

Géodynamique

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

COURS : La croûte inférieure et les racines des chaînes

Le cours de l'année 1993-1994 a été consacré au rôle joué par la croûte inférieure dans les processus orogéniques. La question fondamentale posée était : « Comment maintenir une racine légère à plus de 50-55 km de profondeur alors que les pressions élevées devraient produire des phases métamorphiques denses de faciès éclogitique ? » Six cours ont été donnés au Collège de France à Paris en janvier et février et trois cours ont été donnés en mars à l'Institut Dolomieu à Grenoble, dans le cadre d'un séminaire organisé pour cette occasion. Le problème principal abordé à Grenoble était celui de la formation des racines des Alpes et de l'Himalaya.

La Tectonique des Plaques, dans sa formulation la plus simple, avait admis que croûte continentale et manteau forment deux réservoirs complètement séparés du fait de leur composition chimique différente. Pourtant, au-delà de 50-55 km de profondeur, seule une croûte de composition granodioritique garde une densité suffisamment faible pour être considérée comme crustale, quelle que soit la température. Une croûte inférieure mafique acquiert une densité qui l'identifie au manteau tandis qu'une croûte inférieure de composition intermédiaire ne peut garder une densité crustale que dans le faciès granulitique, au-delà de 700-750 °C. Si donc la composition de la croûte inférieure est mafique, l'épaisseur totale de la croûte ne peut en aucun cas dépasser 50-55 km. Si elle est intermédiaire, une racine ne peut exister entre 50-55 km et 70-75 km qu'à très haute température, dans le faciès granulitique. En conséquence, il n'est pas possible de considérer la croûte inférieure comme un réservoir isolé du manteau dès que sa profondeur dépasse 50-55 km. Il y a alors nécessairement transfert du réservoir crustal au réservoir mantellique et vice-versa, en fonction de la composition chimique et de la température.

Après avoir rappelé l'évolution des idées sur la croûte inférieure, on examine les informations indirectes provenant de la sismique. Une synthèse permet de mettre en évidence une augmentation de l'épaisseur et de la vitesse moyenne avec l'âge de la croûte sans que l'altitude croisse. Cet épaississement atteint 10-15 km au Protérozoïque et semble dû à l'addition d'une couche à haute vitesse, probablement gabbroïque. L'absence d'augmentation d'altitude avec l'épaisseur s'explique par l'épaississement de la lithosphère qui préserve l'isostasie. Toutefois, l'Archéen, au-delà de 2 milliards d'années, ne respecte pas cette évolution.

Dans une seconde partie, on montre que s'il y a bien consensus sur la composition granodioritique de la croûte supérieure, la composition de la croûte inférieure reste très controversée. Toutefois, les arguments provenant du flux de chaleur et de la teneur radiogénique conduisent aujourd'hui à admettre une composition de croûte inférieure trois à cinq fois plus potassique qu'une croûte mafique telle que celle proposée par Taylor et Mc Lennan. Il est probable que cette composition moyenne résulte d'une dominance de granulites felsiques appauvries, avec une composante mafique variable, mais qui peut devenir massive à la base dans le Protérozoïque. Dans ce contexte, la mise en évidence d'une conductivité électrique élevée pour la croûte inférieure pose un problème. L'explication la plus simple serait la présence de saumures mais cette explication soulève des difficultés qui ne permettent pas encore d'éliminer l'autre hypothèse, reliant la haute conductivité à la présence de phases conductives.

Dans une troisième partie, on modélise la structure thermique des Alpes en admettant une cinématique simple en régime permanent. On s'en sert pour prédire la distribution des phases métamorphiques. On montre que la transition éclogitique prédite par le modèle est en bon accord avec les données sismiques et indique un transfert de la croûte inférieure vers le manteau au-delà de 50-55 km de profondeur.

Enfin, dans la dernière partie, on utilise les résultats du récent profil sismique INDEPTH au travers de l'Himalaya pour effectuer le même type de modélisation sur cette chaîne. La granulitisation massive de la croûte indienne subduite explique les altitudes très élevées atteintes par l'Himalaya. C'est le modèle qu'on avait proposé l'année précédente pour le Tibet.

Des notes de cours ont été distribuées aux auditeurs.

1. Le contexte du problème

Dès 1913, L.L. Fermor avait proposé que le Moho est un changement de phase et que le manteau supérieure est éclogitique. Si en effet, la nature granodioritique de la croûte supérieure fut admise très tôt, la composition chimique de la croûte inférieure est restée très disputée, entre amphibolites,

granulites et gabbro. L'hypothèse gabbroïque de Fermor permettait des transferts entre les réservoirs crustaux et mantellique, fournissant un moteur aux mouvements verticaux. Mais ce modèle fut abandonné lorsque la nature péridotitique du manteau s'imposa et que l'absence de corrélation entre flux de chaleur et profondeur du Moho condamna l'hypothèse du Moho changement de phase, sauf peut-être sous les chaînes.

C'est dans ce contexte que la Tectonique des Plaques admit la séparation totale des réservoirs crustaux et mantellique et l'insubmersibilité de la lithosphère continentale. Pourtant il apparut assez rapidement que, dans les chaînes de collision, il devait y avoir délamination du manteau et que cette délamination pouvait entraîner la subduction d'une partie de la croûte inférieure. La découverte de cœsité dans les schistes bleus des Alpes occidentales en 1984 confirmait que du matériau de croûte continentale disparaissait dans le manteau jusqu'à 100 km de profondeur et pouvait revenir en surface. Les données de sismique réflexion ECORS sur les Pyrénées puis les Alpes suggéraient fortement la possibilité de subduction de croûte inférieure, rejoignant l'observation que la croûte inférieure semble sous-représentée dans les chaînes à l'affleurement. Le transfert de croûte inférieure vers le manteau est donc possible.

2. Informations indirectes obtenues sur la composition de la croûte inférieure

a) Les informations in situ les plus complètes sur l'épaisseur et la composition de la croûte inférieure proviennent de la sismique. Mais cette information est ambiguë, la vitesse sismique ne dépendant pas de manière univoque de la composition chimique, ni même de la minéralogie. Meissner, en 1986, dans une synthèse très complète, avait constaté une augmentation systématique de l'épaisseur et de la vitesse sismique moyenne avec l'âge de la croûte. Cette conclusion ne concerne pas les chaînes de collision active dont la très grande épaisseur est ramenée à la normale par la tectonique et l'érosion en un temps géologique court. Depuis, des études sismiques plus précises confirment cette conclusion et indiquent que l'épaississement et l'alourdissement de la croûte se fait principalement par addition de matériau à vitesse rapide (> 7 km/sec), à la base, sur une épaisseur pouvant atteindre 10 à 15 km au Protérozoïque. Par contre, l'Archéen ne semble pas obéir à ce schéma. La croûte archéenne est plus mince et n'a pas ou peu de croûte inférieure rapide.

L'épaississement de croûte se fait sans augmentation d'altitude ni déséquilibre isostatique. Ceci est possible car la lithosphère s'épaissit avec l'âge. Cet épaississement paraît d'ailleurs si grand (sans doute plus de 200 km) qu'il faut alors admettre que le manteau lithosphérique devient plus léger avec l'âge, l'alourdissement dû à l'épaississement du manteau excédant l'allègement dû à l'épaississement de la croûte. Le modèle proposé est celui d'une fusion partielle progressive de la partie mantellique de la lithosphère, transférant à la

base de la croûte le magma mafique et diminuant la densité du manteau résiduel appauvri.

b) On ne peut toutefois aboutir à des résultats sûrs concernant la composition minéralogique de la croûte uniquement à partir de mesures sismiques. Les compositions proposées utilisent des approches variées, parfois combinées : génétiques, basées sur les données provenant d'affleurements de croûte profonde ou de xénolithes, et(ou) sur les teneurs en éléments radiogéniques nécessaires pour expliquer le flux de chaleur observé. Le seul consensus atteint concerne la nature granodioritique de la croûte supérieure.

Le modèle andésitique admet une composition moyenne calco-alkaline résultant d'une genèse de la croûte dans les arcs insulaires. Une variante récente de ce modèle considère la croûte insulaire comme originellement basaltique. Une croûte moyenne calco-alkaline est produite par différenciation, puis délamination de la partie mafique plus lourde lors de l'orogénèse.

Le modèle granulitique considère que les granulites forment le faciès dominant de la croûte inférieure et qu'elles sont à dominante felsique. Le modèle xénolithique au contraire considère que les granulites felsiques correspondent à la croûte moyenne et les granulites mafiques à la croûte inférieure. Taylor et Mc Lennan enfin proposent, à partir d'arguments utilisant en particulier le critère du flux de chaleur, une croûte inférieure très appauvrie de composition voisine de celle d'un gabbro (SiO_2 : 54,4 % - FeO + MgO : 16,9 %).

Mais les travaux récents sur le contenu radiogénique de la croûte, en particulier ceux de C. Jaupart, montrent que le contenu en K est trois à cinq fois plus élevé que dans la composition proposée par Taylor et Mc Lennan. Cette différence provient d'une surestimation du flux mantellique, supposé égal à 27 mW/m², et de la supposition que les rapports Th/U et K/U sont constants, comme dans la croûte supérieure, et égaux respectivement à 4,8 et 10⁴. En fait le flux mantellique est plus proche de 12 à 13 mW/m² que de 27 et les rapports Th/U et K/U dans la croûte inférieure sont plusieurs fois supérieurs à ceux qui prévalent dans la croûte supérieure. Le modèle de Taylor et Mc Lennan est donc trop appauvri.

Il semble donc que la croûte inférieure, généralement dans le faciès granulitique, a une composition moyenne qui correspond à des granulites felsiques appauvries et plus ou moins injectées de roches mafiques. La production radiogénique moyenne est le double de celle d'une roche mafique. Elle est sans doute principalement produite dans les arcs insulaires. Quelle que soit sa composition exacte à l'origine, on est conduit à admettre qu'elle perd la plus grande partie de ses composantes mafiques au cours de la phase d'épaississement orogénique. Après retour à l'épaisseur d'équilibre de 30 km, elle s'épaissit très lentement par « sous placage » (underplating) mafique jusqu'à environ 45 km (valeur moyenne pour le Protérozoïque).

c) Le modèle ci-dessus ne rend pas compte du fait que la croûte inférieure est presque systématiquement associée à une faible résistivité électrique, puisque la résistivité mesurée est trois à quatre ordres de grandeur inférieure à celle de roches sèches équivalentes. L'hypothèse qui paraît la plus simple pour expliquer cette anomalie est d'admettre la présence de saumures en quantité importante. Ces saumures ont une forte conductivité électrique et ne réagissent pas avec les granulites. Dans les forages récents de Kola, entre 10 et 14 km de profondeur, et du KTB, jusqu'à 7 km, de telles saumures ont été observées. Mais les porosités nécessaires (1 à 3 %) paraissent difficiles à admettre. C'est pourquoi l'hypothèse concurrente de phases conductrices (graphite, oxides ou sulfures) en films continus ne peut être éliminée.

Quoiqu'il en soit, l'étude des inclusions fluides confirme que la croûte inférieure contient des saumures et du CO₂. La limite supérieure de la couche conductrice semble associée à la limite cassant-ductile, ce qui suggère un contrôle rhéologique qu'il est bien difficile d'expliquer dans le cas des phases conductrices alors qu'il se comprend dans celui des saumures.

d) En conclusion, la croûte inférieure est une couche felsique appauvrie qui contient une composante mafique mineure. Celle-ci peut devenir massive à la base dans le Protérozoïque sur une dizaine de kilomètres suite à un sous-placage gabbroïque. Le facteur contrôlant la structuration de la croûte est certainement thermique. Le fait que les granulites qui dominent la croûte inférieure apparaissent avec la fusion partielle est déterminant. Il indique un processus d'homogénéisation qu'il est raisonnable de rechercher principalement dans les grands épaisissements tectoniques. Il faut donc considérer la croûte comme un système ouvert au cours de son évolution par délamination et éclogitisation et par sous-placage de roches mafiques.

3. La racine des Alpes

L'exploration en sismique écoute longue des Pyrénées et des Alpes a généralisé l'existence d'un modèle structural relativement simple de prisme d'accrétion crustal, avec imbrication développée en avant d'un butoir. Dans le cas des Alpes Centrales, il semble bien que ce prisme crustal comprenne principalement de la croûte supérieure et qu'il existe un panneau lithosphérique plongeant sous les Alpes vers le sud. Il s'en suit que la croûte inférieure doit être subduite avec la lithosphère plongeante et éclogitisée à une profondeur de 50 à 55 km.

Si l'éclogitisation a bien lieu à 50-55 km de profondeur, ceci suggère que la température à cette profondeur est inférieure à 650 °C et que donc il existe une advection vers le bas suffisamment rapide pour empêcher l'échauffement de la racine profonde. Dans le cas des Alpes, on sait que la vitesse moyenne de convergence depuis 45 Ma (Éocène moyenne) est comprise entre 4 et

8 mm/a. On se place en régime permanent et l'on admet que l'érosion élimine autant de croûte supérieure que la collision n'en apporte au prisme central.

Un point critique dans cette modélisation est la structure thermique de la lithosphère à son entrée dans la zone de collision. Pour les Alpes, il s'agit d'une croûte hercynienne relativement jeune avec une température au Moho relativement élevée comprise entre 530 ° et 620 °C.

Pour des raisons de simplicité, on admet une croûte supérieure de 16 km d'épaisseur qui contribue à la formation du prisme crustal par épaissement pur avec un flux de départ par érosion égal au flux d'entrée. On admet d'autre part que la croûte inférieure d'épaisseur égale est subduite sans déformation. Ces deux conditions sont en accord raisonnable avec les données sismiques. Les calculs sont faits pour une vitesse de collision de 4 et 8 mm/an.

On constate que la transition amphibolite HP-éclogite se fait entre 50 et 55 km, en accord avec les données. Toutefois, à 4 mm/an, les granulites commencent à apparaître du fait des températures plus élevées. En dessous de 4 mm/an, le modèle introduirait une langue de granulites dans le manteau. On peut donc en déduire que la vitesse de collision minimale compatible avec les données est de 4 mm/an. On constate d'autre part le développement important du métamorphisme HP dans le prisme crustal, développement sans doute responsable des vitesses et densités anormalement élevées dans cette zone. La topographie est en accord raisonnable avec les données.

Ce modèle très simplifié des Alpes rend bien compte de ses grands traits ; que ce soit la topographie ou la limite croûte-manteau à 55 km. Il indique que la vitesse moyenne de subduction depuis plus de 20 Ma doit être égale ou supérieure à 4 mm/an. Il indique que l'existence d'une mince couche inférieure gabbroïque dans la croûte est possible. Cette couche serait alors définitivement éliminée par subduction. Une couche plus importante ne rendrait pas compte de la topographie. Il suggère enfin que l'épaississement apparent de la croûte inférieure sous les Alpes Léopontines est simplement dû au métamorphisme dans le faciès amphibolite HP.

4. La racine de l'Himalaya

Le profil sismique INDEPTH publié tout récemment, lorsqu'il est combiné aux données de sismique réfraction antérieures, conduit à considérer que la subduction de la lithosphère indienne est totale sur au moins 200 km et probablement 280 km, soit une vingtaine de millions d'années. Au-dessus, le prisme crustal est donc progressivement détruit par l'érosion et par l'exhumation tectonique. Un décollement, de pendage constant voisin de 10°, sépare ce prisme de la lithosphère indienne plongeante.

Le mode de convergence actuel est donc un mode de subduction de la croûte indienne, et non de collision. Seule, la couverture sédimentaire du bassin molassique est accrétée au prisme, et ceci depuis au moins 15 Ma. Il n'y a pas, depuis le début du Miocène, d'accrétion crustale indienne. Ceci n'était évidemment pas le cas avant 20 Ma (date du fonctionnement du MCT) puisque le prisme crustal actuel, au dessus du décollement, est une imbrication d'écailles de croûte indienne, principalement supérieure.

L'érosion est estimée à $300 \text{ m}^2/\text{an}$ (de l'ordre de $1 \text{ mm}/\text{an}$) alors que seuls $50 \text{ m}^2/\text{an}$, correspondant à la couverture sédimentaire du bassin du Gange, sont accrétés. Les $600 \text{ m}^2/\text{an}$ de flux d'entrée de croûte indienne sont donc pour l'essentiel subduits. Il est probable que la moitié inférieure est éclogitisée et disparaît dans le manteau et que la moitié supérieure est injectée dans la croûte inférieure tibétaine. Le prisme crustal actuel, formé de croûte indienne, est donc progressivement détruit et recule d'environ $5 \text{ mm}/\text{an}$. En 20 Ma, la chaîne recule d'environ 100 km par rapport au plateau et le pendage du décollement sous la chaîne augmente d'une vingtaine de degrés. Ceci conduit probablement à un saut du décollement vers l'avant et une réalimentation du prisme crustal. On passe alors au régime croûte supérieure imbriquée caractéristique du début de la collision et des Alpes actuelles.

La modélisation thermique est faite pour une vitesse de collision de $15 \text{ mm}/\text{an}$ et une vitesse d'érosion de $1 \text{ mm}/\text{an}$, ce qui résulte en une vitesse effective de $10 \text{ mm}/\text{an}$. Il se forme une couche chaude isotherme sous le décollement, avec granulitisation, lorsque le décollement atteint 28 à 30 km. En conséquence, l'éclogitisation se produit à plus grande profondeur, entre 60 et 70 km. La topographie montre un palier vers 2 000 m, comme dans l'Himalaya, puis s'élève jusqu'à 5 000 m.

En conclusion, la structure actuelle de l'Himalaya peut être expliquée par une granulitisation massive de la croûte indienne, élevée à haute température, à condition toutefois que sa composition ne soit pas mafique, sauf peut-être pour les 10-15 km inférieurs. L'échauffement homogène de la croûte indienne est dû à la radioactivité élevée du prisme crustal et à l'érosion importante. Toutefois, cet échauffement n'est efficace que parce que la croûte indienne inférieure est déjà à une température élevée. En effet, la croûte actuelle au sud de l'Himalaya a un flux de chaleur superficiel élevé ($70 \text{ mW}/\text{m}^2$) et la température au Moho est proche de $700 \text{ }^\circ\text{C}$.

Si la croûte indienne était « froide » et (ou) si l'accrétion compensait en partie l'érosion, l'échauffement ne serait pas suffisant pour permettre la granulitisation jusqu'à 70 km de profondeur en moins de 20 Ma. L'Himalaya a donc vraisemblablement été moins élevé antérieurement. Une altitude supérieure à 2,5 km, pour une vitesse de convergence rapide, exige des conditions très spéciales : subduction totale, croûte chaude, forte érosion.

X. L.P.

SÉMINAIRES À PARIS (Janvier-février 1994)

5 Janvier, « Eclogitisations liées aux circulations de fluide dans les racines continentales : exemple des Calédonides de Norvège Occidentale », avec H. Austrheim, Oslo.

12 Janvier, « Composition de la croûte inférieure et production de chaleur », avec C. Jaupart, Paris.

19 Janvier, « Observations de terrain de la croûte inférieure en Calabre », avec V. Schenk, Kiel.

26 Janvier, « Le régime des fluides dans la croûte inférieure », avec J. Touret, Amsterdam.

2 Février, « La racine lithosphérique alpine », avec E. Kissling, Zürich.

7 Février, « Géochimie et pétrologie des xénolithes de la croûte inférieure en Europe », avec H. Downes, Londres.

SÉMINAIRES À GRENOBLE (Mars 1994)

16 Mars, « Images sismiques de la croûte inférieure », avec A. Paul et « Topographie des racines des chaînes de montagne sur des exemples », avec F. Thouvenot.

18 Mars, « Evolution thermique dans les zones profondes des chaînes de montagne », avec J.M. Lardeaux ; « Les mouvements verticaux associés à l'évolution des racines crustales et mantelliques » avec G. Ménéard et « La formation des racines himalayennes », avec G. Mascle.

ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES de Juin 1993 à Mai 1994

Xavier Le Pichon dirige le Laboratoire de Géologie de l'Ecole 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 sur demande.

a) Etude de la subduction

Ce programme à long terme, concernant le rôle des fluides dans le processus de subduction, s'est poursuivi. Le chantier principal cette année a été celui de la ride méditerranéenne en Méditerranée Orientale avec une campagne d'un mois du navire océanographique Suroit dans le cadre d'un programme financé par la Communauté Européenne. Le but est d'arriver à un bilan de la circulation des fluides dans ce prisme d'accrétion, caractérisé par la présence d'une couche importante d'évaporites sous laquelle de fortes surpressions de fluide existent.

Sur le chantier Japonais du nouveau projet Kaiko-Tokai, le premier Comité Directeur s'est réuni en octobre 1993 à Tokyo pour définir le programme qui doit aboutir en 5 ans à l'étude intégrée de la partie de la zone de subduction dont la rupture est attendue lors du grand séisme de Tokai.

Deux plongées avec le submersible japonais Shinkai 2000 par J.P. Cadet et X. Le Pichon ont permis de montrer que ce prisme est caractérisé par un partitionnement du cisaillement dans la portion où le mouvement est oblique par rapport à la marge. Une publication sur ce sujet a été soumise.

Par ailleurs, en association avec le chercheur américain Fred Pollitz, nous avons montré que toute la zone de Kaiko-Tokai, sur une surface de 150 par 300 km, à terre comme en mer, est une zone mécaniquement couplée où la déformation compressive est largement distribuée à terre comme en mer, de part et d'autre de la fosse de Nankai. Les implications pour l'estimation du potentiel sismique de ces différentes zones sont importantes. Une publication a été soumise.

Enfin, les études des données de la campagne MANON au large de la Barbade se sont poursuivies en particulier dans le domaine des propriétés physiques des sédiments des volcans de boue et des diatrèmes et dans celui du champ de stabilité des hydrates.

b) Collision

On a poursuivi la modélisation des racines de chaîne, tenant compte des transformations métamorphiques, et en particulier de la transformation éclogitique. Deux études sur la modélisation des Alpes et de l'Himalaya et du Tibet sont en voie d'achèvement. Cet aspect a fait l'objet de l'enseignement de cette année.

c) Cinématique et Géodésie Spatiale

De nouvelles solutions des données SLR de Géodésie Spatiale en Grèce et Turquie ont été combinées aux mesures de la déformation obtenues en 78 points de la Grèce Centrale à partir de deux réseaux de triangulation

géodésique levés en 1895 et 1975, pour obtenir le champ de vitesse par rapport à l'Europe. Alors que le champ de vitesse dans le Péloponnèse et en Egée Centrale est bien décrit par la rotation trigonométrique directe, déterminée à partir des mesures SLR et qui rend compte de l'extrusion de l'Anatolie, celui de la Grèce du Nord correspond à une rotation horaire à partir d'un pôle situé près de 42°N, 16°E (2.4°/Ma). La rotation différentielle centrée près d'Athènes résulte dans le Golfe de Corinthe en une extension N-S qui augmente vers l'Ouest pour atteindre 1,5 cm/a près de Patras. Un Compte-Rendu a été publié dans le Bulletin de l'Académie des Sciences et un article a été soumis.

d) Ouverture de la Mer de Chine et évolution Géodynamique tertiaire du Viet-Nam

Notre modèle d'évolution du champ de déformations comme résultant de la migration vers le nord du poinçon indien a été publié. Les données de la campagne PONAGA le long de la marge du Viet-Nam sont en cours de dépouillement. Elles semblent indiquer sans ambiguïté que le mouvement le long de la marge est dextre depuis le début du Miocène (20-23 Ma).

ACTIVITÉS DIVERSES
de Juin 1993 à Mai 1994

25 Août-6 Septembre : Conférences et visites de laboratoire à Houston et College Station, USA.

12-22 Octobre : Plongées sur le Shinkai 2000 et Comité de Direction Kaiko-Tokai à Tokyo.

27-28 Octobre : Comité ECOPS-Atelier GOOS, à Londres.

15 Novembre : Participation à la Journée Scientifique Plaque Arabique à l'IPGP, communication sur l'ouverture de la Mer Rouge.

26 Novembre : Participation au Jury d'habilitation à diriger des recherches de Francis Lucazeau, à Montpellier.

28-29 Novembre : Conseil Scientifique du Pôle Universitaire Européen de Strasbourg.

6-19 Décembre : Visite de laboratoires et conférences à Athènes, Patras et Thessalonique, en Grèce.

14-15 Décembre : Participation à une réunion sur les Unités de Recherche Marine au Centre d'Ifremer, à Brest.

31 Janvier-1^{er} Février : Conférence à l'occasion du 65^e anniversaire du D^r Von Huene à Kiel, Allemagne (« Too much fluid in accretionary wedges »).

7-13 Février : Président de l'Euroconférence « The Deep Sea Floor as a changing environment », à San Feliu de Guixols, Espagne.

17-18 Février : Président d'un atelier au Colloque « Science et Société », dans le cadre de la Consultation Nationale, à Marseille.

25 Mai : Visites de laboratoires et Conférences, à Copenhague, Stockholm et Lund, en Suède.

18-20 Mai : Réunion GOOS au Centre d'Ifremer, à Nantes.

23 Mai-2 Juin : Communication à la réunion de Printemps de l'AGU, à Baltimore, et visite du Houston Advanced Research Center, à Houston, USA.

Distinction

Xavier LE PICHON a été nommé « Total Visiting Professor » à l'Université d'Oxford, Grande Bretagne, pour une période de 4 ans.

Publications de l'équipe de Géodynamique

BYRNE T., BRÜCKMANN W., OWENS W., LALLEMANT S. and MALTMAN, A. *Structural synthesis : correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. (Proc. ODP, 131, 365- 378, 1993).*

CHAMOT-ROOKE N., JESTIN F., and DE VOOGD B. et al. *Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. (Geology, 21, 1043-1046, 1993).*

DE ALTERIIS G., RUELLAN E., AUZENDE J.-M., ONDRÉAS H., BENDEL V., GRÁCIA-MONT E., LAGABRIELLE Y., HUCHON P. and TANAHASHI M. *Propagating rifts in the North Fiji basin (southwest Pacific). (Geology, 21, 583-586, 1993).*

GUILHAUMOU N. *Paleotemperatures inferred from fluid inclusions in diagenetic cements : implications for the thermal history of the Paris basin. (Eur. J. Mineral., 5, 1217-1226, 1993).*

JOLIVET L. *Extension of thickened continental crust, from brittle to ductile deformation : examples from Alpine Corsica and Aegean Sea. (Ann. geofis., 36, 139-153, 1993).*

LALLEMANT S.J., BYRNE T., MALTMAN A., KARIG D. and HENRY P. *Stress tensors at the toe of the Nankai accretionary prism : an application of inverse methods to slickenlined faults. (Proc. ODP, 131, 103-122, 1993).*

LARROQUE C., GUILHAUMOU N. and NICOT E. *Caractérisation de paléocirculations de fluides dans le niveau de décollement du prisme d'accrétion néogène de Sicile. (C.R. Acad. Sc. Paris, 317, 1485-1492, 1993).*

LE PICHON X., CHAMOT-ROOKE N., HUCHON P. and LUXEY P. *Implications des nouvelles mesures de géodésie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Anatolie et de l'Egée.* (C.R. Acad. Sc. Paris, 316, 983-990, 1993).

LE PICHON X., HENRY P. and LALLEMANT S. *Accretion and erosion in subduction zones : the role of fluids.* (Annu. rev. Earth planet. sci., 21, 307-331, 1993).

MALTMAN A.J., BYRNE T., KARIG D.E. and LALLEMANT S. *Deformation at the toe of an active accretionary prism : synopsis of results from ODP leg 131, Nankai, SW Japan.* (J. Struct. Geology, 15, 949-964, 1993).