

Marges actives : Pérou et autres exemples

par Guy PAUTOT

Sommaire. — Les nouvelles données océanographiques permettent de préciser les phénomènes géologiques liés aux zones de convergence de deux plaques lithosphériques. En prenant l'exemple de la marge continentale du Pérou on aborde le phénomène de subduction de la plaque Nazca sous la plaque Amérique du Sud. Cette subduction se manifeste dans le domaine émergé par des séismes, du volcanisme, du magmatisme et de la tectonique. Nous présentons les données géophysiques et sédimentologiques caractéristiques du domaine océanique de la plaque Nazca et nous suivons son évolution à l'approche de la marge péruvienne. Jusqu'au niveau de la fosse du Pérou l'analyse est relativement aisée. —

Dès le contact de la fosse avec le pied de la marge et sur toute la longueur de cette marge, les données actuelles sont beaucoup plus confuses. Pour interpréter la nature du flanc interne de la fosse du Pérou, il faut faire appel à des études effectuées dans d'autres zones géographiques comparables. Des profils sismiques effectués dans la fosse de Java, par exemple, caractérisent le phénomène d'accrétion sédimentaire en un vaste prisme constituant le flanc interne du fossé.

Des forages du D.S.D.P. ont été implantés dans le prisme sédimentaire et ont mis en évidence les phénomènes de transit, d'incorporation au prisme et de plissement des sédiments. A partir de ces données une discussion est présentée sur le modèle de la marge du Pérou et sur les relations éventuelles entre la subduction de la plaque Nazca et l'édification du domaine andin.

INTRODUCTION.

Le mouvement général de plongée d'une plaque de type océanique sous une autre plaque a été mis en évidence depuis longtemps par des mesures indirectes : sismologie et gravimétrie [H. Bénéioff, 1955 ; H. H. Hess, 1965 ; F. Vening Meinesz, 1948]. D. E. James [1971] a présenté une série de profils de la sismicité dans la zone Pérou-Chili du Nord. Les séismes se disposent, à partir de la fosse, suivant une zone inclinée jusqu'à une profondeur voisine de 300 km. Une répartition de séismes plus diffuse est visible dans la lithosphère supportant la Cordillère des Andes.

Isacks et Molnar [1971] ont montré, par une analyse des mécanismes au foyer, que les séismes superficiels de cette zone (100 à 150 km) ont un axe de tension parallèle à l'axe de plongée de la plaque et que les séismes profonds (550-650 km) ont un axe de compression parallèle à l'axe de plongée. Il y a peu ou pas de séismes dans la zone intermédiaire. Entre 150 et 250 km les séismes n'ont aucune des deux caractéristiques ci-dessus, c'est-à-dire que la plaque est soumise à des contraintes autres que celles liées au mouvement général de plongée. Les épencentres de ces séismes sont situés au niveau de la Cordillère occidentale et entre celle-ci et la côte.

La stratification des vitesses [D. E. James, 1971] montre que l'épaisseur de la croûte croît rapidement, de 11 km (couche d'eau incluse) au niveau du domaine océanique, jusqu'à 70 km sous la Cordillère occidentale et la partie occidentale de l'Altiplano. L'épaisseur de la croûte diminue ensuite vers l'Est et sous la Cordillère orientale elle n'est plus que de 50 à 55 km. Cette épaisseur crustale de 70 km sous la Cordillère occidentale est la plus grande mesurée au monde et la différence d'épaisseur de 11 à 70 km s'effectue sur une distance inférieure à 500 km.

Analysons le contact des deux plaques (Nazca et Amérique du Sud) soumis à un mouvement de convergence.

LE SUBSTRATUM DE LA PLAQUE NAZCA.

Abordons l'étude du mouvement de convergence par l'étude de la plaque Nazca, de nature océanique, qui va plonger sous l'Amérique du Sud.

La plaque Nazca est délimitée par trois dorsales actives et une zone de subduction : au Nord le rift

* Contribution n° 352 du Département scientifique du Centre océanologique de Bretagne, B. P. 337, 29273 Brest, France.

Note présentée à la séance du 3 mars 1975.

des Galapagos, à l'Ouest la dorsale du Pacifique Est, au Sud la dorsale du Sud Chili et à l'Est la fosse Pérou-Chili (fig. 1). A l'intérieur de cette plaque il est possible de distinguer deux dorsales aiséismiques : une dorsale fossile dite des Galapagos [H. Menard, 1964 ; E. Herron, 1972] et une seconde dorsale constituée de deux segments plus ou moins en prolongement : la dorsale de Sala y Gomez

s'étendant vers l'Est à partir de l'île de Pâques et la dorsale de Nazca qui vient en contact avec la fosse du Pérou-Chili vers 18° S [H. Menard, 1964].

L'analyse des anomalies magnétiques de la plaque Nazca [E. Herron, 1972 et W. C. Pitman *et al.*, 1974] permet de distinguer deux domaines différents : un domaine constitué de croûte ancienne (antérieure à l'anomalie 5) et un domaine constitué

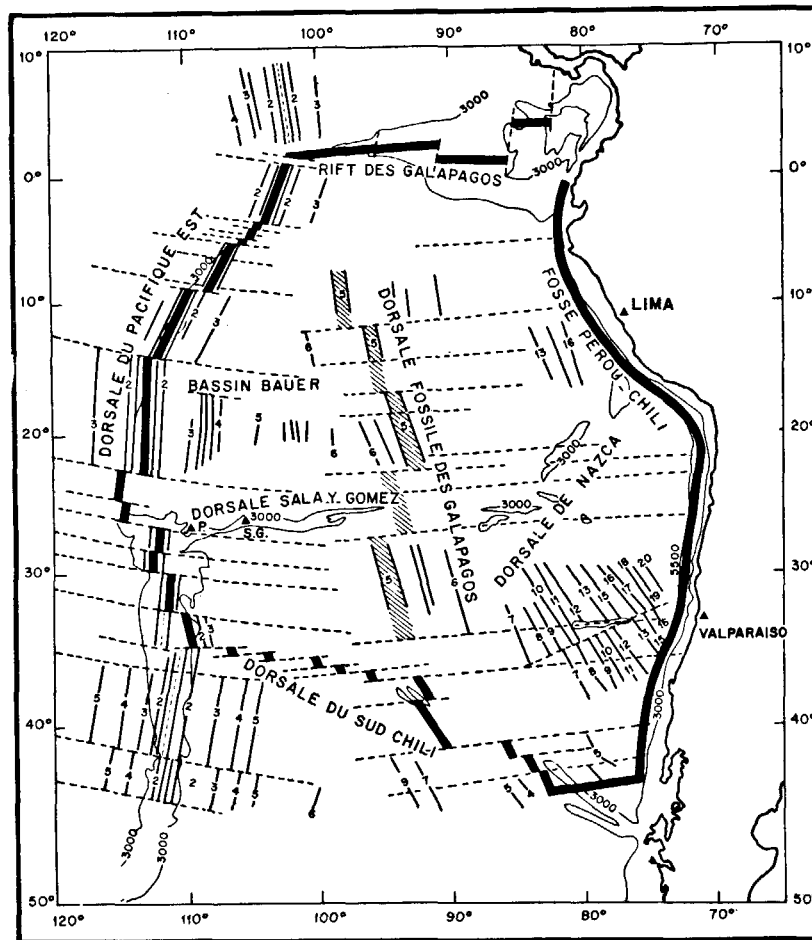


FIG. 1. — Schéma de la plaque Nazca. Les limites de la plaque sont en traits noirs épais. Les principales structures à l'intérieur de la plaque sont indiquées. L'axe de la dorsale fossile des Galapagos est hachuré. Les zones de fracture sont représentées en tiretés. Les anomalies magnétiques sont reportées avec leur numéro. [Schéma réalisé d'après les données de L. Kulm *et al.*, W. Pitman *et al.* et E. Herron].

de croûte moderne (de l'anomalie 5 à l'actuel). Le domaine ancien a été créé au niveau de l'axe de la dorsale des Galapagos et le domaine moderne au niveau de l'axe de la dorsale du Pacifique Est. Les zones de fracture de chacun de ces deux domaines composent deux systèmes différents et suggèrent un changement de pôle entre ces deux systèmes. En fait, avant le Miocène supérieur, la dorsale Pacifique était une structure orientée à peu près

N-S de 20° N à 20° S. Un saut de la crête de la dorsale de 900 km vers l'Ouest l'a amenée dans sa position actuelle. Un profil topographique E-W (fig. 2) illustre bien le saut de dorsale. Au niveau du bassin Bauer une brutale dénivellation topographique de l'ordre de 300 m met en contact les deux domaines crustaux. Le modèle de R. Anderson et J. Sclater [1972] explique convenablement cette rampe topographique. D'après la courbe de J. Sclater *et al.*

COUPE BATHYMETRIQUE EST. OUEST A 10° SUD

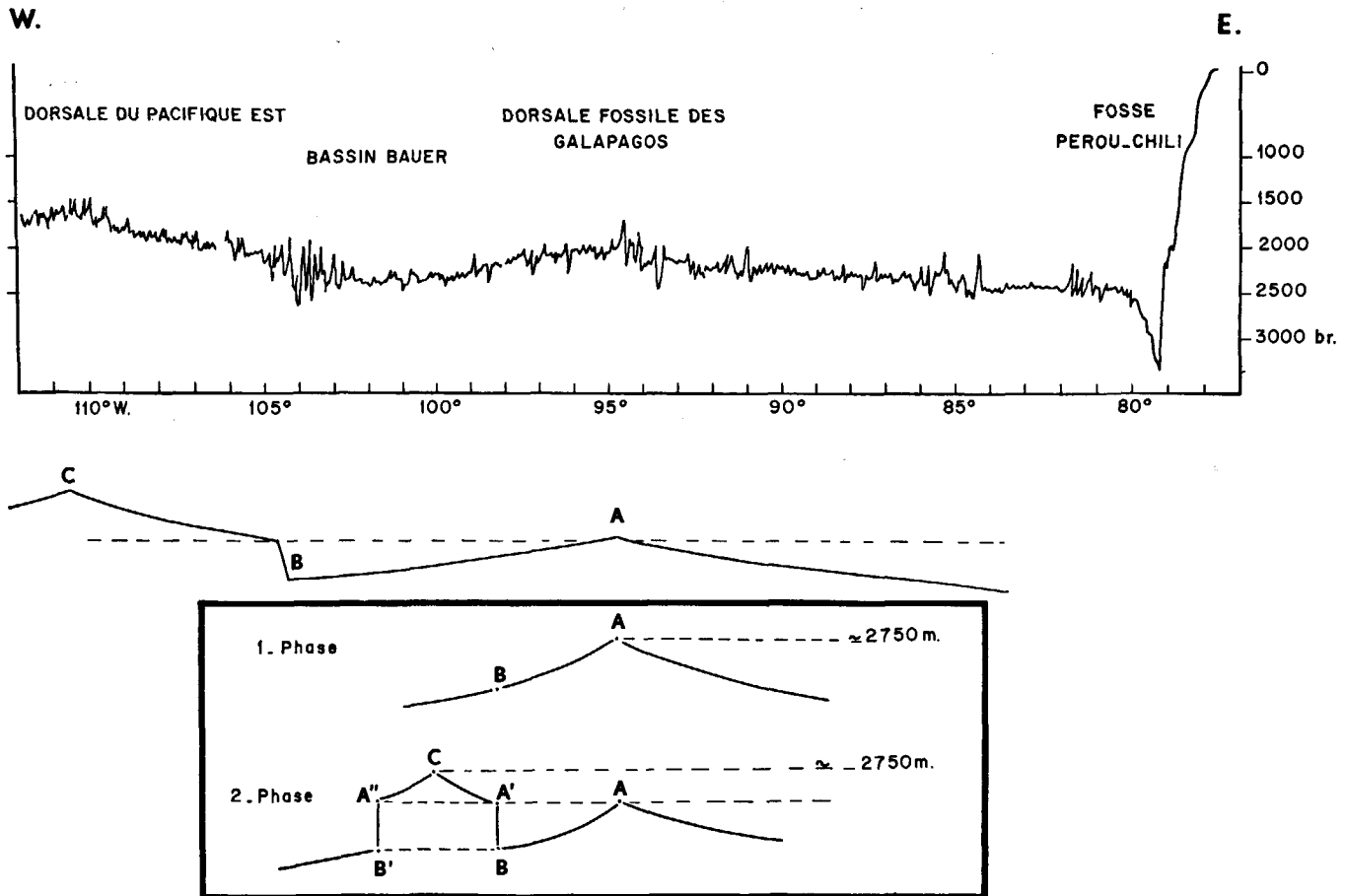


Fig. 2. — Profil bathymétrique E-W au niveau de Lima (12°S). Les principaux traits structuraux de la figure 1 se retrouvent sur ce profil. Sous ce profil est reporté, d'après le modèle de R. Anderson et J. Sclater, le « saut » de dorsale de près de 900 km vers l'Ouest.

[1971] mettant en correspondance la profondeur de la croûte et son âge, il est possible d'assigner un âge de 10 Ma. pour le saut de dorsale. E. Herron [1972] arrive à la même conclusion par l'analyse des anomalies magnétiques. R. Anderson et J. Sclater [1972] penchent pour un âge plus jeune (de l'ordre de 6 Ma.) pour la région qu'ils ont étudiée entre 5° S et 15° S.

A l'approche de la fosse Pérou-Chili, la croûte océanique a été créée à l'axe de la dorsale des Galapagos et l'anomalie la plus ancienne reconnue [W. C. Pitmann *et al.*, 1974] est l'anomalie 20 (= 48 Ma., Éocène inférieur). Deux forages D.S.D.P. ont été implantés à environ 200 km de la fosse. Ils ont confirmé la nature océanique du substratum (basalte tholéiitique) et l'âge des anomalies reconnues [S. Hart *et al.*, 1974]. Les mesures du magnétisme rémanent sur le basalte et les

sédiments montrent qu'il n'y a pas eu une grande composante de mouvement N-S de la plaque Nazca au cours de la période de 15 à 40 Ma. [S. Hart *et al.*, 1974]. Ceci confirme le mouvement N 80° E déterminé pour cette plaque par X. Le Pichon [1968] et J. Minster *et al.* [1974].

Le phénomène de bombement à l'approche de la fosse est bien visible sur le profil réalisé au cours de la campagne Transpac 2 (N. O. « le Noroit », 1973). Ce bombement est sensible sur une longueur de 250 kilomètres environ et ses caractéristiques sont en accord avec les propriétés rhéologiques de la lithosphère [flexion d'une plaque élasto-plastique, P. Beuzart, communication personnelle] (fig. 3). Le profil de sismique continue permet de suivre, sous une mince pellicule sédimentaire, le toit de la croûte (basalte). Cette croûte présente de nombreuses failles normales dans la zone de flexion

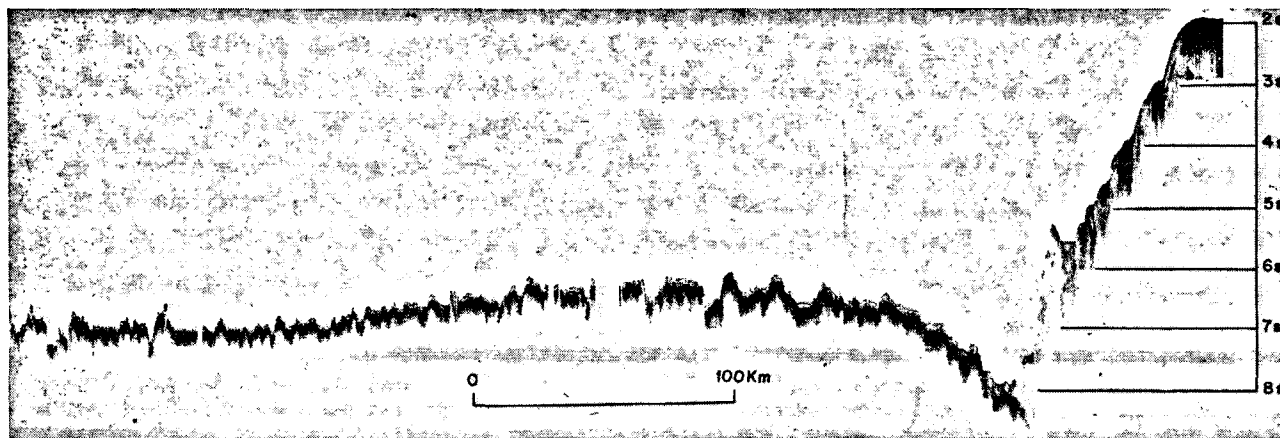


FIG. 3. — Profil sismique réalisé par le N.O. *Le Noroff*, sur une route Sala y Gomez-Lima, à l'approche de la fosse du Pérou. A gauche de la figure, on distingue les reliefs du flanc oriental de la dorsale fossile des Galapagos. Le bombement est bien discernable à l'approche de la fosse. Le substratum (basalte) est recouvert d'une faible épaisseur sédimentaire (100 à 200 m). Sur l'échelle verticale, une seconde représente 750 m dans l'eau. L'exagération verticale est de l'ordre de 25 ; le fond de la fosse est à $12^{\circ} 42' S$ et $78^{\circ} 30' W$. La route suivie par le bateau de Sala y Gomez à Callao est : $60 (N 60 E)$.

maximum et elle constitue des gradins dont la dénivellée s'accroît vers le fond de la fosse. La fosse elle-même est disposée sur ces gradins, et on peut suivre de manière continue le plongement du substratum acoustique (basalte) sous la marge continentale, sur une longueur de 10 km et une profondeur de 1 000 m. Le failage normal peut induire des intrusions magmatiques intraplaques. Par des études de détail à l'approche de la fosse L. Kulm *et al.* [1973] ont mis en évidence des reliefs linéaires de basalte tholéiitique dont l'âge est beaucoup plus jeune que la croûte océanique environnante.

Un profil réfraction a été réalisé dans la même zone ($12^{\circ} S$) par D. Hussong *et al.* [1973]. Ce profil permet d'avoir une image de la stratification de la plaque Nazca au moment de son contact avec la marge péruvienne (fig. 4).

Sous une mince pellicule sédimentaire on peut distinguer les couches suivantes :

- une couche de vitesses comprises entre 3 et 4 km/sec et d'épaisseur égale ou inférieure à 1 000 m au niveau du bombement. D'après E. Schreiber et P. J. Fox [1974] ces vitesses correspondraient à des basaltes en coussins plus ou moins fracturés et altérés (couche 2A) ;

- une couche de vitesses comprises entre 4,2 et 5,8 km/sec dont l'épaisseur est de l'ordre de 1 000 m avant le bombement et qui peut atteindre 2 000 ou 3 000 m de puissance à l'approche de la fosse. Cette couche correspondrait à des metabasites à faciès schistes verts et à des métadolérites (couche 2B) ;

- une couche de vitesses comprises entre 6,2 et 6,8 km/sec dont l'épaisseur est comprise entre

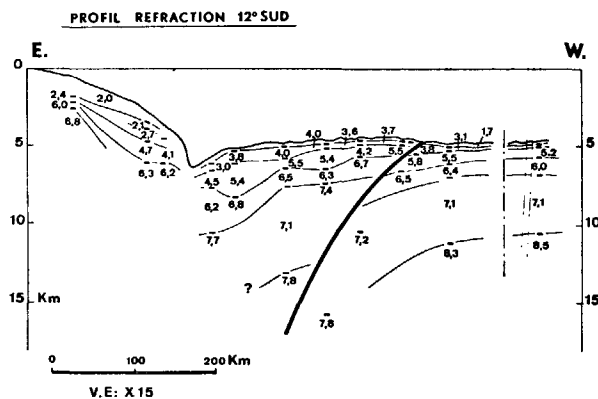


FIG. 4. — Profil de sismique réfraction réalisé à l'approche de Lima par D. Hussong *et al.* Un grand plan de sous-charriage s'amorce au niveau du bombement, dans la plaque Nazca. Il y a épaississement des niveaux crustaux sous le bombement. Le Moho s'enfonce et présente des vitesses anormales. Sur la pente continentale les vitesses faibles définissent une accumulation sédimentaire importante.

1 000 et 1 500 m avant le bombement et qui atteint 3 000 m de puissance au niveau du fossé. Cette couche serait composée principalement de métadolérites (couche 3A) ;

- une couche de vitesses comprises entre 6,8 et 7,7 km/sec dont l'épaisseur est de l'ordre de 3 500 m avant le bombement et qui peut atteindre 5 000 m de puissance sous le bombement. Elle correspondrait à des gabbros (couche 3B).

La discontinuité de Mohorovičić est à 11 km de profondeur avant le bombement et elle surmonte un manteau à vitesse élevée (8,5 km/sec.). Au niveau du sommet du bombement, le Moho est à

une profondeur de 16 km et le manteau supérieur est du type « anormal » (vitesse 7,8 km/sec).

L'autre phénomène remarquable est la discontinuité brutale de ces différentes couches dès l'amorce du bombement. Une vaste surface de glissement plonge en direction du continent et permet un sous-charriage général de la portion de croûte constituant le bombement.

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE DE LA PLAQUE NAZCA.

La couverture sédimentaire au niveau de Lima (11° S) est extrêmement réduite dans le domaine de la plaque Nazca (fig. 5). A 250 km de la fosse, juste au début du bombement, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est inférieure à 100 m et de type pélagique, car elle drape parfaitement les reliefs volcaniques. Sur la partie externe du bombement (côté dorsale) les rejets de faille sont de l'ordre de 100 à 200 m et la couverture sédimentaire est drapante sans variations d'épaisseur notables. Sur la partie sommitale du bombement les rejets de faille atteignent 400 à 500 m et la couverture sédimentaire est affectée de glissements. Le premier bassin à caractère de remplissage se situe sur la partie interne du bombement (côté fosse). L'épaisseur sédimentaire dans cette zone peut atteindre 200 m. Cette augmentation d'épaisseur est modeste et graduelle.

Quatre forages D.S.D.P. ont été effectués sur la plaque Nazca [S. Hart *et al.*, 1974]. Dans le bassin Bauer (fig. 1), à la limite avec la croûte moderne, l'épaisseur sédimentaire était d'environ 110 m. Le forage étant implanté à une profondeur voisine de la compensation des carbonates, les sédiments sont des boues argilo-calcaires et des boues à nanno-plancton riches en composants métalliques (jusqu'à 20 % du poids total). La vitesse de sédimentation varie de 4 cm/1 000 ans à 0,2 cm/1 000 ans. A l'approche de la fosse (200 km) la profondeur des forages était sous la limite de compensation des carbonates. Les sédiments superficiels sont constitués d'argiles gris-vert riches en éléments siliceux. La vitesse de sédimentation est élevée pour ce type de sédiment (0,75 à 3 cm/1 000 ans) et serait en relation avec la haute productivité biologique du courant de Humboldt. Les associations d'argiles à affinité terrigène et de verres volcaniques provenant probablement des Andes montrent que seule la fraction terrigène fine peut traverser la fosse sous forme de couches néphéloïdes par exemple.

Sur notre profil sismique (fig. 5) on voit au niveau de la fosse une nouvelle faille de 500 m de rejet. L'épaisseur sédimentaire dans la fosse reste du même ordre que sur le flanc côté océan : 200 à 300 m et, curieusement, sans caractère de remplissage net.

Cette faible épaisseur sédimentaire dans la fosse est due soit à un apport du continent faible, soit à un piégeage des sédiments terrigènes dans les bassins affectant la pente continentale, soit enfin à une vitesse de subduction supérieure à la vitesse de dépôt. Il n'y a pas de phénomènes visibles de plissement de la couverture sédimentaire.

Si l'on analyse d'autres profils sismiques de la fosse Pérou-Chili [M. Ewing *et al.*, 1969 ; D. Scholl *et al.*, 1968 ; L. Kulm *et al.*, 1974] on s'aperçoit que jusqu'à 30° S le remplissage sédimentaire de la fosse est faible. Au Sud de 30° S, à partir de Valparaiso, un remplissage à affinité terrigène très nette apparaît. La surface de la fosse est plane et le remplissage peut atteindre 2 000 m. M. Ewing *et al.* [1969] ont associé cette augmentation du remplissage à un lessivage plus intense du continent. En effet le taux de précipitation annuel passe, entre 30° S et 40° S, de 25 cm/an à 250 cm/an. L'épaisseur sédimentaire augmente à l'approche de la pente continentale et à son contact on n'aperçoit plus de réflecteurs bien individualisés. L'analyse des enregistrements sismiques dans les fosses a conduit M. Ewing *et al.* [1969] à interpréter les hyperboles de bas de pente comme correspondant à des sédiments plissés. D. W. Scholl *et al.* [1968], considérant que les sédiments de la fosse Pérou-Chili ne sont pas déformés, concluent que durant les derniers millions d'années et peut-être durant tout le Tertiaire la fosse n'a pas été soumise à la subduction. T. J. Francis [1971], à partir des mêmes enregistrements, explique la conservation de l'horizontalité des lits de turbidites dans la fosse par des liquéfactions périodiques dues aux séismes, donc par un phénomène de thixotropie des sédiments non consolidés.

LA PENTE CONTINENTALE AU LARGE DE LIMA.

Les enregistrements de sismique réflexion classique deviennent extrêmement difficiles à interpréter dès que l'on arrive dans le domaine de la pente continentale. De nombreuses hyperboles apparaissent et la raideur de la pente nuit à la pénétration des ondes sismiques.

Cependant l'analyse du profil réalisé au niveau de Lima permet les observations suivantes (fig. 6). La pente continentale est marquée par deux terrasses. Ces terrasses délimitent ainsi trois segments qui constituent la pente continentale : la pente continentale inférieure (PCI), la pente continentale médiane (PCM) et la pente continentale supérieure (PCS).

La PCI est caractérisée par une très faible pénétration des ondes sismiques. Comme on distingue parfaitement la croûte océanique sous cet ensemble, il est improbable que cette PCI soit constituée de roches consolidées. En effet dans ce cas il y aurait

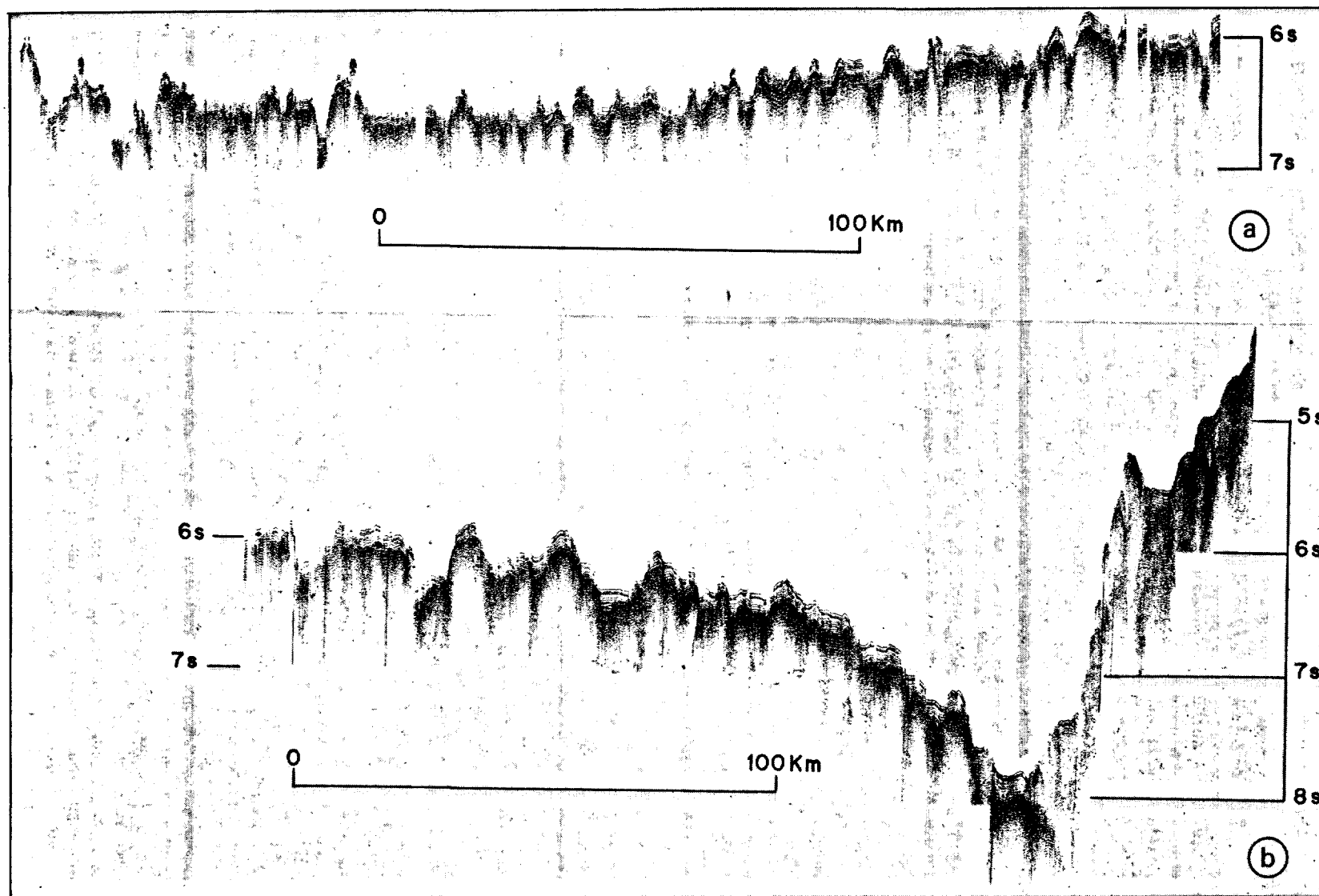


FIG. 5. — 5 a. Détail de la figure 3 à l'amorce du bombement (côté dorsale). La couverture sédimentaire est peu épaisse (de l'ordre de 100 m) et elle drape les reliefs (nature pélagique). Le substratum (basalte) présente de petits décrochements dus vraisemblablement à des failles.

5 b. Détail de la figure 3 à l'approche de la fosse. Les failles dans le substratum sont plus importantes au sommet du bombement (rejet de 400 m). La fosse ne présente pas de caractères de remplissage. On suit le toit du basalte qui plonge sous la pente continentale.

MARGES ACTIVES : PÉROU

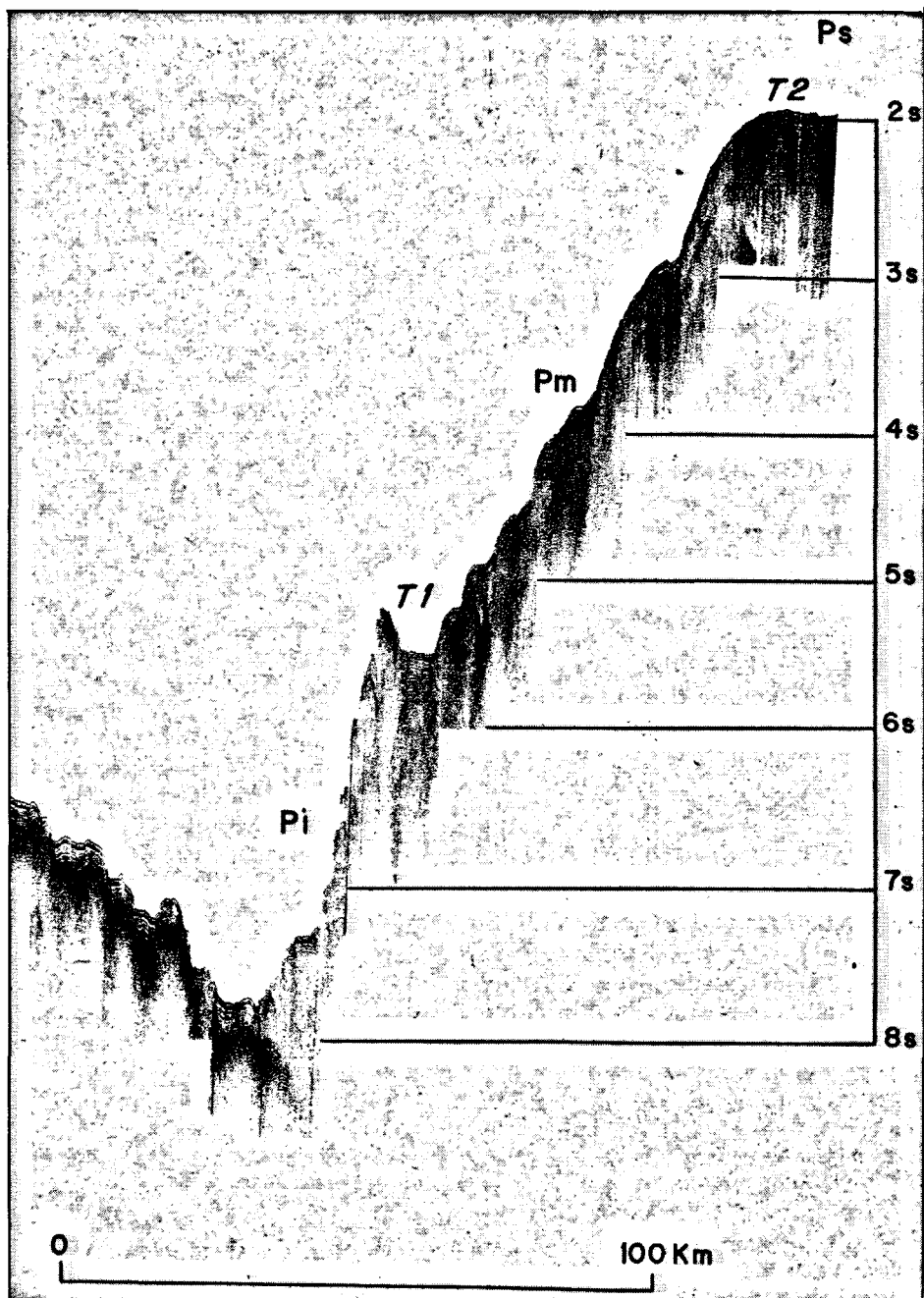


FIG. 6. — Détail de la figure 3 : marge continentale.

Pi, Pm et Ps : pente continentale inférieure, médiane et supérieure. T1, T2 : terrasses.

diffraction superficielle et le réflecteur profond ne pourrait être détecté. Il s'agit plus probablement de sédiments non consolidés ou semi-consolidés et cette non-résolution de la sismique peut être due à des plissements de faible longueur d'onde ? La première terrasse (T1) qui sépare la PCI de la

PCM est bordée côté fosse par un relief de 200 m. La sismique permet de suivre des réflecteurs perturbés dans ce relief : ce n'est donc pas une intrusion magmatique. Au niveau de la terrasse, l'épaisseur sédimentaire est de l'ordre de quelques centaines de mètres. Ces sédiments présentent une

structure de plus en plus plissée à l'approche du relief et à l'approche de la PCM. Il semble qu'un front de plissement plonge en direction de la pente. Cette terrasse a une structure de bassin perché non comblé ou en cours de plissement actuel. Une terrasse tout à fait comparable a été étudiée par forage sur le flanc des Aléoutiennes [J. Creager *et al.*, 1971]. Le relief en bordure de terrasse est constitué de sédiments d'âge miocène en cours de lithification et tectonisés.

La PCM présente une succession de six gradins dont la taille s'accroît vers le haut. La définition de la sismique est meilleure car la profondeur est moins importante et la pente moins accentuée. Des ensembles sédimentaires très déformés sont visibles sur cette pente. Des réflecteurs plongeant du côté de la pente suggèrent un découplage d'unités sédimentaires au niveau de chaque gradin.

Au niveau de la terrasse supérieure (T 2) la pénétration est de l'ordre de 2 000 m et l'on ne distingue pas un éventuel substratum. Côté fosse, cette terrasse est bordée par un relief comparable à celui de T 1 mais ennoyé sous les sédiments. Ce bassin a joué le rôle de piège pour les sédiments terrigènes et il s'est comblé. Le phénomène de plissement est actuel, car la partie la plus superficielle du remplissage est marquée par des failles et des plissements légers.

Nous n'avons pas d'enregistrements de la PCS.

Cette description structurale suggère que tout ou partie des sédiments de la plaque Nazca s'agglomèrent au pied de la pente continentale du Pérou. L. Kulm *et al.* [1974] et V. Rosato [1974] ont prélevé dans cinq carottes sur la pente, des sédiments dont la lithologie est typique de la plaque Nazca : boues calcaires et argiles pélagiques à très faible teneur en carbone organique. Des turbidites déposées dans la fosse sont retrouvées également sur la pente.

L. Kulm *et al.* [1974] décrivent une carotte fort intéressante prélevée à l'intersection de la dorsale de Nazca et de la fosse du Pérou sur un relief de la PCI. Les sédiments de cette carotte sont des strates différentes : argiles silteuses riches en matières organiques, turbidites terrigènes, boues calcaires. Les séries calcaires avec une bonne préservation des Foraminifères suggèrent un dépôt au-dessus de la lysocline, aux environs de 3 000 m de profondeur. Ce dépôt a été effectué sur la dorsale de Nazca car il n'y a pas de dépôts de ce type dans la fosse et sur la pente continentale (profondeur supérieure à la limite de compensation des carbonates et apports terrigènes). Les boues calcaires sont d'âge pliocène et la profondeur de 3 000 m sur la dorsale de Nazca est à une cinquantaine de kilomètres du lieu de prélèvement. On peut en déduire très simplement une vitesse de convergence de l'ordre de 10 cm/an.

COMPARAISON AVEC LE FLANC INTERNE D'AUTRES FOSSÉS.

Actuellement aucun forage D.S.D.P. n'a été implanté sur la pente continentale du Pérou-Chili.

Les profils sismiques réalisés sur le flanc interne de la fosse des Aléoutiennes sont très comparables à ceux de la fosse du Pérou. Trois forages D.S.D.P. furent effectués sur le bord interne de la fosse des Aléoutiennes [L. Kulm *et al.*, 1971, J. Creager *et al.*, 1971]. L'un a été réalisé sur la pente vers 3 000 m de profondeur et 2 000 m au-dessus de la fosse. Sous 170 m de vase molle à ferme, d'âge pléistocène et sans structures visibles, on passe brutalement par un contact de type tectonique à un sédiment fortement compacté avec petites failles et plissements. Ce sédiment est encore d'âge pléistocène. L'analyse des propriétés de ce sédiment montre qu'il n'y a pas diagenèse mais la compaction induite suppose un enfouissement d'au moins 1 500 à 2 000 m.

Les deux autres forages ont été effectués sur une terrasse et sur le relief bordant cette terrasse. Ces forages ont établi que le relief est au moins en partie constitué des mêmes sédiments que la terrasse (dépôt de bassin) mais ces sédiments ont été déformés et relevés par failles. Des sédiments d'âge fin pléistocène à début pliocène sont semi-lithifiés et présentent des pendages de 30 à 35° à la base.

Un seul autre forage a été réalisé dans une position comparable, c'est le forage sur le flanc de la fosse de Nankai (mer des Philippines, à proximité du Japon) [J. Ingle, 1973]. Situé au pied de la paroi interne de la fosse, le forage a traversé uniquement des turbidites d'âge quaternaire. Toute la section est déformée avec une intensité de compaction, de clivages et de fins plissements qui croît vers la base. Un pendage moyen des couches de 10° est observé et les niveaux les plus profonds sont même renversés.

De façon générale on observe des épaisseurs considérables de sédiments récents qui se trouvent incorporés à la paroi interne avec des déformations tectoniques et une remontée en masse.

EXEMPLE DE LA FOSSE DE JAVA.

Il s'avère que tout ou partie des sédiments convoyés par la plaque en cours de plongée se retrouvent intégrés dans le flanc interne du fossé. Comment s'effectue cette accrétion sédimentaire ? La sismique classique est incapable de répondre correctement à cette question. Les Compagnies pétrolières ont effectué un certain nombre de profils dans le domaine des fosses avec une sismique à grand pouvoir de pénétration et avec des traitements appropriés. D. Seely *et al.* [1974] ont montré que l'on trouvait dans la plupart des fosses un phénomène d'accrétion sédimentaire plus ou moins comparable. Un

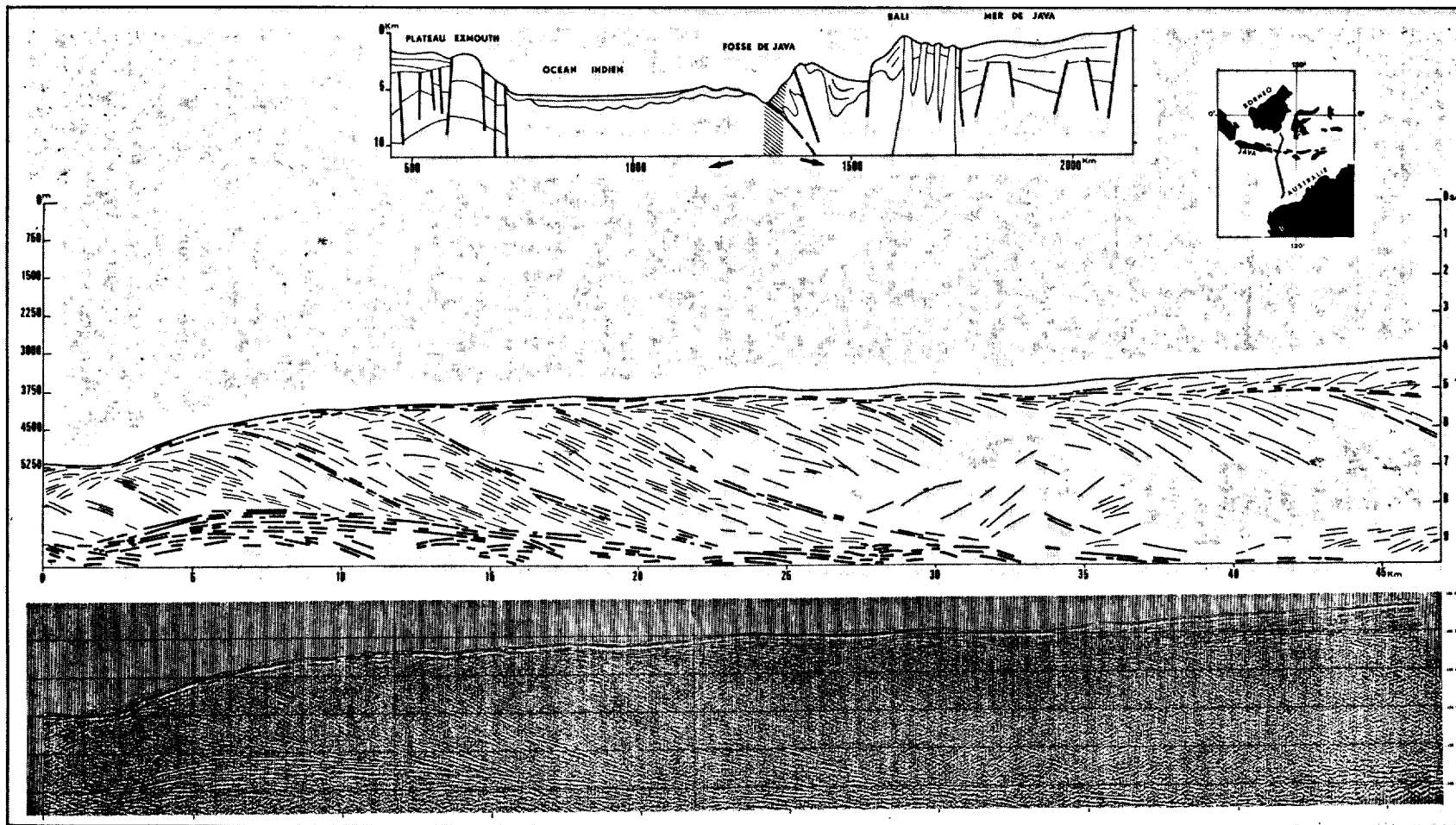


FIG. 7. — Profil sismique de la fosse de Java, d'après R. Beck. La coupe originale présentée ci-dessous a été réinterprétée dans cet article. Le profil correspond à la zone hachurée de la fosse de Java. Il n'y a pas d'exagération verticale.

des premiers profils de ce type a été publié par R. Beck [1972]. Nous le présentons ici avec notre interprétation.

Ce profil a le mérite, par sa qualité, de montrer clairement le phénomène d'accrétion sédimentaire au pied de la paroi interne du fossé (fig. 7). Pour tenter une comparaison entre ce profil et le profil du Pérou présenté sur la figure 5, il faut bien être conscient de la différence d'exagération verticale. Sur le profil de R. Beck il n'y a pas d'exagération verticale et sur le profil du N. O. « Le Noroît » l'exagération est de l'ordre de 25.

Le réflecteur le plus profond et le plus puissant plonge vers le Nord et représente le sommet de la croûte océanique. Le toit de la croûte océanique est à 7 km de profondeur au niveau de la fosse et à 14 km de profondeur à une distance de 50 km plus au Nord. Le plan de Bénioff a une pente de 5 à 10° vers le Nord.

La masse sédimentaire peut atteindre une épaisseur de plus de 10 km. Dans cette masse, une discordance bien visible met en contact la masse sédimentaire empilée et les sédiments modernes qui, par gravité, glissent sur la pente et transitent vers la fosse. Ces sédiments superficiels sont plus épais (environ 1 000 m) vers la partie supérieure de la pente, et ils progradent en direction de la fosse. Dans la masse sédimentaire empilée on distingue cinq unités qui s'imbriquent les unes sous les autres en un phénomène général de sous-charriage. Les unités les plus éloignées de la fosse ont des structures internes plus contournées et les réflecteurs sont moins nets. Il est intéressant de souligner, à titre de comparaison avec la fosse du Pérou, qu'à chaque limite d'unité correspond un changement de pente (gradin). Dans les quatre premières unités qui sont bien individualisées, on peut mesurer une puissance de 2 000 à 3 500 m et une largeur de 5 à 20 km. La longueur de ces unités n'est pas déterminable sur ce profil normal à la pente.

Ces unités sont de véritables « nappes » en position de sous-charriage les unes par rapport aux autres. Dans ce type d'empilement il est aisé d'imaginer que les couches se redressent en se rapprochant du socle continental et peuvent même être renversées. Au point de vue géométrique, la couverture sédimentaire de la plaque plongeante est sollicitée par un cisaillement qui la tranche obliquement [D. Seely *et al.*, 1974] (fig. 8). Ces cisaillements déterminent les unités. Il faut admettre en fait que la colonne sédimentaire réagit comme un corps solide pour qu'elle soit sollicitée par un cisaillement et comme un corps visqueux pour admettre le basculement et le fluage des couches. La croûte océanique poursuivant son mouvement de convergence, il y a sous-charriage de l'unité ancienne par l'unité plus jeune. Cette interprétation géométrique explique la pré-

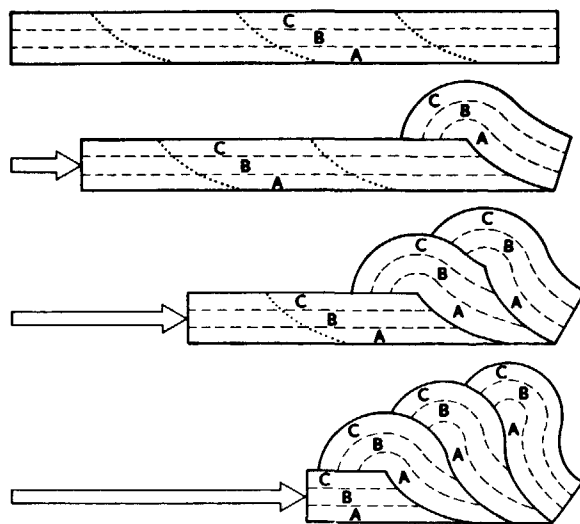


FIG. 8. — Interprétation géométrique du phénomène d'accrétion sédimentaire dans une zone de subduction. Ce schéma [d'après D. Seely *et al.*] souligne la formation des plans de charriage et les discordances.

sence des forts réflecteurs limitant chaque unité. Ces réflecteurs seraient dus à une lithification le long des plans de cisaillement et de glissement par métamorphisme de contact. La succession d'unités de largeur comparable serait le résultat d'un cisaillement qui interviendrait toujours à la même valeur de torsion. La succession sédimentaire des unités serait alors d'une part transgressive avec le temps et d'autre part discordante d'une unité à l'autre.

Cette image sismique de la fosse de Java montrant cet empilement de « nappes » n'est pas un cas particulier. Il semble que le phénomène est général et que les différences observées ne correspondent qu'à des différences de vitesse de convergence et de vitesse de sédimentation.

COMPARAISON STRUCTURALE AVEC LA ZONE HIMALAYENNE.

Pour illustrer la réaction de la couverture sédimentaire à un effort de compression, il nous a semblé intéressant de présenter un exemple de géologie terrestre. La zone himalayenne peut être interprétée dans le cadre de la tectonique des plaques comme le stage final d'une collision entre deux plaques continentales après avalement de toute la zone océanique intermédiaire. D'autres auteurs [A. Bally, 1974] considèrent que la présence d'une substantielle quantité de croûte sialique à l'intérieur de la zone mobile doit correspondre à un autre type de subduction. Cette subduction qu'il appelle la subduction A (comme

MARGES ACTIVES : PÉROU

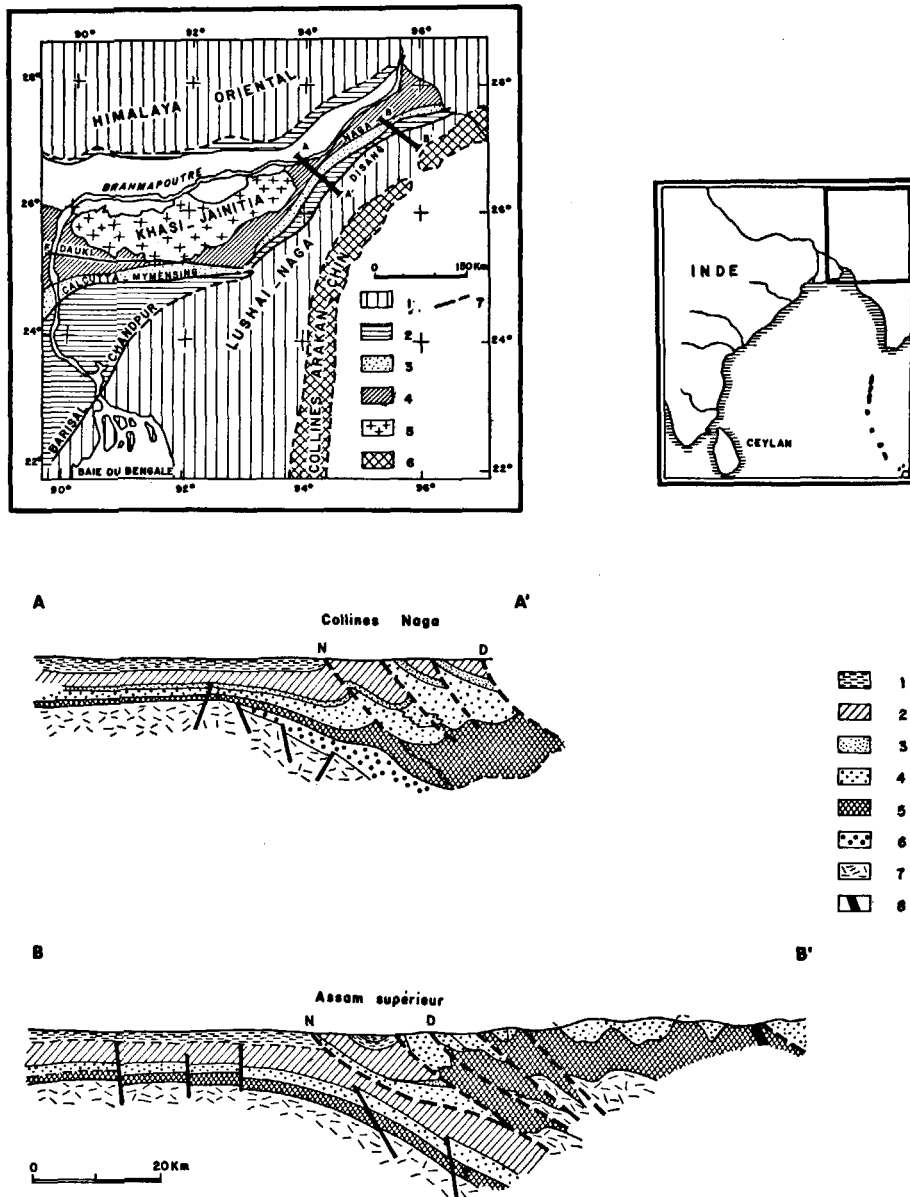


Fig. 9. — Exemple de sous-charriage dans le domaine himalayen. Ces coupes géologiques réalisées dans les bassins tertiaires de l'Assam [A. Raju] peuvent être rapprochées du phénomène observé dans les fosses actuelles. 1 : Plio-Pléistocène (alluvions); 2 : Miocène supérieur (argiles et grès); 3 : Miocène inférieur; 4 : Oligocène (flysch); 5 : Éocène; 6 : Secondaire - Paléozoïque ?; 7 : roches ignées et métamorphiques; 8 : serpentine.

alpino type) est une subduction plus superficielle, au niveau de la croûte continentale. Dans ce cas la frontière de la mégasuture de compression est la limite où les plissements de type alpin et les plans de chevauchement se terminent contre les séquences cratoniques non déformées. Sans vouloir trancher entre ces deux interprétations, nous présentons deux profils du bassin sédimentaire d'Assam, qui a été bien étudié à l'occasion de recherches pétrolières [A. Raju, 1968] (fig. 9).

La succession tertiaire du bassin d'Assam inclut des dépôts de type flysch recouverts par des dépôts molassiques. Les plans de chevauchement de Disang-Naga affectent ces formations. Le substratum des zones en convergence est ici constitué de roches ignées et métamorphiques recouvert par endroits par des lambeaux d'âge mésozoïque à paléozoïque. Une sédimentation profonde a affecté cette zone au Cénozoïque et les plans de chevauchement ont découpé cette couverture au cours de phénomènes

de compression. La géométrie de ces mouvements est à rapprocher de ceux observés dans la fosse de Java.

MODÈLE DE LA MARGE PÉRUVIENNE.

Si nous reprenons les différents éléments provenant de l'analyse de la zone de subduction du Pérou-Chili et les points de comparaison dans d'autres zones géographiques, il est possible de cerner certains caractères de la zone andine. Pour ce faire nous ferons appel à quelques idées de base concernant la forme de la fosse, la direction de subduction de la plaque, le rôle de la dorsale de Nazca...

La fosse du Pérou-Chili présente, en première approximation, une forme concave jusque vers 16° S, puis une forme convexe plus au Sud. Ces deux zones sont séparées par la dorsale de Nazca (fig. 10). En fait un autre petit arc concave peut être défini entre 16° S et 18° S, au niveau du lac Titicaca. A cette forme concave sont associés différents phénomènes géologiques. Les zones dont la sismicité actuelle est la plus importante se situent sur la marge et la zone bordière de ces arcs concaves (fig. 10). D. Hussong *et al.* [1973] ont montré que, dans ces mêmes zones, des fractures massives de la croûte basaltique intervenaient au contact de la fosse et constituaient des reliefs linéaires de volcanisme moderne. Si l'on raisonne en terme de plaque rigide, on peut admettre que cette forme concave de la fosse qui est induite par la configuration du continent entraîne des contraintes de distension transversale dans la lithosphère (encart fig. 10). K. Abé [1972] a bien mis en évidence ces contraintes transversales dans le domaine des Aléoutiennes et ces distensions entraînent des déchirures de la lithosphère, d'où séismes et secondairement intrusions magmatiques par ces zones de déchirure.

Dans le domaine de la fosse du Pérou le phénomène de subduction est vivant et prouvé par les séismes, le volcanisme et le transfert de la plaque Nazca à une vitesse moyenne de 10 cm/an approximativement vers l'Est. L'étude des mécanismes au foyer [B. Isacks et P. Molnar, 1971] de ces zones concaves montre que dans le domaine péruvien des séismes de distension de ce type existent. Par contre, dans toute la portion convexe de la fosse (entre 18° S et 25° S par exemple) il n'y a pas de zones sismiques comparables. Les épanchements plutoniques et volcaniques peuvent être également mis en relation avec la forme héritée du fossé. Le plutonisme andin [J. Aubouin *et al.*, 1973 ; E. Audebaud *et al.*, 1973] est plus important en volume dans ces domaines d'arcs concaves que dans la zone plus méridionale. D'après J. Gilluly [1971] l'essentiel de ces granitoïdes calco-alcalins andins est trop basique pour avoir une origine pure-

ment sialique et E. Audebaud *et al.* [1973] pensent que dans les Andes Centrales, la croûte sialique n'a été que peu ou pas du tout impliquée dans la production des magmas granitiques et intermédiaires calco-alcalins. Cette association roches plutoniques-zone de subduction serait expliquée ici par une remontée de matériel profond au niveau de déchirures de la lithosphère qui proviendraient de la forme concave de la zone de subduction.

Dans cette interprétation, la direction du mouvement de la plaque Nazca par rapport au système de fosses dont la forme reste relativement constante, est un critère important. En effet les efforts de distension, donc de déchirure de la plaque, sont plus ou moins intenses suivant l'angle de convergence. Un phénomène comme le saut de dorsale présenté sur les figures 1 et 2 a pu avoir une influence notable sur la tectonique andine en général et sur le magmatisme en particulier. Il est cependant difficile de reconstituer les positions respectives des plaques au moment du saut de dorsale [10 Ma. selon E. Herron, 1972 ; 6 Ma. selon R. Anderson et J. Sclater, 1972]. En effet si la plaque Nazca est un fragment de l'ancienne grande plaque Farallon [W. Pitman *et al.*, 1974] aujourd'hui presque entièrement disparue sous l'Amérique, il faut composer les mouvements des plaques Pacifique, Farallon, Amérique du Nord et du Sud. Mais la plaque Nazca a pu se différencier de la plaque Farallon auparavant. Quoi qu'il en soit il est difficile de déterminer les mouvements Nazca-Amérique du Sud. Sur la figure 1, il est néanmoins possible de voir que les zones de fracture du domaine de la dorsale fossile des Galapagos ont une orientation différente de celles du domaine de la dorsale Est-Pacifique. Il y a eu changement de pôle, donc changement de direction de convergence. Cette nouvelle réorientation de la plaque Nazca au Miocène supérieur correspond chronologiquement à la dernière grande phase tectonique dite phase « quechua ». Cette phase « quechua » [E. Audebaud *et al.*, 1973] est celle qui, dans le domaine andin, a la plus grande expansion spatiale et elle correspond à une « montée » des Andes de 2 000 à 4 000 m suivant les secteurs. Au cours de cette époque il y a rémission volcanique et érosion. Succédant à ce réajustement de plaques, se manifeste de nouveau une phase volcanique importante avec des épanchements ignimbritiques de grande extension puis de grands volcans andésitiques plus récents. Ces volcanites non plissées de la chaîne andine se trouvent en grands volumes au Sud de Nazca et particulièrement au Sud d'Arequipa [E. Audebaud *et al.*, 1973]. On peut penser par comparaison avec la phase « quechua » que les grandes phases de volcanisme calco-alcalin, fin crétacé, éocène et oligo-miocène, sont en relation avec des réajustements du phénomène de subduction.

MARGES ACTIVES. PÉROU

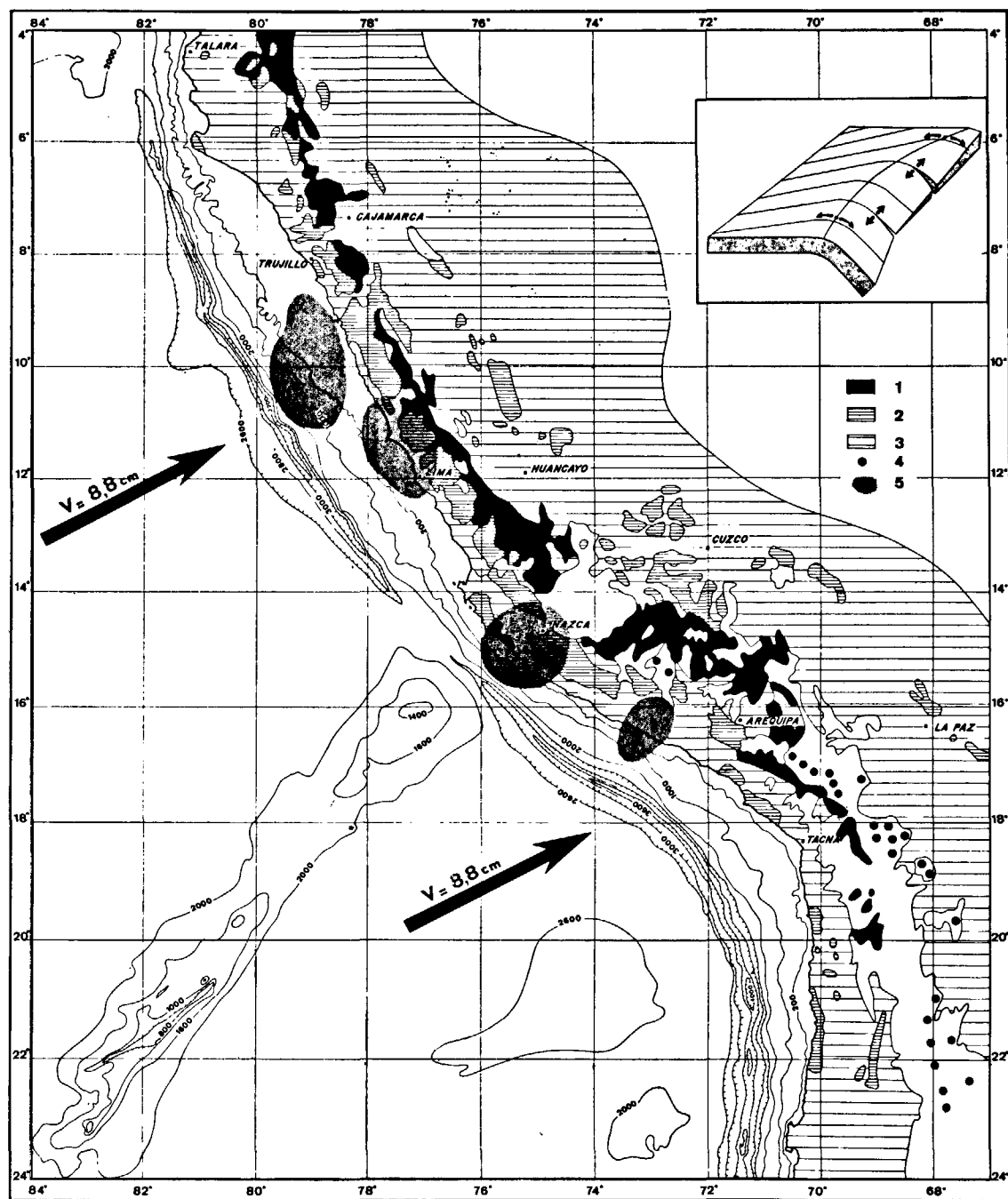


FIG. 10. — Marge active du Pérou. Les cotes de la fosse sont en brasses. Les flèches indiquent le sens du déplacement de la plaque Nazca d'après X. Le Pichon et J. Minster *et al.*, la vitesse est en centimètres par an. En encart, en haut et à droite, est présenté le schéma de déchirure d'une plaque lithosphérique d'après K. Abé. Le magmatisme andin est représenté d'après les travaux de E. Audebaud *et al.* 1 : volcanites plissées (série calco-alkaline) ; 2 : granitoides ; 3 : formations non magmatiques dans la chaîne andine ; 4 : en blanc sont représentées les volcanites non plissées (série calco-alkaline). Les points noirs correspondent aux principaux volcans andésitiques plio-quatérnaires.

La limite septentrionale des grands épanchements de volcanites modernes correspond à la dorsale de Nazca. Le contact de la dorsale de Nazca avec la fosse correspond à une oblitération partielle de celle-ci, à une diminution des granitoïdes dans le Sud du domaine andin et à un décalage important des volcanites plissées.

Nous attribuons un rôle important à la position de la dorsale de Nazca dans le magmatisme andin. Un rôle de barrière est sensible sur chacune des phases magmatiques. La dorsale de Nazca est aiséismique et fait partie de la plaque Nazca. Dans ce cas elle doit être engloutie avec la plaque Nazca en introduisant un volume de matériau considérable. Ce type de subduction n'a pas été encore parfaitement expliqué. Dans le cas contraire, si la dorsale de Nazca n'est pas absorbée avec la plaque, elle fait partie de l'Amérique du Sud ; il faut alors admettre des failles transformantes de

part et d'autre de la dorsale et une zone de convergence à son extrémité occidentale. Aucun argument actuel ne permet d'accepter ce second modèle.

En conclusion nous trouvons une concordance chronologique entre un réajustement de plaques et une phase tectonique paroxysmale. La forme de la fosse (concavité) peut entraîner des déchirures dans la lithosphère de la plaque plongeante, d'où un magmatisme accru. La dorsale de Nazca en cours de subduction semble avoir eu un rôle dans la distribution spatiale du magmatisme andin.

Remerciements.

Je remercie mes collègues du C.O.B. avec qui j'ai eu de fructueuses discussions. Ce texte a été élaboré et discuté principalement avec X. Le Pichon, J. Francheteau et V. Renard. S. Monti a dessiné les figures et Y. Potard a mis en forme le manuscrit.

Bibliographie

- ABÉ K. (1972). — Seismological evidence for a lithospheric tearing beneath the Aleutian arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, p. 428-432.
- ANDERSON R. N. et SCLATER J. G. (1972). — Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5° S and 20° S. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, p. 433-441.
- AUBOUIN J., BORELLO A. V., CECIONI G., CHARRIER R., CHOTIN P., FRUTOS J., THIELE R. et VICENTE J. C. (1973). — Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* Vol. XV, fasc. 1-2, p. 11-71.
- AUDEBAUD E., CAPDEVILA R., DALMAYRAC B., DEBELMAS J., LAUBACHER G., LEFÈVRE G., MAROCCO R., MARTINEZ C., MATTAUER M., MEGARD F., PAREDES J. et TOMASI P. (1973). — Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Vol. XV, fasc. 1-2, p. 73-114.
- BALLY A. W. (1974). — A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. (Sous presse).
- BECK R. H. (1972). — The oceans, the new frontier in exploration. *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 12 (2), p. 1-21.
- BENIOFF H. (1955). — Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. In : A. POLDERVAART (Editor), Crust of the Earth (a symposium), *Geol. Soc. Am., Spec. Papers*, 62, p. 67-74.
- CREAGER J. S., SCHOLL D. W. *et al.* (1971). — D.S.D.P., leg XIX. National Science Foundation Publ., vol. 19.
- EWING M., HOUTZ R. et EWING J. (1969). — South Pacific sediment distribution. *J. Geophys. Res.*, 74, p. 2477-2493.
- FRANCIS T. J. (1971). — Effect of earthquakes on deep-sea sediments. *Nature*, 233, p. 98-102.
- GILLULY J. (1971). — Plate tectonics and magmatic evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2383-2396.
- HART S., RAITT R. S. *et al.* (1974). — Leg 34 : Oceanic basalt and the Nazca Plate. *Geotimes*, vol. 4, p. 20.
- HERRON E. M. (1972). — Sea-Floor spreading and the Cenozoic history of East-central Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, p. 1671-1692.
- HESS H. H. (1965). — Mid-ocean ridges and tectonics of the sea-floor. In : W. F. WHITTARD et R. BRADSHAW (Editors), *Sub marine Geology and Geophysics*, London, Butterworth, p. 313-334.
- HUSSONG D. M., EDWARDS P., JOHNSON S. H., CAMPBELL J. F. et ODEGARD M. E. (1973). — Crustal and upper mantle structures of the Nazca Plate. (Abstr.). Program of XVII General Assembly of International Assoc. of Seism. and Phys. of the Earth's Interior (ICSU, Lima conf.), p. 221.
- INGLE J. C., KARIG D. E. *et al.* (1973). — D.S.D.P., leg XXXI. National Science Foundation Publ., vol. 31.
- ISACKS B. et MOLNAR P. (1971). — Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, p. 103-174.
- JAMES D. E. (1971). — Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 82, p. 3325-3346.
- KULM L. D., VON HUENE R. *et al.* (1971). — D.S.D.P., leg XVIII. National Science Foundation publ., vol. 18.
- KULM L. D., SCHEIDEGGER K. F., PRINCE R. A., DYMOND J., MOORE T. C. et HUSSONG D. M. (1973). — Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench. *Geology*, vol. 1, p. 11.
- KULM L. D., RESIG J. M., MOORE T. C. Jr. et ROSATO V. J. (1974). — Transfer of Nazca Ridge pelagic sediment to the Peru continental margin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 85, p. 769.
- LE PICHON X. (1968). — Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 3661-3697.
- MENARD H. W. (1964). — *Marine Geology of the Pacific*. London, McGraw-Hill Book Company, 271 p.
- MINSTER J. B., JORDAN T. H., MOLNAR P. et HAINES E. (1974). — Numerical modeling of instantaneous

MARGES ACTIVES : PÉROU

- plate tectonics. *Geophys. Jour. Royal Astron. Soc.*, vol. 36, p. 541.
- PITMAN III W. C., LARSON R. L. et HERRON E. M. (1974). — Age of the Ocean Basins determined from magnetic anomaly lineations. Charts printed by the Geol. Soc. of Amer. Inc.
- RAJU A. T. R. (1968). — Geological evolution of Assam and Cambay Tertiary basins of India. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 52, n° 12, p. 2422-2437.
- ROSATO V. J. (1974). — Peruvian deep-sea sediments : evidence for continental accretion. M. S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, Oregon.
- SCHOLL D. W., VON HUENE R. et RIDLON J. B. (1968). — Spreading of the ocean floor : undeformed sediments in the Peru-Chile trench. *Science*, 159, p. 869-871.
- SCHREIBER E. et FOX P. J. (1974). — Compressional wave velocities of oceanic rocks and the geology of the oceanic crust : a brief summary (sous presse).
- SEELY D. R., VAIL P. R. et WALTON G. G. (1974). — Trench Slope Model. In : *The geology of continental margins* (Ed. Burk and Drake) by Springer-verlag, New York Inc, p. 249-261.
- SCLATER J. G., ANDERSON R. N. et BELL M. L. (1971). — Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 7888-7915.
- VENING MEINESZ F. A. (1948). — Gravity expedition at sea, 1923-1938. 4. *Neth. Geol. Comm.*, Delft.