

## Géodynamique

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

### *COURS : L'accrétion océanique*

Le cours de l'année 1989-90 a été consacré à l'accrétion océanique. Le problème principal abordé dans le cours était celui de la production de la croûte océanique par fusion partielle du manteau. On examinait particulièrement le lien entre température de l'asthénosphère et vitesse d'advection sous la dorsale d'une part et l'épaisseur de croûte, la profondeur du plancher océanique à l'âge zéro et la composition chimique moyenne de la croûte d'autre part. L'étude se faisait principalement à partir de travaux analytiques de Klein et Langmuir (1987) et des modèles théoriques proposés par McKenzie (1984) et McKenzie et Bickle (1988). Ces modèles ignorent le rôle de la conduction et donc de la vitesse d'advection. On s'est attaché à explorer l'effet de cette approximation dans le cas de vitesses d'accrétion très lentes (inférieures à 1 cm/an en moyenne). L'analyse de l'évolution de la Mer Rouge et du point chaud associé en Afar a servi d'exemple.

Après une présentation rapide des principaux problèmes posés par l'accrétion océanique, on présentait le modèle de fusion partielle adiabatique proposé par McKenzie (1984) et adopté par Klein et Langmuir (1987) et McKenzie et Bickle (1988). Ces modèles fournissent une manière simple de prédire l'épaisseur de la croûte, sa composition chimique et la profondeur à l'axe en fonction d'un seul paramètre, à savoir la température potentielle de l'asthénosphère (par température potentielle, on entend la température qu'aurait le matériau si on le remontait adiabatement en surface). Les prédictions semblent en accord raisonnable avec les données, au moins en ce qui concerne la composition chimique en éléments majeurs et la profondeur d'eau à l'axe.

On a alors abordé l'estimation de l'effet conduction et montré que, si la dynamique de la convection ne change pas, la croûte devrait progressivement diminuer d'épaisseur lorsque la vitesse d'advection verticale décroît pour une

vitesse inférieure à  $2 \text{ cm an}^{-1}$ . En dessous de  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$ , il n'y a plus du tout de production de magma. Ceci toutefois n'est vrai qu'à température potentielle constante.

Enfin, on a pris comme exemple d'accrétion très lente celui de la mer Rouge et du triangle d'Afar. La vitesse d'accrétion décroît rapidement vers le nord jusqu'à  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$ . On a montré que la variation de la profondeur à l'axe, celle de l'épaisseur de croûte ainsi que celle de certains éléments majeurs en fonction du taux d'accrétion étaient compatibles avec les vitesses d'advection mesurées, à condition d'admettre une température anormalement chaude de l'asthénosphère. Celle-ci est vraisemblablement liée à l'existence d'un point chaud sous l'Afar.

Les notes de cours ont été distribuées aux participants.

### *1 - La fusion partielle adiabatique et le rôle de la température potentielle de l'asthénosphère*

Vingt à vingt-cinq kilomètres cube de nouvelle croûte océanique sont mis en place à l'axe des dorsales tous les ans. C'est de loin le phénomène magmatique le plus important à la surface de la Terre. Or, il est frappant que cette croûte semble avoir une épaisseur à peu près constante de 6 plus ou moins 1 km, quelle que soit la vitesse d'accrétion. La composition chimique est également remarquablement constante. Enfin, la température du magma produit en surface est toujours voisine de  $1200^\circ\text{C}$ . McKenzie (1984) a proposé d'expliquer ces observations à partir d'un modèle simple de fusion partielle adiabatique de l'asthénosphère. En effet, pour des vitesses d'advection suffisamment rapides, la remontée est adiabatique et, à composition constante du manteau, profondeur, épaisseur et composition de la croûte ne dépendent que de la température potentielle de l'asthénosphère. Si celle-ci est constante, on explique bien les observations faites plus haut. Cette constance de la température potentielle implique que le processus de formation des dorsales est essentiellement passif et non actif, sauf dans les régions où la croûte est anormalement épaisse et peu profonde et où l'influence d'un point chaud dans l'asthénosphère doit être admise.

Prenant comme modèle une péridotite à grenat sèche, voisine d'une pyrolyte, on utilise les expériences de fusion partielle en laboratoire pour déterminer la courbe du solidus  $T_S$  et du liquidus  $T_L$  en fonction de la pression. On peut donc paramétriser  $T_L$  et  $T_S$  en fonction de la pression.  $T_L - T_S$  décroît avec la pression, d'abord lentement, puis rapidement au-delà de 5 GPa (150 km). On peut alors paramétriser le taux de fusion partielle  $f$  en fonction d'un seul paramètre  $T'$  où

$$T' = \frac{T - (T_S + T_L)/2}{T_L - T_S}$$

$f = F(T')$  augmente rapidement entre  $-0,5$  et  $-0,3$ , durant la fusion des pyroxènes ( $f = 25\%$ ) puis passe par un plateau pour augmenter à nouveau

rapidement entre + 0,3 et + 0,5 durant la fusion massive de l'olivine. Malheureusement, la pente de  $f(T')$  à l'origine est mal contrainte car la valeur exacte du solidus est très difficile à déterminer dans les expériences. Or cette pente joue un grand rôle dans le processus de fusion partielle sous les dorsales où le taux de fusion dépasse rarement 0,2 en moyenne.

On peut alors calculer la température et la proportion de fusion partielle en fonction de la profondeur en résolvant simultanément l'équation de la chaleur et l'équation  $f = F(T')$ . Malheureusement, la chaleur latente des minéraux constitutifs du manteau est mal connue. Par ailleurs, l'effet adiabatique varie avec la pression et est également assez mal connu. Les valeurs adoptées varient entre  $0,3 \text{ } ^\circ\text{km}^{-1}$  en moyenne dans le manteau supérieur et jusqu'à  $0,6 \text{ } ^\circ\text{km}^{-1}$  pour les 100 premiers kilomètres.

On montre alors que la production de magma varie en première approximation comme le carré de la température potentielle de l'asthénosphère et que donc l'épaisseur de croûte est un traceur très sensible de cette température potentielle.

La composition moyenne du liquide produit est calculée à partir des expériences de fusion partielle par lot (« batch ») dans lesquelles le liquide reste associé au solide durant toute l'expérience. Soit  $C(f)$ , la composition du magma en équilibre avec le solide depuis le début de la fusion et  $c(f)$ , la composition instantanée du magma ajouté entre  $f$  et  $f + df$ ,  $C$  est fourni directement par les expériences et  $c$  peut être calculé. Ces paramétrisations sont données par McKenzie et Bickle pour huit oxydes ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  qui dépendent de la pression ;  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  qui n'en dépendent pas). Toutefois, strictement, ces données ne sont pas applicables à une fusion de Rayleigh dans laquelle le magma s'échappe continuellement du solide. Ceci introduit une forte incertitude sur la modélisation car il est vraisemblable qu'une fusion de type Rayleigh prédomine au moins dans les 70 kilomètres supérieurs. En dépit de cette limitation, Klein et Langmuir (1987) ont montré un accord raisonnable avec les données à condition de tenir compte de l'effet de cristallisation fractionnée.

On peut alors calculer la densité du manteau résiduel et de la croûte, en fonction de la composition chimique, de la température et de la pression et en déduire la profondeur à l'axe en admettant une compensation isostatique parfaite et une profondeur de référence. La variation de la profondeur à l'axe des dorsales semble modélisée de manière correcte.

## 2 - Fusion partielle : le rôle de la conduction

Pour des vitesses d'advection verticale inférieures à  $2 \text{ cm an}^{-1}$  et pour une température potentielle constante de l'asthénosphère, l'effet de la conduction devient significatif. En dessous de  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$ , il n'y a plus du tout de fusion partielle. Ceci prédit que la croûte diminue progressivement d'épaisseur avec la vitesse d'advection en dessous de  $2 \text{ cm an}^{-1}$ .

L'épaisseur de la croûte diminue-t-elle avec le taux d'accrétion en dessous de  $2 \text{ cm an}^{-1}$  ? Les seules indications d'une possible diminution concernent les données de l'Océan Arctique. Par contre, on constate qu'il n'existe effectivement pas de dorsale où la vitesse d'expansion soit inférieure à  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$ .

Dans le but de tester cet effet conductif, on modélise la production de magma sur une dorsale lente en régime transitoire et à deux dimensions en utilisant les paramétrisations de McKenzie et Bickle. Le champ de vitesses choisi est un champ très simple dans lequel la vitesse d'advection est constante en module et, soit verticale vers le haut, soit horizontale vers l'extérieur de la dorsale. La zone ascendante est donc triangulaire. La largeur de sa base est égale à l'épaisseur de la lithosphère. Le calcul est fait jusqu'à atteindre l'équilibre, le magma étant supposé migrer instantanément et en totalité vers un réservoir en surface. On tient compte de la présence de la croûte dans le calcul.

Il se confirme qu'au-delà d'une vitesse d'advection de  $2 \text{ cm an}^{-1}$ , les résultats obtenus ne dépendent que de la température potentielle. On montre que pour obtenir une épaisseur de 5,5 kilomètres, épaisseur qui semble prévaloir, au moins dans le Pacifique, il faut une température potentielle de  $1\,290 \text{ }^\circ\text{C}$ . Pour  $v = 1 \text{ cm an}^{-1}$ , l'épaisseur diminue de 1 km. Pour  $v < 1 \text{ cm an}^{-1}$ , l'effet devient très important aux températures « normales » mais disparaît assez vite lorsqu'on augmente la température.

On calcule la profondeur en équilibrant les pressions à 150 km. On montre alors que la profondeur varie à peu près linéairement avec l'épaisseur de croûte  $h_c$ . Pour une profondeur de zéro,  $h_c = 17 \text{ km}$  alors que pour  $h_c = 0$ , on trouve une profondeur à l'axe de 4 100 m. De fait, les profondeurs les plus grandes observées ne dépassent guère 4 km sauf dans le cas très particulier de la Fosse de Cayman. Les calculs montrent d'autre part qu'il n'y a pas de production de fusion significative par effet de conduction latérale. En effet, on ne trouve pas de fusion hors des colonnes ascendantes. La conduction a pour principal résultat l'absence de fusion dans la partie sommitale des colonnes ascendantes.

La composition chimique moyenne de la croûte est calculée à la fois dans l'hypothèse « batch » et dans l'hypothèse « Rayleigh ». L'accord du modèle de type Rayleigh avec les données semble meilleur que l'accord du modèle de type batch. Toutefois, nous avons noté plus haut les incertitudes liées à l'emploi d'un modèle de type Rayleigh.

L'effet conduction est clair en dessous de  $2 \text{ cm an}^{-1}$  et va dans le même sens que l'effet augmentation de la température potentielle de l'asthénosphère en accentuant l'influence de la pression. On peut donc jouer à la fois sur la température et la vitesse d'advection pour obtenir des combinaisons complexes de convection.

### 3 - Exemple d'accrétion très lente : la Mer Rouge

La Mer Rouge est une zone test idéale de ce modèle. En effet, la vitesse perpendiculaire à l'axe décroît progressivement du sud au nord, d'environ  $1 \text{ cm an}^{-1}$  au niveau de l'Afar à  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$  près de la péninsule du Sinaï. L'effet conductif devrait donc y être présent de manière claire. Par ailleurs, une zone anormalement chaude (un « point chaud ») semble avoir fonctionné sous l'Afar depuis 30 Ma. Les vitesses sismiques anormalement basses entre 60 et 120 km de profondeur confirment l'existence d'anomalies positives de température sous l'Afar et la Mer Rouge. On s'attendrait donc à ce que la température potentielle de l'asthénosphère augmente à proximité de l'Afar.

Les études récentes au nord de la Mer Rouge ont permis d'y définir de manière claire à la fois l'épaisseur de la croûte (5 à 6 km) et l'anomalie du flux de chaleur (250 à  $350 \text{ mW m}^{-2}$  à l'axe) dans une zone où la vitesse d'accrétion perpendiculaire à l'axe est de  $0,4 \text{ cm an}^{-1}$ . Or, pour une température potentielle « normale » de  $1\,290 \text{ }^\circ\text{C}$ , l'épaisseur de croûte produite  $h_c$  ne serait que de 0,54 km et la profondeur à l'axe (4 km) semble beaucoup trop grande. Au contraire, en prenant une température supérieure de  $85 \text{ }^\circ\text{C}$  à la température normale, on obtient des paramètres en bon accord avec les données ( $h_c = 5,3 \text{ km}$  et profondeur  $h_c = 2,8 \text{ km}$ ).

On peut alors examiner l'évolution de cette épaisseur et de cette profondeur vers le sud. Si l'épaisseur est mal connue plus au sud, en Mer Rouge, on sait qu'elle devient de l'ordre de 15 à 20 km en Afar. Quant à la profondeur, elle montre une décroissance systématique vers le sud. Ceci se modélise aisément en tenant compte de l'augmentation du taux d'accrétion vers le sud et en augmentant la température d'accrétion d'environ  $100 \text{ }^\circ\text{C}$  du nord au sud.

La modélisation chimique rend compte de manière raisonnable de la variation en teneur des principaux éléments majeurs du sud au nord de la Mer Rouge. Par contre, la composition moyenne de type picritique calculée pour l'Afar n'est compatible avec les données que si l'on suppose une très forte différenciation chimique entre la partie inférieure et la partie supérieure de la croûte.

En conclusion, on peut dire que l'existence d'une zone chaude dans l'asthénosphère sous la Mer Rouge ayant son maximum sous l'Afar semble bien établie par la variation d'épaisseur crustale, celle de la topographie à l'axe et celle du flux de chaleur. Elle est indépendamment fortement suggérée par les résultats de la tomographie sismique. Les données chimiques en Mer Rouge sont compatibles avec ce modèle simple mais une discontinuité apparaît entre Sud Mer Rouge et Afar qui ne peut s'expliquer qu'en invoquant une discontinuité dans les processus de ségrégation chimique au sein de la croûte lorsque celle-ci devient très épaisse.

## SÉMINAIRES (Janvier-Mars 1990)

10 Janvier : Structure sismique du manteau supérieur sous les zones d'accrétion, avec H.C. Nataf.

17 Janvier : Systématique globale de la composition du basalte des dorsales : Implications sur la température du manteau, sa composition et les processus de fusion partielle, avec C. Langmuir.

24 Janvier : Dynamique de la différenciation magmatique sous les dorsales, avec C. Jaupart.

31 Janvier : Tectonique des dorsales, avec K. Macdonald.

7 Février : Informations géophysiques sur les chambres magmatiques sous les dorsales, avec K. Macdonald.

14 Février : Hydrothermalisme des dorsales medio-océaniques, avec F. Albarède.

7 Mars : Diapirisme du manteau et chambres magmatiques, avec A. Nicolas.

14 Mars : Fusion partielle du manteau sous extension et plumes, avec D.P. McKenzie.

21 Mars : Où sont les dorsales fossiles dans les Alpes ?, avec M. Lemoine.

## ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES de Juin 1989 à Mai 1990

Xavier Le Pichon dirige le Département de Géologie de l'Ecole Normale Supérieure qui correspond à une unité associée au CNRS. Le département regroupe 26 chercheurs et enseignants répartis en trois équipes. Une équipe de Géophysique Interne est animée par Claude Froidevaux, une équipe de Géochimie par Martine Lagache et une équipe de Géodynamique par Xavier Le Pichon et Jean-Pierre Pozzi. Celle-ci comprend neuf chercheurs. 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.

*1 - Principaux thèmes de recherche et résultats acquis**(a) Etude de la subduction*

La campagne Kaiko-Nankai a permis une étude quantitative de la circulation des fluides dans la partie orientale de la fosse de Nankai au Japon durant

les mois d'Août-Septembre 1989. Cette campagne franco-japonaise utilisait le submersible français Nautile. Elle se faisait en collaboration avec le Centre de Brest (Ifremer) et l'Université Pierre et Marie Curie.

Les résultats principaux sont :

— La découverte de nombreuses colonies de bivalves (*Calyptogena*) installées sur des sorties de fluide à la limite du prisme d'accrétion vers 4000 mètres de profondeur et au sommet de la seconde terrasse vers 2 000 mètres de profondeur.

— La mesure systématique du gradient de température dans les sédiments sous ces colonies. Ce gradient qui décroît exponentiellement vers le bas indique l'existence d'une advection rapide de fluide. Les modélisations numériques fournissent des estimations de vitesse de 200 mètres par an, ce qui est considérable.

Une Centrale de Mesure a mesuré pendant deux mois le gradient de température dans le sédiment sous une colonie active. On constate des variations significatives du débit au cours du temps, variation qui semblent affecter la température de l'eau de fond.

Une corrélation entre type de colonie animale et vitesse d'advection permet d'obtenir une estimation du débit global de fluide. Celui-ci est deux ordres de grandeur plus grand que la quantité de fluide incorporé dans le prisme par les sédiments provenant de la fosse. Il s'en suit qu'il faut envisager des sources de fluide ignorées jusqu'à présent ainsi qu'un système de pompage permettant d'injecter le fluide dans les zones à haute pression du prisme.

Un ensemble de mesures biologiques et géochimiques devrait permettre de caractériser la composition de ces fluides et de fournir des indications sur leur provenance.

Enfin une coupe tectonique de la partie inférieure du prisme a pu être levée pour la première fois mettant en particulier en évidence l'importance d'un grand rétrochevauchement au niveau de la seconde terrasse.

Ces résultats surprenants seront présentés lors d'un Colloque International sur les Fluides dans les Zones de Subduction que nous organisons à Paris au mois de Novembre 1990.

#### (b) Modélisations du soulèvement des épaules de la Mer Rouge

A la suite des leçons de l'année précédente sur l'Extension Continentale, une modélisation numérique du soulèvement des épaules de la Mer Rouge a été proposée lors d'un Colloque à Zürich et est en cours d'impression. Elle permet de fournir des indications sur la rhéologie de la partie supérieure du manteau.

## ACTIVITÉS DIVERSES

Xavier Le Pichon a donné les conférences suivantes :

- 1<sup>er</sup> Juin, à l'Ecole Normale Supérieure de Lyon
- 9 Juin à l'Ecole Nationale Supérieures des Techniques Avancées à Paris
- 8 Juillet, Conférence d'ouverture au Congrès Géologique International à Washington D.C. (USA)
- 4 Septembre, au Symposium « Controversies in Modern Geology » à Zürich (C.H.)
- 12 Octobre, pour le Centenaire de la Station Marine d'Endoume à Marseille
- 17 Octobre, à l'Institut de Physique du Globe à Clermont-Ferrand
- 17 Novembre, à l'Institut Océanographique à Paris
- 18 Novembre, à la Cité des Sciences et de l'Industrie à Paris
- 25 Novembre, à l'Ecole Navale à Brest
- 28 Février 1990, à l'Université à Bucarest, Roumanie
- 14-22 Avril, à Tokyo et Kyoto à l'occasion du Prix du Japon.

Du 4 Août au 1<sup>er</sup> Septembre 1989, il a co-dirigé la campagne Kaiko-Nankai dans la partie orientale de la fosse de Nankai, au Japon.

Du 19 au 22 Septembre 1989, il a animé l'atelier Sciences de la Terre au Séminaire de Prospective organisé par le CNES au Cap d'Agde.

Le 13 Février 1990, il a animé l'atelier « Relations Internationales » au Palais de l'UNESCO à Paris, à l'occasion du cinquantenaire du CNRS.

Il a été nommé membre du Comité ECOPS (European Committee on Polar and Ocean Sciences) établi conjointement par la Fondation Européenne de la Science et la DGXII de la CEE.

Il a été nommé Président du Comité Scientifique du Colloque « Terre, notre Planète » organisé par le Ministre de la Recherche et de la Technologie qui se déroulera à Strasbourg du 3 au 5 Juillet 1990.

Il a reçu le prix du Japon en 1990, conjointement avec Jason Morgan (USA) et Dan McKenzie (GB).

Il a été nommé Officier dans l'Ordre national du Mérite.

## PUBLICATIONS

1989

## Equipe de Géodynamique

AIFA T., FEINBERG H., POZZI J.P., *Nouveaux paléopôles Dévonien et Carbonifère pour l'Afrique. (C.R. Acad. Sci. Paris, 309, série II, 1165-1170, 1989).*

AUZENDE J.M., URABE T., DEPLUS C., EISSEN J.P., GRIMAUD D., HUCHON Ph., ISHIBASHI J., JOSHIMA M., LAGABRIELLE Y., MEVEL C., NAKA J., RUELLAN E., TANAKA T., TANAHASHI M., *Le cadre géologique d'un site hydrothermal actif : la campagne STARMER I du submersible Nautile dans le Bassin Nord-Fidjien. (C.R. Acad. Sci. Paris, 309, série II, 1787-1795, 1989).*

CHAMOT-ROOKE N., LE PICHON X., *Zenisu Ridge : mechanical model of formation. (Tectonophysics, 160, 175-194, 1989).*

GALDEANO A., MOREAU H.G., POZZI J.P., MALOO J., *New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and the rotation of Iberia. (Earth Planet. Sc. Lett., 92, 95-106, 1989).*

HENRY P., LALLEMANT S.J.C., LE PICHON X., LALLEMAND S.E., *Fluid venting along Japanese trenches : tectonic context and thermal modelling. (Tectonophysics, 160, 277-292, 1989).*

HUCHON P., LABAUME P., *Central Japan triple junction : a three dimensional compressive model. (Tectonophysics, 160, 117-133, 1989).*

HUCHON Ph., GAULIER J.M., *Evolution tectonique de l'Afar méridional depuis 3,5 M.a. (C.R. Acad. sci. Paris, 309, série II, 1215-1222, 1989).*

JOLIVET L., HUCHON P., RANGIN C., *Tectonic setting of western Pacific marginal basins. (Tectonophysics, 160, 23-47, 1989).*

JOLIVET L., HUCHON Ph., *Crustal-scale strike-slip deformation in Hokkaido, northern Japan. (J. Struct. Geol. 5, 509-522, 1989).*

LALLEMANT S.J.C., CHAMOT-ROOKE N., LE PICHON X., RANGIN C., *Zenisu Ridge : a deep intra-oceanic thrust related to subduction, off South-west Japan. (Tectonophysics, 160, 151-174, 1989).*

LASSAL O., HUCHON Ph., HARJONO H., *Extension crustale dans le détroit de la Sonde (Indonésie). Données de la sismique réflexion (campagne Krakatau). (C.R. Acad. Sci. Paris, 309, série II, 205-212, 1989).*

LEGRAND J., ECHARDOUR A., FLOCH H., FLOURY L., GIESKES J., HARMEGNIES F., LOAEC G., POZZI J.P., RAER Y., STEPHEN R., *Campagne FARE : Wireline Reentry of DSDP Hole 396B Using the NADIA system. (EOS.Trans., American Geophys. Union, vol. 70, n° 30, 1989).*

LIOT F., LEGROS V., POZZI J.P., LEMAIGRE D., *Magnetopneumography : A review. European Rev. of Clinical Respiratory Physiology*, 20, 122-130, 1989.

NAAK M., BOUILLIN J.P., CARON M., FEINBERG H., *Un témoin d'un bassin du Crétacé inférieur (Berriasien à Albien) dans la dorsale maghrébine : la série de Merkalla (Djurdjura, Algérie). (C.R. Acad. Sci. Paris, 308, 781-786, 1989).*

POZZI J.P., AIFA T., *Effects of experimental deformation on the remanent magnetization of sediments. (Phys. Earth Planet. Int., 58, 255-266, 1989).*