



HAL
open science

Etude de la transition entre l’orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu - Apport de la sismicité

Yvonne Font, Serge Lallemand, Jacques Angelier

► To cite this version:

Yvonne Font, Serge Lallemand, Jacques Angelier. Etude de la transition entre l’orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu - Apport de la sismicité. Bulletin de la Société Géologique de France, 1999, 170 (3), pp.271-283. hal-03407120

HAL Id: hal-03407120

<https://hal.science/hal-03407120v1>

Submitted on 28 Oct 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Étude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu – Apport de la sismicité

YVONNE FONT^{1,2}, SERGE LALLEMAND² et JACQUES ANGELIER³

Mots clés. – Taiwan, Collision arc-continent, Sismicité.

Résumé. – Cette étude repose sur la distribution des hypocentres dans les trois directions de l'espace au NE de l'île de Taiwan. L'orogène de Taiwan est classiquement perçu comme étant le résultat de la collision entre l'arc volcanique de Luzon (porté par la plaque de la mer des Philippines) et la marge continentale chinoise (plaque Eurasiatique). A terre, la limite majeure de plaque est représentée par la faille de la Vallée Longitudinale (FVL). En mer, la subduction des Ryukyu, le long de laquelle la plaque Philippine plonge sous la plaque Eurasiatique, est parfaitement imagée grâce aux profils sismiques et aux cartes bathymétriques détaillées jusqu'à 123°E, c.à.d. à 150 km environ de la FVL. Nous nous intéressons au secteur situé au NE de l'île, où la limite de plaque à terre se connecte peu clairement avec la limite de plaque en mer.

La distribution spatiale des séismes compris entre 50 et 300 km de profondeur indique que le panneau philippin en subduction plonge avec un angle de 60°, vers 123°E, passant à 70° sur son bord ouest. Sa bordure ouest est de direction parallèle à l'axe de la Vallée Longitudinale, mais avec un décalage d'environ 30 km à l'ouest. Le panneau se suit jusqu'à 250 km de profondeur et semble être incurvé de manière concave sur son bord ouest.

Entre 0 et 50 km de profondeur, deux essaims de séismes peuvent être reliés à la collision. Le premier se situe au nord de la Chaîne côtière avec des plans nodaux chevauchants, fortement pentés vers le SE pour les uns (compatibles avec la FVL), faiblement pentés vers le NW pour les autres. Cet essaim est compatible avec les données GPS qui indiquent que l'arc de Luzon est solidaire du continent au nord de 23°40'N, avec un raccourcissement principalement en mer. Le second essaim se situe au nord du bassin avant-arc de Nanao. Il est allongé suivant une direction E-W et présente des plans nodaux, soit faiblement pentés vers le nord (compatibles avec le plan de subduction), soit subverticaux pentés vers le sud. La première solution (interface sismogénique) implique une partition de la déformation au sein de la plaque supérieure car le vecteur glissement est fortement dévié vers un azimut proche de la normale à la fosse. Aucun indice de décrochement parallèle à l'arc des Ryukyu n'étant observé, nous privilégions la seconde solution (déchirure subverticale au sein du panneau philippin) qui rend compte à la fois de la distribution des hypocentres, d'un décalage important du toit de la plaque plongeante et des contraintes géodynamiques du secteur.

Transition between the active orogen of Taiwan and the Ryukyu subduction : new insight from seismicity

Key words. – Taiwan, Arc-continent collision, Seismicity.

Abstract. – This study is based on the geometrical distribution of hypocentres offshore northeastern Taiwan, where the Luzon volcanic arc collides against the Eurasian margin. The analysis of deep earthquakes (50-300 km) provide geometrical constraints on the shape of the Philippine Sea (PS) seismogenic slab. At 123°E, the slab dips $60^\circ \pm 10^\circ$ to the north, whereas near its western edge, between 121.5°E and 122°E, it dips $70^\circ \pm 10^\circ$ to the northeast. The slab is deformed, torn in a concave shape to the north and upward, and thus becomes shallower to the west. Furthermore, the sharp termination of the seismic activity to the west probably marks the western boundary of the PS slab.

The study of shallow earthquakes (0-50 km) reveals two major earthquake swarms. One of these swarms is located in the northern colliding Luzon arc, with earthquakes occurring down to 50 km depth. Focal mechanisms are compatible with either a 25°-dipping, SE verging thrust, or a 65°-dipping, NW verging thrust. The velocity of convergence between the northern part of the Coastal Range (the northernmost segment of the Luzon arc) and the stable Chinese platform is only 1 to 2 cm/yr north of 23°40'N, as compared with a convergence rate of about 6 cm/yr for the southern part of the Coastal Range. A NW-dipping thrust develops within the PS plate just east of the northern tip of Luzon arc as observed on field and marine investigations.

The second swarm of earthquakes is observed in the northern edge of the Nanao forearc basin where epicentres occur within a 60 km long, NW-SE trending zone. Vertical sections crossing this seismic swarm show that seismicity is distributed between 0-50 km, and not restricted to plate interface. Focal mechanisms in this earthquake swarm present consistent nodal planes representing either a gently northward-dipping (15°) thrust (with P-axis trending N-S, i.e., deviated about 35° from the convergence vector) or a high-angle (80°) southward-dipping thrust. The first solution, consistent with a typical interface seismogenic zone, fails to explain the geometrical distribution of earthquakes. Because quakes distribute along a subvertical plane and no transcurrent faulting is observed along the Ryukyu arc, we favour the second solution. Such high-angle reverse fault within the subducting plane could represent the tear fault previously evidenced from other marine data.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

The Taiwan orogen results from the late Neogene collision between the Luzon volcanic arc, which belongs to the Philippine Sea plate (PSP) and the Chinese continental shelf and margin, part of the Eurasian plate (EP) (fig. 1). The PSP converges toward the EP at a rate of 7.1 cm/yr along a N307° azimuth according to Seno *et al.* [1993]. Today, there is a consensus on the general structure of the orogen. However, evolutionary models are still debated, due to the lack of constraints in some crucial areas. An example of poorly known area is the connection between the Longitudinal Valley, known as the onland major plate boundary, and the Ryukyu Trench offshore. This transition area has been severely deformed during the arc-continent collision and the present state of the deformation is still enigmatic. Because the problem is 3D and concerns the whole interacting lithospheres, we use the earthquake distribution and the focal mechanisms to better constrain the geometry of the subducting PSP.

Geodetic, geological and geophysical data

Five years of GPS measurements have allowed Yu *et al.* [1997] to characterize the active deformation in Taiwan. Based on their results, the northern Luzon Arc, including the Coastal Range, converges toward the Chinese platform at a rate

¹ Institute of Oceanography, National Taiwan University, P.O. Box 23-13, Taipei, Taiwan.

² Laboratoire de Géophysique, Tectonique et Sédimentologie, UMR CNRS-UM2 5573, CC.60, 34095 Montpellier, France.

³ Laboratoire de Tectonique Quantitative, Université P. & M. Curie, T26-25, E1, 4 place Jussieu, Paris, France.

Manuscrit déposé le 5 janvier 1998 ; accepté après révision le 14 décembre 1998.

of 5.6 to 8.2 cm/yr following an azimuth of N306° to N322°. A sudden change occurs in the Coastal Range across latitude 23°40'N. South of this latitude, most of the convergence is absorbed mainly through shortening across the Longitudinal Valley Fault and on both sides of it, whereas north of this latitude, most of the convergence is taken up offshore east of the Longitudinal Valley Fault. Geological search for evidences of active faulting led Angelier *et al.* [1995] to the conclusion that as a major active thrust, the Longitudinal Valley Fault does not extend north of 23°40'N; instead, the present-day thrusting activity is transferred to the Philippine Sea across the northern Coastal Range.

Marine reflection seismic data acquired during the last decade east of Hualien (northernmost segment of the Coastal Range) revealed the presence of two superposed sedimentary basins in a forearc position with respect to the Ryukyu Arc [Lallemand *et al.*, 1997]. The oldest one (Suao Basin) has been tilted, due to the subsidence of its southwestern part by about 3 km, and underwent folding and thrusting. It is unconformably overlain by the Hoping Basin, part of which underwent active compression just north of the Longitudinal Valley (Hsincheng Ridge).

The two previous basins and the Nanao forearc basin are characterized by an extremely low free-air gravity anomaly less than -200 m Gals [Hsu *et al.*, 1998], suggesting some mass deficiency in depth. This could be related with a basement fault, thus explaining both the anomaly and the subsidence of the Suao Basin.

Seismicity distribution

The earthquake database that we used was issued from Cheng's PhD thesis [1995]. It includes 4,611 earthquakes hypocentres and 606 focal mechanisms, both from 1973 to 1993 with magnitudes higher than 4. Only the area located east of northern Taiwan has been studied (22°N to 25.6°N and 121°E to 123°E). More than a hundred of sections both horizontal and vertical along various directions have been made (figs. 2 and 3) in order to better characterize the geometry of the seismogenic zones.

Deep seismicity

Vertical seismic sections along maximum-dip directions in the PSP slab allowed us to precisely determine the shape of the subducting slab for depths equal or greater than 40 km (figs. 4, 5 and 6). Seismicity is diffuse at shallower depths and does not allow to trace the subduction plane. The apparent minimum thickness of the seismogenic slab is 30 km. The maximum depth of 250 km is reached northeast of Taiwan (fig. 7). The slab ends abruptly to the west along a direction sub-parallel with the Longitudinal Valley, westerly offset by a few tens of kilometres, north of Hualien (fig. 8). Because of this offset, we suggest that part of the edge of the slab could represent the former transform fault used in some kinematics models [eg. Angelier *et al.*, 1990; Rangin *et al.*, 1990]. It seems folded along its western edge with a down-dip syncline shape. The slab dips 60° northward near longitude 123°E, while it dips 70° toward the north-east along its western edge. The sudden westerly offset of the PSP border north of Hualien is probably associated with a fault in the PSP.

Shallow seismicity

There are mainly 3 groups of earthquakes in the study area (figs. 3 and 4). The northern one trends E-W. It is associated with the opening of the Okinawa Trough and will not be discussed in this paper. The second, and most seismic one, occurs in the northern part of the Coastal Range. It is centered on Hualien, and is related with the active deformation of the Luzon Arc colliding with the Chinese margin. The third one also trends E-W, but is located immediately north of the Nanao Basin.

Focal mechanisms and failure in the subducting plate

Focal mechanisms are consistent within each of the two last groups of earthquakes (fig. 9). The mean solution for the first group of 24 quakes north of the Coastal Range yields a thrusting plane dipping 65° to the SE or 25° to the NW. The first of these nodal planes is compatible with the main Longitudinal Valley thrust fault. The second is also likely because it allows the accretion of a sliver of Luzon Arc against the Taiwan orogen. The hypocentres of these earthquakes are located between 9 and 54 km.

The mean solution for the second swarm of 16 quakes located north of the Nanao Basin also yields a thrusting plane dipping either 15° to the north or 80° to the south. The first solution implies the existence of a transcurrent fault within the Ryukyu Arc because slip vectors are deviated by 35° toward the trench-normal [Kao *et al.*, 1998]. Marine observations and GPS data show that such fault does not exist. The distribution of the hypocentres between 0 and 50 km depth along a high-angle, southward dipping plane is more compatible with the second hypothesis (fig. 10). This solution is also compatible with the tear fault described by Lallemand *et al.* [1997], based on marine geophysical data. We thus think that both types of thrusting occur simultaneously in the region.

Conclusion

The geometry of the subducting PSP has been described precisely based on seismicity distribution near Taiwan and two groups of earthquakes have been analysed in terms of focal mechanisms and hypocentre distribution. The results show that the PSP is contorted and torn near its northwestern corner, because of the ongoing arc-continent collision. A present image of the subducting plate is proposed in this paper, including both some contorsion along its western border and the occurrence of a tear fault beneath the northern part of the Nanao Basin, which would allow the southern part to accrete and the northern part to subduct.

INTRODUCTION

Situé à la frontière entre la plaque Eurasiatique et la plaque de la Mer des Philippines, l'orogène de Taiwan est souvent cité comme exemple d'une collision récente et toujours active entre un arc volcanique et un continent [Biq, 1972, suivi par de nombreux auteurs depuis]. Certaines interprétations [Hsu et Sibuet, 1995], toutefois, diffèrent largement de la reconstruction classique. A l'heure actuelle, un consensus existe quant à la structure d'ensemble, mais dans le détail, aucun des modèles proposés n'est totalement satisfaisant. Plusieurs régions posent problème, notamment celle du passage en mer de la limite de plaques majeure de l'est de Taiwan, au nord de la Vallée Longitudinale (fig. 1).

L'île de Taiwan se situe entre deux zones de subduction de vergences opposées (fig. 1). Au sud de l'île, la plaque Eurasiatique disparaît, le long de la fosse de Manille, sous la plaque de la Mer des Philippines. L'arc volcanique de Luzon, associé à cette subduction, est donc porté par la plaque de la Mer des Philippines. Cette dernière converge vers l'Eurasie, à la vitesse de 7,1 cm/an suivant l'azimut N307°, selon Seno *et al.* [1993] d'après le modèle NUVEL 1 et

plus particulièrement vers la marge chinoise (bloc Chine du Sud) à la vitesse de 8,2 cm/an suivant un azimut proche de N306° selon Yu *et al.* [1997] d'après les mesures GPS. A l'est de l'île, la plaque de la Mer des Philippines plonge vers le nord, le long de la fosse des Ryukyu, sous l'arc lui-même détaché de la plaque Eurasiatique à la faveur de l'ouverture du bassin arrière-arc d'Okinawa.

A l'est de l'île, la Chaîne côtière et les îles voisines méridionales de Lutao, Lanyu et Batan représentent la partie émergée de l'arc volcanique de Luzon. La Chaîne côtière, à terre, est donc un fragment déformé de la plaque Philippine. Elle est constituée d'une série volcano-sédimentaire Miocène recouverte d'une épaisse séquence marine terrigène plio-pléistocène [Suppe, 1981]. Sa structure est caractérisée par des synclinaux et des anticlinaux d'axe NNE limités par des chevauchements à faible pendage est [Barrier et Angelier, 1986]. La Chaîne côtière est séparée du reste de l'île par la Vallée Longitudinale dont le bord est correspond à une faille active majeure. Il s'agit d'un grand chevauchement de pendage est, à composante décrochante senestre mineure [Barrier, 1985; Angelier *et al.*, 1997].

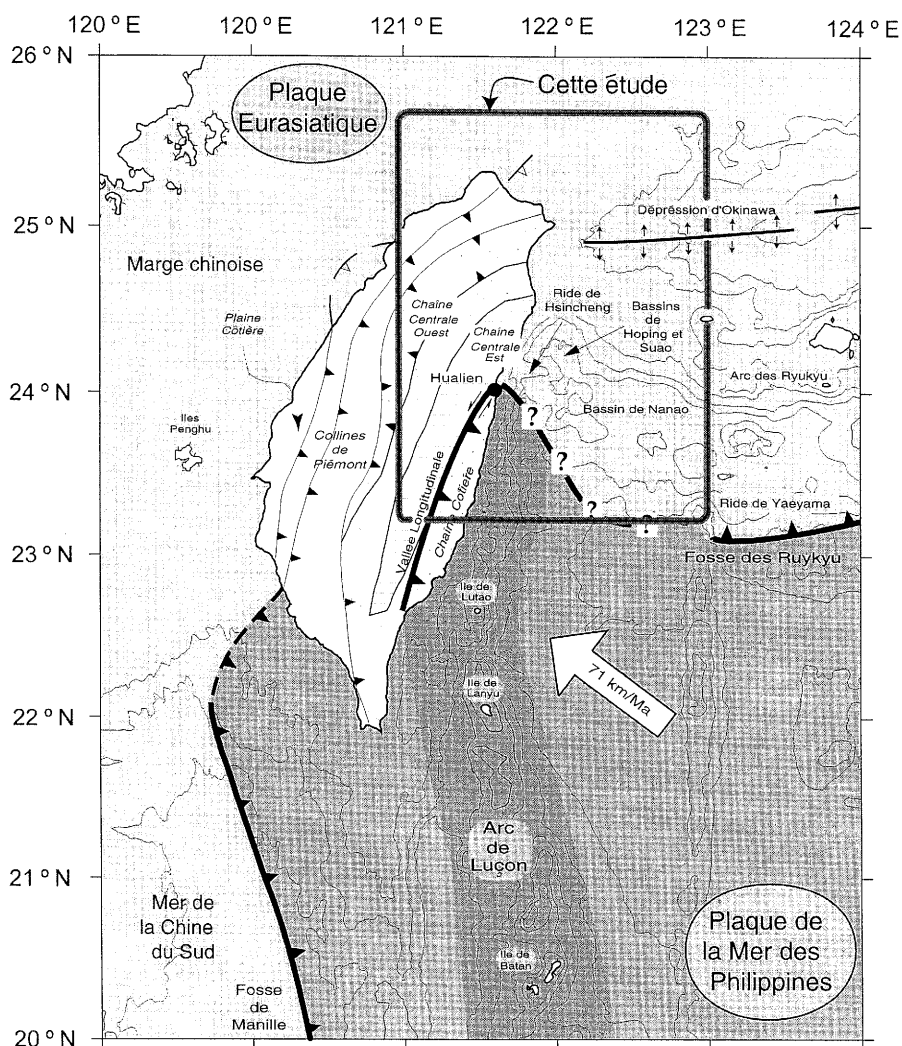


FIG. 1. – Carte de localisation présentant une bathymétrie simplifiée (isobathes tous les 1000 m), la toponymie des ensembles structuraux cités dans le texte et les limites de plaques. Les traits forts à triangles noirs représentent les limites de plaques. Les traits fins avec des triangles noirs représentent les fronts de chevauchements. Les traits à flèches divergentes représentent l'axe d'expansion du bassin d'arrière-arc.

FIG. 1. – Location map of the studied area (see the box) showing the bathymetry (isobaths each 1000 m), plate boundaries (heavy lines) and major structural features. Solid triangles are located on overriding side of converging plates and diverging arrows illustrate the rifting in the Okinawa trough.

A l'ouest de la Vallée Longitudinale, on rencontre successivement la Chaîne centrale est paléozoïque, la Chaîne centrale ouest cénozoïque, les Collines de piémont et la Plaine côtière formant l'avant-pays (fig. 1). La Chaîne centrale, qui forme l'ossature de l'île, comprend un socle antécénozoïque, polymétamorphique, et d'épaisses séries tertiaires métamorphisées. Cette chaîne, qui culmine à 3952 m, est notamment constituée de séries détritiques du plateau continental chinois déformées et métamorphisées (jusqu'au faciès schistes verts) lors de la collision [Ho, 1986]. Sa structure se caractérise par des plis et des chevauchements à vergence ouest, comme celles des Collines de piémont («Foothills»), composées d'une épaisse séquence, non métamorphisée, de sédiments marins clastiques tertiaires et quaternaires [Suppe, 1981]. Au front de la chaîne, un bassin flexural est empli d'épais dépôts clastiques quaternaires provenant de l'érosion de la chaîne miocène et des Collines de piémont.

A terre, la Vallée Longitudinale correspond à la limite principale de plaque actuelle (fig. 1); elle sépare la marge continentale chinoise déformée à l'ouest (plaque Eurasiatique) de la Chaîne côtière à l'est (plaque Philippine).

La plaque Philippine chevauche donc la plaque Eurasiatique dans la zone de subduction de Manille au sud, entre en collision avec la marge passive chinoise le long de la Vallée Longitudinale de Taiwan, et s'enfonce sous la plaque Eurasiatique le long du fossé de subduction des Ryukyu, à l'est [Angelier, 1986].

Nous discutons dans cet article le passage entre la collision plaque Philippine – plaque Eurasiatique (Taiwan), et la subduction de la plaque Philippine sous la plaque Eurasiatique (Ryukyu). Nous tenterons de mieux comprendre le comportement de la plaque Philippine à l'approche de Taiwan par une étude de la distribution de la sismicité. La zone de transition entre collision et subduction se situe en mer, au nord-est de Taiwan, vers 24°N-122°E (fig. 1). Les récentes campagnes océanographiques ont permis d'accroître considérablement le volume de données géologiques et géophysiques sur le secteur, bien qu'aucun forage profond (sauf à but pétrolier sur la marge chinoise) n'ait encore été réalisé à ce jour.

Nous tenterons ici de proposer une interprétation cohérente de l'ensemble de ces données, en nous appuyant sur l'étude aussi fine que possible de la sismicité locale.

LES DONNÉES GÉODÉSQUES, GÉOLOGIQUES ET GÉOPHYSIQUES

Nous résumerons ici les données de travaux récents, comme l'analyse de géodésie satellitaire à terre, les travaux géologiques, les profils de sismique-réflexion à l'est de Taiwan et les données gravimétriques.

Les données cinématiques globales

Des mesures GPS (Global Positioning System), réalisées depuis 1990, ont permis à Yu *et al.* [1997] de mieux caractériser la déformation active dans le domaine émergé. Entre les îles Penghu (plaque Eurasiatique) et l'arc de Luzon (Lanyu, Lutaotai et Chaîne côtière), les mesures indiquent un raccourcissement de 56 à 82 mm/an suivant un azimut compris entre N306° et N322°.

Il existe une grande différence dans la distribution géographique de la déformation suivant que l'on s'intéresse à la région au sud ou au nord de la latitude 23°40'N. Au sud, la convergence est principalement absorbée le long de deux domaines chevauchants, celui de la Vallée Longitudinale (3 cm/an) et celui des chevauchements du front de la

chaîne à l'ouest de l'île (3 cm/an). Le reste du raccourcissement se distribue dans la chaîne, pour une part dans la Chaîne centrale et les Collines de piémont et pour une part dans la Chaîne côtière. Il ne faut donc pas s'attendre à trouver une très forte déformation au sein de la plaque Philippine, à l'est de l'île. Dans cette région, la plaque Philippine chevauche (en surface) et «poinçonne» (en profondeur) la marge continentale eurasiatique [Wu *et al.*, 1997]. La recherche de traces de failles actives a amené Angelier *et al.* [1995] à conclure qu'en tant que chevauchement actif, la faille de la Vallée Longitudinale s'arrête à 23°40'N. En tant que structure quaternaire, cette faille se prolonge vers Hualien et le mouvement chevauchant est ainsi transféré à l'est la Chaîne côtière, vers la mer des Philippines. L'essentiel de la convergence semble par conséquent être absorbé à terre au sud de 23°40'N.

Au nord de la Chaîne côtière, les vitesses GPS de raccourcissement à terre chutent brusquement. On mesure même de l'extension au nord-est de l'île tandis que la moitié nord de l'île reste pratiquement stable [Yu *et al.*, 1997]. La collision n'y est plus active. La transition entre les deux zones de déformation, sud et nord, apparaît en l'espace d'une dizaine de kilomètres seulement au sud de Hualien. Comment la plaque Philippine se déforme-t-elle pour que l'effet de la collision disparaisse aussi brusquement?

Les données structurales en mer

Plusieurs missions océanographiques ont été réalisées récemment dans les mers environnant Taiwan, à bord notamment des N/O Ocean Researcher I, Maurice Ewing et L'Atalante. De nombreux profils de sismique réflexion ont été acquis dans la zone de passage de la subduction à la collision révélant le style structural des formations sédimentaires.

A l'est de Hualien, l'analyse détaillée de 22 profils sismiques a permis d'identifier deux bassins sédimentaires superposés [Lallemand *et al.*, 1997]. Le bassin de Suao, le plus ancien, est basculé vers le sud-ouest. Il est recouvert en discordance par le bassin de Hopping. La terminaison nord-est du bassin de Suao affleure sur l'arc des Ryukyu à moins de 500 m de profondeur, alors que sa terminaison sud-ouest se trouve enfouie sous le bassin de Hopping à plus de 3500 m de profondeur. L'analyse fine des réflecteurs sur la totalité des profils disponibles permet de conclure que le bassin de Suao a subi une subsidence de plus de 3000 m dans sa partie sud-ouest et a basculé vers le sud-ouest. Le bassin de Hopping, d'une profondeur moyenne de 3000 m, vient sceller le bassin de Suao.

Les deux bassins (Suao et Hopping) sont en position de bassins d'avant-arc, mais ils n'ont pas la structure de bassins turbiditiques typiques dont la stratification sédimentaire est parallèle et continue. Leur localisation est déterminante dans l'histoire de la collision puisqu'ils se situent précisément sur la zone de transition (fig. 1).

En résumé, au nord de l'île les contraintes de la collision semblent être relâchées. La plaque Philippine a un effet de «poinçon» au sud de Hualien [GPS, Yu *et al.*, 1997] qui disparaît, au nord de l'île, avec la subduction de cette même plaque. A terre, l'effet du passage du mode de collision à celui de subduction est marqué par une dizaine de kilomètres à peine. Au sein de la plaque Philippine, cette transition se situe en mer et doit être suffisamment «brusque» pour permettre une telle différence de comportement à terre. De plus, ce passage est accompagné d'une importante anomalie gravimétrique à l'air libre négative (-200 mgal) localisée le long des bassins d'avant-arc [Hsu *et al.*, 1998], spécialement celui de Hopping. D'après Lallemand *et al.* [1997], cette anomalie appelle un déficit de masse en profondeur.

Ce déficit pourrait être expliqué dans ce contexte de transition structurale par un accident tectonique dans le socle qui serait responsable de la subsidence de plus de 3 000 m du bassin de Suao.

Afin de comprendre comment la transition collision-subduction est accommodée par la plaque Philippine, nous avons analysé aussi finement que possible la sismicité de la région.

DISTRIBUTION DE LA SISMICITÉ

Dans cette étude, les données de sismicité utilisées sont issues des travaux de Cheng Shi-Nan [1995]. Elles sont de deux types : (1) des données d'hypocentres provenant essentiellement du TTSN (Taiwan Telemetered Seismographic Network), (2) une compilation de données de mécanismes au foyer. Les données se rapportent à la sismicité de 1973 à 1993.

Les hypocentres, localisés dans la région comprise entre 119°E et 123°E de longitude et entre 21°N et 25,6°N de latitude, sont au nombre de 4611. La magnitude est comprise entre 4 et 7,4.

Les données de mécanismes au foyer de magnitude supérieure à 5 sont prises dans le catalogue mondial ISC (International Seismological Center). Par contre, les mécanismes des séismes de magnitudes comprises entre 4 et 5 ont été déterminés à partir des temps d'arrivée des ondes P sur les réseaux locaux TTSN et CWBSN (Central Weather Bureau Seismic Network). Tous les mécanismes des séismes localisés en dehors des domaines couverts par ces réseaux avec, en particulier les séismes en mer, correspondent à des données ISC. L'ensemble des mécanismes au foyer ainsi rassemblés, au nombre de 606 est compris entre 117°E et 134°E de longitude et entre 14°N et 33°N de latitude.

A titre indicatif, les mécanismes utilisés ont été comparés aux données de Harvard Centroid Moment Tensor Solutions (cmt) [Dziewonski *et al.*, 1983, modifié]. Il en résulte, pour les séismes de 1977 à 1993 dont le moment sismique est supérieur à $3.2 \cdot 10^{16}$ Nm (minimum du catalogue cmt), que la différence de localisation est faible : la moyenne des différences de longitudes est d'environ 5 km, avec un écart maximum d'un dixième de degré. La moyenne des différences de latitude s'approche des 4 km, avec un écart maximum d'environ un cinquième de degré. La moyenne des différences des profondeurs (exception faite des séismes de profondeur indéterminée à 11 et 33 km) est de 4,5 km, avec un écart maximum de 17 km. Noter que les mécanismes au foyer utilisés dans le calcul du mécanisme moyen de la figure 8b ont un moment sismique supérieur à 10^{17} Nm.

H. Kao [1998] a récemment relocalisé 26 séismes reportés dans ISC par la méthode de « Joint Hypocentre Determination » [Dewey, 1972]. La différence de localisation entre les mécanismes originaux et les mécanismes relocalisés est inférieure à $0,1^\circ$ (soit environ 11 km) pour la plus part des séismes étudiés.

En ce qui concerne les hypocentres survenus hors des réseaux sismiques, notamment au large de Taiwan, l'incertitude en latitude, longitude et profondeur est difficile à estimer. Statistiquement et relativement à la localisation des mécanismes au foyer, elle est de l'ordre d'une vingtaine de kilomètres.

Afin de cartographier les différentes zones de déformation sismique, les hypocentres sont représentés sous forme de coupes et de cartes. Nos coupes sont en fait des lames verticales ou horizontales; pour les coupes verticales, l'épaisseur varie entre 18 et 22 km selon les cas. La quantité

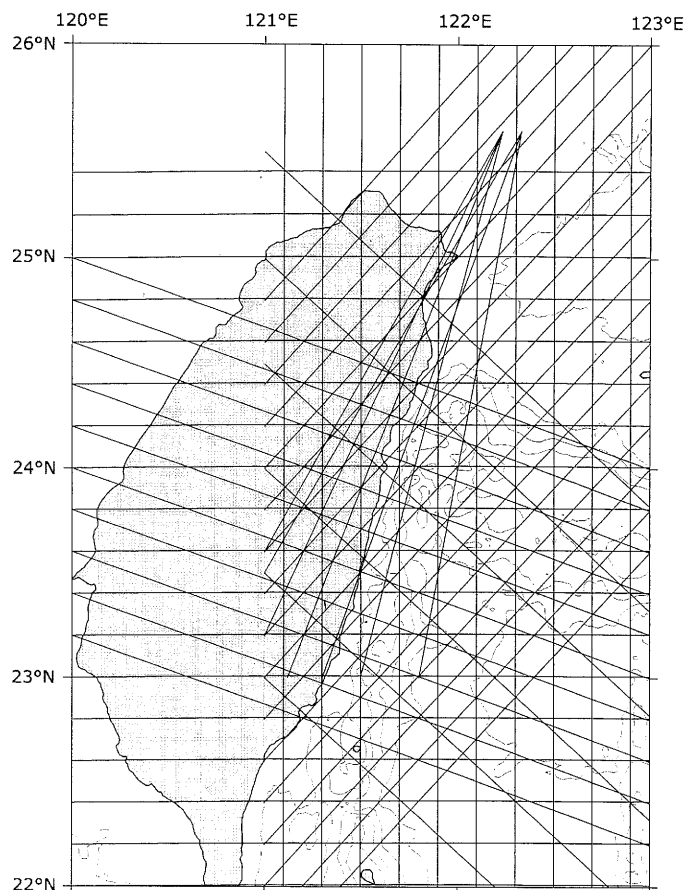


FIG. 2. – Carte montrant la localisation des différentes coupes verticales utilisées dans cette étude. L'épaisseur de chaque section est d'une vingtaine de kilomètres.

FIG. 2. – Map showing the location of all the vertical sections of seismicity used in this study. The thickness of each section is 20 km.

de sections réalisées (fig. 2) a permis, par approches successives et sans oublier l'incertitude des localisations, de visualiser la répartition de la sismicité en profondeur. Plus d'une centaine de coupes (verticales et horizontales) quadrillent la zone située à l'est de Taiwan.

Les incertitudes de localisation constituent la principale limitation dans notre étude de distribution 3D. Il faut cependant remarquer que les événements sismiques sont indépendants les uns des autres et que l'erreur sur la localisation (20 km) est aléatoire. De ce fait, les structures qui apparaissent sur la carte finale, de dimension supérieure à une vingtaine de kilomètres, ne sont pas positionnées de manière absolue mais représentent bien des structures existantes.

Nous avons focalisé notre étude sur la distribution des séismes au nord-est de Taiwan (de 22°N à 25,6°N et de 121°E à 123°E). Dans un premier temps (fig. 3), nous séparons simplement les séismes superficiels (0-50 km) et les séismes profonds (50-300 km) afin de distinguer approximativement les séismes liés aux accidents crustaux et ceux associés au panneau de subduction.

Les séismes profonds

Deux groupes importants de séismes profonds (fig. 3b) appartiennent d'une part au panneau philippin (au nord) et d'autre part au panneau eurasiatique (au sud). Nous nous intéresserons ici au premier. La géométrie de ce panneau

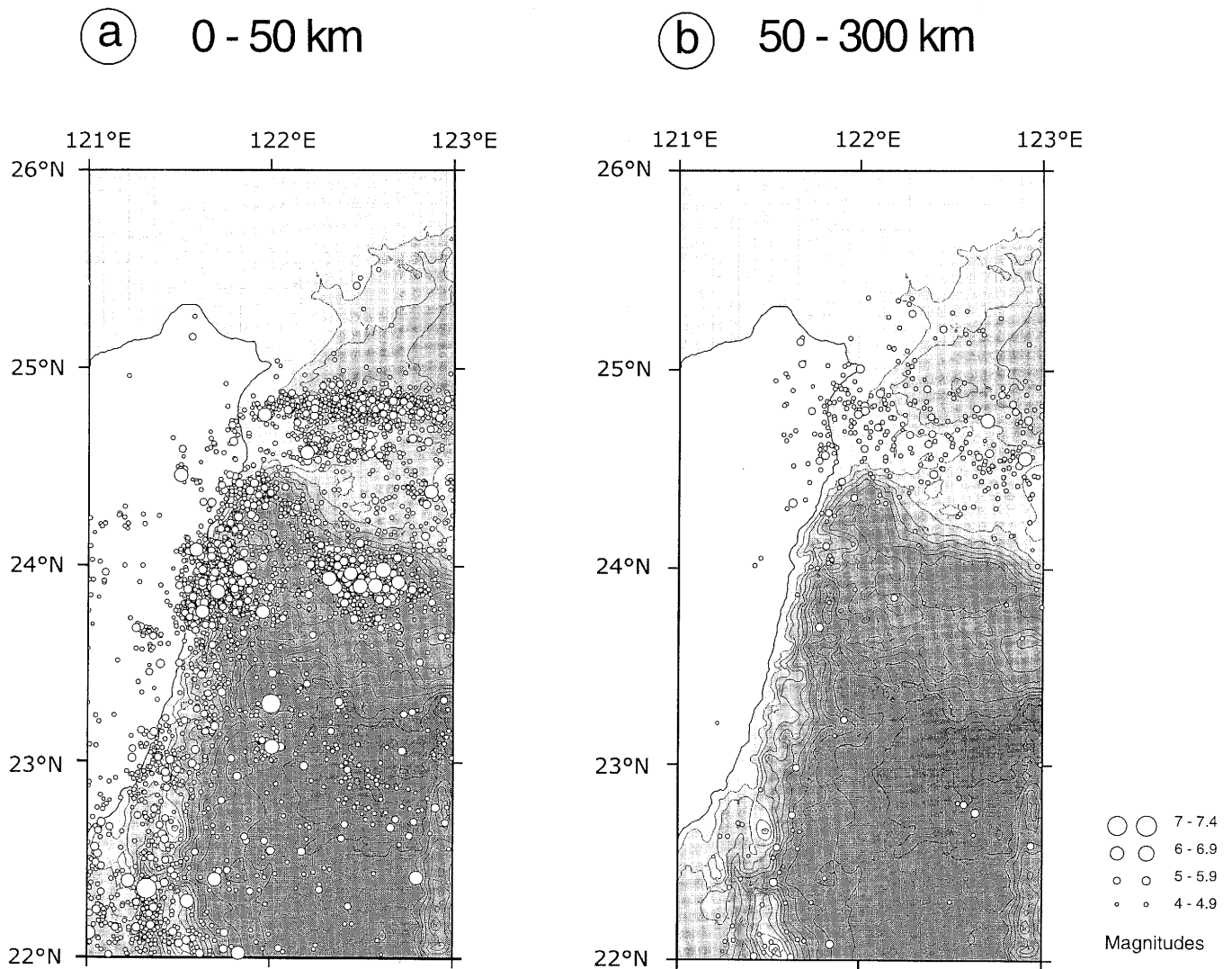


FIG. 3. – Distribution des épicentres des séismes dans la zone d'étude pour des profondeurs inférieures à 50 km (A) et supérieures à 50 km (B).
 FIG. 3. – Distribution of earthquakes epicentres for depths shallower than 50 km (A) and deeper than 50 km (B).

est caractérisée en première approche par des sections horizontales de 10 km d'épaisseur (fig. 4). Avec l'augmentation de la profondeur, la guirlande de séismes observée sur chaque coupe se déplace clairement vers le nord. Ces séismes de subduction sont présents jusqu'à 280 km de profondeur. A partir de 90-100 km de profondeur (fig. 4d), la « guirlande sismique » tend à s'affiner. La pente du panneau plongeant vers le nord devient d'ailleurs plus forte à partir de ces profondeurs.

Parce que la coupe horizontale d'un plan dont le pendage et la direction de pendage ne sont pas constantes peut aisément induire l'observateur en erreur, une soixantaine de sections verticales ont été réalisées (fig. 2). Quelques exemples sont présentés sur les figures 5 et 6. La section (a) (fig. 5) est une coupe nord-sud suivant le méridien 122,7°E. On peut y suivre le sommet de la lithosphère philippine, depuis le bassin de la mer des Philippines faiblement sismique (de 0 à 30 km de profondeur) jusqu'à l'extrémité nord du panneau plongeant (vers 250 km de profondeur). A cette latitude et selon cet azimut de coupe, l'épaisseur de la zone plongeante sismique ne dépasse pas 30 km, dispersion incluse. Cette épaisseur correspond à l'épaisseur minimale observable. Ceci traduit le fait que la coupe ver-

ticale passe à peu près par la ligne de plus grande pente du panneau plongeant (vers le nord). A contrario, la section (b) de la figure 5, qui correspond à une coupe est-ouest passant par 24,8°N, montre une importante épaisseur sismique (environ 65 km) car elle est orientée perpendiculairement à la direction de plongement de la zone sismique fortement inclinée. Sur cette coupe est-ouest, parallèle à la fosse des Ryukyu à ces longitudes, le panneau philippin remonte légèrement vers Taiwan (fig. 5b).

Après avoir ainsi dégrossi l'approche géométrique par la réalisation de coupes sériées suivant des tranches horizontales (fig. 4) et verticales nord-sud et est-ouest (fig. 5, a et b respectivement), une étude plus fine a été entreprise en réalisant des coupes verticales suivant des directions aussi proches que possible des lignes de pente des panneaux plongeants. Par approches successives, il est apparu que les coupes les plus caractéristiques sont « radiales », c'est-à-dire qu'elles convergent vers le centre de la courbure des isohypses du panneau plongeant (figs. 5 et 6, exemples de coupes c, d, e). L'analyse de coupes rayonnantes sur la zone de transition (fig. 2) a permis de caractériser un changement de la direction de plongement de plus grande pente variant de nord-sud à l'est à N045° à l'ouest de 122°N (fig. 7).

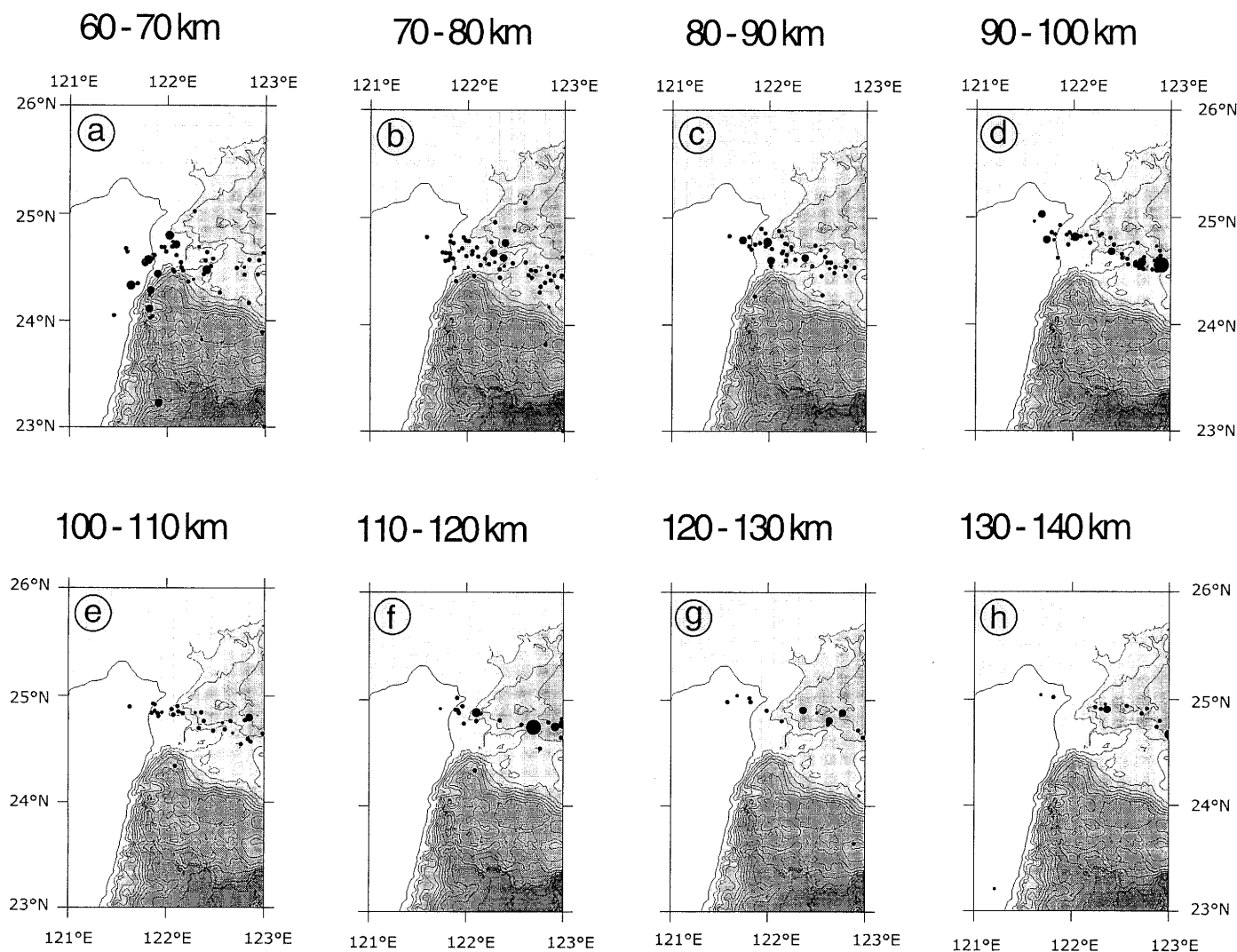


FIG. 4. – Exemples de sections horizontales de 10 km d'épaisseur.

FIG. 4. – Examples of horizontal sections of 10 km thick at several depths.

Elles ont également permis de suivre la limite ouest du panneau philippin (exemple fig. 6 coupe d et fig. 7). Ainsi, le groupe de séismes plus profonds que 40 km caractérisant le panneau en subduction (fig. 6d) se rattache à l'essai sismique plus superficiel situé aux environs de Hualien. Les deux groupes se rejoignent sur une section verticale le long de la Vallée Longitudinale (fig. 6e). La plaque Philippine est bien présente sous la partie nord de l'île (au nord de Hualien). Cependant, la section f de la figure 6, parallèle à la direction de convergence, illustre un autre fait : au NW de Hualien, le panneau subduit n'est plus visible sismiquement.

A 24°N et 121,8°E, la zone de déformation sismique (plaque Philippine) se trouve épaissie jusqu'à 70 km de profondeur (fig. 5 et 6, coupes c et f). Les coupes radiales nous permettent d'observer cet épaississement à l'approche de la zone de collision. L'épaisseur de la zone passe d'une trentaine de kilomètres (observés au niveau du bassin de la mer des Philippines) à une cinquantaine de kilomètres (sous l'arc de Luzon). Ce contraste est illustré par la comparaison des sections a et c (fig. 5).

L'analyse de la totalité des coupes nous a finalement permis de représenter les isohypses du toit de la partie sismo-

génique du panneau philippin (fig. 7). Il faut noter qu'au-dessus de 40 km, la sismicité devient plus diffuse (figs. 5 et 6). Il devient délicat de délimiter le toit du panneau plongeant uniquement à partir de la sismicité. Kao *et al.* [1998] présentent une image similaire de la géométrie du panneau philippin. Les données d'hypocentres qu'ils utilisent proviennent du CWBNS et ont une magnitude supérieure à 3.

Vers 123°E de longitude, la plaque Philippine a une inclinaison de 60° vers le nord à 60 km de profondeur. Sur la bordure ouest de cette même plaque, le panneau prend une direction N045°, avec une inclinaison avoisinant 70°, toujours à 60 km de profondeur. Le changement de direction de pendage, sous le nord de Taiwan, s'accompagne d'une forme incurvée concave vers le haut et vers le nord du panneau philippin, à la manière d'une «gouttière» plongeant vers le NNE (fig. 7). Cette gouttière, caractérisée dès 40 km de profondeur, se situe à peu près dans le prolongement de la Vallée Longitudinale. A l'ouest, la sismicité s'arrête de façon très nette (figs. 3b et 7). Une telle absence de séismes du panneau plongeant peut s'expliquer de trois façons : (1) la plaque Philippine ne se déforme pas ; (2) elle se déforme, mais la déformation ne s'exprime plus de manière cassante ; (3) le panneau n'existe plus vers l'ouest.

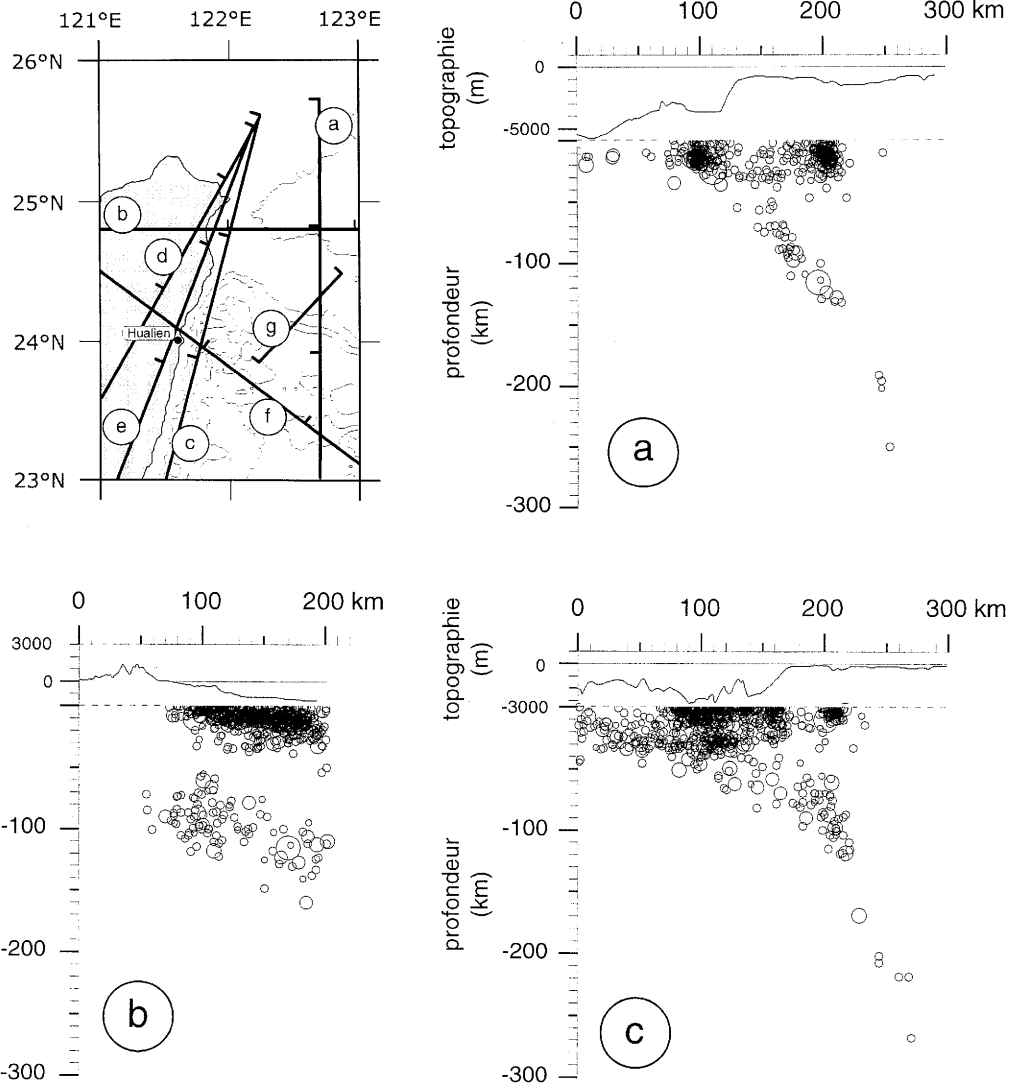


FIG. 5. – Exemples de sections verticales dont l'azimut est repéré sur la carte de localisation. L'épaisseur des coupes varie entre 18 et 22 km.
 FIG. 5. – Examples of vertical sections of about 20 km width located on a map.

Nous concluons de cette étude sur l'extension du panneau philippin vers l'ouest que la plaque Philippine subduite semble s'arrêter sur une limite décalée de quelques dizaines de kilomètres vers l'ouest par rapport à la limite connue à terre de la plaque Philippine (Vallée Longitudinale) (fig. 8). Pour expliquer ce décalage, on pourrait invoquer la présence d'une faille dont la nature reste pour l'instant imprécise. Il pourrait éventuellement s'agir de la faille transformante NW-SE qui a été représentée pour reconstituer la cinématique entre l'arc des Ryukyu et l'arc de Luzon [e.g. Angelier *et al.*, 1990]. Notons que les directions invoquées pour cette faille varient suivant les auteurs [nord-sud pour Rangin *et al.*, 1990]. Si la frontière de ce bord de plaque correspond à cette ancienne faille transformante, cela signifie que l'arc volcanique observé en surface (arc de Luzon) ne s'étend pas au-delà de 24°0'N, soit sous la ride de Hsincheng (fig. 7). Nous observerions donc actuellement, à peu de chose près, l'extrémité nord de l'arc de Luzon dans la région de Hualien (fig. 7). D'autres hypothèses pourraient rendre compte du décalage du panneau philippin au nord de Hualien, mais toutes nécessitent de plus amples investigations. Nous pensons que le

plioement «en gouttière» de la partie la plus occidentale de la plaque plongeante daterait d'un épisode de collision entre les deux plaques.

Les séismes superficiels

Sur la figure 3a sont représentés les séismes de surface, compris entre 0 et 50 km de profondeur. On peut noter trois zones fortement sismiques [Tsai *et al.*, 1977] : (1) à l'est de Taiwan centré sur 24°N de latitude et 121,5°E de longitude, (2) au nord-est de Taiwan vers 24,8°N, (3) dans le bassin de Nanao, aux alentours de 24°N de latitude et entre 122,1°E-123°E de longitude.

La première zone, probablement la plus sismique de la région, correspond à la déformation active de l'arc de Luzon contre la marge chinoise [Yeh *et al.*, 1991]. Elle se situe à l'extrémité nord de la Chaîne côtière, au sein de la plaque Philippine. Cette sismicité est principalement expliquée par la collision active arc-continent. La deuxième zone s'étend selon une direction est-ouest, à l'est de la plaine d'Ilan, et rend compte de l'activité tectonique de l'ouverture du bassin d'Okinawa. Ces deux zones d'importante sismi-

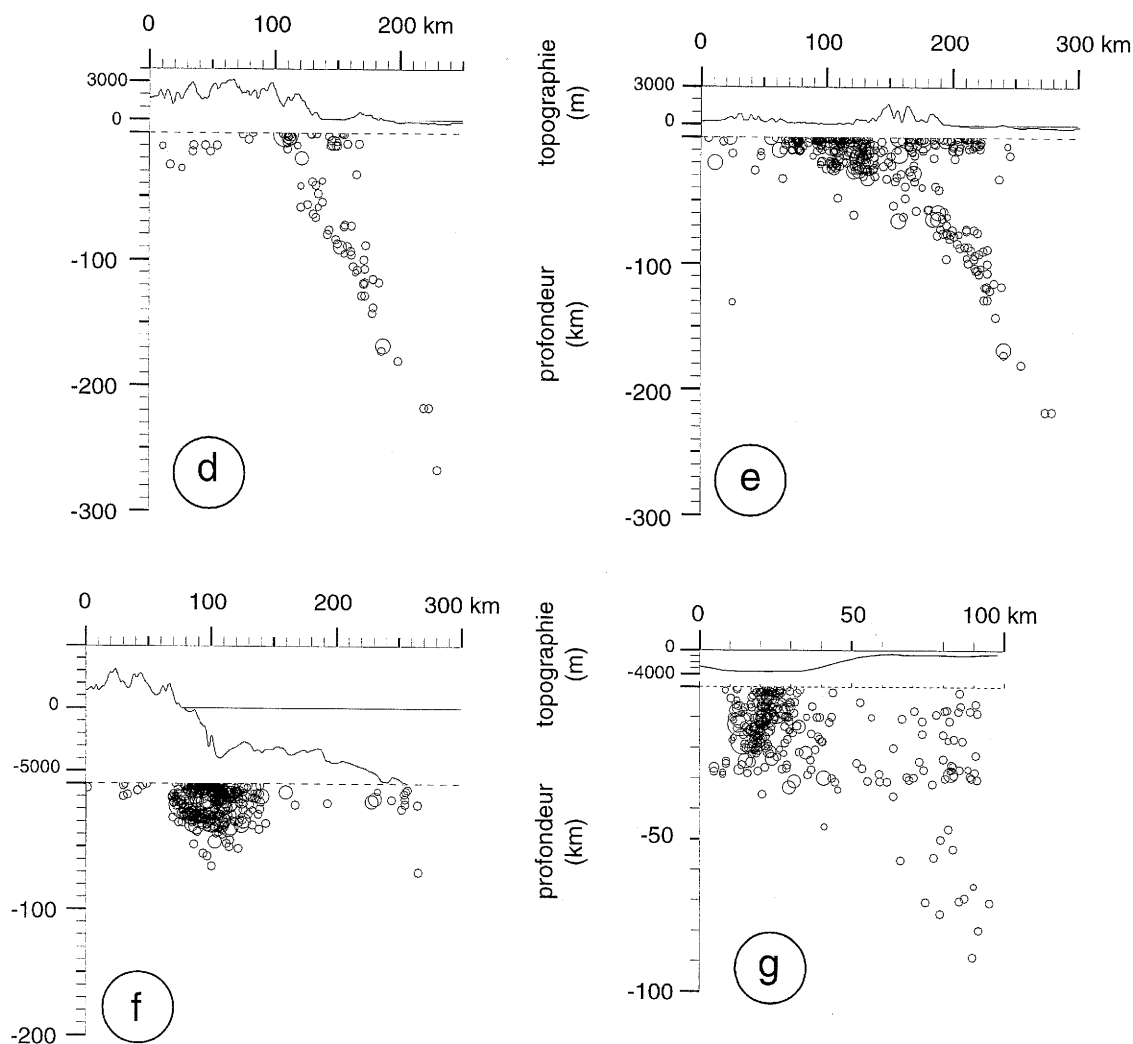


FIG. 6. – Exemples de sections verticales dont l'azimut est repéré sur la carte de localisation de la figure 5. L'épaisseur des coupes varie entre 18 et 22 km.

FIG. 6. – Examples of vertical sections of about 20 km width (see figure 5 for location map).

cités sont facilement corrélables avec le contexte géodynamique. Au contraire, la troisième zone n'est pas aussi simplement explicable car elle est plus éloignée de la zone de collision proprement dite. L'essai de séismes est fortement localisé (fig. 3a). La déformation qui s'y produit ne s'étend guère au-delà de 35 km de profondeur. Elle se situe à l'aplomb du bassin d'avant-arc de Nanao et du flanc sud de l'arc des Ryukyu. Cet essai sismique est large de 20 à 30 km et long de 60 km.

Les sections verticales recoupant la zone montrent que l'essai de séismes ne se répartit pas à l'interface entre les plaques mais à l'intérieur de la plaque Philippine. De plus, les foyers sismiques se distribuent le long d'une zone étroite et fortement pentée vers le sud (fig. 6g). La compréhension géodynamique du mouvement actuel dans cette région doit intégrer la localisation particulière de cette zone de forte déformation sismique. Il faut donc se pencher sur la nature des mécanismes au foyer sismiques.

Mécanismes au foyer des séismes et déchirure du panneau plongeant

Les mécanismes au foyer des séismes compris entre 0 et 50 km de profondeur et dont la magnitude est supérieure à 5 sont représentés sur la figure 9a. Compte-tenu de l'ho-

mogénéité des mécanismes dans chaque groupe, nous avons déterminé un « mécanisme moyen » représentatif du groupe au nord de l'arc de Luzon d'une part et sur le bassin de Nanao d'autre part (fig. 9b). Il s'agit de mécanismes purement inverses, ce qui fait disparaître toute ambiguïté sur l'azimut de glissement, quel que soit le plan nodal retenu comme plan de faille. Dans la première zone, 24 mécanismes inverses correspondent à des plans moyens dirigés $N040^\circ$ à $N045^\circ$, et à un raccourcissement proche de $N123^\circ$ (l'axe de convergence de Seno *et al.* [1993] étant $N127^\circ$). Dans la seconde zone, 16 mécanismes inverses correspondent à des plans moyens dirigés E-W et à un raccourcissement proche de $N165^\circ$ (fig. 9b). Ces valeurs mettent en évidence le contraste directionnel entre ces familles de mécanismes inverses peu profonds. Dans chacune de ces zones, les écarts angulaires relativement faibles illustrent l'homogénéité de chaque groupe (tabl. I).

Au sein de l'arc de Luzon, la profondeur de rupture varie de 9 à 54 km. Les plans nodaux du mécanisme moyen correspondent à une faille chevauchante pentée à 65° vers le sud-est et une autre pentée à 25° vers le nord-ouest. Ces deux solutions sont en accord avec les contraintes géodynamiques et la tectonique dans la Chaîne côtière. L'accident principal le long de la Vallée Longitudinale est incliné vers

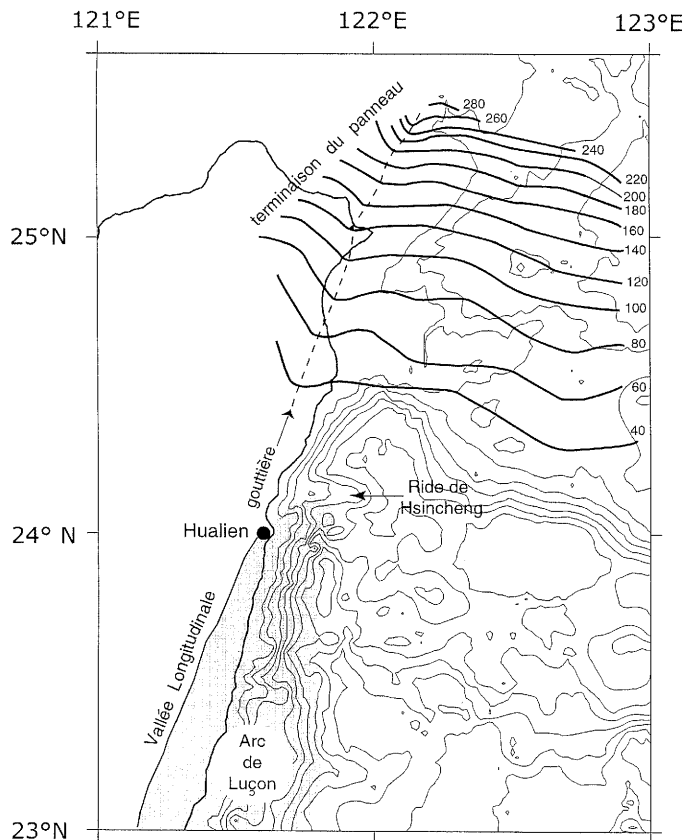


FIG. 7. – Carte représentant les isohypses du panneau plongeant philippin. L'équidistance entre chaque isohypse est de 20 km.

FIG. 7. – Isodepths map of the Philippine Sea slab in the studied area. Depth interval is 20 km.

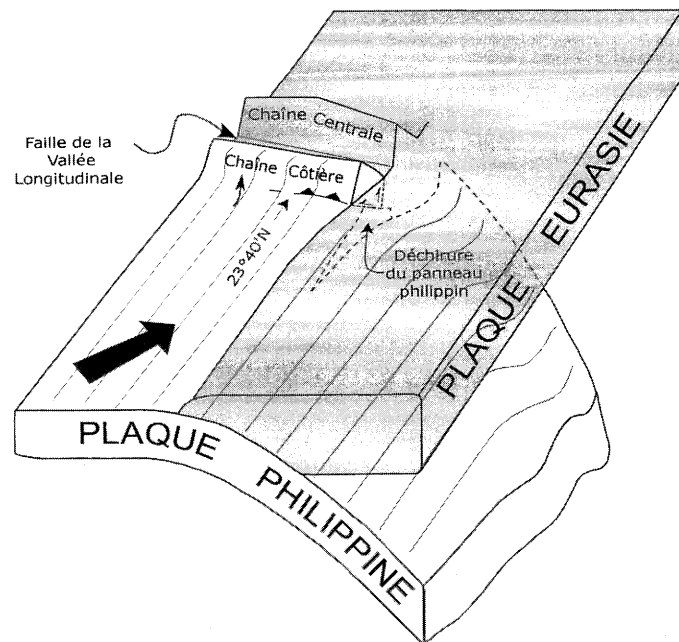


FIG. 8. – Schéma simplifié illustrant la géométrie du panneau plongeant philippin sous le nord de Taïwan (voir texte pour détails). Seul le socle de chacune des plaques est représenté, c.a.d. que les sédiments du prisme d'accrétion et de l'avant-arc ont été retirés. Le relief des Chaînes côtière et centrale ainsi que les failles inverses sont très exagérés verticalement.

FIG. 8. – Schematic sketch of the Philippine Sea slab deforming near the northern part of the Coastal Range (see the text for details). Only the basement of the lithosphere is represented, i.e. the accretionary wedge and forearc sediments were removed. The relief of the Coastal and Central Ranges, as well as along the reverse faults is highly exaggerated.

TABLE I. – Paramètres des séismes retenus dans les 2 groupes « nord Chaîne côtière » et « nord bassin de Nanao ». Le moment sismique M_0 est exprimé en 10^{17} N.m. Lat. = latitude, Long. = longitude, Prof. = profondeur, Az. = azimut, Pd = pendage, Vg = vecteur glissement.

TABLE I. – Earthquakes parameters for the two groups "north of Coastal Range" and "north of Nanao Basin". Seismic moment M_0 is expressed in 10^{17} N.m. Lat. = latitude, Long. = longitude, Prof. = depth, Az. = azimuth, Pd = dipping, Vg = slip vector.

	Date	Lat.	Long.	Prof.	Mo.	Plan 1			Plan 2		
						Az	Pd	Vg	Az	Pd	Vg
Premier groupe :											
au nord de la Chaîne Côtière											
	1978 /09 /10	24.123	121.710	15	2.5	219	25	36	96	75	111
	1982 /01 /23	23.900	121.707	17	13.1	280	11	152	38	85	80
	1982 /10 /20	23.825	121.836	33	8.4	201	27	60	54	66	104
	1986 /03 /22	23.422	121.565	45	8.5	226	44	123	3	55	62
	1986 /11 /14	23.970	121.570	14	1700.0	43	57	100	205	34	75
	1986 /05 /20	24.120	121.610	22	50.0	45	50	90	225	40	90
	1986 /11 /14	23.866	121.711	33	40.3	20	72	90	200	18	90
	1986 /06 /04	23.951	121.739	20	1.0	242	31	122	26	64	72
	1987 /01 /06	23.976	121.729	38	4.0	349	27	63	198	66	103
	1988 /04 /07	23.992	121.647	17	3.3	203	27	75	39	64	97
	1988 /04 /24	23.478	121.851	44	1.7	56	40	117	202	55	69
	1988 /07 /20	23.902	121.598	51	8.1	237	33	121	21	62	71
	1990 /12 /19	23.701	121.579	10	2.8	190	15	72	28	75	95
	1990 /12 /25	23.766	121.592	18	7.6	245	29	107	46	62	81
	1990 /12 /19	23.669	121.606	10	1.8	197	21	84	24	69	92
	1990 /12 /13	23.681	121.625	10	8.8	212	14	95	26	76	89
	1990 /12 /13	23.722	121.627	10	36.0	212	23	104	17	68	84
	1990 /12 /13	23.916	121.636	12	32.0	225	19	85	50	71	92
	1990 /12 /14	23.584	121.677	10	1.0	241	9	133	17	83	84
	1990 /11 /11	24.091	121.758	34	2.0	210	11	113	7	80	86
	1990 /12 /18	23.766	121.772	10	1.2	202	5	94	19	85	90
	1992 /04 /19	23.861	121.594	16	16.0	200	39	42	75	65	121
	1992 /09 /01	23.749	121.685	54	7.7	240	25	144	3	76	70
	1993 /01 /23	24.114	121.709	29	4.2	228	17	130	7	77	79
Solution moyenne		23.800	121.647	23		221	27	123	45	67	81
						Plan à pendage NW			Plan à pendage SW		
Deuxième groupe :											
au nord du Bassin de Nanao											
	1977 /07 /15	24.051	122.214	33	6.8	300	10	142	67	84	82
	1978 /11 /07	24.060	122.620	40	2.9	230	70	-95	64	21	-77
	1978 /03 /14	24.072	122.638	43	6.7	291	13	137	63	82	81
	1978 /02 /08	24.146	122.663	40	14.0	238	3	85	64	87	90
	1980 /11 /07	24.065	122.322	33	5.8	295	17	137	67	79	78
	1983 /09 /21	24.095	122.148	28	50.6	297	14	133	73	80	80
	1983 /09 /23	24.013	122.228	32	11.0	317	18	157	69	83	73
	1983 /09 /07	24.032	122.327	33	2.65	298	13	139	67	81	80
	1983 /06 /24	24.170	122.400	24	70.0	88	72	90	268	18	90
	1983 /06 /21	24.199	122.422	36	25.8	310	29	122	95	66	74
	1983 /06 /25	24.008	122.528	34	1.7	241	11	67	85	80	94
	1984 /03 /28	24.106	122.616	44	8.8	289	19	128	69	75	78
	1986 /02 /27	24.022	122.249	45	5.7	285	16	125	69	77	80
	1989 /08 /21	24.094	122.478	43	28.0	291	18	120	79	75	81
	1992 /09 /28	24.121	122.648	30	17.0	290	28	130	66	69	71
Solution moyenne		24.095	122.15	38		286	16	98	78	78	87
						Plan à pendage nord			Plan à pendage sud		

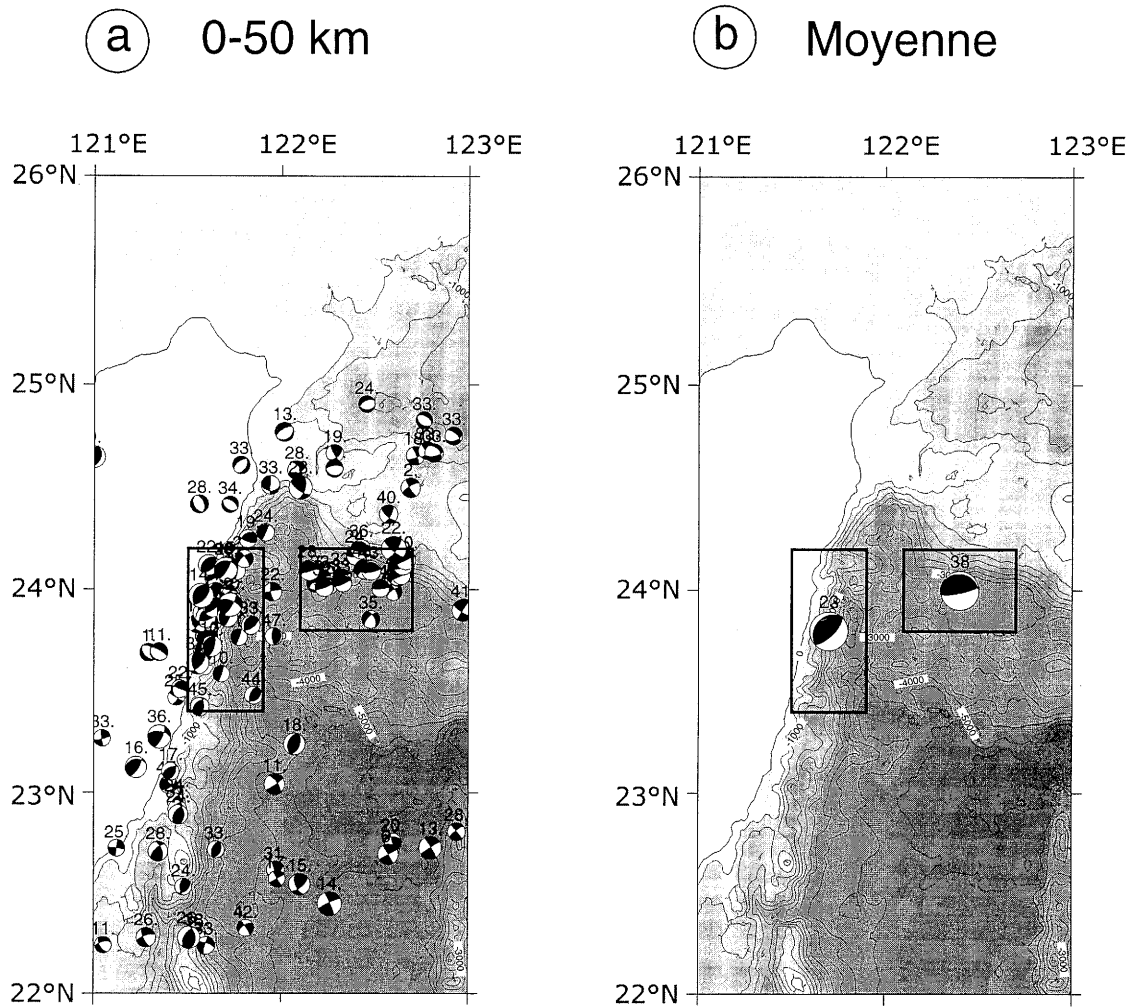


FIG. 9. – A gauche, carte montrant les mécanismes au foyer compris entre 0 et 50 km et dont la magnitude est supérieure à 5. A droite, les deux mécanismes représentés correspondent à des mécanismes fictifs, moyennes des mécanismes inclus dans chacune des zones délimitées sur la figure de droite. La profondeur indiquée est la profondeur moyenne calculée.

FIG. 9. – Left : focal mechanisms of earthquakes shallower than 50 km with magnitudes higher than 5. Right : Mean focal mechanisms and mean depths for the two outlined areas.

le SE [Tsai, 1986; Barrier et Angelier, 1986; Yeh *et al.*, 1991], tandis que des chevauchements moins pentés, à vergence opposée, pourraient correspondre à un écaillage de la plaque Philippine dû à la résistance imposée par l'arc volcanique [Lallemand *et al.*, 1997; Chemenda *et al.*, 1997] (fig. 8).

Dans l'essai sismique au nord du bassin de Nanao, la profondeur des séismes s'étend de 24 à 45 km d'après le fichier des mécanismes au foyer (tabl. I) et entre 0 et 50 km d'après le fichier des hypocentres (TTSN). Le mécanisme moyen présente deux plans nodaux en faille inverse : un chevauchement penté à 15° vers le nord et un autre penté à 80° vers le sud. Si l'on retient le plan nodal à faible pendage nord (fig. 8), il pourrait s'agir de séismes chevauchants de frottement interplaque. Cette solution rend mal compte du regroupement étroit des séismes (fig. 3a, fig. 6g et fig. 10). Surtout, elle n'est pas conforme à la répartition géométrique des hypocentres qui suggère, dans la limite des incertitudes de localisation, la présence d'une dense concentration verticale ou fortement inclinée, incompatible avec le faible plongement du panneau à cette latitude (fig. 10). De plus, Kao *et al.* [1998], ont étudié la même zone sismique. Leurs travaux prennent en considération le

plan nodal de faible pendage comme étant le plan de faille actif. Le glissement résiduel, c'est à dire la différence entre le vecteur glissement associé aux séismes et le vecteur de la convergence est de 35°. Kao *et al.* suggère que ces 35° de glissement résiduel soient accommodés par une partition le long de structures cisailantes. D'après Lallemand *et al.* [1999], il existe effectivement une partition. Cependant, la faille décrochante se situe dans le prisme d'accrétion, c'est à dire au sud de la zone sismique étudiée par Kao *et al.* Cette faille ne peut donc pas être évoquée pour accommoder la composante latérale de glissement sismique. D'autre part, l'absence de structures compressives à la terminaison ouest de l'arc de Ryukyu ainsi que l'analyse des données GPS [Imanishi *et al.*, 1996] indiquant un déplacement de la terminaison sud de l'arc de Ryukyu vers le SE (par rapport au bloc eurasiatique), témoignent que l'arc des Ryukyu ne se déplace pas actuellement vers l'ouest [Lallemand et Liu, 1998]. Ce faisceau d'informations nous amène donc à privilégier une déformation au sein de la plaque en subduction suivant le plan subvertical. Enfin, d'après les résultats récents de sismique réflexion/réfraction obtenus dans la zone, le toit de la plaque Philippine se situe sur une coupe N-S à 122°25'E (fig. 10) à 10 km de profondeur à la fosse

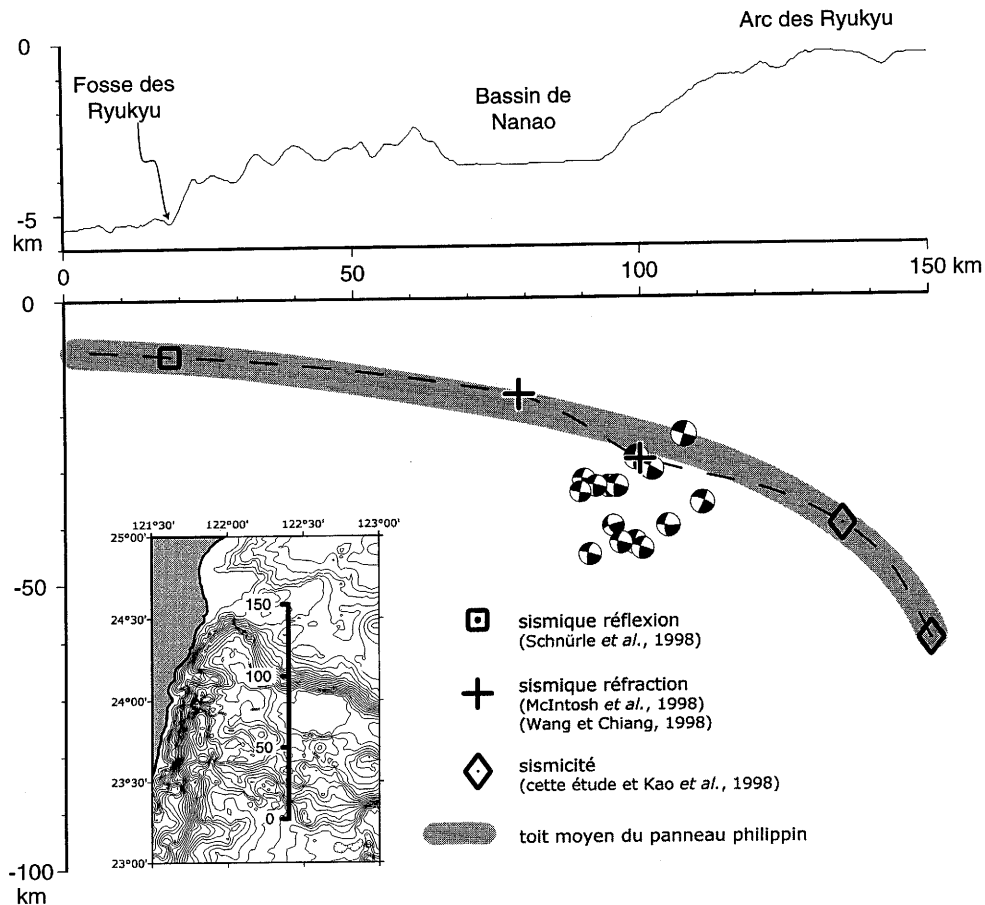


FIG. 10. – Détail de la distribution des mécanismes au foyer suivant une coupe N-S en travers du bassin de Nanao montrant clairement la répartition des séismes au sein de la plaque Philippine. Le toit du panneau Philippin est déterminé à partir des données de sismique réflexion, réfraction et de sismicité.

FIG. 10. – Detail of the focal mechanism spatial distribution along a N-S section across the Nanao Basin showing clearly the location of earthquakes underneath the top of the Philippine Sea plate. The location of the Philippine slab is determined from reflection seismics, refraction seismics and seismicity data.

[Schnurle *et al.*, 1998], à 17 km de profondeur au centre du bassin de Nanao [McIntosh *et al.*, 1998] et à 28 km de profondeur au nord du bassin de Nanao [Wang et Chiang, 1998]. La sismicité intraplaque permet de tracer le toit du panneau plongeant au-delà de 40 km de profondeur (fig. 10). Les mécanismes au foyer se répartissent jusqu'à 20 km en dessous du toit du panneau philippin. La déformation sismique a donc lieu non seulement à l'interface avec la plaque chevauchante mais également au sein de la plaque en subduction (fig. 10). Notons aussi qu'un décalage vertical du toit du panneau philippin apparaît au regard des données sismiques réfraction sous le bassin de Nanao. En effet, les deux mesures reportées (croix) s'éloignent d'un plan moyen du toit de la plaque en subduction. Le plan faiblement penté vers l'arc est compatible avec la géométrie de la figure 10 pour les séismes les plus superficiels car il doit nécessairement y avoir une interface sismogénique entre les plaques. Cependant, nous retenons principalement la seconde hypothèse, celle d'un plan de faille inverse plus raide car une telle déformation intraplaque pourrait rendre compte du décalage du toit de la plaque plongeant suivant le modèle de déchirure subverticale proposé par Lallemand *et al.* [1997] (fig. 8). La distribution horizontale des foyers dans cet essaim de séismes ne permet pas de définir rigoureusement la direction d'un plan sismique moyen, plutôt

E-W d'après les séismes de forte magnitude, mais plutôt SE-NW d'après l'ensemble des séismes (fig. 3a).

CONCLUSION

Au nord-est de Taiwan, l'analyse de la distribution des hypocentres a permis, dans la limite des incertitudes de localisation, de reconstituer les isohypses du toit du panneau plongeant philippin. Le bord ouest de la plaque Philippine en subduction est déformé et décalé vers l'ouest au nord de la Vallée Longitudinale. Le panneau se caractérise en effet par une déformation « en gouttière » de la plaque qui tend à se rebrousser vers le nord à l'approche de Taiwan (figs. 7 et 8).

La distribution des séismes entre 0 et 50 km de profondeur, dans la zone de transition entre subduction et collision, se caractérise par deux zones de forte concentration de la sismicité (figs. 3 et 9).

Au nord de la Chaîne côtière appartenant à l'arc de Luzon, les mécanismes sont compatibles soit avec un chevauchement raide à vergence ouest, soit avec un écaillage de la plaque Philippine permettant son accréation le long de chevauchements à moindre pendage et à vergence est. Cette solution est parfaitement compatible avec les données GPS.

Sous le bassin de Nanao, au niveau de la zone de frottement interplaque, les séismes intensément groupés, semblent se distribuer autour d'une surface fortement inclinée. Les mécanismes au foyer de la zone montrent deux plans chevauchants possibles. Le premier plan faiblement penté vers le nord ne peut expliquer la distribution géométrique des séismes. De plus, il implique l'existence d'un décrochement parallèle à la fosse au sein de l'arc des Ryukyu et il est prouvé qu'un tel décrochement n'existe pas. Le second plan, fortement penté, pourrait correspondre à une déchirure lithosphérique de la plaque Philippine. Une relocalisation de tous les séismes disponibles et un examen détaillé des mécanismes au foyer permettront de confirmer cette idée. Néanmoins, considérant que la zone critique se situe en mer, assez loin du réseau de récepteurs de Taïwan,

il est probable que seul le déploiement d'un réseau local d'OBS permettra de caractériser définitivement cette déformation complexe de la zone de raccord entre subduction et collision.

Remerciements. – Nous tenons à remercier Shi-Nan Cheng pour la mise à disposition de ses données de sismicité, Char-Shine Liu pour l'accueil dans son laboratoire. Nous remercions également Shu-Kun Hsu, Honn Kao, Philippe Schnürle, Jean-Francois Ritz, Ray Russo, Jean-Claude Sibuet, Francis Wu pour leur soutien et les nombreuses discussions. Cet article a été amélioré depuis sa version originale grâce aux remarques des relecteurs : A. Chemenda, J.Y. Collot et P. Huchon. Enfin, nous remercions l'Institut Français à Taipei ainsi que le National Science Council (Taiwan) pour leur soutien dans le cadre de la coopération franco-taiwanaise.

Références

- ANGELIER J. (1986). – Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea plate boundary : Preface. – *Tectonophysics*, **125**, 1-3, IX-X.
- ANGELIER J., BERGERAT F., CHU H.-T. & LEE T.-Q. (1990). – Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt : the Hsuehshan Range, northern Taiwan. – *Tectonophysics*, **183**, 77-96.
- ANGELIER J., LEE J.-C., CHU H.-T., LU C.-Y., FOURNIER M., HU J.-C., LIN N.-T., DEFFONTAINES B., DELCAILLAU B., LACOMBE O. & LEE T.-Q. (1995). – Crustal extension in an active orogen : Taiwan. – *ACT Symposium*, 22-23 March 1995, Geol. Soc. China, Taipei, 25-32.
- ANGELIER J., CHU H.-T. & LEE J.-C. (1997). – Shear concentration in a collision zone kinematics of the Cihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting. – *Tectonophysics*, Special issue, **274**, 117-143.
- BARRIER E. (1985). – Un grand accident actif : la faille de la Vallée Longitudinale de Taiwan (Taiwan, République de Chine). – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **26**, (1), 43-58.
- BARRIER E. & ANGELIER J. (1986). – Active collision in the eastern Taiwan : the Coastal Range. – *Tectonophysics*, **125**, 39-72.
- BIQ C.C. (1972). – Dual trench structure in the Taiwan-Luzon region. – *Proc. Geol. Soc. China*, **15**, 65-75.
- CHEMENDA A.I., YANG R.K., HSIEH C.-H. & GROHOLSKY A.L. (1997). – Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modelling. – *Tectonophysics*, Special issue, **274**, 253-274.
- CHENG S.-N. (1995). – The study of stress distribution in and around Taiwan. – Ph. D. Thesis, National Central Univ., Chung Li, Taiwan.
- DEWEY J.W. (1972). – Seismicity and tectonics of western Venezuela. – *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **62**, 1711-1751.
- DZIEWONSKI A.M., FRANZEN J.E. & WOODHOUSE J.H. (1983). – Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1983. – *Phys. Earth Planet. Inter.*, **34**, 1-8.
- HSU S.-K. & SIBUET J.-C. (1995). – Is Taiwan the result of arc-continent or arc-arc collision? – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**, 315-324.
- HSU S.-K., LIU C.-S., SHYU C.-T., LIU S.-Y., LALLEMAND S., SIBUET J.-C., WANG C., REED D. & KARP B. (1998). – New gravity and magnetic anomaly maps in the Taiwan-Luzon region and their preliminary interpretation. – *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **9**, (3), 502-532.
- HO C.S. (1986). – A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. – *Tectonophysics*, **125**, 1-26.
- IMANISHI M., KIMATA F., INAMORI N., MIYAJIMA R., OKUDA T., TAKAI K. & HIRAHARA K. (1996). – Horizontal displacements by GPS measurements at the Okinawa-Sakishima Islands (1994-1995). – *Earthquake*, **2**, 49, 417-421 (en japonais).
- 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.
- LALLEMAND S.E., LIU C.-S. & FONT Y. (1997). – A tear fault boundary between the Taiwan orogen and the Ryukyu subduction zone. – *Tectonophysics*, **274**, 171-190.
- LALLEMAND S.E. & LIU C.-S. (1998). – Geodynamic implications of present-day kinematics in the southern Ryukyus. – *J. Geol. Soc. China*, **41**, 4, 551-564.
- LALLEMAND S.E., LIU C.-S., DOMINGUEZ S., SCHNÜRLE P., MALAVIELLE J. & l'équipe scientifique ACT (1999). – Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus : a case of strain partitioning caused by oblique convergence. – *Tectonics*, **18**, 2, 231-247.
- MCINTOSH K.D. & NAKAMURA Y. (1998). – Crustal structure beneath the Nanao forearc basin from TAICRUST MCS/OBS Line 14. – *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **9**, (3), 345-362.
- RANGIN C., JOLIVET L., PUBELLIER M. & l'équipe Tethys Pacific (1990). – A simple model for the tectonic evolution of southeast Asia and Indonesia region for the past 43 m.y. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **VI**, 6, 889-905.
- SCHNÜRLE P., LIU C.-S., LALLEMAND S. & REED D. (1998). – Structural insight into south Ryukyu margin : effects of the subducting Gagua Ridge. – *Tectonophysics*, **288**, 237-250.
- SENO T., STEIN S. & GRIPP A.E. (1993). – A model for the motion of the Philippine sea plate consistent with NUVEL-1 and geologic data. – *J. Geophys. Res.*, **98**, B10, 17941-17948.
- SMITH W.H.F. & SANDWELL D.T. (1995). – Marine gravity field from declassified Geosat and ERS1 altimetry. – 1995 AGU Fall Meeting. – *EOS*, nov. 7, **156**.
- SUPPE J. (1981). – Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. – *Mem. Geol. Soc. China*, **4**, 67-89.
- TSAI Y.B., TENG T.L., CHIU J.M. & LIU H.L. (1977). – Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region. – *Mem. Geol. Soc. China*, **2**, 13-41.
- TSAI Y.-B. (1986). – Seismotectonics of Taiwan. – *Tectonophysics*, **125**, 17-37.
- WANG T.K. & CHIANG C.-H. (1998). – Imaging of arc-arc collision in the Ryukyu forearc region offshore Hualien from TAICRUST OBS line 16. – *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **9**, (3), 329-344.
- WU F.T., SALSBERG D. & RAU R.J. (1991). – The modern orogen of Taiwan. In : *Taicrust Workshop Proc.*, June 10-12, 1991, Taipei, Taiwan R.O.C., 49-62.
- WU F.T., RAU R.J. & SALSBERG D. (1997). – Taiwan orogeny : thin-skinned or lithospheric collision? – *Tectonophysics*, **274**, 191-220.
- YEH Y.H., BARRIER E., LIN C.H. & ANGELIER J. (1991). – Stress tensor analysis in the Taiwan area from local mechanisms of the earthquakes. – *Tectonophysics*, **200**, 267-280.
- YU S.-B., CHEN H.-Y. & KUO L.-C. (1997). – Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. – *Tectonophysics*, **274**, 41-59.