

## Géodynamique

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

### *COURS : La Géodynamique de la Méditerranée orientale*

Le cours de l'année 1995-1996 a été consacré à la déformation actuelle de la Méditerranée orientale et des continents périphériques, à la lumière des récentes données géodésiques et de l'intense exploration océanographique du bassin méditerranéen et en prenant en compte la connaissance beaucoup plus complète de la géométrie des zones de plongement sismique sous la Grèce et sous l'arc Calabrais et la nouvelle carte altimétrique du bassin méditerranéen. Les questions essentielles posées étaient : « Quel est le rôle respectif de la subduction hellénique et de la subduction calabraise ? Comment la lithosphère résiduelle de ce bassin océanique en voie de disparition est-elle affectée par la géométrie complexe des deux zones de subduction ? » Quatre cours ont été donnés à l'École Normale Supérieure à Paris en janvier et cinq cours à l'Université d'Istanbul en mars dans le cadre d'un colloque organisé pour cette occasion. Les cours à Istanbul ont porté plus particulièrement sur les implications pour la tectonique dans le domaine égéen-anatolien.

Le rétrécissement de la Méditerranée orientale, qui se produit depuis 80 Ma au taux moyen de 10 mm/a N/S, est dû au mouvement Afrique/Europe. Depuis le début du Miocène, il est dominé par deux subductions qui se produisent à la vitesse moyenne de 40 mm/a et qui accompagnent une extension intracontinentale. Ces subductions ont débuté au moment où l'ouverture de la mer Rouge et du golfe d'Aden ont entraîné une convergence beaucoup plus rapide de l'Arabie et de l'Eurasie. A l'ouest, une ouverture en direction 120° du bassin liguro-provençal (30-18 Ma) puis du bassin tyrrhénien (18 à 9 - 0,7 Ma) s'est accompagnée d'une subduction sous l'arc calabrais. A l'est, une extension de l'ensemble égéen-ouest anatolien initiée il y a 25 à 20 Ma s'est accélérée au Serravallien — Tortonien il y a environ 12 Ma et s'est accompagnée d'une subduction sous l'arc hellénique.

On examine d'abord les données tomographiques sur les panneaux plongeants hellénique et calabrais pour montrer que le panneau sismogène hellénique peut

avoir été produit par environ 12-13 M d'années de subduction au taux actuel de 40 mm/a. On montre que le panneau sismiquement silencieux dans la prolongation du panneau sismogène correspond ou bien à une subduction océanique nettement plus lente, ou bien à une délamination continentale, ou à une combinaison des deux.

Dans une seconde partie, on évalue l'apport des mesures géodésiques récentes en rappelant la synthèse publiée par Le Pichon et coll. en 1995, puis en décrivant les données obtenues depuis cette synthèse en Grèce du nord, dans les îles ioniennes, en mer Égée et en Anatolie. On montre que les données récentes ne modifient pas de manière majeure la synthèse antérieure. On insiste par ailleurs sur la prédiction de partitionnement du mouvement dans le prisme d'accrétion méditerranéen.

Les troisième et quatrième parties étudient les prismes d'accrétion méditerranéen et calabrais qui couvrent 80 % de la surface actuelle de la Méditerranée orientale, 60 % pour le prisme méditerranéen et 20 % pour le prisme calabrais. Il s'en suit que la lithosphère méditerranéenne est dominée par une flexuration active qui a produit une topographie du socle océanique dépassant six kilomètres d'amplitude. Or, d'ouest en est du bassin, cette flexuration se fait successivement vers le nord ouest, puis vers le nord est et enfin vers le nord ouest à nouveau. Il s'en suit l'existence de deux axes hauts qui séparent ces trois directions de plongement, le long de la transversale Médine-Céphalonie et le long d'une transversale NE Lybie-Crète. Les contraintes liées à cette géométrie n'ont jusqu'à présent jamais été prises en compte. Il s'agit d'une tectonique lithosphérique.

Dans la troisième partie, on étudie d'abord le prisme salifère post-messinien de la ride ouest méditerranéenne en montrant qu'il est dominé par une tectonique de fluage très rapide. On établit la nature du partitionnement. Puis on montre que le prisme pré-messinien a un âge qui ne peut guère remonter au delà du Miocène moyen. Enfin, on propose que le butoir a été formé au Miocène moyen par débordement des nappes helléniques au delà de la marge du continent égéen.

Dans une quatrième partie enfin, on établit la cinématique du prisme calabrais à partir de la géométrie des failles bordières du prisme. On discute le lien avec la formation de l'Etna et la sismicité du SE de la Sicile. Puis on montre que l'axe Médine-Céphalonie est une zone de fort raccourcissement lithosphérique NO-SE depuis 11 Ma. La Méditerranée orientale ne forme donc pas un seul bloc. On en discute la cinématique en lien avec celle du bloc de Raguse par rapport à la plate forme africaine.

La conclusion traite de la géodynamique depuis le début du Miocène et en déduit les conséquences pour la dynamique du système.

### **1) Le contexte structural du bassin : tomographie et altimétrie**

Le contexte structural du bassin océanique peut être mieux saisi grâce aux grands progrès de la tomographie sismique et de l'altimétrie. La tomographie

sismique montre que le panneau sismogène plongeant hellénique a une longueur de 500 km dans la direction 20°E à partir de la limite du butoir au sud est et de 360 km au nord ouest. A la vitesse de subduction actuelle de 38 à 43 mm/a au SE et 28 au NO, ceci correspond à peu près à 12 à 13 Ma. Toutefois, il existe au delà du panneau sismogène un panneau silencieux sur plusieurs centaines de kilomètres. La question est donc : « L'absence de sismicité dans le panneau silencieux est-il uniquement dû au réchauffement sans changement de mode ni de vitesse de la subduction ? ». En effet, pour un âge de la lithosphère de 130 Ma et une vitesse de 40 mm/a, la longueur prédite par Molnar et coll. (1979) pour le panneau sismogène est bien d'environ 500 km.

Toutefois, la longueur du panneau sismogène tyrrhénien est de 650 km pour la même vitesse de subduction moyenne et le même âge de lithosphère. Cette longueur correspond en fait à peu près à la totalité de la longueur de subduction durant l'ouverture successive du bassin provençal et de la mer Tyrrhénienne. Ceci indique que 20 Ma après la subduction, la lithosphère méditerranéenne subduite est encore sismogène. On peut donc en déduire que la subduction sous l'arc égéen de la même lithosphère n'a commencé à une vitesse rapide de 40 mm/a que depuis environ 13 Ma et que le panneau silencieux correspond à une subduction antérieure beaucoup plus lente ou à de la délamination de la lithosphère continentale. En conclusion, la subduction rapide à 40 mm/a a commencé il y a environ 20 Ma à l'ouest sous le bassin occidental mais n'a probablement commencé qu'il y a 12-13 Ma à l'est sous l'arc hellénique.

En altimétrie, la nouvelle carte de Sandwell définit clairement deux axes hauts. Le premier, celui de Médine-Céphalonie, orienté SO-NE, sépare le prisme calabrais au NO, avec plongement vers le NO, du prisme méditerranéen au SE, avec plongement vers le NE. Ces deux pliures sont mécaniquement incompatibles et cette incompatibilité peut avoir contribué à l'arrêt de la subduction tyrrhénienne. Le second axe, Nord Est Lybie-Ouest Crète, orienté SO-NE, correspond également à un changement de direction de plongement de la plaque de 50°, de NO à l'ouest à N à l'est. Ce changement dans la direction de pliure implique une compression à peu près E-O dans la lithosphère, compression augmentant vers le NE le long de cet axe. C'est bien ce qu'indique la sismicité décrite par Taymaz et coll. (1990). Les contraintes liées à cette géométrie n'ont jamais été prises en compte. Elles sont pourtant essentielles car le système a progressivement évolué vers une situation de blocage au cours du temps avec un raccourcissement croissant au travers des deux axes hauts. A l'heure actuelle, l'altimétrie indique qu'une fosse est en cours de formation au pied de la marge lybienne à l'est du second axe haut. Ceci suggère que la branche est de la fosse hellénique devrait être abandonnée et que la polarité de la subduction devrait s'inverser avec plongement sous la marge africaine.

Mais connaît-on l'âge de ce bassin résiduel, dont la nature océanique semble bien établie par les investigations sismiques, au moins à l'ouest ? On sait que des marnes aptiennes pélagiques existent sous l'axe de la ride méditerranéenne. Le

bassin était donc déjà profond à l'Aptien. On sait d'autre part que les monts de Médine et de Cyrénaïque, bâtis sur une croûte océanique ont subsidé rapidement entre l'Aptien et le Sénonien. Cette période (130-110Ma) fut une période de distension et volcanisme dans le bassin de Syrte. Il semble donc raisonnable de dater l'océanisation de cette époque, entre 110 et 70 Ma. Mais on connaît par ailleurs des phases de distension des marges plus anciennes : permo-triassiques au Levant, et peut-être en Tunisie, et callovo-oxfordiennes le long de l'escarpement de Malte et sur le mont Alfeo. La distension intra-continentale a donc commencé dès le Permo-Trias, au moins à l'est où il n'est pas exclu que le bassin soit plus ancien, du fait que la profondeur en l'absence de sédiments (7.3 km) y suggère un âge nettement plus ancien qu'à l'ouest (6.4 km).

## **2) L'apport de la géodésie à la compréhension de la géodynamique**

Les mesures nouvelles SLR rendent les solutions de plus en plus fiables et les mesures GPS se multiplient dans toute l'Égée et l'Anatolie. Toutefois, une difficulté est que ces mesures jusqu'à présent ont utilisé des systèmes de référence différents et que leur comparaison n'est pas toujours évidente. La solution que nous avons systématiquement adoptée est de tout ramener à un référentiel européen à partir du réseau de mesures SLR, réseau qui est le plus homogène et qui couvre la plus longue durée. Mais, même dans ce cas, les résultats dépendent de la solution adoptée pour les mesures SLR. Nous avons utilisé celle de Delft 94.01, que nous avons publiée en 1995. Par ailleurs, comme nous l'avions proposé dans la publication de 1995, nous utilisons pour mettre en évidence les déformations à l'intérieur des différents blocs le système de référence qui minimise la somme des vecteurs mouvement dans le bloc en question.

On ne reviendra pas ici dans le détail sur la discussion d'ensemble de la cinématique à partir des données géodésiques, l'essentiel des propositions faites dans notre article de 1995 restant valide. On rappelle seulement que le mouvement (dans un référentiel Europe) est dominé par l'extrusion anatolienne vers la zone de subduction hellénique à une vitesse voisine de 25 mm/a avec un pôle proche du delta du Nil. Une certaine augmentation de vitesse se produit en mer Égée. Cette rotation antihoraire entraîne une rotation horaire de la Grèce du nord, freinée par la collision avec le bloc adriatique. La divergence entre ces deux rotations crée l'ouverture du golfe de Corinthe, ouverture qui a commencé il y a 3 à 5 Ma lorsque l'effet de la collision de la zone de subduction avec la Lybie a commencé à se faire sentir, faisant migrer la limite nord-ouest de la rotation antihoraire anatolienne du sud du Péloponnèse au Golfe de Corinthe. C'est également à cette époque, et pour la même raison, que la faille anatolienne s'est propagée vers l'ouest à travers le Golfe de Saros.

Dans ce qui suit, nous résumons l'apport principal des données postérieures à notre article de 1995. Kahle et al. (1995) ont publié les résultats couvrant l'ouest de la Grèce et les îles ioniennes, avec la station de Matera dans le sud de l'Italie

comme référence. Dans le système de référence Europe défini plus haut, on trouve que la Grèce au nord du golfe de Corinthe est affectée par une rotation horaire centrée à 39.18°N, 19.25°E de  $-5.28^\circ/\text{Ma}$ , peu différente de celle donnée en 1995 et très semblable au pôle de rotation de Le Pichon et Angelier (1979).

Kastens et al. (à l'impression) ont mesuré un réseau couvrant le sud de l'Égée avec la station de Wetzell en Europe comme référence. La référence à Wetzell conduit à trouver des valeurs par rapport à l'Europe de 15 à 20 mm/a plus rapides que les données SLR. Une fois ramenées dans le système de référence SLR, elles sont en bon accord avec les mesures SLR sauf à Kattavia. Elles ne confirment pas le ralentissement mesuré par la triangulation sur cent ans dans le centre Égée. Ou bien ces mesures de triangulation dans les îles sont erronées, ou bien il y a eu un effet élastique transitoire.

Oral (1994) donne les résultats d'un réseau GPS couvrant l'Anatolie. Il calcule les mouvements de l'Anatolie par rapport à ce qu'il appelle le Pont, la région située au nord de la faille nord Anatolienne mais à l'ouest de la mer Noire. Ceci n'est pas le mouvement par rapport à l'Europe car cette région a un mouvement moyen de 5.7 mm/a au 300°. Il s'en suit que le mouvement le long de la faille anatolienne est d'environ 25 mm/a alors que le mouvement moyen par rapport à l'Europe de l'Anatolie, décrit au mieux par la rotation 29.7°N, 31.4°E, 1.4°/Ma est de plus de 30 mm/a le long de la même faille. En conclusion, le mouvement de l'extrusion de l'Anatolie par rapport à l'Europe est d'environ 30 mm/a alors que le mouvement de glissement le long de la faille anatolienne est de 25 mm/a car la région du Pont participe partiellement à ce mouvement d'extrusion.

Il faut toutefois remarquer que dans la région de la mer de Marmara, un réseau GPS mesuré sur deux ans par Straub et Kahle (1994) et remesuré sur quatre ans donne des résultats discordants, non pas en direction mais en vitesse, puisque le vecteur différence moyen entre les deux solutions est de 6 mm/a au 250°. La vitesse moyenne sur le réseau, par rapport à Istanbul est de 23 mm/a sur 2 ans mais seulement de 17 mm/a sur 4 ans. Autrement dit la vitesse moyenne sur les deux dernières années n'est que de 11 mm/a ce qui est incompatible avec toutes les autres mesures. La cause de cette anomalie n'est pas connue mais est sans doute méthodologique bien qu'on ne puisse exclure une déformation transitoire.

Si l'on utilise comme système de référence le mouvement moyen de l'Anatolie défini par les mesures d'Oral, on met en évidence un mouvement d'ensemble du sud de l'Égée vers le sud-est à 8 à 10 mm/a résultant de la distension N/S à NNO/SSE dans le nord de l'Égée et de la Grèce et l'ouest de l'Anatolie. Au contraire, l'est et le centre du Péloponnèse et le sud de l'Égée sont relativement très peu ou pas déformés.

### 3) La ride méditerranéenne et la tectonique de nappes du Miocène inférieur à moyen

Une caractéristique majeure du bassin méditerranéen est la présence d'une couche d'évaporites messiniennes d'épaisseur variable (0.5 à 1.5 km) comprenant du gypse lité relativement résistant et de l'halite qui flue facilement. Le fluage du sel est évident partout mais plus particulièrement dans le prisme d'accrétion méditerranéen. L'étude du bassin de Bannock, par exemple, bassin produit par la subduction d'un volcan sous le prisme externe à la vitesse de 40 mm/a, montre que sa trace est effacée en 0.2 Ma. Ceci implique des taux de déformation de  $10^{-11} \text{ s}^{-1}$  à  $10^{-12} \text{ s}^{-1}$ . A ces taux, la viscosité effective attendue est d'environ  $10^{17}$  Pas ce qui suppose une contrainte effective de 1 Mpa, ou moins de 100 m de dénivellation. Pour ces taux, le fluage par dislocation domine probablement et la loi attendue est une loi en puissance où l'exposant peut aller de 4 à 8.

Les levés sismiques récents montrent que le prisme externe est un prisme principalement évaporitique qui s'épaissit de 1 à 3.5 km en 60 km. La couche plio-quadernaire qui le recouvre ne s'épaissit que très peu et il y a donc cisaillement à la base à des taux comparables à ceux déterminés plus haut. La forme topographique du nez du prisme est une forme en  $x^{1/2}$  jusqu'à 60-75 km, ensuite de quoi le prisme s'aplatit. Cette forme est compatible avec une loi de fluage à exposant fort. En conclusion, la couche messinienne en Méditerranée est une couche fluide, en dépit de sa faible température. Ceci rend l'interprétation tectonique post-messinienne difficile car le fort réflecteur à la base est en continuel ajustement.

On peut tenter une estimation volumétrique du prisme. La section du prisme évaporitique fait  $140 \text{ km}^2$  ce qui correspond à une couche moyenne d'évaporites de  $.75 \text{ km} \times 38 \text{ km/Ma} \times 5 \text{ Ma}$ . L'épaisseur moyenne de 750 m pour la couche d'évaporites paraît un peu faible mais n'est pas impossible. Pour l'anté-Messinien, la section fait environ  $900 \text{ km}^2$ . La compaction est faible. Si le prisme a commencé à être construit au Miocène moyen (13 Ma) et si la vitesse d'accrétion a été constante, l'épaisseur moyenne de sédiments incorporés est de 2 km, à comparer à une épaisseur de 2.5 à 3 km pour les sédiments pré-messiniens et de 1.5 à 2 km pour les sédiments post-réfecteur K. On en déduit que le prisme actuel a un âge qui ne dépasse probablement pas le Miocène moyen et qu'il n'incorpore que les sédiments post-réfecteur K. Il est probable que les argiles aptiennes remontées dans les manifestations diapiriques proviennent de sous le décollement. Tout ceci est à prendre toutefois avec beaucoup de prudence étant donné les variations grandes des épaisseurs sédimentaires dans le bassin et les incertitudes sur l'âge des couches sédimentaires profondes.

Par ailleurs, le phénomène d'extrusion latérale du prisme sous l'effet de sa collision avec la marge libyenne, extrusion que nous avons proposée dans notre article de 1995 et qui a été bien mise en évidence durant la récente campagne

Médée, est difficile à prendre en compte dans ces estimations de budget sédimentaire et tendrait à diminuer les épaisseurs proposées ci-dessus.

Mais c'est sans doute l'exploration du butoir qui nous a fait le mieux progresser dans la compréhension de la tectonique du prisme méditerranéen. Les données récentes du programme IMERSE confirment que le butoir comprend 6.5 km de matériau à vitesse sismique élevée (4.8 à 6.6 km/s) reposant sur des sédiments moins rapides (4.2 km/s) interprétés comme subduits sous le butoir. Les données de réflectivité de notre campagne Médée nous permettent de définir la limite de ce butoir. Il s'étend jusqu'à 170 km au SO de la marge de la Crète et diminue régulièrement de largeur pour rejoindre la marge au niveau de l'île de Céphalonie.

Les données du forage DSDP 377 montrent que les turbidites miocène moyen de provenance africaine sont recouvertes par des marnes pélagiques d'âge 15-14 Ma. Ceci indique que le butoir n'existait pas au moment du dépôt des turbidites mais qu'il avait commencé à se former au Miocène moyen.

Le cours a exploré l'hypothèse proposant que le butoir a été formé au Miocène moyen par le débordement des nappes helléniques au delà de la marge grecque et montré que cette hypothèse semblait rendre compte des faits connus. En effet, Aubouin et ses collaborateurs avaient fait remarquer en 1976 que la dernière phase de mise en place des nappes helléniques au Péloponnèse et en Crète impliquait un débordement en mer du front des nappes d'au moins 100-150 km au niveau de la Crète. Bonneau avait montré en 1973 que cette mise en place était post-Oligocène inférieur et ante-Miocène moyen et Thiébaud en 1982 plaçait le charriage de la nappe de Gavrovo-Tripolitza entre la fin de l'Oligocène et la limite de l'Aquitaniens-Burdigalien. Il est donc logique de chercher dans le butoir la partie des nappes passées à la mer. D'ailleurs, l'épaisseur et la lithologie de la pile de nappes observées à terre sont compatibles avec l'épaisseur et les vitesses sismiques du butoir.

Nous avons montré qu'on pouvait reconstituer la cinématique des nappes à partir de trois grandes transversales reconnues à terre, celle d'Olympie par Thiébaud dans le nord du Péloponnèse, la transversale Nord-Maniote par Lallemand dans le sud du Péloponnèse, et la transversale E-Crète par Fortuin et Peters, transversale qui est bordée à l'est par la faille de Iérapétra. Ces deux dernières ont joué en faille sénestre vers le Serravallien. Le mouvement peut être approximativement décrit par une rotation de pôle 40.3°N, 20.5°E ; il est compatible à celui qui ajuste la limite du butoir sur la marge (Pôle, 38.7°N, 20.6°E). A la suite du travail de Jolivet, on sait que les nappes sont passées sur la Crète entre 25 et 20 Ma et qu'elles avaient cessé de glisser au plus tard il y a 15 Ma lorsque le décollement avait une vergence nord. Si ce sont elles qui ont formé le butoir, elles étaient en place il y a 15 à 14 Ma comme discuté plus haut. Elles se seraient donc déplacé à 20 à 30 mm/a au niveau de la Crète entre 25 et 15 Ma.

Cette hypothèse est en accord avec un âge d'environ 15 Ma pour le prisme actuel. On ne peut exclure qu'une subduction ait existé antérieurement mais un

tel déplacement de nappes a dû de toute manière conduire à une réorganisation complète de la subduction. Peut-être d'ailleurs n'y avait-il pas de subduction antérieurement mais seulement un raccourcissement intracontinental avec délimitation. Notons par ailleurs que les fosses de Pline et Strabon sont vraisemblablement post-messiniennes et peut-être post-3 Ma, comme le montre la présence d'un flux gravitaire massif de cet âge sur le sommet des monts Phèdre, Castor et Pollux maintenant isolés par ces fosses. Les fosses de Pline et Starbon seraient alors des failles senestres liées à l'extrusion du prisme depuis sa collision avec la marge africaine, comme nous l'avions proposé en 1995.

Le mouvement de ces nappes est contemporain de la très forte extension qui affecte l'Égée centrale depuis le début du Miocène, avant même que la faille nord anatolienne se soit identifiée et donc que l'extrusion anatolienne ait pris une ampleur significative. Si cette extension est due à un écroulement gravitaire d'une croûte préalablement épaissie, et donc d'altitude élevée, il n'est pas interdit de chercher dans cette altitude la cause initiale du glissement des nappes vers la Méditerranée.

#### **4) Le prisme calabrais et la ride de Médine**

Le prisme calabrais qui couvre les 20 % nord-ouest du bassin méditerranéen oriental a la particularité d'avoir dû passer par le goulot d'étranglement entre le plateau de Raguse et la dorsale apulienne il y a 4 à 5 Ma. Il devrait donc être limité à l'ouest comme à l'est par des frontières partant des extrémités actuelles de l'arc calabrais. Ces frontières jusqu'à présent n'avaient pas été identifiées de manière nette.

La campagne Médée a identifié une faille active rectilinéaire orientée au 325°, longue de 120 km, à l'endroit attendu à l'ouest du prisme. Les données sismiques récentes de la campagne Etnaséis démontrent que cette faille met en contact les sédiments stratifiés du bassin avec les sédiments déformés du prisme. Le socle est également décalé et plonge de plus de trois kilomètres sous le prisme. On constate par ailleurs que la largeur et la géométrie en général du prisme coïncident avec la largeur et la géométrie du panneau subduit sous la Tyrrhénienne. Toutefois, l'expression superficielle de cette faille bordière disparaît à 100 km au nord du bord du nez du prisme. Le prisme n'est donc plus actif et l'activité de la faille bordière dans la partie interne du prisme est à relier à une autre cause.

Quelle est cette cause ? La carte gravimétrique de Sandwell montre une forte anomalie négative, bordée par la faille bordière à l'ouest et qui meurt vers le sud-est avec la faille. Il s'agit donc d'une subsidence de la partie interne du prisme par rapport au bassin adjacent qui augmente vers le NO et devient maximale au pied de la marge. Nous avons attribué cette subsidence à l'augmentation progressive du pendage du panneau plongeant, à la suite de l'arrêt de la subduction il y a vraisemblablement 700 000 ans.

Il est remarquable que la prolongation de la faille bordière sous la Sicile passe sous le sommet de l'Etna. La partie nord de l'Etna repose donc sur le panneau plongeant qui s'effondre. Si l'on se souvient que l'Etna a commencé à se former il y a 700 000 ans en même temps que s'arrêtait la subduction, il est normal de chercher un lien entre le volcanisme de l'Etna et ce nouveau régime de flexuration du panneau tyrrhénien. Nous avons proposé que la fracturation de cette faille était responsable des grands séismes de 1169 et 1693 qui ont détruit Catane et Syracuse. Leur magnitude probable (7.5-7.8) et les tsunamis qu'ils ont déclenchés peuvent être raisonnablement expliqués par une rupture de la faille si le mouvement est de l'ordre de 5 mm/a.

La carte altimétrique de Sandwell montre la fermeture du système tyrrhénien au SE par une très forte anomalie positive orientée au 35°, à 15° de la subduction hellénique (20°). Cette direction se retrouve dans les monts de Médine au SO aussi bien que dans les monts Victor Hansen et Nathalie au centre. Un récent profil de sismique réflexion multitraces PM01, exploité par Saverio Sioni et J.P. Rehault de l'université de Brest, montre que la ride de Médine est associée à des failles inverses qui coupent la quasi-totalité de la séquence sédimentaire. Ces failles commencent 50 km au NO de la ride de Médine et sont responsables de son soulèvement. Les failles au NO semblent avoir joué principalement avant le Messinien. Elles sont dans la continuité des monts Victor Hansen et Nathalie qui correspondent vraisemblablement à la même tectonique. Il est raisonnable d'attribuer le haut gravimétrique à la combinaison de la flexure de la plaque et du raccourcissement. A 100 km au SE, deux grandes failles inverses semblent encore actives et appartiennent au même système. Le bord du prisme méditerranéen est décalé par leur prolongation. Il y a donc une zone de raccourcissement lithosphérique qui ferme le prisme calabrais au SE et se superpose à la flexure de plaque. Le raccourcissement apparaît au début de l'ouverture rapide du bassin tyrrhénien. Il semble qu'il ait progressivement migré du NO vers le SE.

Le levé de la campagne Médée récente nous permet de préciser les interactions de cette zone de raccourcissement orientée au 30-35° avec la faille transformante de Céphalonie orientée au 20° et la faille bordière orientale du prisme de Calabre orientée au 325°. Ce dispositif amène à considérer que la partie du bassin ionien au nord de la ride de Médine, qui est liée au plateau de Raguse, a un mouvement par rapport au bassin situé au sud. Or la zone de rifts et décrochements plioquaternaires du détroit siculo-tunisien est dans la prolongation du système de Médine. Il semble donc inévitable d'admettre un mouvement dextre le long du détroit siculo-tunisien se transformant en raccourcissement sur la ride de Médine, comme l'avaient supposé Jongsma et coll. en 1987. Une partie du mouvement pourrait avoir été absorbé le long de la faille de Segeste en Sicile occidentale.

### 5) Évolution de la tectonique depuis le Miocène moyen : implications sur la dynamique

Le problème de la dynamique du raccourcissement de la Méditerranée orientale n'est pas résolu. On a invoqué 1) le recul du fossé de subduction sous l'effet gravitaire du panneau plongeant (trench roll back), 2) l'effet de la collision continentale produisant une extrusion latérale vers le bord océanique considéré comme un bord libre du fait de la possibilité de la subduction (dans ce cas la force de poussée se transmettrait grâce à l'établissement d'un gradient topographique), et enfin 3) la poussée latérale de l'asthénosphère à partir des zones d'extension intracontinentales, en Égée et sous la Tyrrhénienne. Il est indéniable que ces trois forces sont présentes mais leur rôle respectif est difficile à établir quantitativement. Il est d'ailleurs certain que ces rôles ont changé au cours du temps, au fur et à mesure que le bassin méditerranéen oriental rétrécissait et que les zones d'extension égéenne et tyrrhénienne s'élargissaient.

La présence d'une convergence intra-océanique à l'arrière de la subduction tyrrhénienne amène à douter que la force principale responsable de l'ouverture de la Tyrrhénienne soit l'excès de masse du panneau plongeant. L'absence probable d'extrusion de l'Anatolie au début de l'extension égéenne suggère par ailleurs que les forces liées à l'extrusion n'ont pas joué le rôle majeur dans le déclenchement de la tectonique égéenne. D'ailleurs, le fait que la subduction au sud de la Crète semble devenir de plus en plus difficile, comme en témoignent les séismes au sein de la lithosphère méditerranéenne elle-même va dans le même sens. Nous avons suggéré par ailleurs qu'un changement de polarité de la subduction vers le continent africain est en cours dans cette zone. Il semble logique d'en conclure que la force principale en Égée comme en Tyrrhénienne soit la poussée latérale de l'asthénosphère surélevée sous les zones en extension, ce que l'on a appelé le « Rift Push » ou force de poussée aux rifts. Cette force jouerait donc un rôle plus important que le retrait gravitaire du panneau de subduction contrairement à ce que proposait mon analyse en 1982.

#### SÉMINAIRES A PARIS (Janvier 1996)

10 Janvier, « Géodynamique néogène en Sicile, dans l'Apennin et en Albanie », avec F. Roure, de l'Institut Français du Pétrole.

17 Janvier, « Structure et dynamique du manteau de la Méditerranée orientale », avec W. Spakman, de l'Université d'Utrecht.

24 Janvier, « L'extension ductile néogène en Égée », avec L. Jolivet, de l'Université de Cergy-Pontoise.

31 Janvier, « Le champ de déformation dans la région des îles Ioniennes et de la mer de Marmara à partir des mesures GPS », avec H. Kahle, de l'ETH de Zurich.

## SÉMINAIRES A L'UNIVERSITÉ TECHNIQUE D'ISTANBUL (Mars 1996)

4 Mars, « Lithospheric tectonics in the Eastern Mediterranean : the Tyrrhenian and Hellenic subductions, from satellite altimetry to slab tomography », avec T. Taymaz.

5 Mars, « Analysis of geodetic results : implications for Recent tectonics », avec A. Barka.

6 Mars, « New oceanographic results on the Mediterranean ridge and nappe tectonics of Lower-Middle Miocene », avec Y. Yilmaz.

7 Mars, « New oceanographic results on the Calabrian wedge and the Tyrrhenian opening : why do we have simultaneously extension and compression ? », avec N. Görür et Y. Yilmaz.

8 Mars, « The evolution of geodynamics since Middle Miocene : implications on the dynamics of the system », avec C. Sengör.

## ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES de Juin 1995 à Mai 1996

Xavier Le Pichon dirige le laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure qui correspond à une Unité Associée au CNRS (URA 1316). Le laboratoire regroupe 32 chercheurs et enseignants répartis en quatre équipes. Seules, certaines des activités plus directement liées au travail de X. Le Pichon sont brièvement rappelées ci-dessous. Un rapport d'ensemble rédigé pour le CNRS est disponible.

*a) Étude de la subduction*

Ce programme à long terme, concernant le rôle des fluides dans les processus de subduction s'est poursuivi.

L'article récapitulatif des études sur le champ diapirique de la Barbade est maintenant sous presse au Journal Geophysical Research. Il établit le rôle très important joué par les hydrates dans la formation des lacs de boue.

Les études menées dans la région de Tokai, au large de la préfecture de Shizuoka, au Japon se sont poursuivies. Des plongées en submersible dans le Shinkai 2000 du JAMSTEC, une campagne de l'Atalante et deux campagnes de navires japonais ont apporté de nouveaux éléments. Ceci a permis de mieux établir le rôle fondamental joué par la ride subduite de Paleo-Zenisu dans la tectonique de la marge. Un article sur ce sujet est en cours d'impression dans la revue Island Arcs. Le Japon Central est une zone de très fort couplage mécanique entre la croûte et la plaque Philippine en subduction, du fait de la présence de l'arc insulaire Izu-Bonin.

La réinterprétation du séisme de Tokyo de 1923 est maintenant à l'impression dans Geophysical Journal International. Nous y proposons qu'une faille transcur-

rente dextre qui coupe la péninsule de Bozo et Miura, a été activée durant le séisme. Les implications de ce modèle pour le risque sismique de la région sud-Tokyo sont considérables.

*b) Collision*

Les trois articles sur la modélisation des chaînes de montagnes sont à l'impression dans *Tectonophysics*. Nous expliquons la topographie beaucoup plus élevée de l'Himalaya par l'enfouissement suffisamment rapide de la croûte indienne pour la garder à faible température et la maintenir dans la zone de stabilité des schistes bleus. Par contre, pour le Tibet, la croûte chevauchée a eu le temps de se rééquilibrer thermiquement et est entrée dans le champ des granulites.

*c) Méditerranée Orientale*

Les mesures faites durant la campagne Médée ont apporté des données très nouvelles sur le prisme d'accrétion méditerranéen et sur le prisme d'accrétion calabrien. Ces nouveaux résultats ont été présentés durant les cours en janvier et mars.

ACTIVITÉS DIVERSES de Juin 1995 à Mai 1996

1-17 Juillet : Direction scientifique de la campagne océanographique Médée, en Méditerranée orientale, de Catane à l'île de Céphalonie.

25 Septembre : Participation au Colloque « Science, Ethique et Droit ».

6 Octobre : Conférence à « La Science en Fête » au Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche.

3-16 Novembre : Plongées sur le submersible Shinkai dans le Pacifique et Steering Committee du programme Kaiko-Tokai à Tokyo.

19 au 24 Février 1996 : Participation à une Conférence sur les perspectives du forage en mer à Tokyo et Hayama, Japon.

28 Février 1996 : Pour le 50ème anniversaire du CEA, Colloque La Terre, de sa formation à l'Homme, conférence intitulée « La Tectonique des Plaques à partir de l'Espace ».

4-8 Mars : Séminaires à l'Université Technique d'Istanbul, Turquie.

16 au 17 Avril 1996 : Participation à la réunion MEDRIFF dans le cadre de la CEE à Trieste, Italie.

**Distinctions**

X. Le Pichon vient d'être renouvelé pour 4 ans à la direction de l'URA 1316, Laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure. Il a été nommé Président

du Conseil Scientifique d'Ifremer pour une nouvelle période de cinq ans. Il a été nommé membre du Jury Senior de l'Institut Universitaire de France et membre du Conseil de Département de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU).

### Publications de l'Équipe de Géodynamique

LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., LALLEMANT, S., NOOMEN, R., VEIS, G., Geodetic determination of the Kinematics of Central Greece with respect to Europe (*J.G.R.*, Vol.100, N° B7, 12675-12690, July 10, 1995).

LALLEMANT, S.J., LALLEMAND, S., CADET, J-P., CHAMOT-ROOKE, N., IYAMA, J.T., VON HUENE, R., TOKUYAMA, H. and GLACON, G. First in-situ observation at a major backthrust system of an active accretionary prism (Eastern Nankai Trough-Japan) (*Bull. Soc. Géol. France*, 166, 823-834, 1995).

AUZENDE, J-M., HEY, R.N., PELLETIER, B., ROULAND, D., LAFOY Y., GRACIA, E., HUCHON, P., Propagating rift west of the Fiji Archipelago (North Fiji Basin, SW Pacific) (*J. Geophys. Res.*, 100, 17823-17835, 1995).

GEOFFROY L., ANGELIER, J. Existence de systèmes de dykes en tension-cisaillement : définition et interprétation mécanique (*C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, série II a, 505-511, 1995).

LABAUME, P., HENRY P., RABAUTE, A. et al, Circulation et surpression de l'eau interstitielle dans le prisme d'accrétion nord-Barbade : résultats du Leg ODP 156 (*C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, série II a, 977-984, 1995).

MAUFFRET, A., PASCAL, G., MAILLARD, A. and GORINI, C. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. (*Marine Petrol. Geol.*, 12, 645-666, 1995).

RANGIN, C., HUCHON, P., LE PICHON, X., BELLON, H., LEPVRIER, C., ROQUES, D., NGUYEN DINH HOE et PHAN VAN QUYNH, Cenozoic deformation of central and south Vietnam (*Tectonophysics* 251 (1995) 179-196).

SERANNE, M., BENEDICTO, A., LABAUME, P., TRUFFERT, C. and PASCAL, G., Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : role of the Pyrenean orogeny (*Marine Petrol. Geol.*, 12, 809-820, 1995).

SHIPLEY, T.H., OGAWA, Y. and HENRY, P., Proceedings of the Ocean Drilling Program (*Init. Repts.* 156 : College station TX, 1995).

MEDRIFF Consortium dont LE PICHON, X., LALLEMANT, S., CHAMOT-ROOKE, N. et al., Three brine lakes discovered in the seafloor of the Eastern Mediterranean (*EOS*, 76, 313 and 318, 1995).

LE PICHON, X., POLLITZ, F., FOURNIER, M., CADET, J.P. and LALLEMANT, S., Distribution of shortening landward and oceanward of the Eastern Nankai trough due to the Izu-Ogasawa ridge collision (*E.P.S.L.* 137 (1996) 145-156).

LE PICHON, X., The Deep Sea Floor, Deep sea floor as a changing environment, in « The Ocean and The Poles, Grand Challenges for European Cooperation », edited by G. Hempel - Jena, Stuttgart, New-York : G. Fischer, p.147-155, 1996.

LALLEMANT, S., LE PICHON, X., THOUÉ, F., HENRY, P. and SAITO, S., Shear partitioning near the central Japan triple junction : the 1923 great Kanto earthquake revisited -I (*G.J.I.*, sous presse).

POLLITZ, F., LE PICHON, X. and LALLEMANT, S., Shear partitioning near the Central Japan triple junction : The 1923 Great Kanto Earthquake revisited -II (*G.J.I.*, sous presse).

HENRY, P., LE PICHON, X., LALLEMANT, S., LANCE, S., MARTIN, J., FOUCHER, J.P., FIALA-MEDIONI, A., GUILHAUMOU, N., ROSTEK, F., PRANAL, V., CASTREC, M., Fluid flow in and around of a mud volcano field seaward of the Barbados Accretionary wedge : results from manon Cruise (*J.G.R.*, sous presse).

LE PICHON, X., LALLEMANT, S., TOKUYAMA, H., THOUÉ, F., HUCHON, P. and HENRY, P., Structure and evolution of the backstop in the Eastern Nankai trough area (Japan) : Implications for the soon to come Tokai Earthquake (*Island Arcs*, sous presse).

LE PICHON, X., HENRY, P., GOFFE, B., Uplift of Tibet : from Eclogites to Granulites. Implications for the Andean Plateau and the Variscan Belt (*Tectonophysics*, sous presse).

HENRY, P., LE PICHON, X. and GOFFE, B., Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas : constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation (*Tectonophysics*, sous presse).

BOUSQUET, R., GOFFE, B., HENRY, P., LE PICHON, X. and CHOPIN, C., Kinematic, Thermal and Petrological model of the Central Alps : Lepontine Metamorphism in the Upper crust and Eclogitisation of the Lower Crust (*Tectonophysics*, sous presse).