

Géodynamique

M. Xavier LE PICHON, membre de l'Institut
(Académie des Sciences), professeur

COURS : La subduction-collision

Ce cours concerne une catégorie particulière de zone sismogénique : la subduction-collision. Qu'entendons-nous par là ? Si le terme de subduction a d'abord été utilisé dans les chaînes de montagnes, en tectonique des plaques il décrit le processus par lequel une plaque lithosphérique retourne dans sa totalité à l'intérieur de l'asthénosphère. La subduction caractérise essentiellement les plaques océaniques.

Aux débuts de la tectonique des plaques, les zones de convergence continentale étaient considérées comme des zones de déformation diffuse où les frontières de plaques étaient difficiles à définir. Isacks *et al.* en 1968 pensaient que ce phénomène était probablement dû à la faible densité de la croûte continentale qui empêchait « d'enfoncer la lithosphère continentale dans l'asthénosphère à des profondeurs de quelques centaines de kilomètres », et McKenzie, l'année suivante concluait que « les plaques continentales sont faciles à déformer et difficiles à subduire, à l'inverse des plaques océaniques ». Dans le cas où un océan disparaît par subduction entre deux continents, il parlait explicitement de collision suite au détachement du slab océanique. En effet, si la matière reste en surface, la seule manière d'accommoder la convergence est par raccourcissement et épaississement de la croûte et de la lithosphère. Il n'y a plus subduction mais collision. McKenzie montrait également qu'il y a une épaisseur maximale de croûte, qu'il estimait à l'époque à 4,5 km, au-delà de laquelle la flottabilité de la lithosphère devient positive. Il notait enfin que la croûte océanique est éclogitisée durant la subduction et devient ainsi plus lourde que le matériel mantellique. Curieusement, bien qu'il attribuât à la croûte inférieure continentale une composition gabbroïque, il ne semblait pas envisager d'éclogitisation dans ce cas.

Dewey et Bird, en 1970, attribuaient l'asymétrie structurale des chaînes de collision à la phase finale de la subduction océanique. La phase de collision est une phase de raccourcissement pur. Il n'y a pas de subduction continentale.

En résumé, la subduction n'existait que pour la lithosphère océanique. La collision était un processus de raccourcissement de l'ensemble de la lithosphère et pas seulement de la croûte continentale.

L'étude des fosses de subduction fit rapidement apparaître que les sédiments de la fosse, lorsque celle-ci était occupée par de grandes quantités de sédiments, étaient au moins en partie accrétés à la plaque chevauchante pour former un prisme, dit prisme d'accrétion. Il fallut toutefois quatre ans pour que ce fait soit démontré grâce à un profil de sismique réflexion de type industriel au travers de la fosse de Java. L'étude du mode de formation du prisme d'accrétion a joué un grand rôle dans la compréhension de la formation des chaînes de montagnes elles-mêmes.

L'érosion tectonique de la marge chevauchante proposée par Rutland dès 1971 n'a été démontrée qu'à la fin des années 70, en particulier par la mise en évidence par forage de subsidence très rapide de la marge au Japon et au Pérou. Il est probable que l'érosion est le mode normal de fonctionnement de la marge en l'absence d'accrétion, celle-ci ne se produisant que lorsqu'il y a un remplissage terrigène de la fosse mais son importance quantitative reste difficile à évaluer.

Le fond des océans est couvert d'une grande quantité de reliefs sous-marins, de toute taille. On a estimé le nombre de volcans à $5 > 2$ km et $165 > 1$ km par 10^6 km². Or l'exploration des fosses à partir des années 80 a montré que ces reliefs sont subduits sous la marge qu'ils déforment certes de manière importante mais sans amener de réorganisation de la subduction. Ces reliefs sont-ils transférés à la plaque chevauchante ? Si oui, à partir de quelle taille et dans quelles conditions ? Faut-il alors parler de mini-collisions ?

Par ailleurs, on a beaucoup discuté de leur rôle comme aspérités concentrant les contraintes relâchées par la suite dans les grands séismes. Mais ce rôle est encore controversé et mal compris.

Trois types d'informations ont amené à progressivement reconnaître que la subduction jouait un rôle significatif, voire majeur dans la collision continentale :

1) La découverte de coesite dans des lambeaux de croûte dans les chaînes indique que ces lambeaux ont été soumis à des pressions d'au moins 2,5 à 3 GPa. Ils avaient donc été enfouis à plus de 90 km de profondeur. Depuis, ces découvertes se sont multipliées et la présence dans certains cas de diamants augmente la pression atteinte à plus de 4 GPa correspondant à une profondeur de plus de 120 km. Il s'agit pour l'essentiel de roches provenant de la croûte continentale supérieure. La croûte continentale est donc communément subduite à des profondeurs de 100 km et des portions plus ou moins importantes de croûte supérieure peuvent ensuite remonter de plusieurs dizaines de km.

2) L'exploration géophysique des chaînes, et en particulier l'acquisition de profils sismiques à grande pénétration, combinée à l'amélioration de la tomogra-

phie sismique, a montré que la subduction du manteau lithosphérique de la plaque chevauchée était générale. Celle-ci pouvait entraîner la croûte inférieure (cas des Alpes et des Pyrénées) ou même toute la croûte (cas de l'Himalaya où la croûte indienne est subduite sur plus de 200 km).

Il n'y a donc pas collision du manteau lithosphérique et il y a souvent subduction de tout ou partie de la croûte continentale.

3) La modélisation des chaînes a conduit à les considérer comme un prisme crustal accreté de manière plus ou moins complexe lors de la subduction de la plaque chevauchée, modèle proposé d'abord pour Taiwan, puis généralisé. Le groupe de Beaumont parle de collision quand toute la croûte est impliquée dans le prisme, de subduction quand toute la croûte est subduite, de subduction partielle quand une partie de la croûte est subduite.

Le cours abordait successivement la subduction des reliefs et son implication pour les séismes en considérant de manière particulière le rôle des fluides. Il traitait ensuite de la subduction-collision de l'arc insulaire d'Izu-Bonin sous le Japon Central. Dans les cours qui ont eu lieu à Montpellier, on traitait de la subduction continentale avec l'exemple de Taiwan et de la subduction-collision continentale avec celui de l'Himalaya et du Tibet. Les notes de cours sont disponibles sur le web du Collège de France.

1) Les forces en jeu

Une manière simple d'évaluer la flottabilité d'une lithosphère par rapport à l'asthénosphère est d'utiliser la notion de géoïde mantellique. C'est le niveau qu'atteindrait l'asthénosphère si elle pouvait monter librement à la surface. Il est voisin du niveau atteint par la crête des dorsales. Il permet alors de « peser » la lithosphère à partir de son élévation. On peut obtenir ce niveau de référence en équilibrant une lithosphère continentale supposée à l'équilibre thermique (altitude 0 km, densité croûte continentale $2,82 \text{ t/m}^3$, 1/3 de croûte pour 2/3 de manteau) avec une colonne d'asthénosphère de densité $3,2 \text{ t/m}^3$ (3 350 à 0 °C). On trouve à peu près $N = 3\,000 \text{ m}$.

On montre alors facilement que la flottabilité F est de :

- $7,5 \times 10^6 \text{ kg/m}^2$ pour une lithosphère océanique profonde de 6,4 km et épaisse de 100 km
- + 9,6 pour une croûte continentale à l'élévation 0.

Il faut donc 130 km de slab océanique pour annuler la flottabilité positive de 100 km de slab continental. On peut donc théoriquement avoir jusqu'à 300 km de slab continental entraîné dans le manteau.

Dans ce qui précède je n'ai pas tenu compte de l'éclogitisation. Je me servirai de la grille PT des changements de faciès métamorphique en admettant une croûte supérieure granodioritique ($2,76 \text{ t/m}^3$, 3,08 éclogitisée) pour deux tiers et

une croûte inférieure gabbroïque (2,94, 3,56 éclogitisée) pour un tiers. La densité moyenne de la croûte augmente après éclogitisation de 2,82 à 3,24 et celle de la lithosphère augmente de 3,105 à 3,25.

L'éclogitisation rend la flottabilité de la lithosphère continentale négative.

Cet effet doit en principe se produire à la profondeur maximale de 100 km si les fluides nécessaires sont présents. La longueur maximale de lithosphère continentale non éclogitisée sera de l'ordre de 60-70 km, et la flottabilité peut être neutralisée par un slab océanique de 100 km de long. Toutefois la croûte supérieure, non éclogitisée, étant beaucoup moins dense que l'asthénosphère entraîne une contrainte cisailante de l'ordre de 100 MPa qui tend à la ramener vers la surface. Cette contrainte cisailante est trois fois plus faible après éclogitisation.

Ces considérations très simples rendent compte du fait que la lithosphère continentale puisse être subduite sur de grandes longueurs et que, lorsqu'il y a remontée de matériau crustal, éclogitisé ou non, il s'agit essentiellement de croûte supérieure.

2) Le chenal de subduction

L'épaisseur moyenne de sédiments subduits le long de près de la moitié des fosses est de 400 m. Bien que cette estimation soit très incertaine, il ne fait aucun doute que des épaisseurs de cet ordre disparaissent communément dans les fosses. L'érosion est encore plus difficile à estimer mais était estimée à 30 à 55 km²/Ma au Japon et au Pérou durant le Miocène. La vitesse de subduction étant proche de 100 km/Ma, cela représente 300 à 500 mètres d'épaisseur de matériel à faire disparaître en régime quasi-permanent. La présence d'un chenal épais de près d'un kilomètre, rempli de sédiments et de débris d'érosion est donc inévitable, au moins dans ce cas de subduction-érosion.

Les remontées de matériau à haute pression puis ultra haute pression ont démontré aux géologues dès 1970 que la subduction était « a two ways street ». Ainsi, l'unité de Dora-Maira, épaisse de 800 mètres et couvrant 45 km², a été subduite à une centaine de kilomètres de profondeur à la fin de l'Éocène (35 Ma) et était remontée au niveau de la croûte à 30 Ma. La vitesse de remontée (20 à 24 mm/a) est donc comparable à la vitesse de subduction.

On peut caractériser de manière générale ces unités à très haute pression en les présentant comme des lambeaux tectoniques minces, ne dépassant pas 5 km d'épaisseur et en général beaucoup moins, faits essentiellement de croûte supérieure et (ou) de sédiments relativement légers, même après métamorphisation. Ces lambeaux étaient dans un contexte thermique de subduction, durant la descente comme durant la remontée, et ils sont remontés presque aussi vite qu'ils sont descendus.

Il est clair qu'il ne peut s'agir de remontée par érosion et il paraît inévitable d'admettre qu'il devait exister un chenal de subduction relativement bien lubrifié dans lequel ces unités ont pu remonter après s'être détachées du reste de la croûte.

Beaumont *et al.* ont proposé un modèle simple capable de gérer les flux de masse dans une zone de convergence avec subduction. Ce modèle n'est pas un modèle dynamique ; il est cinématique et mécanique. Étant donnés les flux d'entrée et de sortie et la cinématique de la subduction qui est imposée, on étudie l'évolution mécanique du prisme crustal. Il implique dans la plupart des cas l'existence d'un chenal de subduction capable de stocker temporairement du matériau subduit.

Le passage d'un mode de subduction à l'autre est produit par une variation de la cinématique de subduction mais aussi par l'introduction de niveaux de faiblesse conduisant à la formation de détachement. L'essentiel est que l'ensemble prisme-chenal de subduction forme un réservoir complexe de stockage temporaire à permanent de matériau qui permet une adaptation aux conditions cinématiques gouvernant la subduction et aux niveaux de faiblesse. Ce réservoir peut se prolonger dans leur modèle jusqu'à plus de 60 km de profondeur, et donc au-delà de la zone sismogénique. L'approche dynamique confirme la nécessité pour localiser la déformation d'un niveau de moindre résistance le long du décollement que l'on peut identifier au chenal de subduction.

3) La subduction des reliefs volcaniques

Smith et Jordan en 1988 ont estimé que les monts sous-marins couvrent environ 6 % de la surface du Pacifique. Il est donc inévitable que des monts sous-marins soient subduits le long de toutes les fosses. Ils proposent une loi exponentielle pour la distribution des monts sous-marins

$$n = n_0 e^{-\beta H}$$

où $n_0 = 3,99 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-2}$ et $\beta = 3,02 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$. Cette loi prédit pour 10^6 km^2 environ 200 > 1 km ; 10 > 2 km ; 0,5 > 3 km. En un million d'années, $3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ de surface océanique sont subduits sur une largeur moyenne de 60 km. On devrait donc avoir sous les prismes de subduction actuels environ trois fois ce nombre de monts en subduction.

La loi ci-dessus rend bien compte des monts coniques mais pas de la population des très grands monts (cônes tronqués : îles et guyots) qui relèvent généralement d'une source différente, les points chauds, et dont la distribution est différente. Par exemple, cette loi prédit 7 monts > 4 km pour la totalité des océans ce qui est évidemment une grosse sous-estimation. En fait, à la population de monts créés sur la dorsale que décrit cette loi statistique se rajoute la population des points chauds qui crée de très gros volcans évoluant en îles et guyots. Ce sont ceux-là qui peuvent le plus affecter la subduction et cette statistique n'en rend pas compte.

Il est maintenant bien établi que les monts sous-marins sont subduits sans déformation significative sous le prisme. Le mont déforme la marge qui est rapidement cicatrisée. Ceci peut s'interpréter simplement dans le modèle du prisme de Coulomb. En avant du relief, la marge trop raide pour l'équilibre (sur-critique) est érodée par extension. En arrière, la marge trop peu pentue (sous-critique) est raccourcie par convergence. L'exploration par modèle analogique a beaucoup apporté à la compréhension de ce phénomène.

Le modèle du prisme de Coulomb a rapidement imposé l'idée que le décollement devait être une zone où les fluides étaient proches de la pression lithostatique pour expliquer le faible coefficient de friction. L'étude directe du régime de fluide dans les décollements s'est révélée difficile. Deux faits expliquent au moins en partie ces difficultés. D'abord, l'étude se fait sur la partie distale et très jeune du décollement qui n'est pas représentative du décollement pleinement développé du prisme. Ensuite, pour des raisons de sécurité, on évite de forer dans les zones caractérisées par la sismique comme des zones probables de haute pression. Malgré tout, on admet généralement aujourd'hui que le décollement est une zone de forte perméabilité (10^{-13} m² au lieu de 10^{-17} dans le prisme) pour des épisodes transitoires de flux révélés en particulier par des traceurs chimiques, comme la chlorinité. C'est durant ces épisodes que le décollement atteindrait le faible coefficient de friction nécessaire au glissement.

Le décollement est nécessairement fortement défléchi au-dessus et autour du relief. En arrière du relief, il reste un certain temps plus élevé et l'accrétion dans son sillage cesse. En conséquence, puisque le décollement culmine au-dessus du relief, les fluides sont drainés dans une large région qui perd une partie de ses fluides. Ils s'accumulent au-dessus du relief qui devient une zone de forte concentration de fluide à moins que la fracturation et les nouvelles failles créées n'évacuent ces fluides supplémentaires vers la surface.

La forte perméabilité du décollement le rend capable de collecter rapidement des fluides dans la zone soulevée du décollement au-dessus d'un relief. On pourrait ainsi proposer que la zone au-dessus du relief est à haute teneur en fluide et à coefficient de friction plus faible et l'inverse dans la zone périphérique. Toutefois, au début de l'indentation, le décollement est proche de la surface et la zone de fracturation au-dessus du relief évacue le fluide vers la surface. Il se crée donc partout une zone à forte friction.

Le régime de glissement instable, dans lequel se produisent les grands séismes, existe lorsque le coefficient de friction dynamique

$$\mu_d = \mu_0 + (a - b) \ln (V/V_0)$$

diminue avec la vitesse de glissement V , c'est-à-dire que $(a-b)$ est négatif. Il faut par ailleurs que $\xi = (a - b) \sigma$ soit supérieur à une certaine valeur critique k , où σ est la contrainte normale à la faille (fig. 30).

$(a - b)$ est positif au-delà d'environ 300-350 °C et dans la partie superficielle.

On peut donc expliquer ces différences à partir de différence de matériau $\{(a - b) \text{ positif}\}$, de différences de structure thermique $\{(a - b) \text{ positif}\}$ ou de différence de contrainte normale sur la faille $\{(a - b) \sigma < \xi\}$.

Scholz et Campos ont proposé que les forces locales, liées à la présence de la lithosphère plongeante, peuvent amener la contrainte normale sous la valeur critique. On est alors dans un régime de glissement conditionnellement stable où de nombreux petits séismes se produisent sur des aspérités mais pour une énergie totale très faible. Or, proposent-ils, la subduction d'un relief augmente la contrainte normale. En conséquence, dans les zones faiblement couplées de régime stable ou conditionnellement stables, où $\xi = (a - b) \sigma$ est inférieur à la valeur critique, ξ peut passer au-dessus de cette valeur critique et amener le glissement dans le régime instable. Dans les zones fortement couplées et déjà en régime instable, l'augmentation de la contrainte normale augmente la contrainte cisailante. Les séismes seront localement moins fréquents et plus importants.

En effet, lors de la subduction de relief, et à partir du moment où le relief s'engage sous le butoir, la contrainte normale due à la présence de ce relief s'élève progressivement jusqu'à la limite de plasticité de la lithosphère, soit 100 à 200 MPa. Cette contrainte est liée à la courbure de la plaque et diminue comme la longueur du relief à la puissance 4. Elle devient rapidement négligeable sur la partie plate d'un plateau par exemple.

De nombreux reliefs entrent en permanence dans les fosses de subduction. Nous avons de plus en plus d'exemples de reliefs en cours de subduction sous le prisme. Certaines observations encore incomplètes nous permettent d'affirmer que le régime des fluides dans le décollement est modifié par la présence de reliefs.

En revanche, nous ne savons pas grand chose sur la subduction des reliefs une fois engagés sous le butoir. Comme l'ont proposé Scholz et Small en 1997, il semble inévitable qu'une contrainte normale additionnelle apparaisse lorsque le relief s'engage sous le butoir et s'élève ensuite rapidement jusqu'à atteindre la limite de plasticité.

Mais l'augmentation de la contrainte effective peut être beaucoup moindre en présence de pression de fluide significative. Or nous ne savons pas quel est l'effet de la présence du relief sur la distribution des fluides dans le décollement.

Comme la limite du butoir coïncide souvent avec le début de la zone sismogène, c'est là que l'on peut tester le rôle éventuel de ces reliefs comme aspérités sismologiques. C'est sans doute un des domaines de recherche majeurs à l'heure actuelle. Mais les données existantes sont minces.

4) Trois zones tests pour la subduction des reliefs

Trois zones dans lesquelles des données existent sur la subduction de gros reliefs sous le butoir sont examinées. Il s'agit de : a) la marge du Costa-Rica,

une des deux zones retenues par le programme SEIZ ; b) celle de l'île de Malekula aux Nouvelles Hébrides ; c) enfin celle de Nankai, l'autre zone retenue par le programme SEIZ.

La fosse de *Costa-Rica* est caractérisée par la subduction en face de la péninsule d'Ossa, au sud-est, de la ride de Cocos qui a une forte flottabilité positive. Il semble que la ride de Cocos n'a commencé que tout récemment à subduire sous la marge avec son cortège de monts volcaniques au nord-ouest. La marge de Costa Rica a une morphologie profondément affectée par la subduction des reliefs, comme le montre sa topographie très irrégulière, une grande abondance de glissements massifs, de failles normales et de horsts. La marge est en surrection rapide, maximale en face de la ride de Cocos (péninsule d'Ossa). Par ailleurs, le slab a une pente faible au contraire du slab en face de la péninsule de Nicoya. La structure de la marge redevient normale à ce niveau, au-delà du mont Fisher et de la zone de fracture orientale de Nicoya.

Trois monts subduits sous la marge de Costa-Rica ont été identifiés à des profondeurs croissantes. La trace morphologique de ces reliefs en surface décroît progressivement mais est loin d'avoir disparu, même sous 8 km d'enfouissement. On constate la présence d'une pente raide érosive sur le côté fosse (pro) du mont et un soulèvement sur le côté continent (retro). Mais, la raideur de la pente et l'ampleur du soulèvement diminuent avec l'enfouissement. La disparition du soulèvement et la diminution de la pente érosive suggèrent que la contrainte est suffisamment forte pour redistribuer le matériau, augmenter la longueur d'onde et donc en fin de compte diminuer la contrainte normale. En tout cas, nous pouvons conclure que, bien qu'enfoui sous 8 km de roches à vitesse élevée (4,5 à 5 km/s), un relief somme toute assez modeste a encore un effet très important sur la structuration de la marge.

La ride de Cocos a une élévation de 2 000 m et une largeur de plus de 200 km. La marge se soulève très rapidement, à un taux de l'ordre de 5 mm/a, au-dessus de la ride en subduction alors que le taux de soulèvement est nettement moindre plus au nord. On peut en conclure que la ride est essentiellement intacte après 10 km d'enfouissement et qu'il n'y a encore à ce stade aucun indice de « collision ».

De grands reliefs sont en cours de subduction dans la *fosse des Nouvelles Hébrides*. Le plus connu, la zone de fracture d'Entrecasteaux, en face de l'île d'Espiritu Santo, marque profondément la structure de la marge. Immédiatement au sud, le mont Bougainville est en cours de subduction au nord d'un réentrant attribué à la subduction d'un mont situé maintenant sous la marge. La bathymétrie correspond à la trace d'un mont de 20 km de diamètre dont le sommet se situerait sous la pente, immédiatement à l'ouest de la portion nord de l'île de Malekula.

Un séisme de magnitude M_w 7,7 amena un soulèvement de plus d'un mètre centré sur la zone située sur le côté retro du mont subduit. Ce soulèvement a été modélisé en admettant un glissement de 4 m. Il est celui qu'on attend pour

une subduction du mont, en particulier si un chevauchement satellite pro (splay thrust) joint le décollement à la surface, ce qui permettrait d'ailleurs de diminuer l'amplitude du glissement. La rupture ne s'est pas initiée sur le mont subduit. Au contraire, la séquence des séismes semble l'avoir évité et la limite des répliques (limités à 2 jours après le séisme) suggère que la rupture s'est en fait arrêtée sur le mont alors que le soulèvement dû au mont s'est produit immédiatement à l'ouest.

L'ouverture du *Bassin de Shikoku* s'est terminée avec l'anomalie 5B (14-15 Ma) suivie par l'activation d'un épisode volcanique entre 14 et 12 Ma qui a créé les monts Kinan. Le réentrant est lié à la présence d'un haut de socle de 1 000 m qui correspond à la prolongation vers le nord des monts Kinan. Dès 1989, Yamazaki et Okamura montraient que sous la ride de Tosabae qui couronne le butoir, au nord du réentrant, un mont devait être subduit du fait de la signature de son anomalie magnétique. Le bassin de Muroto au nord de la ride, rempli de turbidites est basculé par le rapide soulèvement de la ride. Au contraire le bassin de Tosa à l'ouest n'est que légèrement soulevé par la ride de socle où un chevauchement est possible mais beaucoup moins net qu'à l'est. Ce soulèvement et l'escarpement abrupt au sud sont en accord avec la position du mont subduit.

Un profil OBS récent, a imagé ce mont subduit. Le mont est bien sous la pente au sud de la ride de Tosabae. Il est haut de 2,5 km et a un diamètre de 50 km. Il est enfoui sous 6 à 12 km et s'engage sous le butoir formé de croûte à 5-6 km/s. On peut en déduire que le mont très peu déformé est fortement engagé sous le butoir et qu'il est responsable d'une forte tectonique, soulèvement rapide et raccourcissement sur le côté pro et érosion par extension sur le côté retro, et ceci après un enfouissement de plus de 10 km.

Cummins et Kaneda proposent, sur la base des mouvements verticaux inversés à partir des tsunamis qu'une faille subsidiaire existe sur la bordure retro du bassin de Tosa. Il paraît raisonnable de l'étendre à l'est avec une faille subsidiaire à la limite nord du relief subduit, le long de la ride de Tosabae. Si ces failles ont pris une grande partie du mouvement, comme elles sont beaucoup plus pentées que le décollement, un glissement nettement moindre est nécessaire pour produire le même déplacement vertical. Dans ce cadre-là, il n'y a pas ou peu besoin de mouvement sur le décollement au-dessus du mont subduit. A la place, c'est alors principalement le prisme supérieur au-dessus du mont qui est raccourci. Or le mont n'est chevauché par la croûte insulaire que sur 10 km. Il n'est pas déraisonnable d'admettre un raccourcissement de cet ordre sur les failles satellites. Toutefois, on sait qu'une partie du mouvement est transmise au décollement puisque le prisme récent indique un raccourcissement. Le problème est de déterminer quelle portion du mouvement est transmise et si ce mouvement est tsunamigénique ou s'il s'agit de glissement lent.

On peut donc conclure que la subduction de reliefs sous un enfouissement atteignant 10 km est démontrée. Les reliefs ne semblent pas avoir été tronqués

bien qu'une diminution de leur pente par érosion tectonique et (ou fluage) soit probable. Cette diminution de pente permet de compenser l'augmentation de la contrainte normale qui croît comme l'épaisseur élastique H à la puissance 3. En effet la contrainte normale diminue comme la pente à la puissance 4.

Le séisme de 1965 aux Nouvelles Hébrides et celui de 1946 à Nankai ouest semblent tous les deux s'être arrêtés sur un mont subduit. Dans les deux cas, le soulèvement durant le séisme semble être contrôlé par un ou plusieurs chevauchements satellites branchés sur le décollement dans la partie pro du mont subduit. Ce sont ces chevauchements satellites qui marqueraient la limite de la rupture rapide.

Il n'est pas évident que le rôle de barrière que semble jouer le mont subduit soit lié à l'augmentation de contrainte normale. Il se peut qu'une grande partie du mouvement soit pris par les chevauchements satellites qui marqueraient la vraie limite de plaque comme l'avait proposé il y a de nombreuses années Nakamura.

5) La subduction-collision de la ride d'Izu-Bonin

La déformation permanente du Japon, telle qu'elle se manifeste dans la topographie et la sismicité est concentrée au Japon Central, en face de la ride d'Izu-Bonin qui accompagne la plaque Philippines dans sa subduction. On doit donc poser la question : quelle est la part de cette déformation qui revient à la subduction-collision d'Izu ?

L'arc d'Izu-Bonin pourrait être entré en contact avec le Japon il y a 15 Ma. Des formations provenant de la ride d'Izu-Bonin sont successivement mises en place sur l'arc insulaire entre 9 et 7 Ma (formation Misaka), et entre 3 et 5 Ma (formation Tanzawa). Quant au massif d'Izu, il est entré en contact avec le Japon entre 1,5 et 2 Ma. Il y a donc un volume important de croûte insulaire qui a été incorporé au Japon en formant un prisme crustal de forme triangulaire.

Depuis 9 Ma au moins, le point de contact du « poinçon » est restée dans la même zone. La composante de migration vers l'ouest de la plaque Philippines est de 30 mm/a et la composante parallèle à la frontière nord-est du prisme d'accrétion volcanique d'Izu de 40 mm/a. En 9 Ma, la ride aurait donc dû migrer vers l'ouest de 270 km et le long de la frontière du prisme de 360 km. Or la migration a été au maximum d'une centaine de kilomètres, de la situation actuelle du prisme de Boso à la position d'Izu.

Il est peu probable que la cinématique de subduction ait changé de manière significative, étant donné la configuration du slab actuel. Il est également peu probable que la ride ait été antérieurement orientée au 300°. On est donc amené à supposer que la partie nord du poinçon et la région adjacente du Japon inférieure sont en partie couplés puisque la vitesse entre les deux ensembles ne dépasserait pas la moitié de la vitesse de la plaque Philippines. Il doit donc y

avoir un couplage important, entraînant une déformation distribuée sur quelques centaines de km, du poinçon et de la zone poinçonnée.

Taira *et al.* ont insisté sur le fait que la moitié supérieure de la croûte de la ride d'Izu-Bonin (10-12 km, 60 % de SiO₂) a une composition moyenne de croûte continentale supérieure granodioritique. La moitié inférieure (8-10 km, 47 % de SiO₂) par contre est clairement gabbroïque. De plus la croûte intermédiaire est la plus silicique et donc vraisemblablement potentiellement la moins résistante. Il s'agit d'une ride volcanique active jusqu'au nord dans la région d'Izu. On peut attendre un flux thermique élevé. Les flux thermiques y sont très dispersés mais élevés. Si l'on excepte les très basses et très hautes valeurs qu'on peut attribuer à la circulation hydrothermale, la moyenne est proche de 120 mW/m².

Dans la région d'Izu, la profondeur d'eau moyenne est comprise entre 0 et 500 m alors qu'elle est voisine de 1 500 m pour le profil de la figure 67. On peut en déduire un épaississement d'environ 7 km par rapport à la section de la figure 67 amenant la croûte à une épaisseur totale de 27 km (environ 15 km de croûte supérieure et 12 de croûte inférieure). En admettant des paramètres thermiques correspondant à une croûte supérieure continentale pour les 15 premiers kilomètres, on trouve une température proche de 600 °C à 15 km et 1 000 °C au Moho à 27 km.

La température attendue à la base de la croûte supérieure, vers 15 km, est élevée (600 °C) et devrait fournir une zone de faiblesse au-dessus de la croûte inférieure. La croûte inférieure devrait être beaucoup plus résistante, gabbro dans le faciès amphibolite dans sa partie supérieure et faciès granulite dans sa partie inférieure. C'est donc une structure de croûte en sandwich avec la partie faible au centre. Le maximum de résistance devrait se situer vers 10 km. On peut donc attendre le développement d'un décollement vers 15 km dans les tonalites à la base de la croûte supérieure. Par ailleurs, la base de la croûte, à 1 000 °C, est proche de la limite de la lithosphère. Le manteau est dans le régime ductile.

En se déplaçant latéralement vers le bassin, d'âge voisin de 20-30 Ma, l'isotherme 600 °C descend vers 20-25 km et l'isotherme 1000 vers 40-55 km. Par ailleurs, la composition devient beaucoup plus résistante : croûte basaltique sur manteau. Il n'y a plus la couche de tonalite chaude et molle. La résistance mécanique est maximale vers 15-18 km et l'enveloppe mécanique a une épaisseur de 30 km environ.

Il s'agit donc d'une structure très particulière : à l'axe de l'arc, la lithosphère est purement crustale avec niveau de faiblesse intermédiaire vers 15 km, où peut se localiser un décollement. Sa partie inférieure est faite de gabbro très chaud entre 15 et 25-30 km. Le manteau n'appartient pas à la lithosphère (plus de mille degrés). Latéralement, dans le bassin, on passe à une lithosphère océanique jeune avec résistance maximale vers 15-18 km et épaisseur de 40 à 55 km.

L'arc d'Izu-Bonin est structuré en massifs orientés NE-SW d'environ 100 km de large. Au nord de 33 °N, il existe une sismicité significative, principalement décrochante. Le second massif se prolonge vers le sud-ouest par la ride de Zenisu, elle-même sismiquement active. On sait depuis 1978 que l'ensemble du bloc d'Izu se déforme. Les données sismiques, tectoniques et paléomagnétiques montrent que la partie orientale de la péninsule d'Izu est une zone de déformation senestre qui absorbe un raccourcissement NNW-SSE de plus de 10 mm/a. Cette zone est en continuité avec la zone de Zenisu qui est une zone de raccourcissement N/S étudiée en grand détail depuis le programme Kaiko.

Il y a donc un raccourcissement N/S de l'ensemble de cette zone d'Izu-Zenisu. Elle correspond dans la zone axiale de l'arc à une zone de cisaillement senestre qui est d'autant plus distribué que l'on s'approche de l'axe. La limite orientale de cette bande de cisaillement sur l'arc coïncide avec l'axe volcanique. Un tel système revient à enlever la composante nord du mouvement de la plaque Philippines et à produire une subduction vers l'ouest dans la région de la fosse de Suruga. La composante nord de la zone axiale volcanique, celle qui produit la collision, est donc très limitée.

Les blocs dans la région orientale d'Izu ont une vingtaine de km de largeur. Leur largeur, comme la structure mécanique, suggèrent que cette déformation concerne la croûte supérieure au-dessus du niveau de décollement vers 15 km. Sous Zenisu, au contraire, il s'agit clairement d'une déformation lithosphérique. D'ailleurs la subduction sous la fosse de Suruga, à l'ouest de la péninsule d'Izu, implique la lithosphère. Il en est de même à l'est dans la fosse de Sagami. En fait la zone axiale volcanique qui fait 30 à 40 km de large est la zone dans laquelle la lithosphère est purement crustale et possède un niveau de faiblesse intermédiaire vers 15 km. Latéralement, la déformation devient lithosphérique.

Henry *et al.* en 2001 utilisent les données du réseau GPS de GSI pour déterminer indépendamment la cinématique de la subduction dans les fosses de Suruga et Sagami à l'ouest et à l'est d'Izu. Pour s'affranchir du système de référence, ils inversent les taux de déformation. Ils admettent que les deux zones sont bloquées et utilisent la géométrie donnée par la sismologie. L'inversion donne directement le vecteur de la rotation décrivant la subduction pour Suruga. La comparaison avec le vecteur Philippines/Eurasie montre la décroissance du taux de subduction vers le nord de Suruga et la rotation antihoraire qui diminue la composante nord. Pour Sagami, la rotation est horaire et confirme l'existence de partitionnement sur le côté retro, le long de la faille de Boso.

Une fois corrigés de l'effet de chargement élastique intersismique, les vecteurs GPS indiquent un mouvement d'ensemble vers l'est-nord-est du bloc Tokai-Kanto à 10 à 15 mm/a par rapport à la péninsule de Kii aussi bien que par rapport au nord Honshu. Il y a donc bien couplage entre la plaque Philippines sous-jacente et le sud du Japon central. En effet, ce bloc correspond exclusivement à la partie du Japon central situé au-dessus de la plaque Philippines. Ce

mouvement s'amortit dans la partie nord des Alpes Japonaises qui est une zone de forte déformation.

Le toit de la plaque Philippines n'est pas détectable dans une zone située en face de la zone volcanique d'Izu dans la direction du mouvement de la plaque. Ceci s'explique bien si la croûte supérieure est accrétée et que seule la croûte inférieure chaude et asismique est subduite. Il n'est d'ailleurs pas évident que le manteau dont la température est supérieure à 1 000 °C appartienne à la plaque. En fait, la zone axiale peut être considérée comme une déchirure dans la plaque, en face de la zone de collision.

On peut conclure que la subduction de la ride d'Izu-Bonin est une démonstration remarquable du contrôle joué par la rhéologie de la plaque subduite. Il y a en effet une variation latérale spectaculaire de la zone volcanique chaude, à l'axe de la ride, au bassin formé par une lithosphère océanique âgée de 20 à 30 Ma. A l'axe, le manteau est trop chaud pour appartenir à la lithosphère et la croûte épaisse de 25 à 30 km est un sandwich avec zone faible vers 15 km du fait de la présence d'une croûte intermédiaire tonalitique. Il y a donc décollement de la croûte supérieure au-dessus de 15 km et subduction de la croûte inférieure asismique. Le slab subduit a une flottabilité suffisante pour coller à la croûte de l'île et entraîner une migration de la zone de déformation liée à sa progression.

Latéralement, le gradient thermique baisse rapidement et la couche tonalitique s'amincit. Le niveau de faiblesse disparaît et la plaque devient suffisamment résistante pour subduire sans difficulté majeure. Toutefois, le réarrangement de la cinématique imposé par cette configuration entraîne une déformation intraplaque récurrente dans le bassin adjacent, la ride de Zenisu, déformation qui contrôle la tectonique de la subduction.

6) Zenisu et Paléo-Zenisu, la zone de subduction est-Nankai

La marge de Nankai est segmentée en une série de six bassins en échelon qui semblent correspondre à une zone de déformation dextre. Les limites de ces bassins coïncident avec les limites des ruptures des grands séismes bien documentés depuis 684. Ces limites sont d'ailleurs associées à des discontinuités, voire des déchirures du slab subduit. La structuration des bassins est donc liée à la subduction. Toutefois, le nombre de segments qui rompent dans un même séisme est très variable.

Le séisme de Hoei, en 1707, a rompu la totalité de la fosse de Nankai, sur une longueur de plus de 600 km. Il fallut deux séismes à 32 heures d'intervalle pour rompre la totalité de la fosse en 1854, celui d'Ansei Tokai ($M = 8,4$, zones C, D, E) et celui d'Ansei Nankai ($M = 8,4$, zones Z, A, B). C'est durant ce séisme que la zone orientale de Suruga (E_1 , E_2) fut rompue pour la dernière fois. Les soulèvements atteignirent 3 m sur la côte de Suruga.

En 1944 et 1946, deux séismes, d'abord celui de Tonankai, à l'est ($M = 8,0$ à $8,3$), ensuite celui de Nankaido ($M = 8,1$ à $8,4$) à l'ouest, rompirent la totalité de la marge sauf la zone de Suruga (E) et probablement la zone d'Enshu (D). La zone de répliques à un jour coïncide avec la source de tsunamis et s'arrête à l'est avant le bassin d'Enshu (D), au niveau de la baie d'Ise. Par contre les répliques s'étendirent progressivement vers l'est et des mouvements verticaux significatifs affectèrent la côte jusqu'au cap Omaezaki. Pour cette raison, certains auteurs étendent la zone de rupture à la zone D, à l'endroit où la plongée du slab passe de nord-nord-ouest à ouest. Mais il y a un consensus pour reconnaître que la zone E n'a pas été rompue et les experts privilégient aujourd'hui une rupture limitée à la zone.

Depuis 1979, le plus haut niveau d'alerte a été donné pour la zone de Tokai ; les paramètres prévus pour le séisme sont un mouvement de 4 m sur 115 km ($M = 8,3$). Toutefois, ces prévisions ignoraient la décroissance de la subduction vers le nord que nous avons discutée plus haut. La prise en compte de cette décroissance est faite dans la modélisation du futur séisme de Tokai par Henry *et al.* en 2001. La ligne de séparation choisie entre ruptures Tonankai et Tokai coïncide avec une discontinuité majeure des isobathes du toit du slab. Cette solution est obtenue en supposant que la charge élastique mesurée par GPS et accumulée depuis 151 ans est totalement relâchée par la rupture, produisant un séisme de magnitude 8,15.

Il n'est donc pas étonnant que le programme franco-japonais d'étude de la zone sismogène (SFJ), qui se place dans la continuité des programmes Kaiko et Kaiko-Nankai ait choisi la zone de Tokai comme objectif principal pouvant à terme conduire à un grand forage instrumenté qui aurait pour objectif une faille subsidiaire (splay fault) branchée sur le décollement et dite faille de Tokai et dont on sait aujourd'hui qu'elle est liée à la subduction de Paleo-Zenisu (ancienne ride de Zenisu maintenant subduite sous la marge). La zone de marge choisie est entièrement contrôlée par la subduction parallèlement à la marge de la ride de Paleo-Zenisu qui fut fabriquée de la même manière que la ride de Zenisu il y a environ 2,5 Ma.

La portion occidentale de la ride de Zenisu est formée de croûte océanique d'âge 24 à 22,5 Ma (anomalies 6B et 6C) basculée par un double chevauchement vers le sud alors que la partie orientale est une ride volcanique dont le relief a été réactivé. La partie sud de la ride est microsismiquement active et caractérisée par un raccourcissement sismique N-S. La formation de la ride est liée à un chevauchement mantellique d'un rejet de 10 km qui insère un coin de manteau dans la croûte inférieure. Les 10 km de raccourcissement correspondent à 0,7 Ma. La surrection de Zenisu n'a donc commencé qu'un million d'années après le début de la collision d'Izu qui date de 1,7 Ma.

Chamot-Rooke et Le Pichon ont montré que le bombement lié à la fosse dans la région de Nankai implique l'existence d'une contrainte compressive de

100 MPa et que la rupture de la lithosphère impliquait l'existence d'une contrainte compressive supplémentaire de 100 à 200 MPa. Des chevauchements actifs existent 50 km au sud et 50 km à l'ouest de Zenisu. Le régime sur la ride d'Izu Bonin ne devient extensif qu'à 200 km au sud d'Izu, avec l'apparition de fosses de distension active, la plus septentrionale étant celle d'Hachijo. La remarque importante est qu'au nord d'Hachijo, la contrainte principale devient horizontale et que ce régime caractérise une zone de 200 km au sud d'Izu. La lithosphère sur une centaine de kilomètres au sud de la fosse est Nankai est donc partout à la limite de rupture. Toute augmentation de contrainte devrait y produire des fractures et déformations importantes.

Dans ce contexte, il est raisonnable de supposer qu'un relief comparable à Zenisu est réinitié périodiquement au cours de la subduction collision de la ride d'Izu-Bonin. Le début de chevauchement 50 km au sud suggère un espacement de cet ordre entre les structures successives, ce qui correspond à un espacement en temps de 1,5 Ma. Cet espacement pourrait être lié à celui de rides volcaniques en échelon, d'ailleurs inexpliquées, qui semblent être des zones de faiblesse où s'initie la rupture. Il ne serait donc pas lié à l'espacement des principaux massifs de la ride d'Izu Bonin (Misaka, Tanzawa, Izu) qui ont été incorporés au Japon central à 3 Ma d'intervalle.

Lorsque la structure arrive dans la région où les contraintes de flexure commencent à se manifester, le chevauchement se développe rapidement au fur et à mesure que la lithosphère bascule vers la fosse. La fracture se propage alors vers le nord est et se connecte à la zone axiale de la ride volcanique qui n'offre pas de résistance significative. Elle permet au bloc de pivoter dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à la plaque Philippines, en diminuant le taux de subduction dans la fosse de Suruga. On s'attend donc à trouver sous la marge un corps crustal Paleo-Zenisu comparable à Zenisu, en altitude (2,5 km) et en largeur (20 km). Et d'autres corps devraient l'avoir précédé. Nous pouvons donc tester sur cette marge si des reliefs importants peuvent être subduits ou s'ils sont accrétés à la marge. En tout état de cause, on doit s'attendre à ce que cette marge soit profondément affectée par le passage de ces rides à intervalle de 1,5 à 2 Ma.

Le Pichon *et al.* notèrent en 1996 la présence d'un ensemble linéaire d'anomalies magnétiques sous le prisme, semblable à celui que produit la ride de Zenisu et montrèrent que ces anomalies étaient produites par un corps aimanté comparable à celui de Zenisu et distant d'une cinquantaine de kilomètres. Ils montrèrent par ailleurs que la présence de ce corps n'était pas en conflit avec les données de réfraction même si les données de réfraction actuelles ne permettent pas d'affirmer son existence. Ce corps a une largeur de 20 km comme Zenisu ; il est maintenant subduit sous 5 km de marge et est en contact avec la croûte insulaire. Ils estimèrent la cinématique de la subduction en admettant que Paléo-Zenisu est encore lié à la plaque Philippine. La rotation qui amène les deux corps l'un sur l'autre définit alors la cinématique de la subduction. Or la cinéma-

tique qu'ils obtiennent est très semblable à celle obtenue à partir d'une inversion des vecteurs GPS par Henry *et al.* On peut en conclure : ou bien Paléo-Zenisu est toujours lié à la plaque Philippines, ou bien il s'est bloqué dans une position de sa trajectoire sans avoir depuis subi aucune rotation, ce que j'exclue pour ma part, ou enfin, il est en cours de blocage mais sa géométrie n'en a pas encore été affectée. La distance entre les deux corps correspond à 1,75 Ma de subduction, en bon accord avec l'estimation faite plus haut. Zenisu aurait donc été initié il y a 0,7 Ma et Paléo-Zenisu il y a 2,5 Ma.

Les études sismiques ultérieures montrent que Paleo-Zenisu se trouve au contact du prisme ancien, juste à la limite de la faille décrochante de Kodaiba, et qu'un chevauchement subsidiaire actif, celui de Tokai, lui est associé. Un soulèvement rapide avec érosion se produit sur le côté retro de Tokai alors que l'ancien prisme au-dessus de Paleo-Zenisu a été basculé et est en cours de subsidence. Enfin la limite du prisme récent est caractérisé par une structure d'extrusion (pop-up) avec rétro-chevauchement qui a été fortement soulevé il y a 0,5 Ma au moment du passage de Paleo-Zenisu. L'association géométrique Paléo-Zenisu, faille de Tokai et faille de Kodaiba existe tout le long du corps de Zenisu tel qu'il est défini par les anomalies magnétiques. La limite NO du corps coïncide toujours avec la faille de Kodaiba alors que la faille de Tokai émerge au niveau de la partie sud du sommet du corps. Elles prennent donc sans doute racine le long du flanc nord de Paléo-Zenisu.

Récemment, les résultats préliminaires de la campagne SFJ-3D montrent que le corps de Paleo-Zenisu est présent à l'endroit indiqué par les anomalies magnétiques. Il se trouve sur une rampe de la croûte océanique. Son toit est un bon réflecteur mais il en est de même du toit de la croûte océanique. L'association avec la faille de Tokai et celle de Kodaiba est claire. Un autre corps est présent 25 km plus au nord sous une épaisseur de croûte de 12 km. S'agit-il d'un ancien Paléo-Zenisu ? On peut conclure que la présence d'un relief Paléo-Zenisu de 160 km de long, semblable à Zenisu, est confirmée là où le plaçaient les anomalies magnétiques. Un chevauchement satellite actif, la faille de Tokai, s'est formé à partir du nez du relief et prend vraisemblablement une part significative du mouvement. Il limite une zone de soulèvement rapide et de forte érosion sur le côté pro. Il devrait jouer un rôle clef lors de grands séismes comme l'avaient proposé certains chercheurs japonais. Une faille décrochante dextre active, la faille de Kodaiba, se trouve à l'aplomb de son nez. Elle marque la limite pro de la croûte à 5,5 km/s de l'arc insulaire. La cinématique indique que le relief est lié à la plaque Philippines mais la prolongation du réflecteur décollement à sa base suggère au contraire qu'il s'en est détaché. Cette contradiction n'est pas résolue. Un autre corps semblable est présent plus profondément et suggère que ces reliefs sont de fait subduits.

Quelles sont les implications pour le séisme de Tokai ? Le fait que nous soyons partout dans un régime proche de la limite de rupture suggère que lorsque la contrainte normale augmente durant la subduction d'un relief, un système de

failles s'installe qui fait chuter cette contrainte en dessous du seuil de rupture. Ce serait la raison de la formation de la faille de Tokai et peut-être de celle de Kodaiba. Il y a alors une part significative du mouvement qui passe par la faille satellite et il est probable, mais pas certain, que le mouvement résiduel sur le côté pro est permanent. Le problème est plus difficile pour les reliefs subduits encore plus profondément. Y a-t-il formation de failles ou passage en régime de déformation plastique ? En tout état de cause, la faille de Tokai devrait jouer un rôle majeur dans la rupture du séisme attendu de Tokai ce qui justifie l'effort de recherche mené pour l'étudier.

X. L. P.

SÉMINAIRES A PARIS (janvier-février 2000)

10 janvier, « Impact des reliefs en subduction sur la déformation des marges » avec Serge Lallemand, Université de Montpellier.

17 janvier, « Tracing the Taiwan subduction-collision continuously in 3D down from the 1999 faults scarps, under the Central Mountains, under the Crustal Range, and into the mantle using 20,000 little earthquakes and 20,000 big out-crops » avec John Suppe, Université de Princeton.

24 janvier, « La collision bicontinentale des Alpes suisses à la lumière de la modélisation géodynamique et des données géophysiques et structurales » avec Adrian Pfiffner, Université de Berne, Suisse.

31 janvier, « L'Himalaya et le Tibet : produits de l'érosion et d'une subduction intracontinentale » avec Jean-Philippe Avouac, CEA-École Normale Supérieure.

7 février, « Effets de la subduction des rides sur la structure des arcs et des bassins arrière-arc dans le Pacifique Sud-Ouest » avec Bernard Pelletier, IRD, Nouméa.

14 février, « La subduction des dorsales actives et le concept de fenêtre asthénosphérique. Exemples des points triples du Chili et du Mexique » avec Jacques Bourgois, Université Pierre et Marie Curie.

COURS ET SÉMINAIRES À L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

26 avril,

La collision Inde/Asie

Séminaire avec M. Brunel, Université de Montpellier, et A. Chemenda, Université de Nice.

L'évolution des chaînes de collision

Séminaire avec J. Malavieille et P. Matte, Université de Montpellier.

27 avril

Transition subduction/décrochement/collision

Séminaire avec J.F. Stéphan, Université de Nice, et S. Lallemand, Université de Montpellier.

ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES (de juin 2000 à mai 2001)

Xavier Le Pichon a dirigé jusqu'au 31 décembre 1999 le Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure qui correspond à une unité associée au CNRS. A cette date, ayant accompli 12 années de direction, il a laissé la place de directeur au Professeur Raul Madariaga. L'unité comprend 30 chercheurs et enseignants répartis en quatre équipes. Le travail de recherche de Xavier Le Pichon se fait plus spécialement dans l'équipe de Géodynamique qui regroupe 9 chercheurs.

1) Principaux thèmes de recherche

a) Étude de la déformation élastique du Japon

Les résultats de cette étude, liée à la thèse de Stéphane Mazzotti défendue en décembre 1999 ont été en partie développés dans le cours et ont fait l'objet d'un article publié au *Geophysical Journal International* (Le Pichon *et al.*, 1998), d'un article publié au *Journal of Geophysical Research* en juin 2000. Deux articles concernant le Japon central ont été publiés à EPSL en janvier 2001. Deux articles sont sous presse à *Marine Geology*.

b) Étude de la déformation de la Méditerranée orientale

La synthèse en cours se poursuit dans le cadre d'un programme de recherche soutenu par des compagnies pétrolières.

c) Cinématique de l'Asie du Sud-Est par la géodésie spatiale

Les résultats du nouveau cycle de mesures en 1998 ont été publiés à EPSL. Une étude du mouvement cosismique du séisme de Chi-Chi à Taiwan a été publiée dans les CRAS.

d) Cinématique active de la mer de Marmara et risque sismique

A la suite du séisme d'Izmit, en 1999, j'ai mené avec mon équipe et de nombreux collaborateurs une campagne en mer de Marmara en collaboration franco-turque sur le navire d'IFREMER Suroit en septembre 2000. Un article a été publié à EPSL. Un autre est accepté. Ils démontrent la présence d'une faille coulissante continue sur laquelle est transmis l'essentiel du mouvement de la branche nord de la faille anatolienne.

2) Activités diverses

6 juin 2000

Séminaire à l'École Normale Supérieure de Lyon.

29 juin 2000

Présidence du Comité Scientifique de l'Ifremer.

15 juillet 2000

Conférence 2000 à Paris.

10 septembre-4 octobre 2000

Chef de mission à bord du Suroit en mer de Marmara.

22-23 septembre 2000

Animation du séminaire « Le malheur de l'autre, souffrance et culture » à la Fondation Hugot du Collège de France à Paris.

20 octobre 2000

Conférence au colloque de l'Association Teilhard de Chardin à Paris.

9 novembre 2000

Participation à la réunion Dotmed à Paris.

1^{er} décembre 2000

Présidence du Comité Scientifique de l'Ifremer.

11 décembre 2000

Conférence Ketin à l'université technique d'Istanbul.

14-19 décembre 2000

Participation à l'American Geophysical Union Meeting à San Francisco avec trois communications invitées.

27 mars 2001

Communication invitée à l'European Geophysical Union Meeting à Nice.

2 avril 2001

Participation au Science Advisory Group de l'International Continental Drilling Program à Paris.

8 mai 2001

Conférence invitée au Symposium on the Seismotectonics of North Anatolia and Aegea : recent Turkish earthquakes.

16 mai 2000

Communication invitée au Symposium « L'esprit de synthèse en Géosciences » organisé par l'Association Française des techniciens du Pétrole et la Société Géologique de France à Paris.

3) Distinctions

Xavier Le Pichon a été choisi pour donner la conférence Ketin de l'année 2000 par l'université technique d'Istanbul.

Xavier Le Pichon a été nommé commandeur dans l'ordre national du mérite.

PUBLICATIONS DE L'ÉQUIPE GÉODYNAMIQUE

2000

BADER, A.G., PUBELLIER, M., Forearc deformation and tectonic significance of the ultramafic Molucca Central Ridge, Talaud islands (Indonesia). Submitted to *The Island Arc*, 9, n° 4, 654-665, 2000.

CALLOT, J.-P., GEOFFROY, L. et MERLE, O., 2000, Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna, *BSGF*, 171, 59-70.

CATTIN, R. et AVOUAC, J.-P., Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105, 13,389-13,407, 2000.

HENRY, P., Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by P thermal, chemical, and hydrogeologic observations and models, *J. Geophys. Res.*, 105, 25855-25872, 2000.

HOLT, W.E., CHAMOT-ROOKE, N., LE PICHON, X., HAINES, A.J., SHEN-TU, B. et REN, J., Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res.*, 105, 19185-19209, 2000.

LE PICHON, X., Quand les sciences de la Terre redémarrent, *La Recherche*, 331, 91-93, numéro spécial « 30 ans de science et de recherche », 2000.

MAZZOTTI, S., LE PICHON, X., HENRY, P. et MIYAZAKI, S., Full interseismic locking of the Nankai and Japan-West Kurile subduction zones : An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, 105, 13159-13177, 2000.

MONNIER, C., GIRARDEAU J., PUBELLIER, M. et PERMANA, H., L'ophiolite de la Chaîne Centrale d'Irian Jaya (Indonésie) : évidences pétrologiques et géochimiques pour une origine dans un bassin arrière arc. *CR Acad. Sci. Paris*, 331, 691-699, 2000.

PUBELLIER, M., GARCIA, F., LOEVENBRUCK, A., CHOROWICZ, J., Recent deformation at the junction between the Visayas and the North Luzon blocks, from ERS-1 images. *The Island Arc*, 9, n° 4, 599-611, 2000.

PUBELLIER, M., VILA, J.-M., MAUFFRET, A., LEROY, S., HAMILCAR, H., Plate boundary readjustment in oblique convergence ; example of Hispaniola, Greater Antilles, *Tectonics*, vol. 2, n° 4, pp. 630-648, 2000.

2001

CALLOT, J.-P., GUIGNE, C., GEOFFROY, L., BRUN, J.-P., 2001. Volcanic margins development : 2D laboratory experiments. *Tectonics*, 20, 148-159.

HENRY, P., MAZZOTTI, S., LE PICHON, X., Transient deformation of central Japan estimated by GPS. 1. Interseismic loading and subduction kinematics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 443-453, 2001.

IMREN, C., LE PICHON, X., RANGIN, C., DEMIRBAG, E., ECEVITOGU, B. and GORUR, N., The North Anatolian Fault within the sea of Marmara : A new interpretation based on multichannel seismic and multibeam data., *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 186, 143-158, 2001.

LE PICHON, X., La Tectonique des Plaques de l'océan à l'espace, Qu'est-ce que l'Univers ?, 4, Éditions Odile Jacob, 397-404, 2001.

LE PICHON, X., SENGOR, A.M.C., DEMIRBAG, E., RANGIN, C., IMREN, C., ARMIGO, R., GORUR, N., CAGATAY, N., MERCIER DE LEPINAY, B.M., MEUER, B., SAATCILAR, R., TOK, B., The active main Marmara fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in press, 2001.

MAZZOTTI, S., HENRY, P. et LE PICHON, X., Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS. 2. Strain partitioning and arc-arc collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 455-469, 2001.

MICHEL, G.W., YU, Y.Q., ZHU, S.Y., REIGBER, C., BECKER, M., REINHART, E., SIMONS, W., AMBROSIUS, B., VIGNY, C., CHAMOT-ROOKE, N., LE PICHON, X., MORGAN, P., MALTHEUSSEN, S., Crustal motion and block behaviour in SE-Asia from GPS measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001.

BERTRAND, G., RANGIN, C., MALUSKI, H., BELLON, H. and the GIAC Scientific party, Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan scarp, Myanmar) : the trace of the northward migration of the Indian syntaxis, *Journ. SE Asian Earth Sciences*, sous presse.

CONTRUCCI, I., NERCESSIAN, A., BETHOUX, N., MAUFFRET, A. et PASCAL, G., A Ligurian (Western Mediterranean Sea) geophysical transect revisited, *Geophys. J. Int.*, sous presse.

FOUCHER, J.-P., NOUZE, H. et HENRY, P., Observation of a double BSR on the Nankai slope, *Marine Geology*, accepté.

GEOFFROY, L., CALLOT, J.-P., SCAILLET, S., SKUCE, A., ANGELIER, J., GELARD, J.-P., RAVILLY, M., PERROT, K., CAYET, C., BONIN, B., LEPVRIER, C., The South-Baffin volcanic margin : NAM-Greenland plate separation over a mantle plume, *Tectonics*, sous presse.

GEOFFROY, L., The structure of volcanic margins : some problematics from the North-Atlantic/Labrador-Baffin system. *Marine and Petroleum Geology*, sous presse.

HENRY, P., LALLEMANT, S.J., NAKAMURA, K., TSUNOGAI, U., MAZZOTTI, S., KOBAYASHI, K., Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths, *Marine Geology*, accepté.

HUCHON, P., NGUYEN, T.N.H. et N., CHAMOT-ROOKE, N., sous presse. Propagation of continental break-up in the south-western South China Sea. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, accepté.

JONES, K.A., LE MEUR, D., WARNER, M., PASCAL, G., TAY, P.L. & the IMERSE Working Group. Wide-angle images of the Mediterranean Ridge backstop structure, *Marine Geology*, sous presse.

LE PICHON, X., My conversion to Plate Tectonics : a personal view on the Plate Tectonic Revolution, in *Plate Tectonics, an Inside History*, Columbia University Press, in press.

LE PICHON, X., LALLEMANT, S.J., CHAMOT-ROOKE, N., LE MEUR, D. et PASCAL, G., The Mediterranean Ridge Backstop and the Hellenic Nappes, *Marine Geology*, sous presse.

MAZZOTTI, S., LALLEMANT, S.J., HENRY, P., LE PICHON, X., TOKUYAMA, H. et TAKAHASHI, N., Lithospheric scale tectonics of the Eastern Nankai subduction : intraplate shortening and underthrusting of a large basement ridge, *Marine Geology*, accepté.

MONNIER, C., GIRARDEAU, J., PUBELLIER, M. et PERMANA, H., L'ophiolite de la Chaîne Centrale d'Irian Jaya (Indonésie) : évidences pétrologiques et géochimiques pour une origine dans un bassin arrière arc. *CR Acad. Sci. Paris*, sous presse.

PROUTEAU, G., MAURY, R., PUBELLIER, M., COTTEN, J., RANGIN, C., BELLON, H., Le magmatisme post-collisionnel du Nord-Ouest de Bornéo, produit de la fusion d'un fragment lithosphérique ancré dans le manteau supérieur, *Bull. Soc. Géol. France*, sous presse.