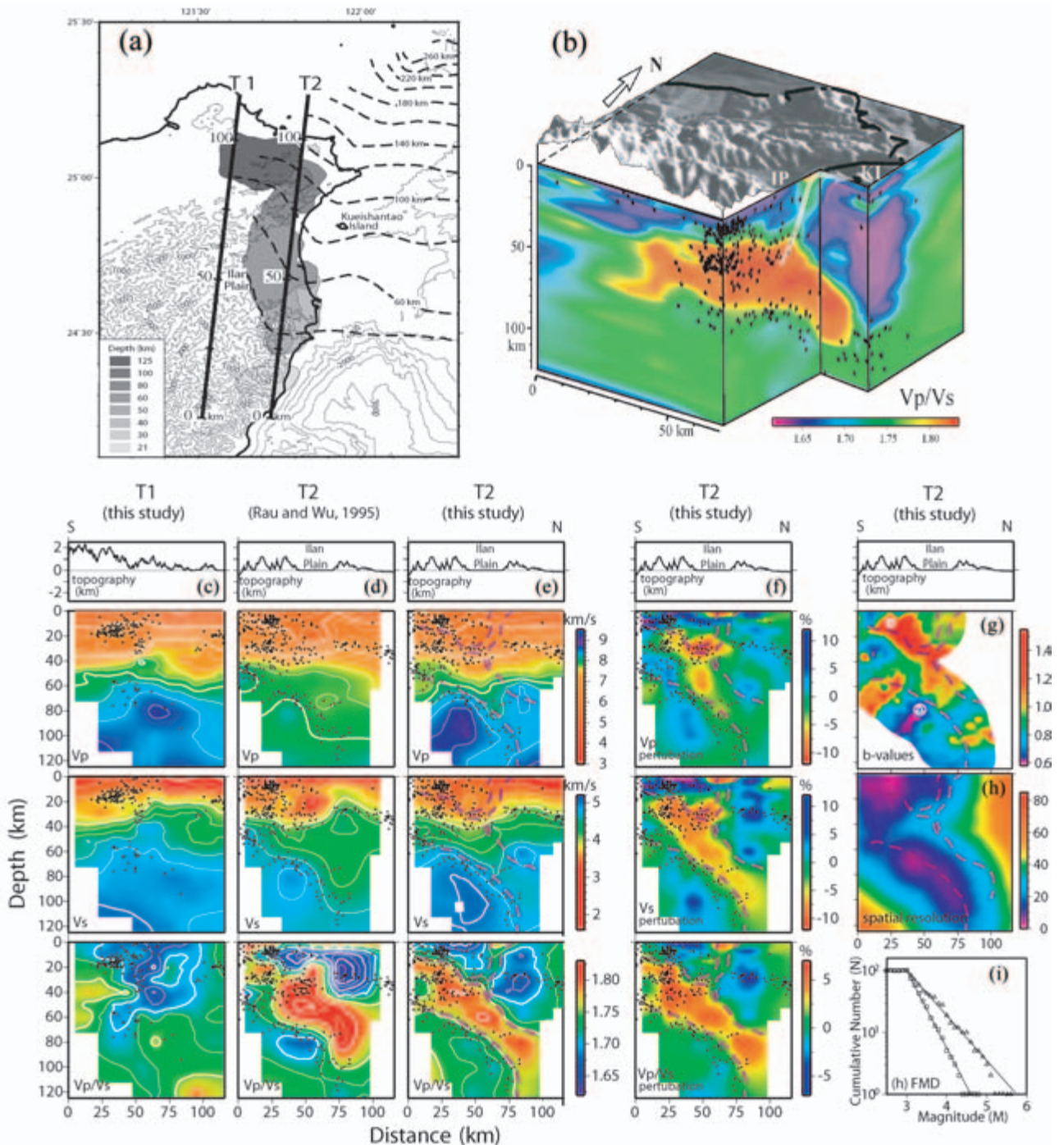
Plate I. – (a) Geographical distribution of areas with  $Vp/Vs$  values higher than 1.78 and low  $Vp$  and  $Vs$  values. The areas of high  $Vp/Vs$  anomalies are located above the western edge of the Ryukyu slab. (b) 3-D block diagrams showing cross-sections of  $Vp/Vs$  ratios. The high  $Vp/Vs$  sausage-like body is cut along its axis (corresponding to Profile T2 located in a). A high  $Vp/Vs$  channel rises obliquely (white arrow) from the sausage-like body at a depth of 40 km in direction of the andesitic Kueishantao Island (KI). Stars are earthquake locations. (c to f) Tomographic results along profiles T1 and T2 located in (a).  $Vp$ ,  $Vs$ , and  $Vp/Vs$  values for profiles T1 and T2. Contours every 0.2 km/s for  $Vp$  and  $Vs$  and every 0.025 for the  $Vp/Vs$  ratios. Stars are locations of earthquakes ( $M > 2.5$ ) occurring in a 10 km wide stripe. Profile T1 is located on the EU continental crust, west of the Ryukyu slab edge. The few earthquakes located at depths of 50 to 80 km belong to the eastern part of the 10 km wide stripe. A comparison with the Rau and Wu [1995] model shows a good correspondence between the top of the Ryukyu slab and tomographic gradients with a better resolution for our model. (f)  $Vp$ ,  $Vs$  and  $Vp/Vs$  perturbation anomalies displayed along Profile T2 in order to better image velocity anomalies of the sausage-like body and the feeding channel of Kueishantao Island. The high  $Vp/Vs$  sausage-like body and channel are underlined by red dashed lines and then pasted in the other panels. (g)  $b$ -values distribution. Areas where the resolution is larger than 30 km are masked. Numbers show the features where  $b$ -value anomalies are discussed; (h) Spatial resolution map along the cross-section 1. The high  $Vp/Vs$  sausage-like body and the Kueishantao feeding channel are underlined by dashed lines. (i) Frequency magnitude distribution (FMD) for the two sampled circles located in (g).  $b$ -values are the slopes of straight best fitting lines estimated from the weighted least squares (WLS) and maximum likelihood (max lik) methods.  $Mc$  : magnitude of completeness.



$V_s$  sont identifiées (contours en pointillés rouges). (1) Une structure inclinée en forme de langue et enracinée à 40 km de profondeur sous la marge nord du bassin d'Okinawa s'étend parallèlement au toit du slab en direction de l'axe du bassin. Elle est restreinte à la partie occidentale de la déchirure du slab (planches IIc et II d). (2) Prenant naissance à une profondeur de 50 km, près de 24,2°N ; 123°E, la zone anormale qui remonte du slab des Ryukyus vers la surface en se divisant en trois branches est imagée (planches IIb et IIc). La première anomalie en forme de langue est interprétée comme étant liée à une remontée de l'asthénosphère dans la lithosphère inférieure suite au recul du slab. Cette remontée de matériel profond pourrait élever le gradient

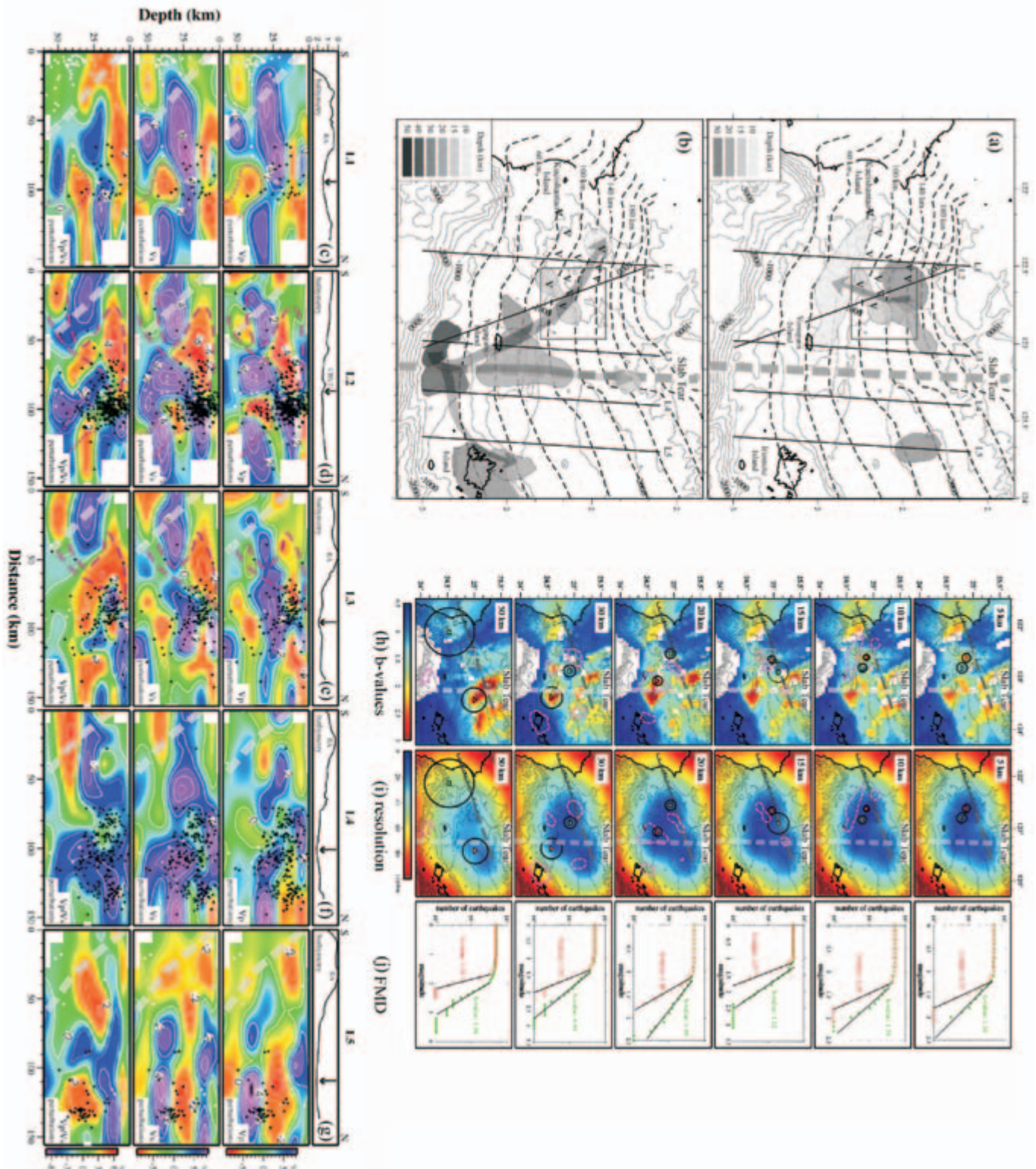
thermique et favoriser la génération de magmas. La deuxième zone anormale pourrait représenter un flux de matériel mantellique prenant naissance sous la plaque plongeante, traversant la déchirure du slab puis se divisant en plusieurs branches. La branche se propageant vers le nord-est et s'arrêtant à la profondeur de 30 km sous l'île d'Iriomote pourrait expliquer l'absence de volcanisme dans l'arc des Ryukyus.

En résumé, deux processus importants pour la formation du volcanisme dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa sont illustrés par les images tomographiques et en particulier par les zones caractérisées par de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$  et de forts rapports  $V_p/V_s$ : (1) les flux latéraux le long



des rebords du slab, comme cela a déjà été mentionnés par Schellart [2004]. Ce type de flux a été suggéré pour l'Etna [Gvirtzman et Nur, 1999; Turner et Hawkesworth, 1998; Smith *et al.*, 2001] et la zone de subduction du Sud Sandwich [Livermore *et al.*, 1997; Bruguier et Livermore, 2001; Leat *et al.*, 2004]. (2) la remontée des flux latéraux liée à la présence de la bordure du slab ou de la déchirure du slab

permet non seulement la remontée de flux provenant d'en-dessous de la plaque subduite mais aussi une remontée de l'asthénosphère [Kincaid et Hall, 2003; Schellart *et al.*, 2002; Heuret et Lallemand, 2005] facilitée par l'augmentation de la pente du panneau plongeant. La figure 9 est un diagramme en trois dimensions synthétisant les flux magmatiques sous le bassin d'Okinawa et l'extrémité ouest du



slab des Ryukyus. Nous suggérons que la fusion partielle et/ou l'enrichissement en fluide pourrait être lié en partie au recul du slab (flèches 1). Certains de ces flux, entraînés par le mouvement vers le nord-ouest de la plaque Philippine par rapport à la plaque eurasiatique, pourraient se propager vers l'est en direction de l'île d'Iriomote (flèche 2). De plus, le recul du slab pourrait également entraîner la remontée de l'asthénosphère (flèches 3) et accélérer l'ouverture du bassin arrière-arc. Ces processus pourraient être à l'origine des différents types de volcanisme observés dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa et pourraient expliquer en particulier le volcanisme de l'île de Kueishantao et de la chaîne volcanique CBVT (flèches 4 et 5).

### Evolution des valeurs « $b$ »

Deux analyses des valeurs  $b$  ont été réalisées dans les deux régions où les inversions tomographiques ont été réalisées dans le but de comparer leurs répartitions avec celles des anomalies de forts rapports  $V_p/V_s$  mentionnés ci-dessus. (1) Dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa, de fortes valeurs  $b$  caractérisent la région CBVT (5-15 km) et une région qui s'étend le long de la déchirure du slab des Ryukyus, de 0 à 50 km de profondeur (planche IIIh) [Lin *et al.*, 2007b]. (2) Dans le nord-est de Taiwan, près de la bordure du slab, des zones de fortes valeurs  $b$  sont observées [Lin *et al.*, 2008a] au-dessus de la zone d'anomalie en forme de saucisse caractérisée par de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$  et de forts rapports  $V_p/V_s$  et autour des conduits magmatiques alimentant l'île volcanique de Kueishantao. La région caractérisée par de faibles valeurs de  $b$  située dans le slab à une profondeur de 70 à 100 km pourrait être liée aux contraintes de la collision entre les plaques Philippine et eurasiatique résultant en une pliure de l'extrémité du slab des Ryukyus [Chou *et al.*, 2006] (planche Ig).

Plusieurs travaux récents ont relié de fortes valeurs de  $b$  aux régions où des chambres magmatiques ont été identifiées [Wiemer et Wyss, 1997; Wiemer *et al.*, 1998; Murru *et al.*, 1999], alors que la présence de faibles valeurs de  $b$  est relative à un régime de fortes contraintes [Scholz, 1968; Urbancic *et al.*, 1992]. Les résultats que nous avons obtenus suggèrent que les fortes valeurs de  $b$  caractérisent des zones à fortes activités magmatique et géothermique [Wiemer et Wyss, 1997; Wiemer *et al.*, 1998; Murru *et al.*, 1999] ou des zones de déshydratation au niveau du slab [Wiemer et Benoit, 1996; Wyss *et al.*, 2001]. Les faibles valeurs de  $b$  caractérisent des zones soumises à fortes contraintes comme dans la partie occidentale du slab des Ryukyus [Kao et Rau, 1999; Kao *et al.*, 1998].

### CONCLUSIONS

Ce travail nous a permis de mieux comprendre les activités magmatiques dans la région sud-ouest du bassin d'Okinawa. En analysant la répartition de 2823 séismes sélectionnés et relocalisés à partir des données acquises pendant la campagne d'écoute passive de 2003, quatre essaims de séismes ont été identifiés. La plupart des séismes se répartissent dans l'axe du bassin, le long des failles normales actives orientées E-W.

Les estimations des épaisseurs du socle magnétique par analyse des spectres de puissance des anomalies magnétiques ont été réalisées dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa. Une structure magnétique à forte aimantation a été établie le long du méridien 123,3°E, dans la prolongation nord de la ride de Gagua. De chaque côté de cette frontière, les croûtes sont caractérisées par des structures magnétiques différentes, et le slab présente des états de contraintes différents. A partir de l'estimation de l'épaisseur du socle

Pl. II. – (a et b) Distribution géographique des zones caractérisées par une valeur  $V_p/V_s$  plus forte que 1.78 et par de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . (a) une série d'anomalies similaires remonte d'une profondeur de 30 km vers la surface, au sud du bassin d'Okinawa. (b) une série d'anomalies remonte d'une profondeur de 50 km vers la surface en se divisant en trois branches allant vers le CBVT, l'île d'Iriomote et le long de la déchirure du slab. Les profils tomographiques L1 à L5 sont présentés de (c) à (g). Les lignes en tiretés sont les isobathes de la zone de Wadati-Benioff (d'après Font *et al.* [1999] pour la partie ouest). Les flèches claires montrent les directions de propagation de ces zones anormales. « V » sont les positions des sources hydrothermales identifiées [Lee, 2005]. La ligne en tiretés épais correspond à la localisation de la déchirure du slab. (c à g) Résultats tomographiques le long des profils L1 à L5 localisés sur le plan de position en haut à droite. Les étoiles correspondent aux séismes utilisés dans l'inversion et situés dans une bande de 10 km de chaque côté du profil. Les étoiles blanches sont les séismes relocalisés par Engdahl *et al.* [1996]. Les résultats tomographiques sont présentés en pourcentages par rapport à la valeur moyenne. La ligne grise en tiretés épais correspond au toit du slab (d'après Font *et al.* [1999]). Les flèches montrent l'axe du bassin d'Okinawa. RA : arc des Ryukyus ; CBVT : cross backarc volcanic trail. (h) Répartition des valeurs  $b$ . Les deux cercles centrés sur un triangle rouge et un carré vert montrent le volume pour lequel la distribution de la relation fréquence-magnitude (FMD) est présentée en (j). (i) Distribution de la résolution spatiale. Les contours en tiretés rouges représentent les régions de fort rapport  $V_p/V_s$  et de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . (j) Les droites représentent les courbes ajustées à la distribution et leurs pentes représentent les valeurs de  $b$ . La ligne en tiretés gris représente la prolongation de la faille de Lishan. La ligne claire en tiretés représente la position de la déchirure du slab. Le carré indique la localisation du CBVT (cross backarc volcanic trail). KI : île de Kueishantao ; IP : plaine d'Ilan.

Plate II. – (a and b) Geographical distribution of areas with  $V_p/V_s$  values higher than 1.78 and low  $V_p$  and  $V_s$  values. (a) This series of anomalies rises southerly from a depth of 30 km to beneath the southern margin of Okinawa trough. (b) This series of anomalies rises from a depth of 50 km to the surface in the directions of CBVT, of Iriomote Island and above the slab tear. Dashed lines are the isobaths of the Wadati-Benioff zone (modified from Font *et al.* [1999]). Light arrows show the propagating directions of these anomalies. « V » are the locations of identified hot vents [Lee, 2005]. The large dashed line shows the position of the slab tear. (c to g) Tomographic results along profiles L1 to L5 shown in (a) and (b). Black stars are the locations of earthquakes used for the inversion and displayed in a stripe of 10 km on each side of the profiles. White stars are relocated earthquakes by Engdahl *et al.* [1996]. Tomographic results in percentages with respect to the average values. The light gray dashed line corresponds to the top of the slab (after Font *et al.* [1999]). Arrows show the position of the southern Okinawa trough axis. RA : Ryukyu arc; CBVT : cross backarc volcanic trail. (h)  $b$ -values distribution. The two circles with a red triangle and a green square in their centers define the volumes for which the frequency-magnitude relations are shown in (j). (i) Distribution of spatial resolution. Red dashed contours show the areas where high  $V_p/V_s$  and low  $V_p$  and  $V_s$  velocities are observed. (j) Comparison of frequency magnitude distribution (FMD) for the two circles located in (h) and (i). Black straight lines show the best fitting lines whose slopes are the  $b$  values. The black dashed line shows the prolongation of the Lishan fault. The light dashed line shows the position of the slab tear. The light gray square indicates the cross backarc volcanic trail (CBVT). KI : Kueishantao Island; IP : Ilan Plain.

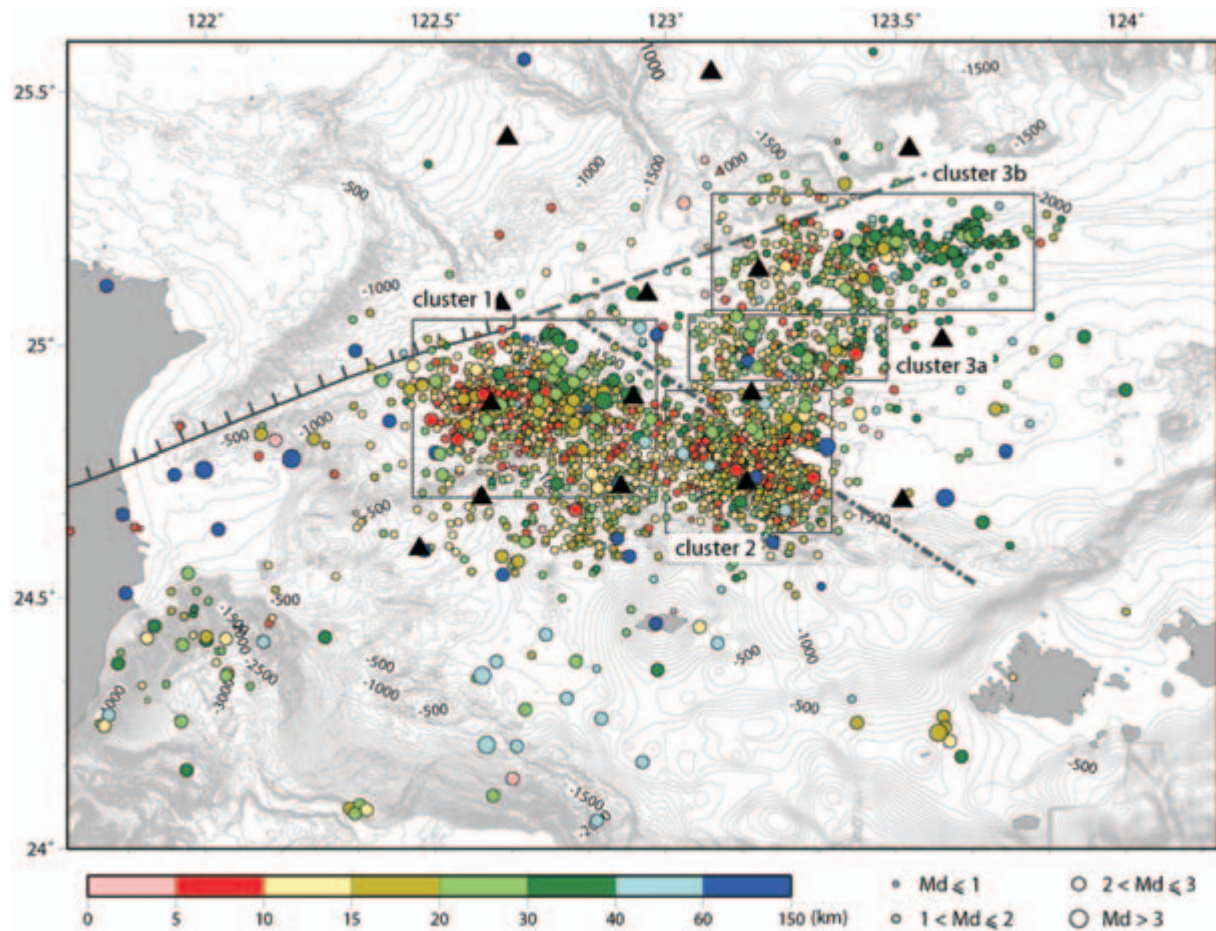


FIG. 7. – Répartition des hypocentres de 2823 microséismes relocalisés avec le programme *SIMUL2000* [Thurber et Eberhart-Phillips, 1999] dans le sud-ouest du bassin d'Okinawa sur une période de 12 jours. Les quatre rectangles encadrent les quatre essaims de séismes (essaims 1, 2, 3a et 3b). La taille des points est fonction de la magnitude. Les couleurs montrent les différentes profondeurs. Isobathes tous les 100 m [Sibuet *et al.*, 2004]. La ligne en tirets orientée NE-SW est la prolongation de la faille de Lishan. La ligne en tirets-pointillés orientée NW-SE marque la frontière nord des essaims de séismes 1 et 2 qui pourrait correspondre à une ancienne structure [Hsu *et al.*, 1996]. Les triangles noirs correspondent aux positions des stations OBSs et les carrés noirs aux stations à terre.

FIG. 7. – Hypocenters of 2823 micro-earthquakes relocated with the *simul2000* program [Thurber and Eberhart-Phillips, 1999] in the southwestern Okinawa trough during the 12-days acquisition period. The four rectangles surround the four earthquake clusters (1, 2, 3a and 3b). The size of dots is function of the magnitude. Colors show the different depth ranges. Bathymetric contours every 100 m [Sibuet *et al.*, 2004]. The dashed line is the prolongation of the Lishan fault. The NW-SE oriented dashed-dotted line underlines the northern boundary of clusters 1 and 2 and might correspond to an old structural trend [Hsu *et al.*, 1996]. Black triangles correspond to the locations of OBS stations and black squares to surrounding land stations.

magnétique dans le bassin d'Okinawa, un amincissement de la croûte le long du méridien 123,3°E a été mis en évidence. Avec les inversions tomographiques, des zones caractérisées par de forts rapports  $V_p/V_s$  et de faible vitesse  $V_p$  et  $V_s$  ont été identifiées. Une série d'anomalies de fort rapport  $V_p/V_s$  et de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$  a été identifiée le long de la côte est de Taiwan, juste au-dessus du toit du slab, à une profondeur variant de 20 à 125 km. Cette anomalie en forme de saucisse matérialise la terminaison occidentale du slab des Ryukyus. Cependant, son orientation n'est pas exactement parallèle à la Vallée Longitudinale considérée comme la frontière des plaques Eurasiatique et de la mer

des Philippines. Des flux latéraux et une remontée de l'asthénosphère sont liés à la présence de la bordure et de la déchirure du slab qui permettent non seulement la remontée de flux de matière venant d'en-dessous de la plaque subduite mais aussi une remontée asthénosphérique facilitée par l'augmentation de la pente du panneau plongeant.

Une grande partie des fortes valeurs de  $b$  a été observée autour des régions caractérisées par de forts rapports  $V_p/V_s$  et de faibles vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . Cette observation suggère que les origines des anomalies déduites des résultats tomographiques sont liées aux activités magmatiques.

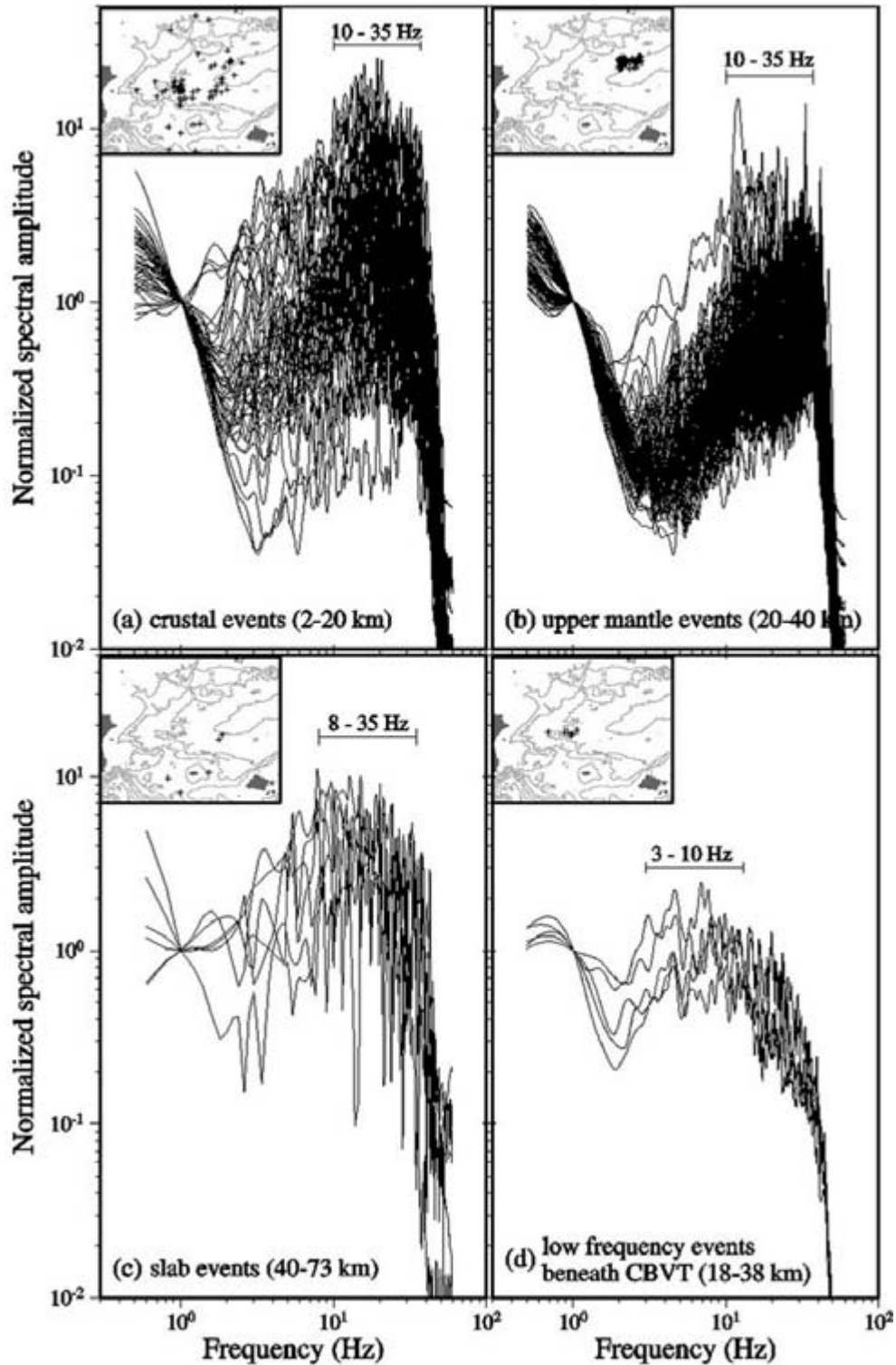


FIG. 8. – Spectres des ondes *P*. (a) séismes crustaux (2-20 km) ; (b) séismes situés dans le manteau supérieur (20-40 km) ; (c) séismes provenant du slab (40-73 km) ; (d) séismes de basse fréquence (18-38 km). Les spectres sont calculés sur les deux premières secondes après l'arrivée des ondes *P*. Les amplitudes des spectres sont normalisées par rapport à l'amplitude 1 Hz. La localisation des séismes utilisés dans chaque analyse apparaît dans les petits inserts.  
 FIG. 8. – Velocity spectra of *P* waves. (a) crustal events (2-20 km); (b) upper mantle events of cluster 3b (20 to 40 km); (c) slab events (40-73 km); (d) low frequency events (18-38 km). Spectra are calculated for the initial 2 seconds of *P* waves, and spectral amplitudes are normalized at 1 Hz. Insets are general maps with location of the earthquakes used in each analysis.

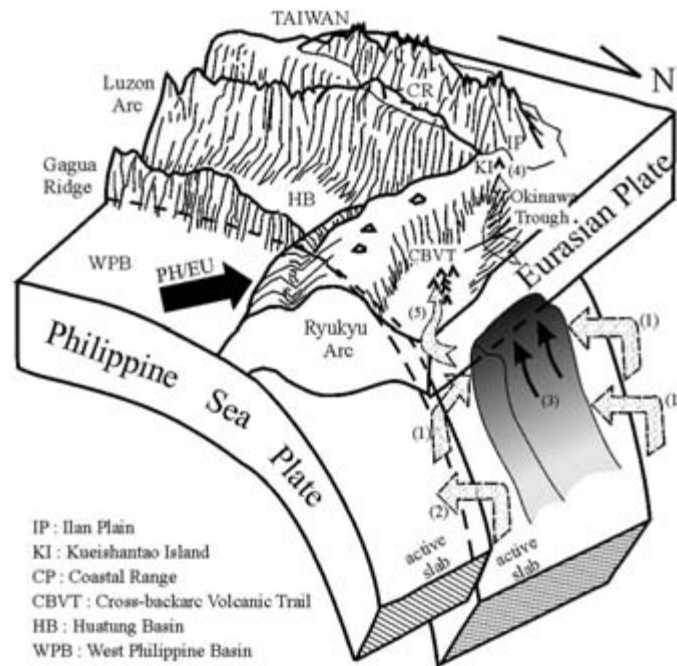


FIG. 9. – Bloc diagramme en trois dimensions représentant la déchirure située le long de la prolongation de la ride de Gagua et l'extrémité ouest du slab des Ryukyus. Les flèches (1) indiquent les flux de matériel mantellique dus au processus de recul du slab. La flèche en tiretés (2) montre la propagation vers l'est des flux mantelliques qui résultent probablement du mouvement du slab des Ryukyus [8 cm/an, Yu *et al.*, 1997] par rapport à l'Eurasie dans la direction N306°. Les flèches (3) donnent les directions des remontées de l'asthénosphère. La flèche en tiretés (4) indique la voie par laquelle les fluides (ou fusion partielle) remontent vers l'île de Kueishantao. La flèche (5) montre l'alimentation de la région volcanique CBVT à partir des flèches 1 et 3.

FIG. 9. – Diagram showing the slab tear occurring in the northwestern corner of the Philippine Sea plate, along the northern prolongation of Gagua ridge. Arrows (1) indicate the inflow of mantle material induced by the rollback process around the slab edges. Stippled arrow (2) shows the eastern propagation of mantle inflow probably resulting from the continuous motion [8 cm/yr, Yu *et al.*, 1997] of the Ryukyu slab with respect to Eurasia in the N306° direction. Arrows (3) show the direction of asthenosphere intake. The shaded area corresponds to the upwelling asthenospheric material. The contorted stippled arrow (4) gives an indication of the oblique fluid and/or melt pathways to Kueishantao Island (KI). Arrow (5) shows the enhanced magma formation in the CBVT area supplied by the returned inflow (arrow 1) and/or by the intake of the mantle wedge (arrows 3).

## References

- BIQ C. (1977). – The Kenting melange and the Manila trench. – *Proc. Geol. Soc. China*, **15**, 191-222.
- BIQ C. (1981). – Collision, Taiwan-style. – *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 91-102.
- BRUGUIER N. J. & LIVERMORE R. (2001). – Enhanced magma supply at the southern East Scotia Ridge: Evidence for mantle flow around the subducting slab? – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **191**, 129-144.
- CHEN C.-S. (1995a). – Geoelectric structures along the plate boundary: The Longitudinal valley, Taiwan. – *ACT international conference and 3rd Sino-French symposium on active collision in Taiwan*, program and extended abstracts, 22nd-23rd March, Geol. Soc. China, Taiwan, R.O.C., 49-56.
- CHEN Y.-L. (1995b). – Three-dimensional velocity structure and kinematics analysis in Taiwan area (in Chinese with English abstract). – Master thesis, National Central University, Chung-Li, Taiwan.
- CHOU H.-C., KUO B.-Y., HUNG S.-H., CHIAO L.-Y., ZHAO D. & WU Y.-M. (2006). – The Taiwan-Ryukyu subduction-collision complex: Folding of a viscoelastic slab and the double seismic zone. – *J. Geophys. Res.*, **111**, B04410, doi: 10.1029/2005JB003822.
- DESCHAMPS A., LALLEMAND S. & COLLOT J.-Y. (1998). – A detailed study of the Gagua ridge: A fracture zone uplifted during a plate reorganization in the Mid-Eocene. – *Mar. Geophys. Res.*, **20**, 403-423.
- DESCHAMPS A., MONIÉ P., LALLEMAND S., HSU S.-K. & YEH K. Y. (2000). – Evidence for early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea plate. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 503-506.
- DOMINGUEZ S., LALLEMAND S., MALAVIEILLE J. & SCHNÜRLE P. (1998). – Oblique subduction of the Gagua ridge beneath the Ryukyu accretionary wedge system. Insight from marine observations and sandbox experiments. – *Mar. Geophys. Res.*, **20**, 383-402.
- 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.
- EBERHART-PHILLIPS D. (1990). – Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California. – *J. Geophys. Res.*, **95**, 15,343-15,363.
- ENGDALH E. R., VAN DER HILST R. D. & BULAND R. P. (1998). – Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. – *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722-743.
- FONT Y., LALLEMAND S. & ANGELIER J. (1999). – Etude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyus – Apport de la sismicité. – *Bull. Soc. géol. France*, **170**, 271-283.

- FOURNIER M., FABBRI O., ANGELIER J. & CADET J.-P. (2001). – Regional seismicity and on-land deformation in the Ryukyu arc: Implications for the kinematics of opening of the Okinawa trough. – *J. Geophys. Res.*, **106**, 13751-13768.
- GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN (GJ) AND COORDINATING COMMITTEE FOR COASTAL AND OFFSHORE GEOSCIENCE PROGRAMMES IN EAST AND SOUTHERN ASIA (CCOP). – Magnetic anomaly map of East Asia (1994). – *Miscellaneous Map Series* **32**.
- GUTENBERG R. & RICHTER C. F. (1944). – Frequency of earthquakes in California. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 185-188.
- GVIRTZMAN Z. & NUR A. (1999). – The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. – *Nature*, **401**, 782-785.
- HASEGAWA A. & YAMAMOTO A. (1994). – Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. – *Tectonophysics*, **233**, 233-252.
- HASEGAWA A. & ZHAO D. (1994). – Deep structure in island arc magmatic regions as inferred from seismic observations. In: M. P. RYAN, Ed., *Magmatic systems*. – Academic Press, San Diego, 179-193.
- HETLAND E. & WU F. (1998). – Crustal structure at the intersection of the Ryukyu trench with the arc-continent collision in Taiwan: Results from offshore-onshore seismic experiment. – *Terr. Atm. Oc. Sci. Supplementary Issue ODP pre-site survey*, 231-248.
- HEURET A. & LALLEMAND S. (2005). – Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. – *Physics Earth and Planet. Interiors*, **149**, 31-51.
- HILDE T. W. C. & LEE C.-S. (1984). – Origin and evolution of the west Philippine basin: A new interpretation. – *Tectonophysics*, **102**, 85-104.
- HO C.-S. (1986). – A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. – *Tectonophysics*, **125**, 1-26.
- HO C.-S. (1988). – An introduction to the geology of Taiwan: Explanatory text of the geologic map of Taiwan, 2nd. – Minist. Econ. Affairs, Rep. of China, 196 p.
- HSU S.-K., LIU C.-S., SHYU C.-T., LIU S.-Y., SIBUET J.-C., LALLEMAND S., WANG C. & REED D. (1998). – New gravity and magnetic anomaly maps in the Taiwan-Luzon region and their preliminary interpretation. – *Terr. Atm. Oc. Sci.*, **93**, 509-532.
- HSU S.-K., SIBUET J.-C., MONTI S., SHYU C.-T. & LIU C.-S. (1996). – Transition between the Okinawa trough backarc extension and the Taiwan collision: New insights on the southernmost Ryukyu subduction zone. – *Mar. Geophys. Res.*, **18**, 163-187.
- HSU S.-K., SIBUET J.-C. & SHYU C.-T. (2001). – Magnetic inversion of the East China Sea and Okinawa trough: Tectonic implications. – *Tectonophysics*, **333**, 111-122.
- ISHIMOTO M. & IIDA K. (1939). – Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently. – *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **17**, 443-478.
- KAO H. & RAU R.-J. (1999). – Detailed structures of the subducted Philippine Sea plate beneath northeast Taiwan: A new type of double seismic zone. – *J. Geophys. Res.*, **104**, 1015-1033.
- KAO H., SHEN S.-S. J. & MA K.-F. (1998). – Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu Arc-Taiwan region. – *J. Geophys. Res.*, **103**, 7211-7229.
- KARIG D. E. (1975). – Basin genesis in the Philippine Sea. In: J. C. INGLE, D. E. KARIG *et al.*, *Init. Repts. DSDP, 31: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, 857-879.
- KINCAID C. & HALL P. S. (2003). – Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones. – *J. Geophys. Res.*, **108**, B5, 2240, doi:10.1029/2001JB001174.
- KUBO A. & FUKUYAMA E. (2003). – Stress field along the Okinawa trough and the Ryukyu arc inferred from moment tensors of shallow earthquakes. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 305-316.
- LEAT P. T., PEARCE J. A., BARKER P. F., MILLAR I. L., BARRY T. L. & LARTER R. D. (2004). – Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**, 17-35.
- LEE C.-S., SHOR JR. G. G., BIBEE L. D., LIU R. S. & HILDE T. (1980). – Okinawa trough: Genesis of a back-arc basin. – *Mar. Geol.*, **35**, 219-241.
- LEE Y. L. (2005). – The study of active submarine volcanoes and hydrothermal vents in the southernmost Part of Okinawa trough (in Chinese). – *Master thesis of the National Taiwan Ocean University*, Taiwan, 45 p.
- LETOUZEY J. & KIMURA M. (1985). – The Okinawa trough: Genesis, structure and evolution of a back-arc basin developed in a continent. – *Mar. Pet. Geol.*, **2**, 111-130.
- LETOUZEY J. & KIMURA M. (1986). – The Okinawa trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. – *Tectonophysics*, **125**, 209-230.
- LIN J.-Y., HSU S.-K. & SIBUET J.-C. (2004a). – Melting features along the Ryukyu slab tear, beneath the southwestern Okinawa trough. – *Geophys. Res. Lett.*, **31**: L19607, doi: 10.1029/2004GL020862.
- LIN J.-Y., HSU S.-K. & SIBUET J.-C. (2004b). – Melting features along the western Ryukyu slab edge (northeast Taiwan) and Ryukyu slab tear (southernmost Okinawa trough): Tomographic evidence. – *J. Geophys. Res.*, **109**, B12402, doi: 10.1029/2004JB003260.
- LIN J.-Y., SIBUET J.-C., LEE C.-S., HSU S.-K. & KLINGELHOEFER F. (2007a). – Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa trough. – *Earth Planets Space*, **59**, 221-225.
- LIN J.-Y., SIBUET J.-C., LEE C. S., HSU S.-K. & KLINGELHOEFER F. (2007b). – Origin of the southern Okinawa trough volcanism from detailed seismic tomography. – *J. Geophys. Res.*, **112**, B08308, doi: 10.1029/2006JB004703.
- LIN J.-Y., SIBUET J.-C. & HSU S.-K. (2008a). – Variations of b-values at the western edge of the Ryukyu subduction zone, northeastern Taiwan. – *Terra Nova*, **20**, 150-153.
- LIN J.-Y., SIBUET J.-C., LEE C. S., HSU S.-K., KLINGELHOEFER F., AUFFRET Y., PELLEAU P. & CROZON J. (2008b). – Microseismicity and faulting in the southwestern Okinawa trough. – *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.030 (sous presse).
- LIVERMORE R., CUNNINGHAM A., VANNESTE L. & LARTER R. (1997). – Subduction influence on magma supply at the East Scotia ridge. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1977**, 261-275.
- MURRU M., MONTUORI C., WYSS M. & PRIVITERA E. (1999). – The location of magma chambers at Mt. Etna, Italy, mapped by b-values. – *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2553-2556.
- NAKAMURA M., YOSHIDA Y., ZHAO D., KATAO H. & NISHIMURA S. (2003). – Three-dimensional P- and S- velocity structures beneath the Ryukyu arc. – *Tectonophysics*, **369**, 121-143.
- RAU R.-J. & WU F. T. (1995). – Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 517-532.
- SCHELLART W. P. (2004). – Kinematics of subduction and subduction-induced flow in the upper mantle. – *J. Geophys. Res.*, **109**, B07401, doi: 10.1029/2004JB002970.
- SCHELLART W. P., LISTER G. S. & JESSELL M. W. (2002). – Analogue modelling of asymmetrical back-arc extension. – *J. Vir. Expl.*, **7**, 25-42.
- SCHOLZ C. H. (1968). – The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. – *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- SCHNURLE P., LIU C.-S., LALLEMAND S. & REED D. (1998). – Structural insight into the south Ryukyu margin: Effects of the subducting Gagau ridge. – *Tectonophysics*, **288**, 237-250.
- SHINJO R. (1999). – Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa trough-Ryukyu arc system. – *Chem. Geol.*, **157**, 69-88.
- SHINJO R., HOKAKUBO S., HARAGUCHI S., MATSUMOTO T. & WOODHEAD J. (2003a). – Geochemical characteristics of volcanic rocks from the southern Okinawa trough and its implications for tectono-magmatic evolution. – *Eos Trans. AGU*, **84**(46), Fall Meet. Suppl., Abstract V31E-0973.
- SHINJO R., S., HOKAKUBO S., HARAGUCHI S. & MATSUMOTO T. (2003b). – Regional variation in geochemistry of volcanic rocks from the southern Okinawa trough (in Japanese). – *Earth Mon.*, **43**, 21-26.
- SIBUET J.-C., DEFFONTAINES B., HSU S.-K., THAREAU N., LE FORMAL J.-P. & LIU C.-S. (1998). – The southwestern Okinawa trough back-arc basin: tectonics and volcanism. – *J. Geophys. Res.*, **103**, 30,245-30,267.
- SIBUET J.-C. & HSU S.-K. (2004). – How was Taiwan created? – *Tectonophysics*, **379**, 159-181.
- SIBUET J.-C., HSU S.-K. & DEBAYLE E. (2004). – Geodynamic context of the Taiwan Orogen. In: P. CLIFT & HAYES, Ed., *Ocean-continent interactions in the East Asian marginal seas*. – *American Geophysical Union, Washington, D. C., Geophysical monograph*, **149**, 127-158.

- SIBUET J.-C., HSU S.-K., LE PICHON X., LE FORMAL J., REED D., MOORE G. & LIU C.-S. (2002). – East Asia plate tectonics since 15 Ma: constraints from the Taiwan region. – *Tectonophysics*, **344**, 103-134.
- SIBUET J.-C., HSU S.-K., SHYU C.-T. & LIU C.-S. (1995). – Structural and kinematic evolution of the Okinawa trough backarc basin. In: B. TAYLOR, *Ed.*, *Backarc basins: Tectonics and magmatism*. – Plenum, New York, 343-379.
- SIBUET J.-C., LETOUZEY J., BARBIER F., CHARVET J., FOUCHER J.-P., HILDE T. W. C., KIMURA M., CHIAO L.-Y., MARSSET B., MULLER C. & STÉPHAN J.-F. (1987). – Backarc extension in the Okinawa trough. – *J. Geophys. Res.*, **92**, 14041-14063.
- SMITH G. P., WIENS D. A., FISHER K. M., DORMAN L. M., WEBB S. C. & HILDEBRAND J. A. (2001). – A complex pattern of mantle flow in the Lau backarc. – *Science*, **292**, 713-716.
- TANAKA A., OKUBO Y. & MATSUBAYASHI O. (1999). – Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. – *Tectonophysics*, **306**, 461-470.
- THURBER C. H. (1983). – Earthquake locations and three-dimensional structure in the Coyote Lake area, central California. – *J. Geophys. Res.*, **88**, 8226-8236.
- THURBER C. H. & EBERHART-PHILLIPS D. (1999). – Local earthquake tomography with flexible gridding. – *Comput. Geosci.*, **25**, 809-818.
- TSAI Y.-B. (1978). – Plate subduction and the Plio-Pleistocene orogeny in Taiwan. – *Petrol. Geol. Taiwan*, **15**, 1-10.
- TSAI Y.-B. (1986). – Seismotectonics of Taiwan. – *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- TURNER S. & HAWKESWORTH C. (1998). – Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau Basin. – *Geology*, **26**, 1019-1022.
- UM J. & THURBER C. H. (1987). – A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. – *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **77**, 972-986.
- URBANCIC T. I., TRIFU C. I., LONG J. M. & TOUNG R. P. (1992). – Space-time correlations of *b*-values with stress release. – *Pageoph.*, **139**, 449-462.
- WANG K.-L., CHUNG S.-L., CHEN C.-H., SHINJO R., YANG T. F. & CHEN C.-H. (1999). – Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa trough. – *Tectonophysics*, **308**, 363-376.
- WANG T. K., MCINTOSH K., NAKAMURA Y., LIU C.-S. & CHEN H.-W. (2002). – Velocity-interface structure of the southwestern Ryukyu subduction zone from EW9509-1 OBS/MCS data. – *Mar. Geophys. Res.*, **22**, 265-287.
- WATANABE T. (1993). – Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors. – *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2933-2936.
- WIEMER S. (2001). – A software package to analyze seismicity: ZMAP. – *Seismol. Res. Lett.*, **72**, 373-382.
- WIEMER S. & BENOIT J.-P. (1996). – Mapping the *b*-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones. – *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1557-1560.
- WIEMER S., MCNUTT S. R. & WYSS M. (1998). – Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley caldera, California. – *Geophys. J. Int.*, **134**, 409-421.
- WIEMER S. & WYSS M. (1997). – Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? – *J. Geophys. Res.*, **102**, 15,115-15,128.
- WYSS M., HASEGAWA A. & NAKAJIMA J. (2001). – Source and path of magma for volcanoes in the subduction of northeastern Japan. – *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1819-1822.
- YANG Y.-S. & WANG T.-K. (1998). – Crustal velocity variation of the western Philippine Sea Plate from TAICRUST OBS/MCS Line 23. – *Terr. Atm. Oc. Sci.*, **9**, 379-393.
- YU S.-B., CHEN H. Y. & KUO L.-C. (1997). – Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. – *Tectonophysics*, **274**, 41-59.
- ZHAO D., HISHRA O. P. & SANDA R. (2002). – Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence. – *Physics Earth and Planet. Interiors*, **132**, 249-267.