DEA - 2000 -

Sommaire des résumés

BAYON J. – Modélisation par éléments distincts des champs de contraintes et de déformations associés au séisme de Landers, 1992.	235-2
BERGER A. – Étude de la déformation de l'Himalaya du Népal en période intersismique : apport de la modélisation par éléments finis.	237-2
BLANC-GONNET F. – Étude archéo-climatique et archéo-environnementale des sédiments de lacs de haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges.	241-2
CHAMPAGNAC J. D. – Déformations superposées dans le nord de l'Oisans. Approche pluridisciplinaire et apport des méthodes d'imagerie 3D.	245-2
DELACOU B Étude structurale et magnétique du bassin de Longobucco / Caloveto (Calabre, Italie).	250-2
DEMOUCHY S. – Étude pétrographique et géochimique des komatiites volcanoclastiques et diamantifères de Guyane française.	253-2
DUFFAIT-CHAMPEL B. – Modélisation de l'évolution morphologique d'un système chevauchant actif.	256-2
ETHIEN R. – Le magmatisme d'avant-arc crétacé et néogène de la marge andine Nord (Équateur-Pérou) : implications géodynamiques.	259-2
JORAND C. – La subduction continentale et l'exhumation des roches de hautes pressions-basses températures : apport de la modélisation expérimentale thermo-mécanique.	263-2
LE BIHAN T. – Rupture continentale et début d'accrétion : les échantillons dragués dans la transition océan-continent de la marge continentale passive sud-ouest australienne (campagne MARGAU MD 10).	267-2
MARCAILLOU B. – Structure profonde de la ride de Malpelo (Colombie) : implications géodynamiques. Modélisation de données de sismique grand-angle marine.	274-2
MARINI JC. – Composition isotopique de l'Hf : contraintes sur l'influence sédimentaire dans l'arc de Luzon-Taiwan.	277-:
PEYSSON E. – Analyse morphologique des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (Belledonne – Pelvoux).	281-2
PUJOL F. – Les sources mantelliques des basaltes du Troodos, implications géodynamiques.	283-:
RADDADI C. – Étude de la variation de la radioactivité dans les carbonates de plate-forme : analyses et interprétations géodynamiques, environnementales et en stratigraphie.	285-:
SANSORNY C. – Étude cinématique du processus de rupture du séisme de Huatulco au Mexique (Mw 6.4).	292-:
VANDERBECK A. – Potentiel de l'interferométrie en zones montagneuses.	297-:
VERGNOLLE M. – Cinématique des déformations interplaques en Asie : apport de mesures GPS, modélisation des déformations post-sismiques du séisme de Bolnaï (M 8,4, 23-07-1905).	300-

.

Modélisation par éléments distincts des champs de contraintes et de déformations associés au séisme de Landers, 1992

Joris BAYON

Le cas du séisme de Landers est intéressant de par l'hétérogénéité du champ de contrainte aux abords immédiats des failles réactivées et de par la géométrie courbe en échelons sénestres de la rupture que l'on peut simplifier en trois segments. De plus, la zone de San Andreas présente des caractéristiques intrinsèques particulières, telles que la présence de failles à faible friction autorisant leur mouvement sous l'action d'une contrainte compressive maximale dont la direction leur est perpendiculaire. Toutes ces raisons, ainsi que la mise à disposition (Hauksson, communication personnelle) de 389 mécanismes au foyer post-sismiques de la zone la plus perturbée font que l'étude des états de contraintes de la zone de Landers était intéressante pour tester les possibilités du logiciel de modélisation par éléments distincts UDEC en :

- évaluant l'état de contraintes régional et les perturbations dans les relais de failles ; - évaluant la friction sur la faille de Landers ;

- essayant de comprendre le mécanisme et l'évolution de la rupture.

Deux directions de la contrainte principale régionale σ 1 étaient proposées : N25 pour Hauksson [1994] et N45 pour Hippolyte et Zoback [1994]. Une première amélioration des résultats de l'analyse des mécanismes aux foyers par méthode FMSI a permis de retrouver la direction σ 1 N45 obtenue par Hippolyte [1994], à plus de 5 km de la rupture, dans une zone qu'on pourrait considérer comme non perturbée par le séisme. Les différents modèles que nous avons réalisés n'ont pas permis d'obtenir à la fois un glissement et une perturbation du champ de contrainte satisfaisant pour une direction N25 génère un état de containtes perturbé et une répartition des déplacements le long de la faille plus en adéquation



FIG. 1. – Localisation de la direction des axes P et T correspondant à la microsismicité enregistrée entre le 28 juin 1992 et le 16 décembre 1992 le long de la faille de Landers dans le secteur Emerson/Camp Rock. Les flèches indiquent les conclusions quant à la direction de la contrainte principale σ 1 dans chaque zone.

avec les résultats des mécanismes aux foyers. Il est à noter que conformément à la réalité on engendre peu de réelle extension dans les relais de failles. Ces modèles ont également démontré la nécessité d'un angle de friction statique faible d'environ 10° pour expliquer une

rupture sur l'ensemble des trois segments. Enfin, nous démontrons que le mouvement du segment terminal nord n'est rendu possible que par une perturbation de l'état de contraintes suite au glissement du segment méridional où s'est initiée la rupture.



FIG. 2. - Carte générale du champ de contraintes dans la région de Landers après le tremblement de terre de 1992.

Les modèles réalisés à partir d'une contrainte principale σ 1 de direction N25 montrent une réorientation des contraintes dans le sens des études d'inversion des mécanismes au foyer. C'est un de ces modèles que nous avons retenu comme étant le meilleur compromis entre la perturbation du champ de contrainte et le glissement le long de la rupture. Ce modèle se caractérise principalement par :

- un système de relais en échelon senestre avec notamment une jonction par un seul échelon entre la faille d'Emerson et celle de Camp Rock ;

- une direction de la contrainte principale σ 1 N25, ce qui se traduit pour UDEC par σ xx = - 68,9 MPa, σ yy = - 101,1 MPa, σ xy = - 19,1 MPa;

- des contraintes $\sigma 1$ et $\sigma 3$ respectivement de $\,$ - 110 MPa et - 60 MPa, d'où un différentiel de - 50 MPa ;

- un angle de friction initial de 10° (là où la rupture a eu lieu) qui diminue rapidement à 5°, valeur qu'il garde sur le reste de la rupture.

Tuteur : J.C. HIPPOLYTE, CNRS/US, Chambéry. Laboratoire d'accueil : LGCA, Chambéry.

Étude de la déformation de l'Himalaya du Népal en période intersismique : apport de la modélisation par éléments finis

Antoine BERGER

La déformation de l'Himalaya absorbe 2 cm/an des 5 cm/an de convergence entre l'Inde et l'Eurasie. Ce raccourcissement engendre tous les 200 ans des séismes majeurs de magnitude supérieure à 8,5, la moitié de la chaîne ayant en effet subi une rupture pendant le dernier siècle. Cependant, l'absence de séismes depuis plus de 300 ans entre l'ouest de Katmandou et l'extrême ouest du Népal indique la présence d'une lacune sismique de 500 à 800 km de large où s'accumule la déformation. Cette lacune est divisée en deux secteurs qui se différencient par un changement brutal de la morphologie de la chaîne et de la géologie entre le centre et l'ouest du Népal à une longitude de 83°E.

À partir des nombreux marqueurs de la déformation active du Népal (néotectonique, microsismicité, GPS,

nivellement, étude de la variation de la morphologie de la chaîne) et à l'aide du code par éléments finis ADELI. nous avons pu modéliser la déformation de l'Himalaya en période intersismique pour trois secteurs du Népal (est, centre et ouest). Les résultats présentent un changement brutal de la géométrie entre le centre et l'ouest du Népal. En effet, l'accumulation des contraintes à l'est et au centre est provoquée par un couplage entre une aspérité (transition plat-rampe) du Main Frontal Thrust (MHT) et une transition fragile-ductile au pied de la rampe. Par contre, à l'ouest, l'accumulation des contraintes est engendrée par une transition fragileductile sur le MHT. Cette différence implique la présence probable de rampes latérales sur le MHT pour accomoder la transition entre la géométrie du centre et la géométrie de l'ouest.



FIG. 1. – Déplacement horizontal entre les points GPS et un point de référence (NPJ) situé au sud du front. NB : Les limites entre les zones ont été définies par la microsismicité.



 $F_{IG. 2. -}$ (I) Profil d'altitude maximale (gris clair), minimale (gris moyen), moyenne (gris foncé); (II) profil d'incision des vallées; la position 0 km correspond au front de la chaîne (MFT); position des profils sur la carte ci-contre.

Géologie Alpine, 2000, t. 76

Modèle initial pour l'Est









Distance au front de la chaîne en km

FIG. 4. – Géométrie et rhéologie du modèle final pour l'est du Népal (modèle 574). La friction évolue linéairement entre 0 et 12 km, entre 12 et 75 km, entre 75 et 95 km et enfin entre 95 et 120 km du front. Entre 120 à 600 km du front, la friction est nulle.

FIG. 5. – Géométrie et rhéologie du modèle final pour le centre du Népal (modèle 603). La friction évolue de façon linéaire entre 0 et 12 km, entre 65 et 85 km, entre 75 et 95 km et enfin entre 85 et 95 km. La zone 12-65 km représente un palier à 0,25. Entre 95 et 600 km la friction est nulle.

FIG. 6. – Géométrie et rhéologie du modèle final pour l'ouest du Népal (modèle 81). La friction évolue de façon linéaire entre 12 et 48 km, entre 53 et 80 km, entre 105 et 122 km et enfin entre 122 et 600 km. Les zones 0-12 km, 48-53 km et 80-105 km sont des paliers respectivement à 0,1, 0, 15 et 0,4.



Géologie Alpine, 2000, t. 76

Étude archéo-climatique et archéo-environnementale des sédiments de lacs de haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges



Francine BLANC-GONNET

le marqueur principal des variations climatiques passées. Six épisodes principaux de refroidissement et de réchauffement se succèdent dans la région des Aiguilles Rouges. Un parallèle exceptionnel existe entre ces résultats et les fluctuations du climal local, déjà établies à partir des données historiques sur les retraits des grands glaciers de la vallée de Chamonix.

Les variations archéoenvironnementales des lacs Brévent, Cornu, Pormenaz et Noir sont rythmées par les changements majeurs d'espèces dominantes de diatomées dans les sédiments lacustres. Ainsi, ces systèmes ont tout d'abord fonctionné comme des tourbières (période la plus chaude générant des apports de matière organique intenses), puis comme des ensembles oligotrophes (période plus froide, où les apports ne sont plus suffisants pour alimenter la tourbière qui va sédimenter au fond des lacs). Outre ce modèle général, chaque lac possède ses propres caractéristiques morphologiques et morphométriques. Elles induiront dans le temps, des réponses différentes, du point de vue

FIG. 1. – Schéma géologique du massif des Aiguilles Rouges (carte géologique du BRGM, feuille de Cluse et feuille de Chamonix au 50 000°.

L'étude menée ici des sédiments des lacs de haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges, a pour but de documenter les fluctuations archéo-climatiques et archéo-environnementales locales.

Le carbone organique mesuré dans les lacs Brévent, Cornu, Pormenaz et Noir est utilisé comme de la dynamique sédimentaire.

Parallèlement, l'impact de l'activité anthropique sur ces environnements lacustres peut ponctuellement être décelé par l'étude des diatomées (lac *Brévent*). Mais également comme le montre ce travail, par les mesures de plomb total effectuées sur les sédiments des lacs.



FIG. 2. – Carbone Organique Total (COT), Indice d'Hydrogène (IH) et Température maximale (Tmax) des sédiments du lac Cornu.



FIG. 3. – Carbone Organique Total (COT), Indice d'Hydrogène (IH) et Température maximale (Tmax) des sédiments du lac Pormenaz.



FIG. 4. -- Résultats de plomb total.



FIG. 5. – Variations archéo-climatiques du lac Cornu



FIG. 6. – Variations archéo-climatiques des lacs Brévent et Pormenaz

Période Chaude



Tuteurs : M. DESMET, CNRS/US, Chambéry. Laboratoire d'accueil : LGCA, Université de Savoie.

Géologie Alpine, 2000, t. 76

Déformations superposées dans le nord de l'Oisans : approche pluridisciplinaire et apport des méthodes d'imagerie 3D

Jean-Daniel CHAMPAGNAC

1. – INTRODUCTION

Les objets observés actuellement dans les Alpes résultent d'une évolution complexe (orogenèse hercynienne, extension téthysienne, convergence et collision alpine).

Cette étude, basée sur plusieurs méthodes (cartographie, tectonique, paléomagnétisme, imagerie, analyse 3D), a pour but d'établir un modèle structural et dynamique compatible avec la géométrie tridimensionnelle. A partir de ce modèle nous discuterons l'importance des héritages structuraux, les mécanismes régissant les déformations internes des blocs et l'histoire géodynamique de ce secteur clé qu'est le nord du bassin de Bourg d'Oisans.

Nous comparerons ensuite ce bassin fortement inversé avec un bassin en début d'inversion, imagé en sismique réflexion et nous proposerons une intégration du secteur étudié dans la dynamique alpine à plus grande échelle.



1: socle paléozoïque

2: principaux bassins mésozoïques

FIG. 1. – Localisation de la zone d'étude [d'après Tricart et Lemoine, 1986].

La zone étudiée fait partie des massifs cristallins externes (MCE), qui appartiennent eux-mêmes à la zone dauphinoise issue d'un secteur de la paléomarge européenne de la Téthys ligure (« l'océan alpin ») (voir figure 1). Ce sont des massifs de socle paléozoïque n'ayant pas subi de métamorphisme alpin. Du fait de leur lithologie (principalement granito-gneissique) et de leur exhumation récente (depuis 10 Ma environ, [Lelarge, 1993], ils constituent les points culminants de l'arc alpin occidental.

Une étude de terrain de cinq semaines a été menée pendant l'été 1999 sur la zone clé du Col du Sabot ; nous avons ensuite élargi notre champ d'investigation à l'ensemble du bassin de Bourg d'Oisans et aux massifs qui le délimitent, en extrapolant les résultats obtenus sur la zone nord.

La structure actuelle de cette zone est la somme de toutes les déformations antérieures : les différentes « phases » compressives et décrochantes alpines au Tertiaire, l'extension jurassique, et les différentes déformations compressives ou décrochantes hercyniennes et tardi-hercyniennes.

Dans un tel contexte, le terme « d'héritage » recouvre plusieurs mécanismes d'interaction tectonique :

 guidage de la structuration distensive jurassique ou des raccourcissements alpins par des hétérogénéités hercyniennes ou tardi-hercyniennes,

- sollicitation en compression ou en décrochement de structures distensives jurassiques.

Parmi ces mécanismes, deux peuvent être qualifiés d'inversion.

La première inversion est la reprise en extension des structures hercyniennes lors du rifting de l'océan alpin. Certaines directions hercyniennes (en particulier NE-SW et NW-SE) marquées par des bassins houillers sont reprises lors de l'extension jurassique [Lemoine *et al.* 1989].

La seconde inversion (la plus récente) est la réactivation alpine des structures du rift. Les failles normales et les séries sédimentaires sont reprises par les structures compressives alpines. L'inversion peut s'exprimer par une inversion des failles (faille normale rejouant en chevauchement et/ou la création de nouveaux accidents (« short cut » ou chevauchement néoformé). Les mouvements alpins, ici encore, réutilisent des structures téthysiennes (inversion des failles normales) mais aussi des structures hercyniennes.

La tectonique compressive alpine sollicite donc le canevas structural hercynien et jurassique, le socle étant en quelque sorte « prédécoupé ». Cette interaction joue un rôle capital dans le comportement des massifs cristallins, en particulier pour le découpage des blocs et leur déformation interne.

Si la déformation de la couverture sédimentaire est décrite et analysée depuis longtemps (plis, schistosité, failles) [Vialon, 1968], il n'en va pas de même pour le socle cristallin. Je me suis donc attaché à préciser ce point à partir d'observations personnelles.

2. – MODALITÉS DE DÉFORMATION DU SOCLE

À partir d'observation de terrain, il a été possible de déterminer en plusieurs points la relation angulaire entre la stratification de la couverture (quartzites triasiques adhérentes au socle) et un marqueur passif dans le socle (schistosité tardi-hercynienne). Associée à une analyse de terrain, l'étude d'images composites tridimensionnelles du chevauchement de La Garde (sous l'Alpe d'Huez) montre sans ambiguité la capacité du socle à se déformer dans des conditions très superficielles (fig. 2). La relation angulaire entre les marqueurs de la couverture (stratification) et les marqueurs du socle (schistosité) est conservée mais basculée au-dessus du chevauchement. L'étude précise du chevauchement de La Garde nous permet de préciser sa géométrie en profondeur : le pendage du plan de chevauchement augmente avec la profondeur (relation angulaire entre la schistosité hercynienne de part et d'autre de ce plan) puis se parallélise avec cette schistosité ; en effet, le replat de l'Alpe d'Huez montre que la rampe est plane en profondeur. Cette géométrie est un bon exemple de structure hercynienne (la fabrique minéralogique) reprise lors d'épisodes alpins.

3. – Utilisation des technique de visualisation tridimensionnelle

La zone étudiée ayant subi d'importantes déformations non coaxiales, il est indispensable d'appréhender sa géométrie avec des outils de visualisation et d'analyse tridimensionnels. La représentation des données microtectonique sur un canevas de Wülff est une technique ancienne ; nous avons utilisé autant que



FIG. 2. – Bloc 3D (image satellite et MNT) de la partie Sud des Grandes Rousses. Observation de rotations de structures hercyniennes autour du Chevauchement de La Garde et comparaison avec les mesures structurales.



FIG. 3. - Représentation tridimensionnelle du toit du socle du nord de l'Oisans.

possible le MNT texturé avec des images 2D (carte géologique, image satellite...). Cette technique permet d'une part de faciliter grandement la compréhension d'une zone complexe, mais également de construire des images synthétiques tridimensionnelles en s'affranchissant de l'érosion ; ainsi, nous avons reconstruit à partir de coupes sériées la surface du toit du socle des Grandes Rousses (interface socle - Trias). Cette représentation, construite dans un premier temps grâce aux connaissances du terrain (pendages, épaisseur des couches...) est complétée par une interpolation mathématique. Nous obtenons un bloc diagramme sur lequel il est possible de lire des informations structurales (fig. 3). En particulier, nous pouvons voir un bombement nord-sud des Grandes Rousses : les structures ne tournant pas du nord au sud, ce bombement est probablement dû à un soulèvement différentiel ; dans ce cas, la question de la la géométrie en profondeur des rampes frontales et latérales se pose.

La zone déprimée entre le chevauchement de La Garde et le chevauchement de la Belle Etoile est probablement un couloir décrochant conjugué de rampes latérales N50 sénestre et N110 dextre. Cette dernière pourrait d'ailleurs expliquer par la présence d'un replat au niveau de l'Alpe d'Huez, la partie la plus importante du mouvement vertical s'exprimant au nord de cette rampe latérale. Comme toute méthode comportant une part d'interpolation, elle doit être utilisée avec prudence et en accord avec les données de terrain recueillies au préalable.

4. – ANALYSE PALÉOMAGNÉTIQUE

L'analyse tridimensionnelle des structures de l'Oisans n'aurait pas été complète sans une méthode permettant de détecter des mouvements autour d'axes verticaux ; en effet, des mouvements autour d'axes verticaux (rotations antihoraires) ont été détectés [Aubourg, 1999] dans la couverture au sud du Pelvoux (Devoluy, Trièvres...) mais pas à l'ouest (Vercors, Chartreuse). De plus, la carte géologique montre une virgation des structures entre l'axe Belledonne-Mt Blanc et l'axe Pelvoux - Argentera. Notre étude paléomagnétique (80 échantillons de spilites triasiques répartis sur 7 sites sur 3 plis d'âge différent, analysés au laboratoire de Cergy sous la direction de Charles Aubourg) n'est qu'une étude pilote, mais permet d'affirmer deux choses :

- d'une part, nous n'avons pas enregistré de rotation antihoraire : nous avons enregistré soit une rotation horaire d'une trentaine de degré si l'aimantation mesurée est une réaimantation alpine, soit aucune rotation si l'aimantation mesurée est une aimantation primaire.
- D'autre part, un test du pli positif (fig. 4) sur une structure d'axe est-ouest nous permet de proposer que ce pli soit postérieur au pic de métamorphisme alpin, donc postérieur à la transgression nummulitique Des mesures supplémentaires dans le Trias et dans le Lias (différence de minéralogie) sont de toute évidence indispensables pour pouvoir valider ces hypothèses.

L		Avant déb	asculement	Après déba	sculement			Site utilisable
Site	nU/nM	Déclinaison	Inclinaison	Déclinaison	Inclinaison	k	a95	
COU	3/4	157	28.6	162.7	9.6	13.5	34.9	
CLU	8/9	325.7	56.8	309.3	53.1	10.4	18.8	
BAL	22/22	172.9	3.7	174.1	23.7	4	17.9	
VAL1	14/14	42.9	59.8	28.1	43.3	87	4.3	x
VAL2	7/7	138.3	24.5	50.2	56.5	31.1	11	x
PEN	12/15	124.8	70	53.1	43	68	5.3	×
LOU	11/11	4.3	37.6	269	36.2	2.5	36.9	

Résultats pour tous les sites

nU/nM: nombre d'échantillons utilisés / nombre d'échantillons mesurés

Test du pli sur les sites du Valbonnais (VAL1 et VAL2)



Polarité positive •

O Polarité négative



5. – CONCLUSIONS

Ce travail a fourni des précisions d'ordre régional concernant la paléogéographie et la tectonique alpine, mais aussi des apports de portée plus générale concernant les notions d'inversion et d'héritage. Il met en évidence la nécessité d'utiliser et de développer des outils de visualisation et d'analyse tridimensionnelle, comme c'est déjà le cas en microtectonique, et ceci de manière interactive avec le terrain.

L'héritage hercynien est omniprésent dans la localisation des accidents du rift jurassique et de la chaîne alpine. Il a probablement été sous-estimé et n'était pas parallèle à la direction Belledonne-Mont Banc, mais plutôt nord-sud.

La paléogéographie jurassique ne semble pas aussi bien préservée ni aussi simple dans la disposition actuelle qu'on le pense généralement. Elle devra être réexaminée après dépliage des blocs de socle. On peut d'ores et déjà dire que le dépocentre principal du bassin de Bourg d'Oisans au Lias devait présenter une orientation proche du NE-SW et non Nord - Sud comme aujourd'hui, ce qui est plus conforme à l'orientation du rift téthysien. Cette disposition devait être compliquée dans le détail par la présence de relais et l'amortissement de la faille d'Ornon vers le nord. On peut penser qu'une partie importante du bassin a été complètement inversée par le chevauchement du Rissiou.

Une chronologie relative des épisodes de raccourcissements alpins a été établie et est compatible avec les travaux précédents avec cependant un diachronisme dans la datation absolue. Le fait marquant est l'implication tardive du socle par rapport à la couverture liasique qui aurait été soumise à un cisaillement synschisteux vers l'ouest bien avant que le socle ne soit affecté par des écaillages. Un premier évènement marquerait la mise en place d'une surcharge tectonique provenant de l'est (les nappes penniques), le second serait associé à la propagation du front alpin vers l'ouest (au front de Belledonne), entraînant surrection et raccourcissement de la région considérée.

Lors de cet épisode récent, le socle réagit de manière souple dans sa partie superficielle, ce qui est démontré par la géométrie tridimensionnelle de son interface avec la couverture mésozoïque et des mesures structurales.

On observe notamment des « plis de rampe » d'échelle kilométrique. Cependant, les accidents associés ne semblent pas se coucher mais se redresser en profondeur pour rejoindre les hétérogénéités hercynienne, en tout cas pour des accidents de taille modeste.

Il a été envisagé au début de ce travail des rotations autour d'axes verticaux, pour expliquer la forme arquée des massifs (en particulier des Grandes Rousses). Cette hypothèse semble infirmée par les résultats préliminaires de l'étude paléomagnétique ; nous lui préférons un mécanisme d'amortissement latéral progressif du raccourcissement le long de décrochements multiples et conjugués, N120 sénestres au sud des Grandes Rousses et N50 dextres au nord. La rampe frontale responsable d'une partie de la surrection des Grandes Rousses est peut-être liée au régime décrochant dextre général dans la zone externe.

Tuteurs : **T. DUMONT, PH. ROCHAT, CNRS/UJF, TotalFinaElf, Paris.** Laboratoire d'accueil : **LGCA, Grenoble.**

Étude structurale et magnétique du bassin de Longobucco / Caloveto (Calabre, Italie)

Bastien DELACOU

1. - INTRODUCTION

La Calabre est située au sud de la péninsule Italienne, à l'extrémité sud de la chaîne des Apennins. Elle est constituée dans ses grands traits [Bouillin, 1988] par, d'une part des unités d'affinité européenne écaillées en grandes lames de socle hercynien (dont l'unité supérieure porte le bassin de Longobucco / Caloveto) et d'autre part par des unités d'affinité apulienne constituées de calcaires apenniniques. Ces deux types d'unités sont séparées par une suture ophiolitique associée à sa couverture (flysch), témoin d'une portion de la Téthys Ligure subductée à l'éocène supérieur (P. Monié, comm. pers.).

Nous avons donc entrepris une étude structurale ainsi qu'un échantillonnage en vue d'une étude ASM lors de notre mission de terrain de septembre 1999. Cette étude porte sur le bassin liasique téthysien de Longobucco / Caloveto afin d'éclairer la tectonique proprement alpine de cette portion de la marge européenne. Nous essaierons ensuite de replacer cette étude dans un cadre plus général et d'en déduire des conclusions paléogéographiques.

2. – Étude structurale

Le bassin de Longobucco / Caloveto est caractérisé par des séries sédimentaires liasiques présentant une disposition particulière de bloc basculé avec des séries épaisses (> 1000 m) au SW du bassin et des séries réduites (< 200 m) au NE. La bordure SW du bassin est bien caractérisée et représente la faille bordière principale du bloc basculé. Deux épisodes d'extension structurant le bloc basculé sont enregistrés par des filons sédimentaires (sédimentation par injection dans une roche fracturée) : le premier est daté du Carixien et le second du Toarcien [Bouillin et Bellomo, 1990].

A partir de l'Éocène supérieur (datation Ar / Ar des minéraux HP / BT, P. Monié, comm. pers.), l'océan Téthys entre en subduction. La formation éocène du flysch de Paludi présente d'ailleurs des caractéristiques



FIG. 1. - Évolution en coupe du bassin méditerranéen.

d'un prisme d'accrétion synchrone de cette subduction : cisaillement synsédimentaire, rapides variations latérales de faciès, implication dans les lignes d'écaillages. Cette formation daterait alors la mise en place des structures alpines au niveau du bassin de Longobucco / Caloveto.

Le manque de schistosité ainsi que de métamorphisme des unités du bassin montre que celui-ci est resté en position haute dans l'édifice des nappes de socle calabraises lors des différents épisodes de compression. Les structures visibles sur le terrain sont donc principalement des plis, présentant des caractéristiques diverses : plis de rampes, plis polyphasés... On différencie alors 2 familles d'axes de plis : la première N 150 et la seconde N-80. Certains niveaux de cisaillement nous ont permis d'observer des structures C / S montrant des linéations de transport (SW-NE et NW-SE) ainsi que de la schistosité, penté vers le SSW affirmant une vergence des structures vers le NNE.

3. – Étude magnétique : ASM

L'étude d'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) consiste à appréhender la fabrique minérale des roches. L'étude de cette fabrique permet ensuite de compléter et de préciser les directions structurales difficilement observables sur le terrain de par le manque de marqueurs tectoniques (pas de schistosité).

La susceptibilité magnétique K est définie comme le coefficient de proportionnalité entre un champ magnétique appliqué et le champ magnétique induit au niveau de l'échantillon. Cette susceptibilité varie suivant les directions de mesures, définissant en 3D un ellipsoïde caractérisé par son axe maximum (K₁ ou K_{max}) appelé linéation magnétique et son axe minimum (K₃ ou Kmin) perpendiculaire au plan de foliation magnétique. Ainsi est définie la fabrique magnétique d'une roche.

La fabrique sédimentaire d'une roche est caractérisée par une foliation magnétique parallèle à la stratification et une linéation placée de manière aléatoire sur ce plan de foliation. Différentes évolution des fabriques magnétiques sont ensuite possibles [Aubourg, 1999] :

- évolution en contexte compressif (cisaillement pur) : la linéation magnétique se place en position de linéation d'intersection et la foliation, à partir d'un taux important de déformation, en position de plan de schistosité.

- évolution en contexte cisaillant (cisaillement simple) : la linéation magnétique se place en position de linéation de transport et la foliation en plan de schistosité dans une structure C / S.

- évolution en contexte extensif : la linéation magnétique se parallélise à la direction d'extension.

Notre étude a porté sur 23 sites d'échantillonnage sur lesquels les 3 types d'évolution des fabriques sont visibles. De plus, la persistance des fabriques magnétiques (ou leur remaniement suivant leur localisation) permet de caractériser différentes phases tectoniques, compatibles avec les directions structurales mesurées sur le terrain :

- phase d'extension SW-NE,

- phase I : formation des plis à axes N 150 et des linéations de transport SW-NE,

- phase II : formation des plis à axes N 80 et des linéations de transport NW-SE.



FIG. 2. - Phases tectoniques calabraises et contexte asocié.

4. – CADRE GÉODYNAMIQUE

La Calabre, depuis sa position en marge européenne de la Téthys, a subi d'importants déplacements [environ 780 km en 40 Ma, Gueguen, 1998]. Ces déplacements sont accompagnés d'ouvertures et de fermetures océaniques simultanées (fig. 1). Une première branche de la Téthys entre en subduction à l'Eocène et accompagne l'ouverture en arrière-arc de la mer Ligure. Une seconde branche de cet océan entre en subduction au Miocène inférieur (subduction tyrrhénienne) puis recule jusqu'à sa position actuelle en ouvrant en arrière-arc la mer Tyrrhénienne. Ces déplacements importants ont été accompagnés d'amples rotations. Nous avons donc effectué une synthèse des données paléomagnétiques [Manzoni *et al.*, 1982 ; Scheepers, 1994 ; Duermeijer, 1998] afin de replacer les phases tectoniques identifiées au niveau du bassin de Longobucco / Caloveto dans leur contexte. On caractérise alors (fig. 2) :

- la phase d'extension téthysienne orientée NW-SE,

- la phase I à vergence SE accompagnant la subduction de la Téthys en arrière de la Calabre. Cette phase accompagnerait les déplacements des futures zones internes des Maghrébides,

- la phase II à vergence N-NE accompagnant les déplacements apenniniques,

- la (les) phase(s) postérieure(s) de déplacements de la Calabre vers le SE accompagnant le recul de la subduction tyrrhénienne.

5. - CONCLUSIONS ET DISCUSSIONS

Nous avons mis en évidence, grâce aux outils de terrain et à l'analyse ASM, deux phases tectoniques compressives alpines inédites : phase I à vergence NE, phase II à vergence NW. En replaçant la Calabre dans son contexte, on caractérise alors les phases tectoniques suivantes : extension téthysienne NW-SE, phase I maghrébide à vergence SE, phases II apenninique à vergence N-NE.

Cependant, un problème se pose quant aux relations de la Calabre avec la Corse. Ces deux blocs crustaux, de position proche au Lias, présentent des caractéristiques proches dans les séries sédimentaires de la marge européenne de la Téthys (calcaro-gréseux, détritique). Cependant, les vergences opposées des orogènes alpines posent problème en ce qui concerne la reconstruction de la géométrie des subductions à l'origine de la fermeture de la Téthys.

Références

- AUBOURG C. (1999).- Utilisation structurale de la fabrique magnétique. Mem. d'Habitlit. Rech., Université de Cergy-Pontoise.
- BOUILLIN J. P. & BELLOMO D. (1990). Les filons sédimentaires jurassiques de Longobucco / Caloveto (Calabre, Italie) ; application à l'étude des paléostructures d'une marge téthysienne. *Geodynamica Acta*, 4, 2, 111-120.
- BOUILLIN J. P., MOUTERDE R. & MAJESTE-MENJOULAS C. (1988). Le Jurassique de Longobucco (Calabre, Italie) à la jonction de la Téthys ligure et de la Téthys maghrébine. Bull. Soc. géol. Fr., (8), IV, 1, 93-103.
- DUERMELIER C.E., VAN VUGT N., LANGERIS C. G., MEULENKAMP J. E. & ZACHARIASSE N. J. (1998). – A major late Tortonian rotation phase in the opening of the Tyrrhenian basin. *Tectonophysics* 287, 233-249.
- MANZONI M. & VANDERBERG J. (1982). Peri-Tyrrhenian paleomagnetic data and the setting of the Calabrian arc. *Earth. Evol. Sci.* 3.
- SCHEEPERS P. J. J., LANGERIS C. G., ZIJDERVELD J. D. A. & HILGEN F. J. (1994). – Paleomagnetic evidence for a Pleistocene clockwise rotation of the Calabro-Peloritan block (Southern Italy). *Tectonophysics*, 230, 19-48.

Tuteur : J.-P. BOUILLIN, CNRS/UJF, Grenoble. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Étude pétrographique et géochimique des komatiites volcanoclastiques et diamantifères de Guyane française

Sylvie DEMOUCHY

Mots-clés. – Bouclier guyanais, ceintures de roches vertes, talcschistes, komatiites, meymechites, diamants, arc insulaire.

Le bouclier Précambrien de Guyane Française contient dans sa partie centrale des ceintures de roches vertes [Ledru *et al.*, 1991]. Elles sont constituées de métasédiments et de métavolcanites datant du Protérozoïque inférieur [2,11 Ga, Gruau *et al.*, 1985]. La ceinture de roches vertes de l'Inini contient des métavolcanites ultrabasites diamantifères dans la région de Dachine (fig. 1). Capdevila *et al.* [1999] ont interprété ces ultrabasites comme des komatiites

Cette étude pétrogéochimique porte sur différents ultrabasites diamantifères provenant de cette même région et sur d'autres localités de Guyane française.

1. – MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Les roches étudiées ont été métamorphisées durant l'orogenèse trans-amazonienne (2,3-1,95 Ga) dans les faciès schiste vert et amphibolite.

Elles ont également subi plusieurs phases d'altération hydrothermales.

Cependant, deux groupes de roches se différencient d'après leurs caractéristiques texturales et minéralogiques.

Les roches diamantifères de l'Inini en Guyane centrale et occidentale sont des talc-chloritoschistes ou des talc-schistes à phlogopite suivant le type d'altération hydrothermale. Le protololithe est une komatiite volcanoclastique et non une kimberlite. Ces roches sont trop déformées pour savoir si elles sont pyroclastiques ou hyaloclastiques.

Les roches de Camopi de Guyane orientale sont actuellement des amphibolites. Elles ne présentent pas de textures volcanoclastiques mais des textures nématoblastiques et granolépidoblastiques car les recristallisations métamorphiques et l'altération hydrothermale sont trop importantes.



FIG. 1. – La Guyane française et ses ceintures de roches vertes dans son contexte du craton guyanais [d'après Ledru et al., 1991].

FIG. 1. – French Guiana and greenstone belts in the guiana shield [from Ledru et al., 1991].

2. – GÉOCHIMIE

Les komatiites de l'Inini ont des teneurs en MgO comprises entre 16% et 26% (fig. 2). Elles sont pauvres en TiO₂ et en Fe₂O₃. Elles ont des concentrations variables en Al₂O₃ (9<Al₂O₃/TiO₂<17) qui ne permettent pas de savoir si ces roches sont des komatiites appauvries en Al₂O₃ de type Barberton (Afrique du Sud) ou des komatiites enrichies en Al₂O₃ de type Munro (ceinture de roches vertes d'Abitibi, Canada) (fig 3). Les compositions des éléments en traces sont proches de celles des komatiites de Barberton mais les komatiites de Guyane sont un peu plus enrichies en éléments incompatibles (fig. 4).

Les roches de Camopi sont plus pauvres en MgO (14-21%, fig. 2) et en terres rares lourdes mais plus riches en TiO₂ (1,5<Al₂O₃/TiO₂<7,5), Fe₂O₃ et en éléments incompatibles que les komatiites de l'Inini (fig. 2, 3 et 5). Le protolithe pourrait être une meymechite.





FIG. 2. – Compositions en SiO₂ et MgO des roches ultramagnésiennes de Guyane française.

FIG. 3. – Compositions en TiO₂ et Al_2O_3 des roches ultramagnésiennes de Guyane française. FIG. 3. – TiO₂ and Al_2O_3 compositions of ultramafic rocks from French Guiana.

FIG. 2. – SiO_2 and MO compositions of ultramafic rocks from French Guiana.

3. – CARACTÉRISATION DE LA SOURCE MANTELLIQUE

La caractérisation de la source mantellique nous a conduit à modéliser le processus de fusion partielle. Afin de limiter les effets de l'altération, nous avons utilisé uniquement les concentrations en terres rares (REE), éléments réputées immobiles durant l'altération et le métamorphisme. Pour minimiser la conséquence de la cristallisation fractionnée de l'olivine (constituant essentiel des komatiites), nous avons calculé les concentrations en terres rares des échantillons de Guyane pour





La modélisation suggère que les komatiites de l'Inini résultent d'une fusion (17%) d'une source mantellique peu enrichie en terres rares légères et constituée d'une péridotite avec 3% de grenat puis d'une fusion à 65% d'une harzburgite.

Pour les meymechites de Camopi, les meilleurs résultats correspondent à une fusion partielle non modale à l'équilibre à 4%-17% d'une péridotite égale-



FIG. 4. – Spectres des éléments en traces réputés immobiles normalisés au manteau primitif montrant l'affinité komatiitique des roches de l'Inini.

FIG. 4. – Spidergrams of HFSE and REE normalized to primitive mantle show the komatiitic affinity of ultramafic rocks from Inini.

Géologie Alpine, 2000, t. 76

FIG. 5. – Spectres des éléments en traces réputés immobiles normalisés au manteau primitif montrant l'affinité meymechitique et kimberlitique des roches de Camopi.

FIG. 5. – Spidergrams of HFSE and REE normalized to primitive mantle show the meymechitic and kimberlitic affinity of ultramafic rocks from Camopi. ment un peu enrichie en terres rares légères mais contenant un peu plus de grenat (6%).

Un panache mantellique pourrait être à l'origine de ces komatiites et de ces meymechites.

4. – ÉTUDE COMPARATIVE AVEC D'AUTRES TYPES DE KOMATIITES VOLCANOCLASTIQUES

L'étude comparative des lames minces et la recherche bibliographique sur les komatiites volcanoclastiques de Finlande (complexe de Sattasvaara en Laponie finlandaise), du Canada (Munro en Abitibi) et des tufs picritiques de Gorgona (île du Pacifique au large de la Colombie) montrent que toutes ces roches sont des hyaloclastiques et qu'elles ne contiennent pas de diamant. Elles ont des concentrations faibles en terres rares légères. Les komatiites de Finlande sont également appauvries en terres rares lourdes (Gd/Yb =1,6) tandis que celles du Canada et de Gorgona montrent des rapports Gd/Yb très légèrement inférieurs à 1. La source mantellique était donc de type manteau appauvri en éléments incompatibles. Celles des komatiites de Finlande contenait certainement du grenat mais pas celle du Canada, ni celle de Gorgona.

5. – INTERPRÉTATION PÉTROGÉNÉTIQUE

La présence de diamant dans les roches ultramagnésiennes de Guyane française résulterait de l'interaction entre un magma komatiitique anhydre très chaud et une lithosphère hydratée, diamantifère et sous-jacente à l'ancien arc [Gibbs et Barron, 1982] de Dachine. Le magma komatiitique traverse la lithosphère, s'enrichit en volatiles et assimile des xénocristaux de diamant (fig. 6). La température et la densité du magma diminuent de manière importante et les diamants sont alors stables dans ce magma ultramagnésien. En raison de la richesse en volatiles, le transport vers la surface est très rapide et le liquide magmatique est très explosif. Les éruptions sont probablement pyroclastiques. D'après cette hypothèse, les komatiites de l'Inini sont considérées comme pyroclastiques.



Komatiites volcanoclastiques diamantifères de Dachine

FIG. 6. – Schéma illustrant l'explication hypothétique de la présence des diamants dans les komatiites de la Guyane française.

Références

- CAPDEVILA R. ARNDT N., LETENDRE J. & SAUVAGE J.-F., (1999). Diamonds in volcanoclastic komatiites from French Guiana. *Nature*, **399**, 456-458.
- GIBBS & BARRON C. N. (1982). The Guiana shield reviewed. Episodes, 2, 7-14.

Tuteurs : N. ARNDT et H. LAPIERRE CNRS/UJF, Grenoble. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

- GRUAU M. J., MARTIN H., LEVEQUE B., CAPDEVILA R. & MAROT A. (1985). – Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone belt terrains in French Guiana, South America. *Precamb. Res.*, **30**, 63-80.
- LEDRU P., LASSERRE J.-L., MANIER E. & MERCIER D. (1991). Le Protérozoïque inférieur nord guyanais : révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. Bull. Soc. géol. Fr., 162, 627-636.

Modélisation de l'évolution morphologique d'un système chevauchant actif

Bénédicte CHAMPEL

Mots-CLés. – Modélisation numérique, réseau de drainage, plis de propagation, glissements de terrains, Cascade, Siwalik.

Dans de nombreuses régions affectées par des chevauchements actifs, la direction des cours d'eaux, globalement orientée de la chaîne de montagnes vers l'avant-pays, est déviée aux fronts des chaînes, transversalement à celles-ci. Ces déviations concernent parfois des régions à petite échelle (de l'ordre du kilomètre). Cependant, certains cours d'eaux peuvent être déviés sur de beaucoup plus grandes distances. C'est par exemple le cas de la rivière Rapti dans les Siwalik du Népal (fig. 1), qui prend sa source dans le Bas Himalaya et dont le cours est dévié pendant plus de cent kilomètres vers l'ouest au front de la chaîne avant de retrouver sa direction naturelle vers le Sud. Cette dichotomie reflète la complexité des interactions entre les processus tectoniques qui soulèvent les reliefs et les processus érosifs qui tendent à les estomper. Face à cette complexité, l'étude de structures particulières permet d'aborder le problème. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéresserons aux plis de propagations ou de rampes, caractéristiques des chevauchements actifs, et qui se traduisent en surface par un relief en cours de surrection.

L'objectif de ce travail est de modéliser numériquement l'évolution d'un système chevauchant actif, afin de déterminer l'influence des différents processus tectoniques et superficiels sur la géométrie du réseau de drainage associé.



FIG. 1. – La rivière Rapti au Népal occidental. On peut observer le Main Frontal Thrust au sud et le Main Boundary Thrust au nord, entre lesquels se trouve le cours de la Rapti. [D'après Leturmy, 1997].

Pour cela, nous avons utilisé le code numérique Cascade, qui permet de résoudre l'ensemble des équations géomorphiques sur une grille irrégulière [Braun et Sambridge, 1997]. Pour les besoins de notre modélisation, nous avons développé et ajouté à cette armature préexistante un module simulant de manière cinématique un soulèvement tectonique et un module d'érosion par glissements de terrains. En effet, ce processus superficiel, souvent négligé dans les modélisations, joue un rôle prépondérant dans l'évolution des environnements montagneux et dans leur stabilisation, comme nos modélisations l'ont montré.

Nous avons tout d'abord pu mettre en évidence l'implication de nombreux paramètres dans l'évolution des reliefs et des réseaux hydrographiques associés : tout d'abord, les vitesses relatives des différents processus (vitesse de raccourcissement tectonique, vitesse de propagation latérale, vitesse d'incision fluviatile) ; en second lieu, un grand nombre de paramètres géométriques et structuraux (pente douce initiale, épaisseur de la chaîne émergente, distance entre les deux chaînes...). En particulier, le pendage du décollement en profondeur induit une déviation de la ligne de plus grande pente (fig. 2), et donc de la direction des cours d'eaux à l'amont de la chaîne émergente (déviation effectivement observée sur le terrain).



FIG. 2. - Deux modélisations réalisées pour deux valeurs différentes du pendage du décollement. À gauche, le pendage est de 0,5°. À droite, il est de 5°.

A la suite de cette partie théorique, nous nous sommes intéressés aux chaînons des Siwalik, situés au front himalayen (fig. 3). Ces collines sont formées de sédiments détritiques provenant de l'orogène himalayen, déformés en plis de propagations et de rampes. La vitesse de raccourcissement est de l'ordre de 2 cm/an



Fig. 3. - MNT de la partie frontale de l'Himalaya construit à partir de la base de données globale Gtopo30. En encadré, le pli de Dundwa.



FIG. 4. – Évolution d'un système avec deux nucléations. Les images sont prises respectivement après 75 000, 100 000 et 150 000 ans.

[Lavé et Avouac, 2000 ; Mugnier et al., 1999]. Une étude détaillée du pli de Dundwa nous a permis d'estimer une vitesse de propagation latérale de ce pli de l'ordre de 2 à 6 cm/an, plus faible que celle à laquelle nous nous attendions. D'autre part, la ligne de crête de cet anticlinal présente des minima d'altitude régulièrement espacés (de 20 km environ), qui pourraient être le témoignage de wind gaps (vallées fluviatiles abandonnées). Enfin, l'extrémité occidentale de cet anticlinal est suivie par un pli de propagation se propageant dans les deux sens [Leturmy, 1997]. Ces différentes observations nous permettent de proposer un mode de propagation latérale qui serait dû à plusieurs nucléations successives, se propageant les unes vers les autres. Une modélisation de ce type de propagation latérale montre (fig. 4) que les zones de convergence sont alors les lieux de passage des cours d'eaux, abandonnés lorsque la jonction a eu lieu.

Références

- BRAUN J. & SAMBRIDGE M. (1997). Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 9, 27-52.
- LAVÉ J. & AVOUAC J-P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of central Nepal, *Journ. Geophys. Res.*, 105, 5735-5770.
- LETURMY P. (1997). Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : modélisations et exemples du front andin et des Siwalik (Himalaya) à l'Holocène. Thèse de doctorat, UJF (Grenoble), 235 p.
- MUGNIER J.-L., LETURMY P., MASCLE G., HUYGHE P., CHALARON E., VIDAL G., HUSSON L. & DELCAILLAU B. (1999). – The Siwalik of western Nepal : Geometry and kinematics, Journ. Asian Earth Sci., **17**, 629-642.

Gopo30: http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html

Tuteurs : P. VAN DER BEEK, J-L. MUGNIER, CNRS/UJF, Grenoble 1. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Les magmatismes d'avant-arc Crétacé et Néogène de la marge andine nord (Équateur-Pérou) : implications géodynamiques

Raynald ETHIEN

La façade pacifique du continent sud-américain est dominée par un orogène majeur : la Cordillère des Andes. Cette chaîne résulte de la subduction de la plaque océanique Pacifique sous la plaque continentale Amérique–Sud. L'obliquité de cette subduction impose des contraintes de décrochements importantes, surtout dans la partie septentrionale des Andes. En effet, tout un système de décrochements dextres découpe la partie nord de la marge andine. Le long de ces décrochements, peuvent s'individualiser des bassins en extension (pullapart). C'est le cas du bassin de *Lancones*, à la frontière entre Équateur et Pérou et de la région de *Pedernales*, située à la limite nord-ouest du bassin en pull-apart de *Manabi* (N Équateur).

Ces deux bassins sont situés en position d'avant-arc. Le bassin de *Pedernales*, situé très en avant de l'arc



FIG. 1.- Localisation des échantillons de Pedernales.

(fig. 1), est établi sur un substratum océanique [fragments océaniques accrétés de type plateau ; Ethien, 1999]. Les roches volcaniques andésitiques d'âge Néogène sont alignées le long d'un décrochement dextre.

Le bassin de *Lancones*, situé plus près de l'arc (fig. 2 et 3), a fonctionné en pull-apart entre l'Albien supérieur



FIG. 2.- Localisation des échantillons de Chiclayo (sud du bassin de Lancones).

et le Coniacien [Jaillard *et al.*, 1999]. Des andésites anté-albiennes et des microgabbros santoniens se sont mis en place à la faveur d'une « suture ».

Les roches magmatiques de ces deux bassins d'avant-arc d'Équateur-Pérou sont des laves et des roches hypabyssales (intrusifs). Les laves sont principalement des andésites et quelques basaltes. Elles sont de texture porphyrique et leur minéralogie primaire est constituée de plagioclase (parfois albitisé), clinopyroxène (augite) et orthopyroxène, et d'opaques précoces. Ce sont des caractères de laves orogéniques. Les minéraux secondaires sont des chlorite, prehnite, argiles et indiquent un métamorphisme de bas degré.

Les roches hypabyssales sont essentiellement des microgabbros et quelques microdiorites. Les minéraux primaires sont des olivine (Fo $_{70 \ a \ 78\%}$), clinopyroxène (augite-diopside), plagioclase (anorthite à labrador) et opaque (magnétite-ilménite). Les minéraux secondaires sont des biotite, phlogopite, amphibole, chlorite, prehnite... et indiquent un métamorphisme de bas degré.

Les microgabbros foliés de *Chiclayo* montrant des plagioclases « en peigne » ont été déformés lors de leur mise en place le long de la suture du bassin de *Lancones*.

Ainsi, les laves et roches hypabyssales des bassins d'avant-arc d'Équateur-Pérou ont des caractères orogéniques et ont été plus ou moins intensément affectées par des altérations métamorphiques de faible degré.

Ces caractéristiques sont confirmées par les analyses géochimiques.

Toutes les laves ont des teneurs faibles en TiO_2 (< 1,2%) et élevées en Al_2O_3 (14,5% < < 18,9%). Elles sont relativement pauvres en MgO (< 5,5%). Certains éléments comme les alcalins (Na, K, Rb), les alcalino-terreux (Ca) et les lithophiles (Ba,Sr), sensibles aux processus d'altération et/ou de métamorphisme de bas degré, ont été mobilisés voire lessivés lors de processus post-magmatiques.

Les roches hypabyssales sont saturées en SiO_2 , riches en MgO et pauvres en TiO_2 , caractéristiques de roches formées en contexte de subduction.

Les spectres de terres rares sont de deux types. Certaines laves (basalte-andésites) montrent des spectres plats ou très légèrement enrichis en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE), et ont des affinités de tholéiites d'arc (fig. 4).

Toutes les autres roches étudiées (andésites, microgabbros et microdiorites) montrent des spectres enrichis ou très enrichis en terres rares légères (LREE) par rap-



FIG. 3. - Carte géologique du bassin de Lancones [Jaillard, 2000].



 $F_{IG.} \ 4 \ . - \ Exemple \ de \ spectres \ de \ terres \ rares \ des \ roches \ magmatiques \ de \ bassin \ d'avant-arc \ d'Équateur-Pérou : les laves.$

port aux terres rares lourdes (HREE), et ont des affinités de roches calco-alcalines d'arc.

Les spectres multiélémentaires montrent que toutes les roches étudiées sont appauvries en Nb-Ta et TiO_2 , et enrichies en Pb, par rapport au manteau primitif (fig. 5).

Les laves (basalte-andésites) du bassin de *Lancones* sont caractérisées par de très fortes valeurs en (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)i qui ne sont pas représentatives des compositions isotopiques primaires de ces roches et qui sont liées à l'altération due à l'eau de mer et/ou à un métamorphisme hydrothermal qui a affecté ces laves (fig. 6). De même, les microdiorites étant décalées de part et d'autre de la corrélation mantellique (" Mantle Array "),



FIG. 5. – Exemple de spectres multiélémentaires des roches magmatiques d'avant-arc d'Équateur-Pérou : les microgabbros et les microdiorites.

les valeurs de leurs rapports (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)i ne peuvent être interprétées comme celles des magmas parentaux.

En revanche, les valeurs en (87Sr/86Sr)i des andésites néogènes de *Pedernales* et celles des microgabbros santoniens de *Lancones* et de *Chiclayo* peuvent être considérées comme représentatives des compositions isotopiques des sources de ces roches.

Les compositions isotopiques du Pb et du Nd des roches d'avant-arc d'Équateur et du Pérou (fig. 7) montrent très nettement que les magmas dérivent du mélange de deux sources : une source appauvrie de type MORB ou DMM (Depleted Mantle Morb) et de sédiments pélagiques pacifiques (EMII).

Effectivement, les roches étudiées se placent entre le pôle MORB et le pôle EMII. Les laves du bassin de *Lancones* se rapprochent du pôle MORB (de la plaque



FIG. 6.– ϵ Nd en fonction de $({}^{87}$ Sr $)^{86}$ Sr)i.

FIG. 7.– ϵ Nd en fonction de (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb).

Géologie Alpine, 2000, t. 76



FIG. 8. - Situation géodynamique simplifiée du bassin Crétacé de Lancones (S Équateur, N Pérou).

Nazca ou de l'Océan Pacifique en général), et représentent le pôle le plus appauvri (manteau contaminé par les fluides de la subduction). Les microgabbros et les microdiorites, eux, tendent à se rapprocher du pôle EMII.

On remarque aussi que les compositions isotopiques des roches étudiées dépendent d'une part de leur position par rapport à la marge pacifique, et d'autre part de leur âge.

En effet, les andésites néogènes de *Pedernales*, situées en position très avant-arc, ne sont pas, ou très peu, contaminées par les sédiments pélagiques de la plaque subduite. La source appauvrie de type MORB pourrait s'expliquer par la présence d'une lithosphère océanique subduite sous des fragments océaniques (plateau) accrétés. Leur mise en place est liée à la présence de grands décrochements, mais les causes de la fusion partielle de la source appauvrie restent mal contraintes.

Le bassin de *Lancones* est situé plus loin de la marge (fig. 8). La présence d'une suture dans ce bassin ayant fonctionné en pull-apart a favorisé la remontée des matériaux magmatiques. Ces roches sont beaucoup plus contaminées par les sédiments pélagiques pacifiques de la plaque plongeante. Ainsi, le rôle des sédiments sous la croûte continentale apparaît déterminant dans la genèse des roches du bassin de *Lancones*. De plus, on constate une évolution temporelle de ces roches. Le magmatisme le plus précoce (anté-Albien) est peu contaminé par les sédiments, alors que les roches du Santonien sont beaucoup plus contaminées par le pôle des sédiments pélagiques pacifiques, qui correspond parfois au pôle EMII.

Références

- DENIAUD Y. (2000). Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène. Thèse, Grenoble. 243 p.
- ETHIEN R. (1999). Pétrologie, minéralogie et géochimie des basaltes et dolérites crétacés à affinité de plateau océanique d'Équateur Occidental. Mémoire de maîtrise, Grenoble, 35 p.
- JAILLARD E. ET AL., (1999). Stratigraphy and evolution of the cretaceous forearc Celica-Lancones basin of the southwestern Ecuador. J. South Am. Earth Sci. 12, 51-68.

Tuteurs : H. LAPIERRE, A. DEMANT, E. JAILLARD, CNRS/UJF, U. Aix-Marseille, IRD Grenoble. Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Pétrologie Magmatique. Fac. Sci. St-Jérôme, Univ. Aix-Marseille III.

La subduction continentale et l'exhumation des roches de hautes pressionsbasses températures : apport de la modélisation expérimentale thermo-mécanique

Cédric JORAND

1. – INTRODUCTION

La subduction continentale et l'exhumation associée de roches de Hautes Pressions-Basses-Températures (HP-BT) ont été étudiées au moyen d'une nouvelle modélisation analogique thermo-mécanique.

Les expériences précédentes, purement mécaniques, [Chemenda *et al.* 1995, 1996, 1997], ont mis évidence deux régimes possibles de la subduction continentale dépendant de la force de traction (FT) exercée par la partie océanique précédant la lithosphère continentale : le régime compressif faible (FT forte) et le régime compressif fort (FT nulle ou faible). L'exhumation (> 30 km) sans érosion d'écailles de croûte et de sédiments n'est alors possible que si le régime est faiblement compressif.

Ces expériences ne modélisaient pas l'évolution des propriétés rhéologiques des matériaux mantelliques et crustaux au cours de la subduction. Aujourd'hui, grâce à la création de nouveaux matériaux, à l'échelle physique, possédant une résistance thermo-dépendante, et à l'introduction d'un gradient de température entre la surface et l'asthénophère, nous pouvons accéder à la modélisation thermo-mécanique de la subduction continentale.

2. – Protocole expérimental et critères de similarité

Le protocole expérimental est schématisé sur la figure 1. Le modèle consiste en une plaque mobile continentale, constituée d'un manteau lithosphérique surmonté d'une croûte avec sa couverture sédimentaire, qui subducte sous une plaque océanique chevauchante fixe qui peut comporter une zone d'amincissement au niveau de la zone d'arc océanique. Les plaques flottent sur un liquide de faible viscosité (eau). Les dimensions des plaques et les propriétés thermo-mécaniques des matériaux qui les constituent sont mis à l'échelle physique en respectant les critères de similarité [Chemenda, 1994] (tableau 1). Le moteur de la subduction est fourni par un piston à l'arrière de la plaque continentale dont la vitesse est aussi à l'échelle.



FIG. 1. – Schéma de l'installation expérimentale. $T_2 > T_1$

1, Bac transparent ; 2, Liquide de faible viscosité ; 3, Plaque océanique chevauchante ; 4, Manteau lithosphérique continentale ; 5, Croûte continentale ; 6, Piston mobile ; 7, Résistances chauffantes.

L'installation d'un gradient de température entre la base des modèles (eau) et leur surface $(T_2 > T_1)$ induit une variation graduelle de la rhéologie au sein du modèle et une évolution vers des résistances plus faible durant la subduction.

37 expériences ont été réalisées en faisant varier les densités, les résistances des différents matériaux, les températures initiales et la vitesse de subduction.

3. – RÉSULTATS

Les expériences montrent que les effets thermomécaniques jouent un rôle très important. Elles confirment, d'une part, les résultats obtenus par la modélisation purement mécanique et d'autre part fournissent une gamme beaucoup plus riche de scénarios possibles pour la subduction continentale.

Il a été montré que dans le cas d'une FT nulle la subduction profonde (> 70 km) de la croûte continentale n'est possible que s'il y a initiation d'une nouvelle subduction au niveau de l'arc océanique et subduction totale du bloc avant-arc. Aucune exhumation n'étant observée.

Respect des propriétés plastiques	Respect des densité relatives	Respect des propriétés géométriques	Respect des propriétés cinétiques	Respect des propriétés Thermiques
σsl/(ρl.g.Hl) = cste	ρl/ρa = cste	Hm/Hcs = cste	Vt/ Hl = cste	$VH/\kappa = const$
σ scs/(ρ cs.g.Hl) = cste	ρl/ρcs = cste	Hcs/Hci = cste		
σsi/(ρci.g.Hci) = cste	pcs/pci = cste			

TABLEAU 1. - Critères de similarités.

 σ sl, σ sci : scuils de rupture moyen du manteau lithosphérique, de la croûte cassante supérieure, de la croûte ductile inférieure respectivement. ρ l, ρ cs, ρ ci, ρ a : densités du manteau lithosphérique, de la croûte cassante, de la croûte ductile, de l'asthénosphère. g : la force de la pesanteur. Hl, Hcs, Hci : les épaisseur du manteau lithosphérique, de la croûte cassante, de la croûte ductile. V : la vitesse de la subduction et t : le temps. k : la conductivité thermique.

	nature	modèle
σsl (Pa)	$5.8.10^8$	43
σscs (Pa)	5.8.10 ⁸	43
σsci (Pa)	$1.1.10^{7}$	0.82
$\rho l1 (kg/m^3)$	$3.3.10^{3}$	$1.0.10^{3}$
$\rho l2 (kg/m^3)$	$3.4.10^{3}$	$1.03.10^3$
$\rho cs (kg/m^3)$	$2.8-2.9.10^3$	$0.86.10^3$
$\rho ci (kg/m^3)$	$2.8-2.9.10^3$	$0.86.10^3$
$\rho a (kg/m^3)$	$3.3.10^{3}$	$1.0.10^{3}$
$g(m/s^{-2})$	9.81	9.81
Hl (m)	6.10 ⁴	$1.5.10^{-2}$
Hcs (m)	$3.2.10^4$	$0.8.10^{-2}$
Hci (m)	0.8.104	0.2.10 ⁻²
v	qques cm/an	10^{-5}cm/s
$\kappa (m^2/s)$	10-5	8.10-8
Т́́	10 ⁶ ans	1 min
σss (Pa)	1.1.10 ⁷	0.82 (40°)
ρ ss (kg/m ³)	$2.8-2.9.10^3$	$0.86.10^{3}$

TABLEAU 2. - Les valeurs des différents paramètres naturels et expérimentaux.

Avec une FT forte, la délamination et le détachement du manteau lithosphérique continental dense apparaissent comme des facteurs majeurs qui régissent le déroulement de la subduction et contrôlent l'exhumation d'écailles de croûte et de sédiments. La délamination est permise due au fait que la partie inférieure de la croûte reste pendant la subduction la zone la moins résistante de la lithosphère continentale et constitue un niveau de découplage privilégié. L'exhumation se produit, durant la délamination, pendant la subduction active, et se termine avec le détachement du manteau lithosphérique. Le moteur de cette remontée est la poussée d'archimède. Une étude approfondie de ces processus a permis de déduire deux mécanismes principaux de l'exhumation dépendant de la vitesse de subduction. Le premier, (fig. 2 et 3), avec une vitesse de l'ordre de 1,5 cm/an, aboutit à une délamination limitée et permet l'exhumation de sédiments d'une profondeur de l'ordre de 60 km. Le deuxième (fig. 4 et 5), avec une vitesse deux fois plus grande, donne lieu à une délamination plus développée (détachement tardif) et permet une exhumation plus profonde de sédiments et de roches crustales migmatisées.

Les roches exhumées ont pu subir des températures élevées (> 1000°c i.e HP-HT) durant le deuxième scénario. La prochaine étape consiste à voir si une subduction du bloc d'avant-arc pendant la subduction de la marge continentale fournirait un bouclier thermique efficace. Un article est en cours de rédaction sur les applications géographiques de ces modèles, ou d'une combinaison de ceux-ci.

Références

- SHEMENDA A. (1994). Subduction, Insights from Physical Modeling. Kluwer Academic Publisher.
- CHEMENDA A., MATTAUER M., MALLAVIEILLE J. & BOKUN A.N. (1995).
 Mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling. EPSL, 132, 225-23.
- CHEMENDA A., MATTAUER M. & BOKUN A.N. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: New modelling and field data from Oman. *EPSL*, 143, 173-187.
- CHEMENDA A., YANG R.K., HSIEH C.-H. & GROHOLSKY L. (1997). Evolutionary model for the Taiwan collision based on physical modeling. *Tectonophysics*, 274, 253-274.
- CHEMENDA A. et al. (1996). Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic-rocks: New modelling and field data from Oman. EPSL, 143, 173-182.





FIG. 3. – Modèle d'exhumation déduit de l'expérience illustrée par la fig.2.

FIG. 2. – Cas d'une délamination peu avancée. Vitesse de subduction = 3 cm/an.

a : différentes étapes de la modélisation, b : coupe du modèle au niveau de la zone de subduction. Présence d'écailles de croûte provenant de 60 km de profondeur qui font remonter avec eux les sédiments de la zone de subduction.

266 D.E.A. DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHÈRE DES MARGES OCÉANIQUES AUX CHAÎNES DE MONTAGNES - 2000 -





FIG. 5. – Modèle d'exhumation déduit de l'expérience illustrée par la fig. 4.

FIG. 4. – Cas d'une délamination plus avancée. Vitesse de subduction = 1.5 cm/an.

L'échelle de temps en heures, minutes, secondes montre que la remontée est très rapide. (2 à 3 millions d'années).

 $a:\mbox{ différentes}$ étapes de la modélisation, $b:\mbox{ coupe}\ du$ modèle au niveau de la zone de subduction

Les écailles de croûte sont plus nombreuses et proviennent de plus grandes profondeurs.

Tuteur : A. CHEMENDA, CNRS, Nice-Sophia Antipolis. Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Nice.

Rupture continentale et début d'accrétion : les échantillons dragués dans la transition océan-continent de la marge continentale passive sud-ouest australienne (campagne MARGAU MD 10)

Tanguy LE BIHAN

1. – INTRODUCTION

La découverte récente de roches mantelliques en pied de pente continentale de marges continentales passives non-volcanique remet en question les modèles classiques d'amincissement et de rupture continentale. L'existence d'un tel plancher océanique suggère que le manteau puisse remonter en surface lors de la phase de rifting continental. La succession rhéologique et pétrologique observée au niveau de la transition océan continent (T.O.C) prouve également que l'accrétion océanique ne succède pas immédiatement à la phase de rupture continentale.

Les occurrences de ce type de plancher océanique sont pour le moment peu nombreuses. La marge Ouest-Ibérique en Atlantique nord représente le cas le plus connu, la mer Tyrrhénienne et l'île de Zabargad en mer Rouge dans des contextes géologiques particuliers, et la marge passive non volcanique sud-ouest Australienne où des péridotites ont été draguées en pied de marge en 1981 par Nichols (fig. 1).

L'objectif de la campagne MARGAU MD110 (Marge Australienne, Marion Dufresne 110) en 1998 était, par une prospection bathymétrique et sismique et la mise en œuvre d'opérations de dragage, de contraindre l'histoire géodynamique de cette zone complexe (ex-point triple Australie-Antarctique-Inde) lors de l'ouverture de l'Océan Indien oriental, mais aussi d'apporter de nouveaux éléments pour comprendre les mécanismes d'amincissement et de rupture de la lithosphère continentale.

L'objectif de cette étude, ayant pour principal support les échantillons dragués lors de la campagne, fut de contraindre l'évolution pétro-structurale de trois grandes zones : la pente continentale, la zone magné-



FIG. 1. – Carte bathymétrique de la zone d'étude et plan de position de la campagne MARGAU (routes et sites de dragage).

tique calme et la zone Diamantina à la fois par une étude microstructurale et texturale et par des analyses à la microsonde électronique. Des datations par la méthode Argon-Argon ont de plus été effectuées sur les échantillons de la pente continentale et de la zone Diamantina.

Dans cet article, j'exposerai les principaux résultats de cette étude en distinguant les trois principales zones morphostructurales de cette marge sud-ouest australienne.

2. – Contexte géodynamique et zone d'étude

La marge sud-ouest australienne, continue sur plus de 1500 km, s'est formée lors de la séparation entre les plaques Australie et Antarctique au Mésozoïque. Cet épisode extensif s'intègre à l'ouverture initiale de l'Océan Indien après l'éclatement du Gondwana oriental qui réunissait il y a 165 Ma les plaques Australie, Antarctique et Grande Inde. L'extrémité occidentale de la zone d'étude se trouvait à cette époque au niveau du point triple entre ces trois plaques.

Les trois zones morphostructurales latitudinales se distinguent nettement du nord au sud le long de la marge (fig. 1) : la pente continentale, qui se prolonge vers l'ouest par la pente raide du plateau Naturaliste, la zone magnétique calme, et la prolongation de la zone de fracture Diamantina. La direction d'extension initiale NW-SE de la marge se retrouve bien exprimée par l'existence de deux zones de fracture majeures d'orientation NW-SE, nettement visibles sur la pente et dans la zone magnétique calme, qui segmentent la marge : la zone de fracture Leeuwin séparant le plateau continental australien du plateau Naturaliste, et la zone de fracture Naturaliste qui marque la limite occidentale du plateau (fig. 1).

3. – Principaux résultats de l'étude

3.1. Roches de la pente continentale

Les roches draguées sur la pente continentale au site MG DR 07 (fig. 1) sont des roches métamorphiques continentales. Ce sont des granulites acides avec des niveaux plus basiques, qui ont subi une évolution rétrograde avec une exhumation rapide depuis le faciès granulite jusqu'au faciès schiste vert. Cette évolution comprend une déformation ductile intense avec des épisodes de migmatitisation et d'injection de granitoïdes synchrones à post-déformation ductile.

Les datations Argon-Argon effectuées sur biotite et amphibole synfoliales (fig. 2) donnent un âge de 508 Ma (Cambrien supérieur). Vu que l'on date un passage d'isotherme (350°C pour la biotite et 550°C pour l'amphibole), cet âge représente :

1- soit la fin de l'épisode de déformation ductile ;

2- soit un épisode d'injection de granitoïde ayant provoqué un réchauffement de la roche suffisamment important pour re-ouvrir le système argon des minéraux datés.

Les données géochronologiques ne montrent donc aucune trace de l'épisode de rifting entre l'Australie et l'Antarctique situé entre 125 et 90 Ma (c'est-à-dire pas de réouverture partielle du système lors du rifting avec



FIG. 2. – Spectre d'âge et diagramme ³⁷ArCa/³⁹ArK de l'amphibole MGO7-203 et de la biotite MG07-194, minéraux provenant du site DR 07 de la pente continentale (le rectangle grisé correspond au domaine de variation du ³⁷ArCa/³⁹ArK calculé à partir des analyses microsonde).

Géologie Alpine, 2000, t. 76



FIG. 3. – Spectre d'âge et diagramme ³⁷ArCa/³⁹ArK des amphiboles MG03b-111, MG03-104a et MG03b-104h, minéraux provenant du site DR 03 de zone Diamantina, (le rectangle gris foncé correspond au domaine de variation du ³⁷ArCa/³⁹ArK calculé à partir des analyses microsonde de l'amphibole et le clair à celui du plagioclase).

passage de l'isotherme 350°C). Ces roches sont donc restées en position structurale superficielle (croûte supérieure avec T < 350°C) depuis le Cambrien supérieur.

Les roches de la drague MG DR 07 sont donc des granulites remobilisées sur la marge pendant le rifting dans un contexte structural superficiel. Le site de dragage est localisé en pied de pente continentale sur une falaise de 1800 m de dénivelé, parallèle à la zone de fracture Leeuwin, à l'intersection entre cette zone de fracture et la pente sud.

Le continent Australien est un craton formé d'assemblages d'unités d'âge Archéen à Néoprotérozoïque. Le site de dragage MG DR07 est situé à une centaine de kilomètres au sud du cap Leeuwin. Au niveau de ce cap, une bande méridienne de roches métamorphiques de faciès granulite à amphibolite affleure sur 120 km le long des côtes australiennes. La nature de ces roches, leur évolution [Hopgood, 1995] ainsi que les âges disponibles (âges U/Pb datant la mise en place du protolithe) ressemblent à ceux des roches de la drague 07. Cependant, les âges les plus jeunes sont 550-570 Ma alors que nos datations indiquent un âge de 507 Ma. Comme Hopgood [1995], nous pouvons examiner les formations des cratons situés à proximité du point triple, à l'époque de la formation de la marge : le nord-est de l'Inde (Assam) et l'Antarctique oriental. En Inde, sur la zone conjuguée du bloc Leeuwin, des pegmatites ont été datées à 505 ± 5 Ma (Rb/Sr sur muscovite). Ces âges correspondant à des effets thermiques tardi-Panafricain peuvent coïncider avec nos âges à 507 Ma. Le seul problème, c'est que les formations du bloc Leeuwin ont subi un épisode de plissement (avec foliation associée), précoce dans l'évolution des roches, alors que nous datons à 507 Ma un épisode de déformation ductile. Des injections pegmatitiques auraient pourtant du mal à ouvrir le système argon de nos roches. Bien que limitées, ces informations indiquent que les roches de la drague DR07 sont des témoins de l'orogenèse Panafricaine, et non du rifting australo-antarctique qui nous occupe ici.

3.2. Roches de la zone magnétique calme

Dans la zone magnétique calme, le dragage MG-DR06 (fig. 1) a échantillonné des péridotites serpentinisées à spinelle et plagioclase. Elles ont principalement une composition de hazburgite avec une proportion non négligeable de clinopyroxène. Ces roches appauvries (si elles sont résiduelles, alors elles sont imprégnées) n'ont pas subi de déformation ductile mylonitique (conditions lithosphériques). Elles témoignent d'une décompression adiabatique suivie d'un rééquilibrage dans le champ de stabilité du plagioclase (basse pression) associé à de la fusion partielle (proportion importante de plagioclase en filonnets dans certains échantillons). Elles ont enfin subi une serpentinisation statique en subsurface.

L'évolution de ces roches est donc compatible avec une remontée sous une zone de rift. Cette exhumation a dû être suffisamment lente pour exprimer le faciès à plagioclase.

Parmi les rares zones où des péridotites en pied de marge ont été reconnues, la marge Ouest-Ibérique est l'exemple le plus connu. Des péridotites à spinelleplagioclase témoignent d'une exhumation synrift (âge de 120 Ma) accompagnée d'une déformation mylonitique le long de grandes zones de cisaillement de sens normal (Galice). L'initiation de l'accrétion ne succède pas immédiatement à la rupture continentale et l'on observe une transition océan continent (T.O.C) large (30 km en Galice et plus de 100 km dans la plaine abys-



FIG. 4. – Spectre d'âge et diagramme ³⁷ArCa/³⁹ArK de la biotite MG09-285 et de l'amphibole MG09-294, minéraux provenant du site DR 09 de zone Diamantina (le rectangle gris foncé correspond au domaine de variation du ³⁷ArCa/³⁹ArK calculé à partir des analyses microsonde de l'amphibole).

sale Ibérique). Le socle océanique formé de péridotites à spinelle-plagioclase est structuré en horsts et grabens et correspond à une zone magnétique calme (anomalies de faibles amplitudes discontinues, mais subparallèles à celles du domaine océanique adjacent). La déformation mylonitique intense des roches mafiques dans la zone de rupture crustale en pied de pente est éclairée par le modèle proposé par Beslier et Brun en 1991. La remontée du manteau est essentiellement passive sous la zone d'amincissement maximale. On observe un boudinage des niveaux fragiles et de grandes zones de cisaillement dans les niveaux ductiles, d'où une dénudation du manteau à l'axe du paléo-rift. Enfin on observe l'élargissement de la T.O.C par extension amagmatique de ce plancher océanique.

Par analogie avec la marge Ouest-Ibérique, nous proposons que la Z.M.C de la marge sud australienne est une large T.O.C (fig. 5) où le socle est essentiellement formé de péridotites, roches mantelliques exhumées puis étirées amagmatiquement. Cette extension amagmatique sur près de 100 km est en bon accord avec les péridotites de la drague DR06, mais aussi avec la structuration en horsts et grabens du socle de la Z.M.C, observée sur les profils sismiques. De plus, Talwani *et al.* [1979] ont mesuré des vitesses de propagation intermédiaire croûte continentale-manteau. Talwani a interprété ceci comme de la croûte continentale injectée de basalte, mais ces vitesses sont compatibles avec celles qui sont observées dans des péridotites serpentinisées.

L'absence de déformation mylonitique en condition lithosphérique peut s'expliquer :

- soit par le fait que l'on se situe au niveau d'un boudin non déformé du toit du manteau ;

- soit que l'on est trop loin de la zone de rupture continentale que l'on situe en pied de pente (50 km au nord). Si le socle de la Z.M.C est effectivement constitué, au moins partiellement, de roches mantelliques, la zone de rupture continentale se situe au nord du site de dragage MG DR06 (fig. 1). La localisation la plus logique pour une telle discontinuité rhéologique est en pied de pente (bordure nord de la Z.M.C). Cette limite serait alors 100 km à 200 km au nord de la zone de rupture continentale déduite des anomalies magnétiques (soit à 100 km de la bordure nord Diamantina et à 200 km de la bordure nord du domaine océanique éocène, fig. 5).

L'âge de la rupture continentale devient alors plus compatible avec l'hypothèse de Stagg et Willcox [1992] à 125 Ma et pourrait même être plus ancien et contemporain de la rupture continentale dans le bassin de Perth datée à 131 Ma (marge Ouest Australienne au nord du plateau Naturaliste).

3.3. Roches de la zone Diamantina

L'ensemble des dragues présente des assemblages péridotite-gabbro-basalte.

Les péridotites localement rubanées sont aussi à spinelle et plagioclase (peu ou pas de plagioclase à l'ouest de la zone de fracture Leeuwin). Le plagioclase, principalement en auréole autour du spinelle, est un indice de réaction subsolidus sans fusion partielle associée qui atteste la décompression adiabatique subie par ces roches.

Ces péridotites ont subi une déformation mylonitique à basse température en condition lithosphérique sous forte contrainte déviatorique. La fin de l'évolution rétrograde de ces unités se traduit par un épisode de serpentinisation statique en subsurface. Cette évolution est également compatible avec une remontée sous une zone extensive (rift injecté ou ride ultra lente).



FIG. 5. - Coupe schématique de la marge S-W Australienne depuis la pente continentale jusqu'à la zone Diamantina.

Les gabbros sont à clinopyroxène et plagioclase avec des biotites à l'ouest. Ils sont localement intrusifs dans les péridotites. Ils témoignent d'une évolution rétrograde marquée par une déformation ductile au niveau du faciès amphibolite suivie d'une déformation cataclasique dans le faciès schiste-vert. Certains échantillons présentent des injections magmatiques de fluides amphibolitiques :

- synchrones de la déformation ductile datée à 87,5 Ma (fig. 3) pour l'échantillon MG03B-111 (sur amphibole);

- post-déformation ductile datée à 84,5 Ma (fig. 3) pour l'échantillon MG03B-104 (sur amphibole).

Les données pétro-géochimiques nous permettent d'estimer des températures de l'ordre de 550°C à des pressions de 4 kbar (à mi-croûte) pour la mise en place de ces filons. Les gabbros dragués à l'ouest attestent d'une déformation mylonitique plus intense ainsi que d'une composition plus magnésienne (présence de phlogopite et kaersutite dans certains gabbros de la drague MG DR09).

Les âges sur minéraux synfoliaux, à 88,3 Ma (fig. 4) sur biotite de l'échantillon MG09-285 et à 89,6 Ma (fig. 4) sur amphibole de l'échantillon MG09-294, permettent de dater la fin de l'épisode de déformation ductile synchrone de la foliation S1 qui structure ces roches. De plus l'âge concordant de cet échantillon MG09-285, à composition particulière (monzonite), atteste un prélèvement en place.

L'ensemble des dragages dans la zone Diamantina, depuis Broken Ridge jusqu'au sud de l'Australie [fig. 1 ; Chatin *et al.*, 1998 ; Nicholls, 1981 ; Feary, 1993 ; dragages MARGAU], présente un assemblage péridotitegabbro-basalte. Ceci confirme bien que la zone Diamantina constitue la limite des plaques Australie-Antarctique au moment de leur séparation. Ce type d'assemblage, y compris les péridotites à spinelleplagioclase, est classiquement observé au niveau des centres d'accrétion lent à ultra lent. Ceci est donc en accord avec l'interprétation des anomalies magnétiques et les reconstitutions cinématiques qui prévoient une phase d'expansion ultra lente pendant la formation de la zone Diamantina (1/2 taux d'expansion entre 4,5 et 2,7 mm/an). Les péridotites à spinelle-plagioclase ont subi une déformation ductile syn-exhumation.

Les seuls âges disponibles dans la zone Diamantina, hormis un basalte daté à 93 Ma [Chatin *et al.*, 1998], sont déduits des anomalies magnétiques et sont incertains. En effet, les anomalies dans la zone Diamantina sont souvent mal exprimées et discontinues et donc difficiles à interpréter [Candie et Mutter, 1982; Veevers, 1990; Tikku et Cande, 1999]. Ceci peut s'expliquer par la nature du plancher océanique avec une faible proportion de basalte, ne permettant alors pas d'enregistrer clairement les inversions du champ magnétique.

Les âges que nous avons obtenus confirment l'interprétation des anomalies magnétiques. D'après ces anomalies, la zone Diamantina s'est formée entre 90-100 et 43 Ma. Nos âges, entre 89,7 (fig. 4) et 84,6 (fig. 3) Ma sont proches de l'âge de la plus ancienne anomalie magnétique identifiée (l'anomalie 34, qui marque la fin de la période magnétique calme du Crétacé, est datée à 83 Ma). Ceci est cohérent avec le fait que tous les sites de dragage avec des gabbros se situent dans la moitié, et en bordure nord de la zone Diamantina (fig. 1), donc dans la partie la plus ancienne de cette zone. Nos datations nous permettent d'appliquer un âge à un passage d'isotherme (550°C pour l'amphibole et 300-350°C pour la biotite). Selon un gradient géothermique estimé, nos âges datent le franchissement entre les profondeurs de 3 à 7 km. Vu l'évolution rétrograde de ces roches, on date alors l'épisode d'exhumation de ces unités alors que les anomalies magnétiques datent la mise en place des roches directement sur le fond (cristallisation des basaltes). La mise en place de ces gabbros à la surface sera donc plus jeune que notre âge à 84,6 Ma.

Le site de dragage DR03 se situe dans le prolongement de la ride de socle, continue le long de toute la marge, qui marque la bordure nord de la zone Diamantina. Cette bordure nord est datée par Tikku et Cande [1999] (Q.Z.B) à 95 ± 5 Ma par extrapolation des taux d'expansion. Nos résultats indiquent que le début taux d'expansion. Nos résultats indiquent que le début de la formation de la zone Diamantina est un peu plus jeune. La vitesse de remontée des unités n'est pas contrainte, car seules les amphiboles sont datées dans cette drague.

En revanche, à l'ouest de la zone de fracture Leeuwin (drague 9), la datation des biotites et des amphiboles, de températures de fermeture différentes, permet d'estimer la vitesse d'exhumation de ces roches (évolution rétrograde observée en lame mince). L'écart d'âge de 1,3 Ma séparant les passages aux isothermes 550° C et 350° C (dans l'ordre) indiquerait une vitesse d'exhumation de 1,4 mm/an pour un gradient géothermique de 100° C (2,8 mm/an pour un géotherme de 50° C). Le demi-taux d'expansion déduit des anomalies magnétiques est de 2,7 mm/an [Tikku et Cande, 1999]. Au vu de ces mouvements horizontaux, nos vitesses d'exhumation de 1/2 à 1/1 la vitesse d'expansion restent très cohérentes.

Ces âges fournissent aussi des informations sur le mode de formation des unités de la zone Diamantina, centre d'accrétion ultra lent. On rappelle que les gabbros sont mylonitisés à l'ouest de la zone de fracture Leeuwin et que la déformation ductile dans les échantillons MG09-285 et -294 est datée à 88,5 Ma (fig. 4).

À l'est (drague MG03), sont datés trois épisodes de cristallisation de magma basique, pendant la déformation ductile sur le MG03B-111 et post-déformation pour le MG03B-104, contemporains du métamorphisme rétrograde au niveau du faciès amphibolite.

Ces évènements suggèrent :

- Une exhumation et une mise à l'affleurement des péridotites, associées à de la fusion partielle limitée et de la déformation mylonitique.

- La mise en place et la cristallisation de gabbros (produits de fusion partielle du manteau) en poche, filon, ou au toit du manteau jusqu'à la surface (MG03B-111, -194 et -104).

- La déformation ductile de gabbros (et peut-être encore de péridotites) dans des zones de cisaillement de sens normal pendant l'exhumation (MG03B-111, -194). Certains gabbros n'ont pas subi cette déformation (MG03B-104).

- La suite de l'exhumation dans des niveaux structuraux plus superficiels (arrêt de la déformation ductile). L'injection de magmas se poursuit en faciès amphibolite (filon de hornblendite MG03B-104 h). Localement on assiste à de la déformation extensive cataclastique en faciès schiste-vert (bandes mylonitiques). Cette tectonique fragile très intense révèle les reliefs importants de socle visibles en bathymétrie et sur les profils sismiques de la zone Diamantina. Les failles normales à fort rejets (> 3000 m) participent à cette exhumation finale et à la mise à l'affleurement des roches.

4. – CONCLUSION

Ce travail ouvre de nombreuses perspectives sur l'étude de cette marge sud-ouest Australienne. Elle possède l'avantage, sur la marge Ouest-Ibérique, d'avoir une conjuguée similaire en Antarctique (malgré les conditions difficiles dues au climat). D'autres datations sont prévues afin d'appuyer cette première série d'âges absolus de la zone. Il serait intéressant d'envisager d'autres opérations de prélèvements d'échantillons : de nouveaux points de dragages dans le sud de la zone Diamantina, des prélèvements *in situ* orientés par submersible au niveau de la pente continentale et pourquoi pas des forages dans la zone magnétique calme.

La campagne MARGAUSIS (en cours de programmation) aura pour but d'imager les structures profondes de notre zone d'étude et du plateau Naturaliste par la mise en œuvre de sismique grand-angle et de sismique réflexion multitrace. De telles données permettront de contraindre les coupes suggestives de cette marge (fig. 5) inspirées de celle de la marge ouest ibérique. Ces futures recherches sont nécessaires à la compréhension de ces marges atypiques en passe de finir leur vie de monstre.

Références

- BESLIER, M.O. (1991). Formation des marges passives et remontée du manteau : Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice, thèse, Paris 6, 225 p
- CANDE S. C. & MUTTER J. C. (1982). A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 58, 151-160.
- CHATIN F., ROBERT U., MONTIGNY R. & WHITECHURCH H. (1998). La zone Diamantine (océan Indien oriental), témoin de la séparation entre l'Australie et l'Antarctique : arguments pétrologiques et géochimiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 326, 839-845.
- FEARY D. A. et al. (1993). Geological sampling in the Great Australian Bight. Scientific post-cruise report - R/V Rig Seismic Cruise 102, AGSO Record 1993/18, 140 p.
- HOPGOOD A. M. & BOWES D. R. (1995). Matching Gondwanaland fragments : the significance of granitoid veins and tectonic structures in the Cape Leeuwin-Cape Naturaliste terrane, SW Australia. Journal of Southeast Asian Earth Sciences 11, 3, 253-263.
- NICHOLLS I. A., FERGUSON J., JONES H., MARKS G. P. & MUTTER J. C. (1981). – Ultramafic blocks from the ocean floor southwest of Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 362-374.
- STAGG H. M. J. & WILLCOX J. B. (1992). A case for Australia-Antarctic separation in the Neocomian (ca. 120 MA). *Tectonophysics* 210, 21-32.

TALWANI M., MUTTER J. C., HOUTZ R. E. & KÖNIG M. (1979). – The crustal structure and evolution of the area underlying the magnetic quiet zone on the margin south of Australia. In : Geological and geophysical investigations of continental margins. Am. Ass. Petrol. Geol. Mém. (edited by Watkins/J.S. Montadert/L & Dickerson/PW.), 29, 151-175.

TIKKU A.A. & CANDE S.T. (1999). - The oldest magnetic anomalies in

the Australian-Antarctic Basin : Are they isochrons ? Journal of Geoohysical Research 104, B1, 661-677.

 VEEVERS J. J., STAGG H. M. J., WILLCOX J. B. & DAVIES H. L. (1990).
 Pattern of slow seafloor spreading (<4 mm/year) from break-up (96 Ma) to A20 (44.5 Ma) off the southern margin of Australia. BMR Journal of Australian Geology & Geophysics 11, 499-507.

Tuteurs: M-O. BESLIER, CNRS, Géosciences Azur, Villefranche-sur-Mer, G. FERAUD, Valrose, J. GIRARDEAU, J-Y ROYER. Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche-sur-Mer.

Structure profonde de la ride de Malpelo (Colombie) : implications géodynamiques. Modélisation de données de sismique grand-angle marine



Boris MARCAILLOU

FIG. 1. – Localisation de la zone d'étude. (Z. F. P. : zone de fracture de Panama, Z. F. C. : zone de fracture de Coïba). Mouvements des plaques selon : Modèle global Nuvel 1 [De Mets et al., 1990] GPS [Kellog and Vega, 1995].



FIG. 2. – Pan de position du profil de sismique réfraction sur la ride de Malpelo. • OBS • OBH

Géologie Alpine, 2000, t. 76

Le centre d'expansion des Galápagos est situé à la limite entre les plaques de Cocos et de Nazca et sépare les rides de Cocos et Carnegie. Il est communément accepté que ces rides volcaniques sont liées à la présence du point chaud des Galápagos à proximité du centre d'expansion. La ride de Malpelo est un haut bathymétrique orienté nord-est sud-ouest d'environ 300 km de long et 100 km de large. Le sommet de la ride s'élève de 1 à 2 km audessus du fond des bassins et émerge localement à l'île de Malpelo. Certains auteurs interprètent la ride de Malpelo comme la prolongation de la ride de Cocos déplacée vers le sud le long de la faille transformante de Panama alors que d'autres suggèrent qu'elle est un fragment de la ride de Carnegie déplacé vers le nord par l'activité du rift de Malpelo.

Pendant le leg 1b de la campagne Paganini, un profil de sismique réfraction de 244 km de long à travers la ride de Malpelo a été réalisé. La source sismique était composée de 3 canons à air de 32 litres. 33 récepteurs de fond équipés de trois géophones et/ou d'un hydrophone (OBS ou OBH) ont été déployés.



FIG. 3. – Modèle de vitesse obtenu pour la ride de Malpelo. Les vitesses introduites dans le modèle sont indiquées aux noeuds correspondants. La RMS et le χ² concernent l'ensemble du modèle. Les flèches marquent le positionnement des lois de vitesses de la figure 4.

La modélisation a été réalisée selon deux méthodes complémentaires : l'inversion itérative des temps d'arrivées et la méthode essai-erreur. Le modèle semble par ailleurs satisfaire correctement la modélisation des amplitudes des rais sismiques et l'analyse des anomalies gravimétriques à l'air libre. La croûte supérieure a une épaisseur de 1 à 3,6 km, maximale sous la ride, et des vitesses allant de 5,0 à 5,9 km/s. L'épaisseur de la croûte inférieure varie de 8 à 9 km sous les bassins à 17,5 km sous la ride et sa vitesse atteint 7,4 km/s à la base de la croûte sous la ride. Cette structure de vitesse est cohérente avec une origine liée à un point chaud.

La forme du Moho est fortement dissymétrique, s'élevant progressivement vers le sud-est alors que la transition au nord-ouest est beaucoup plus abrupte. Cette dissymétrie suggère que les deux flancs ont une origine différente. Le flanc sud-est est probablement dans sa position d'origine, avec une transition progressive de la ride volcanique au bassin océanique. À l'inverse, le flanc nord-ouest a probablement été affecté par une phase tectonique postérieure à sa mise en place.

À partir de ces résultats, certaines conclusions et hypothèses ont été faites quant à l'évolution géodynamique de la ride de Malpelo.

• La structure de vitesse de la ride de Malpelo est cohérente avec une origine volcanique. La ride est donc probablement liée à l'activité du seul point chaud connu de la région : le point chaud des Galápagos.

• La dissymétrie de la ride de Malpelo suggère que le flanc sud-est est dans la position d'origine vis-à-vis du centre d'expansion des Galapágos.



FIG. 4. – Loi de vitesse du modèle obtenu pour la ride de Malpelo à 50, 100 et 170 km de l'origine.

• Le flanc nord de la ride semble avoir subi une évolution tectonique récente, liée à la séparation de la ride de Malpelo de celle de Cocos, à la faveur de la faille transformante de Panama. Ce mouvement transformant a pu entraîner la division de la ride de Malpelo en plusieurs fragments : ride de Regina, ride de Coïba, péninsule de Burica.

• Tout ceci est cohérent avec l'hypothèse que la ride de Malpelo est la prolongation de la ride de Cocos, déplacée vers le sud après 8 Ma, lorsque l'expansion a cessé le long du rift de Malpelo, à l'est de la zone de fracture de Panama.



FIG. 6. – Proposition d'évolution géodynamique des rides de la partie nord-est du bassin de Panama. Co : ride de Cocos, Ma : ride de Malpelo, Re : ride de Regina, C : ride de Coïba, z.f.p. : zone de fracture de Panama, M. : rift de Malpelo, g.Y. : graben de Yaquina.

Tuteurs : P. CHARVIS, CNRS, Villefranche sur mer. Laboratoire d'accueil : Geosciences Azur, Villefranche sur mer.

Composition isotopique de l'Hf : contraintes sur l'influence sédimentaire dans l'arc de Luzon-Taiwan

Jean-Christophe MARINI

Résumé. – Les caractéristiques chimiques des magmas d'arcs révèlent que le manteau d'où sont originaires ces magmas est fortement influencé par les matériaux entraînés en subduction. Les nombreuses études menées sur l'arc de Luzon-Taiwan ont montré que la chimie des laves de cet arc était conditionnée par l'influence des sédiments subduits sur la source magmatique. L'analyse des corrélations entre les isotopes du Sr et du Nd démontre que les sédiments qui contaminent la source des laves proviennent de l'érosion d'ensembles localisés sur le continent chinois alors que les sédiments récoltés actuellement au front de l'arc volcanique, dans la fosse de Manille, proviennent de l'érosion de l'îte de Taiwan.

La mesure de la composition isotopique de l'Hf montre que la contamination du coin mantellique est assurée par des liquides silicatés provenant de la fusion des sédiments et non par des fluides hydratés engendrés par la déshydratation de ces ensembles subduits.

Mots-clés.- Magmatisme des zones de convergences, Arc de Luzon-Taiwan, Sédiments, Isotopie de l'Hf et du Nd, Fluides hydratés et fusion de sédiments.

1. - INTRODUCTION

Les magmas engendrés au niveau des zones en convergence présentent des caractéristiques chimiques bien différentes des caractéristiques chimiques du manteau asthénosphérique dont pourtant ils sont issus. C'est au niveau des arcs insulaires à substratum océanique mais fonctionnant à proximité d'une masse continentale (par exemple l'arc des Petites Antilles, l'arc de Banda ou la partie est de l'arc de la Sonde) que sont émis les produits les plus différenciés par rapport au manteau.

L'arc volcanique de Luzon-Taiwan s'étend sur plus de 1200 km depuis l'île de Taiwan, au nord, jusqu'à l'extrémité sud de l'île de Luzon aux Philippines (fig. 1). Cet arc se forme en réponse à la subduction du fond océanique de la mer de Chine méridionale sous le bloc non continental de Luzon (ce dernier étant uniquement constitué d'un empilement ophiolitique). La rotation du bloc de Luzon qui se déroule depuis le Paléogène amène aujourd'hui l'arc volcanique à proximité du continent chinois [Stephan et *al.*, 1986] et cette



FIG. 1. - Localisation de l'arc de Luzon-Taiwan.

juxtaposition progressive de l'arc avec une marge continentale semble corrélée avec une évolution chimique du volcanisme vers des produits de plus en plus différenciés du manteau. Pour la majorité des auteurs les particularités chimiques observées dans les arcs localisés à proximité d'une masse continentale (comme c'est le cas pour l'arc de Luzon-Taiwan) révèlent une influence du continent sur l'arc volcanique grâce à la subduction de sédiments d'origine crustale.

Premièrement, grâce aux très nombreuses données acquises depuis plus de 15 ans sur l'arc de Luzon, il est possible de définir précisément quelles sont l'origine et les caractéristiques chimiques des sédiments qui influencent la source des laves de l'arc. Deuxièmement, la mesure de la composition isotopique de l'Hf dans les laves de cet arc permet de comprendre quels sont les agents qui permettent une contamination de la source mantellique par ces ensembles exogènes.

2. – Géochimie des laves de l'arc de luzon-Taiwan

Les très nombreuses études géochronologiques et géochimiques menées sur l'arc de Luzon-Taiwan [Richard et al., 1986a et 1986b ; Jacques, 1987 ; Maury et al., 1988 et 1998 ; Defant et al., 1989 et 1990 ; Chen et al., 1990; Mc Dermott et al., 1993; Fourcade et al., 1994] ont mis en évidence une évolution du volcanisme au cours du temps : les laves les plus anciennes de l'arc (âgées de plus de 4 Ma dans le nord de l'arc et âgées de plus de 3 Ma à 2 Ma dans le sud de l'arc) présentent des teneurs en K₂O inférieures ou égales à 1 % ; il s'agit de tholéïtes d'arc et de laves calco-alcalines faiblement potassiques. Les éléments les plus incompatibles (éléments à grands rayons ioniques et terres rares légères) y sont faiblement concentrés et la composition isotopique de ces laves ne se distingue que faiblement de la composition du manteau appauvri (87Sr/86Sr inférieurs à 0,704 et ε_{Nd} nettement positifs, excepté sur l'île de Batan).

À partir de 4 Ma dans le segment septentrional de l'arc, et entre 3 et 2 Ma dans le segment central de l'arc les caractéristiques chimiques du volcanisme évoluent de manière importante. La concentration en K_2O des laves devient très élevée : il s'agit de roches calco-alca-lines potassiques ou fortement potassiques, de même les éléments les plus incompatibles atteignent des proportions très importantes. Enfin les rapports isotopiques des laves les plus septentrionales perdent toute affinité mantellique (87Sr/86Sr > 0,704 et ε_{Nd} atteignant les 6). Les centres volcaniques méridionaux conservent néanmoins des rapports isotopiques assez proches de la composition mantellique.

Pour la plupart des auteurs l'évolution chimique que connaît le volcanisme de l'arc de Luzon-Taiwan révèle l'influence grandissante de sédiments subduits sur la source mantellique des laves. Cependant l'origine et les caractéristiques chimiques de ces matériaux exogènes restaient controversées et méconnues.

3. - LE COMPOSANT SÉDIMENTAIRE DE LA SOURCE MAGMATIQUE

Trois réservoirs régionaux bien distincts sur le plan géochimique ont pu être à l'origine des sédiments qui influencent aujourd'hui la chimie des laves de l'arc de Luzon-Taiwan : les formations précambriennes du craton chinois (qui en outre sont déjà à l'origine du prisme d'accrétion sédimentaire constituant la partie occidentale de Taiwan), les granites crétacés du SE de la plateforme chinoise et les granites tertiaires du substratum de Taiwan. De plus grâce aux travaux de Chen *et al.*, [1990] et Mc Dermott et *al.*, [1993] la composition isotopique des sédiments occupant la fosse de Manille, au front de l'arc de Luzon, est aussi connue.

Les courbes de mélanges tracées entre un manteau appauvri et ces différents ensembles (fig. 2) montrent qu'aucun de ces réservoirs régionaux ne permet, à lui seul, d'expliquer les variations isotopiques observées dans les laves de l'arc de Luzon. De même les sédiments récoltés dans la fosse de Manille ne correspondent absolument pas aux matériaux qui influencent la source magmatique (fig. 2).



FIG. 2. – Diagramme \mathcal{E}_{Nd} -⁸⁷Sr/⁸⁶Sr montrant les courbes de mélanges entre un manteau appauvri (DM), les différents réservoirs régionaux et les sédiments récoltés en mer de Chine. Le champ grisé correspond au champ des laves de l'arc de Luzon-Taiwan.



FIG. 3. – Diagramme \mathcal{E}_{Nd} -⁸⁷Sr/⁸⁶Sr montrant les courbes de mélanges entre un manteau appauvri (DM), et des sédiments intermédiaires entre les granites chinois et les formations du craton chinois. Le champ grisé correspond au champ des laves de l'arc de Luzon-Taiwan.

La figure 3 démontre que la source des laves est influencée par un composant intermédiaire entre les granites crétacés chinois et les formations précambriennes du craton chinois. Les sédiments présents actuellement sous l'arc n'ont donc été alimentés que par ces ensembles localisés sur le continent chinois. Les caractéristiques du composant sédimentaire peuvent assez bien être contraintes : son rapport ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ varie de 0,709 à 0,712 et son ϵ_{Nd} est d'environ 18,5.

La proportion de sédiments impliqués dans la source magmatique est comprise de 0,1% à 4,5%.

Les sédiments carottés aujourd'hui en Mer de Chine Méridionale, par leur position intermédiaire entre les granites du substratum de Taiwan et les formations du prisme d'accrétion de la partie ouest de l'île de Taiwan, (fig. 2) semblent, eux, alimentés par l'érosion de cette île. Ce point est en accord avec l'exhumation, qui n'est que tout à fait récente, du substratum de Taiwan (cette exhumation se déroulant depuis le Pliocène).

4. – LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HAFNIUM : LITHOLOGIE DES SÉDIMENTS ET MÉCANISMES DE TRANS-FERTS ENTRE CES MATÉRIAUX ET LE MANTEAU

Une mesure de la composition isotopique de l'Hf permet tout d'abord de déterminer la lithologie argileuse ou sableuse du composant sédimentaire impliqué dans la source magmatique. En effet, des sables d'origine continentale, renfermant d'importantes quantités de zircon , présenteront des rapports isotopiques de l'Hf très négatifs (ϵ_{Hf} en moyenne 14) car le zircon concentre l'Hf mais rejette absolument son élément père le Lu. Les argiles terrigènes, qui ne contiennent pas de zircon, seront caractérisées par des valeurs ϵ_{Hf} un peu plus élevées (en moyenne 9).

Deuxièmement, une mesure de la composition isotopique de l'Hf et son analyse conjointe avec la composition du Nd peut permettre de contraindre le ou les agents responsables de la contamination du coin mantellique par les sédiments crustaux. Comme le montrent les études expérimentales, si le transfert des caractéristiques chimiques des sédiments jusqu'au manteau sus-jacent est assuré par des fluides provenant de la déshydratation des sédiments ils mobiliseront de manière efficace le Nd (appartenant au groupe des terres rares) alors qu'ils seront totalement incapables de mobiliser un élément à très faible rayon ionique comme l'Hf. Au contraire une contamination du coin mantellique par magmas silicatés provenant d'une fusion des sédiments entraînera une mobilisation identique du Nd et de l'Hf.

Les figures 4 et 5 montrent que les laves de l'arc de Luzon présentent toujours des rapports $\varepsilon_{\rm Hf}$ (¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf) très élevés, proche des rapports mantelliques alors que le rapport isotopique du Nd est lui parfois totalement différencié du manteau. L'île de Batan est une exception puisque ses valeurs de Nd faibles sont associées à de faibles valeurs $\epsilon_{\mbox{\tiny Hf}}.$



FIG. 4. – Diagramme \mathcal{E}_{Hf} - \mathcal{E}_{Nd} montrant la courbe de mélange entre un manteau appauvri et des argiles terrigènes. Le champ gris clair correspond aux laves de l'arc de Luzon-Taiwan excepté l'île de Batan représentée par le champ gris fonçé.



FIG. 5. – Diagramme \mathcal{E}_{Hf} - \mathcal{E}_{Nd} montrant la courbe de mélange entre un manteau appauvri et des sables continentaux. Le champ gris clair correspond aux laves de l'arc de Luzon-Taiwan excepté l'île de Batan représentée par le champ gris fonçé.

Si le matériel sédimentaire qui influence la source magmatique est de nature argileuse et que son rapport ε_{Nd} est de -18,5 (voir paragraphe 3) alors son rapport ε_{Hr} sera proche de -18 pour respecter la corrélation entre les isotopes du Nd et de l'Hf observée dans les argiles (fig. 4). La figure 4 démontre qu'un composant argileux peut parfaitement rendre compte des variations isotopiques des laves de l'arc de Luzon. La courbe de mélange tracée entre un manteau appauvri et les argiles indique en outre que le rapport Nd/Hf du composant sédimentaire de la source magmatique est de 8 ce qui est tout à fait identique aux rapports Nd/Hf mesuré dans les argiles terrigènes récoltées au pied des marges continentales. Le transfert des caractéristiques chimiques des

sédiments vers le manteau s'est donc effectué en respectant les proportions relatives entre le Nd et l'Hf (et donc en mobilisant de manière identique le Nd et l'Hf), ce qui révèle que la contamination du coin mantellique a été effectuée par des liquides silicatés provenant d'une fusion des argiles. Un sédiment argileux est par contre totalement incapable d'expliquer la composition isotopique des laves de Batan.

Le matériel sédimentaire qui influence la source magmatique peut aussi être constitué de sables. Dans ce cas le rapport ε_{Hf} de ce composant sera de 30 (fig. 5) ce qui exprimera la présence de zircon dans ces dépôts (ce minéral contenant très peu dHf radiogénique). La courbe de mélange établie entre le manteau et les sables à zircon (fig. 5) montre que des sables d'origine continentale sont bien responsables des caractéristiques isotopiques observées dans les laves de Batan. Dans le cas de Batan aussi la conservation du rapport Nd / Hf de

4 que l'on mesure dans les sables indique qu'une fusion de sables à zircon est responsable de la contamination de la source mantellique.

La fusion d'un matériel assez réfractaire comme des sables à zircon complète les preuves d'une fusion de la croûte océanique subduite (adakites) à la verticale de l'île de Batan causée par la mise en subduction de la dorsale médio-océanique inactive de la mer de Chine.

La composition isotopique des autres arcs à laves enrichies (arc des petites Antilles et arc de Banda) où les corrélations entre les isotopes du Nd et de l'Hf sont respectées [White et Patchett, 1984], comme au niveau de l'île de Batan indiquent, que la fusion de corps sableux (à zircons) est le principal mécanisme de contamination du manteau par les ensembles sédimentaires entraînés en subduction.

Références

- CHEN C. H., SHIEH Y .N., LEE T., CHEN C. H. & MERTZMAN S. A. (1990. – Nd-Sr-O isotopic evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2473-2483.
- DEFANT M. J., JACQUES D., MAURY R. C., DE BOER J. & JORON J. L. (1989). – Geochemistry and tectonic setting of the Luzon arc, Philippines. *Geological Society of America Bullettin*, 101, 663-672.
- DEFANT M. J., MAURY R. C., JORON J. L., FEIGENSON M. D., LETERRIER J., BELLON H., JACQUES D. & RICHARD M. (1990). – The geochemistry and tectonic setting of the northern section of the Luzon arc (the Philippines and Taiwan). *Tectonophysics*, 183, 187-205.
- FOURCADE S., MAURY R. C., DEFANT M. J. & MC DERMOTT F. (1994). – Mantle metasomatic enrichment versus arc crust contamination in the Philippines : Oxygen isotope study of Batan ultramafic nodules and northern Luzon arc lavas. *Chemical Geology*, **114**, 199-215.
- JACQUES D. (1987). Géologie et pétrologie de l'archipel Babuyan et des Monts Tabungon et Cagua, Nord Luzon, Philippines. Implications magmatologiques et géodynamiques. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 233 p.
- MC DERMOTT F., DEFANT M. J., HAWKESWORTH C. J., MAURY R. C., JORON J. L. (1993). – Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 113, 9-23.

- MAURY R.C., LETERRIER J. & JACQUES D. (1988). Critères de distinction des magmas tholéiitiques et calco-alcalins d'arc insulaire : Exemple de l'arc de Luzon, Philippines. C. R. Acad. Sci. Paris, 306, (II), 1465-1470.
- MAURY R. C., DEFANT M. J., BELLON H., JACQUES D., JORON J. L., MC DERMOTT F. & VIDAL P. (1998). - Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines) : Implications on metasomatic processes in the island arc mantle. Bull. Soc. Géol. France, 169, 1, 69-80.
- RICHARD M., BELLON H., MAURY R.C., BARRIER E. & JUANG W. S. (1986a). – Miocene to recent calc-alkalic volcanism in eastern Taiwan : K-Ar ages and petrography. *Tectonophysics*, 125, 87-102.
- RICHARD M., MAURY R. C., BELLON H., STEPHAN J. F., BOIRAT J. M. & CALDERON A. (1986b). – Geology of Mt Iraya volcano and Batab island, northern Philippines. *Philippines Bulletin of* Volcanology, 3, 1-27.
- STEPHAN, J. F., BLANCHET R., RANGIN C., PELLETIER B., LETOUZEY J. & MULLER C. (1986). – Geodynamic evolution of the Taiwan-Luzon-Mindoro belt since the late Eocene. *Tectonophysics*, 125, 245-268.
- WHITE W. M. & PATCHETT P. J. (1984). Hf-Nd-Sr isotopes and incompatibles element abundances in island arcs : Implications for the magma origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 167-185.

Tuteur : C. CHAUVEL, CNRS/UJF Grenoble. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Analyse morphologique des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (Belledonne – Pelvoux)

Elisabeth PEYSSON

Mots-clés. – Alpes occidentales, géomorphologie, massif cristallin externe, traces de fission, dénudation, exhumation.

Les Alpes sont une chaîne de montagnes tectoniquement active. Les structures tectoniques continuent d'évoluer : on observe des structures compressives, extensives et décrochantes dans l'ensemble de la chaîne. Dans les Alpes occidentales, le régime compressif se traduit par de nombreux chevauchements sur l'avant-pays par le biais de rampes crustales. Ces mouvements horizontaux vers l'ouest entraînent une remontée générale des massifs cristallins externes.

Au cours des dernières années, plusieurs études sur les traces de fission ont été effectuées dans les massifs cristallins externes. Cette méthode consiste à reconstituer l'histoire récente du dernier refroidissement des roches métamorphiques. Une synthèse des différents résultats obtenus [Lelarge, 1993 ; Sabil, 1995 ; Seward et al., 1999] a montré une dénudation différentielle des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. En effet, la dénudation totale quantifiée à partir des âges apparents traces de fission diffère entre ces massifs : elle est inférieure à 6 km dans la chaîne de Belledonne et d'au moins 7 km dans le Pelvoux, en supposant un gradient géothermique de 30° C/km.

On a également mis en évidence un événement vers 3-5 Ma correspondant à une accélération de l'exhumation. Cette accélération semble être généralisée à tous les massifs cristallins mais son origine reste encore inconnue (cause tectonique ?, climatique ?).

A partir de ces observations sur les différences de dénudation, nous nous sommes proposés d'étudier les effets de la lithologie enregistrés par le relief : toutes les lithologies ne présentent pas le même comportement face aux agents érosifs. Pour ce faire, nous avons digitalisé les grands ensembles lithologiques en regroupant les



FIG. 1. – Distribution des pentes dans le socle (granites et amphibolites) des massifs cristallins externes dauphinois.

formations ayant les mêmes réponses face à l'érosion. Puis sous le logiciel ARC/INFO, nous avons analysé la distribution des pentes de chaque groupe lithologique (fig. 1).

D'un point de vue général, les pentes les plus fortes se trouvent en majorité dans les lithologies constituant le socle et les pentes les plus faibles dans la couverture sédimentaire enveloppant les massifs. Il y a donc un contrôle de la lithologie sur la morphologie, mais en affinant l'analyse des pentes dans la couverture jurassique et le socle cristallin, on observe des différences



FIG. 2. – Histogrammes des pentes dans les granites et les amphibolites des massifs cristallins externes dauphinois.

d'un point de vue géographique à l'intérieur d'une même formation. En ce qui concerne le socle cristallin (fig. 2), les pentes les plus raides sont situées dans le massif du Pelvoux, mais le phénomène le plus intéressant concerne les Grandes Rousses. Comparé aux deux autres massifs, les Grandes Rousses présentent des pentes très faibles et malgré une élévation importante, il y a eu préservation du toit du socle.

A partir de l'étude morphologi-que basée sur la distribution des pentes en fonction des lithologies, nous avons pu préciser les différences d'exhumation entre les massifs et interpréter les processus tectoniques possibles à l'origine du soulèvement. L'exhumation de Belledonne sur des rampes raides et celle du Pelvoux accentuée par la dénudation tectonique résultant de l'inversion du front des nappes internes sont plus importantes que dans les Grandes Rousses. Ce massif présente, contrairement aux deux autres, des pentes faibles et une bonne conservation du toit du socle, malgré une altitude élevée.

Tuteurs : P. VAN DER BEEK, J. LAVÉ CNRS/UJF Grenoble 1. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Les sources mantelliques des basaltes du Troodos, implications géodynamiques.



Frédéric PUJOL

FIG. 1. - Les trois subdivisions tectoniques de Chypre et l'emplacement de la zone d'étude [modifié de Robertson et al., 1993]

Mots-Clés. – Ophiolite du Troodos, ophiolites péri-arabiques, Lower pillow lavas, Upper pillow lavas, boninites, spectres en U, isotopie du Nd, Néo-Téthys.

Les controverses sur la mise en place du Troodos sont liées à la présence dans ce massif de deux séries basaltiques aux caractères géochimiques contrastés. La série basaltique inférieure (Lower Pillow lavas) est affectée par un métamorphisme océanique de bas degré (zéolithes) et présente des caractères de N-MORB pauvres en TiO₂. La série basaltique supérieure (Upper Pillow Lavas) se différencie par des affinités boninitiques.

Afin de mieux comprendre la genèse de ces deux séries basaltiques et de préciser leur contexte géodynamique et leurs liens génétiques, il est nécessaire de caractériser les sources des deux magmas basaltiques.

Pour atteindre cet objectif, une étude pétrographique, géochimique (éléments traces par ICP-AES et ICP-MS) et isotopique (Nd) a été entreprise sur les échantillons les mieux préservés, prélevés dans le massif de Kellaki, situé au sud du Troodos. Les principales données acquises par le biais de l'étude pétrogéochimique des basaltes de Kellaki sont les suivantes : Les LPL (Lower Pillow Lavas) présents dans les massifs du Troodos et du Kellaki sont caractérisés par des spectres de REE plats, de teneurs en $TiO_2 < 1\%$ et des anomalies négatives en Nb et Ta. Ces LPL s'apparentent à des tholéites d'arrière-arc.

Le groupe I des UPL (Upper Pillow Lavas) du Kellaki est géochimiquement très comparable aux LPL et UPL du nord du Troodos. Les groupes II et III des UPL du Kellaki diffèrent du groupe I car ils sont plus appauvris en MREE, Ti et Zr ; ils ont des spectres de REE en U et présentent une anomalie positive en Nb et Ta.

D'une manière générale, on note une diminution progressive de L' ϵ_{Nd} du groupe I au groupe III des UPL du Kellaki, qui se corrèle avec une augmentation des LREE. Enfin, les groupes II et III des UPL du Kellaki sont très différents des boninites par l'absence de l'anomalie négative en Nb et Ta, caractéristique de ces roches.

D'après les caractères géochimiques des LPL, du complexe filonien et des UPL du versant nord du Troodos, l'environnement géodynamique correspondant à ce complexe est celui d'un bassin marginal. Le modèle qui s'adapte le mieux à nos résultats est celui proposé par Moores *et al.* [1984]. Ces derniers proposent un



FIG. 2. – Spectres des terres rares des laves UPL du groupe III par méthode d'analyse ICP-MS (Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines et Laboratoire de Toulouse) normalisées aux chondrites d'après Sun et McDonough [1989].

FIG. 3. – Variation de ε_{nd} en fonction

de Sm_N/Yb_N normalisé aux chondrites

d'après Sun et McDonough [1989]

pour les laves supérieures du Troodos

d'après les données de Cameron 85 et

de cette étude.

contexte d'arrière-arc le long d'une subduction oblique à vergence nord, comparable à celle de la mer d'Andaman. Nous avons envisagé un événement tectonique qui aurait entraîné la fin de l'accrétion océanique et la genèse des UPL au sud du Troodos. Cet événement tectonique pourrait être lié, soit au régime compressif qui régnait alors dans le domaine océanique (remontée vers le NE de la plaque afro-arabe), soit à la collision de l'ophiolite avec la microplaque continentale de Mammonia ou avec un promontoire avancé de la marge continentale afro-arabe. Un tel événement aurait entraîné un écaillage intra-océanique et peut-être le début d'une subduction d'une partie de la lithosphère jeune du Troodos sous la zone d'accrétion encore active (versant nord du Troodos). On aurait ainsi eu formation des UPL à affinité boninitique. Puis, la zone d'accrétion aurait cessé de fonctionner. La subduction intraocéanique se poursuivant aurait alors engendré le magmatisme calco-alcalin du Kannaviou.



FIG. 4. - Cy-98-67 (lave UPL groupe III). Lumière polarisée.

Tuteurs : H. LAPIERRE, C. CHAUVEL, M. TARDY, LGCA, CNRS /UJF Grenoble /US Chambéry. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Évolution paléobathymétrique et stratigraphie séquentielle d'une plate forme carbonatée hauterivienne du Jebel Akhdar (formation Habshan) - Oman

Mohamed Chaker RADDADI

 $R\acute{e}sum\acute{e}$. – Suite à une mission de terrain de deux mois en Oman, 14 coupes de la formation Habshan, d'âge hauterivien, ont été levées en détail et analysées à l'aide d'une scintillomètre portable.

L'étude micropaléontologique, diagénétique et faciologique des échantillons de deux coupes de références choisies pour leur intérêt, parmi celles levées, à savoir la coupe du Wadi Nahr et celle du Wadi Mu'Aydin, a permis de montrer que la formation Habshan est formée de deux séquences de dépôt de troisième ordre : la première, à la base, présente des faciès marins ouverts alors que la deuxième, au sommet, est caractérisée par des faciès moins profonds, puis par des faciès de plage et se termine par une surface d'émersion majeure au toit de l'Habshan (paléokarst, niveau à traces de racines) correspondant à la limite de séquence SB2.

L'étude détaillée de la séquence supérieure de l'Habshan a permis d'identifier deux cortèges sédimentaires séparés par une surface de maximum d'inondation (mfs) :

- Un intervalle transgressif (TST) dominé par des faciès oolithiques fins. Il est composé de quatre paraséquences cycliques complètes et de la partie transgressive de la cinquième, qui contient la mfs;

- Un prisme de haut niveau (HST) caractérisé par des faciès à grosses oolithes et à rudistes se terminant par des faciès de plage juste en dessous de la limite de séquence de dépôt SB2. Ce cortège est formé par six paraséquences qui surmontent la partie régressive de la paraséquence contenant la mfs.

Cette étude a permis de montrer l'importance du contrôle tectonique de la sédimentation de la formation Habshan en Oman. Cette activité tectonique s'est traduite notamment par la surrection de la partie ouest du Jebel Akhdar. Elle a joué de façon différentielle pendant le dépôt du cortège transgressif et du cortège de haut niveau de la séquence supérieure de l'Habshan. Au niveau du TST, l'activité tectonique s'est traduite par une diminution des épaisseurs et l'érosion des sommets des paraséquences dans la coupe du Wadi Nahr (situé dans la partie ouest du Jebel) qui s'est trouvée alors en position interne par rapport aux autres coupes.

Au niveau du HST, cette activité tectonique est moins marquée mais elle est responsable de la surrection, cette fois générale au niveau du Jebel Akhdar, qui a entraîné l'émersion, l'érosion et la karstification du toit de l'Habshan soulignant ainsi la limite de la séquence supérieure de cette formation (SB2).

La courbe des fluctuations du niveau relatif de la mer qui a été établie au cours de cette étude montre à l'Hauterivien, pour la formation Habshan, une tendance générale à la diminution de la profondeur depuis la base vers le sommet de cette formation : ainsi, est-on passé des faciès marins profonds de la base aux faciès de plage se terminant par une émersion au sommet. ABSTRACT. – Subsequently to two months of fieldwork in Oman, 14 sections of the hauterivian Habshan formation were detailed in the Jebel Akhdar, north of Oman. All of these sections were analysed with a portable Gamma-Ray and 9 were sampled.

The micropaleontologic, diagenetic and faciologic studies of samples from the Wadi Nahr and Wadi Mu'Aydin, considered as reference sections, allow us to define two third order depositional sequences of the Habshan formation : the first one, at the base, consists in open marine deposits (outer platform), while the second one is formed by shallow platform deposits (inner platform), capped by an emersion and erosion surface which corresponds to the SB2 sequence boundary. The top part of the Habshan formation is divided into two units, from the bottom to the top :

- a transgressive systems tract (TST) dominated by thin oolithic sediments. This unit is divided into 4 parasequences and the transgressive part of the fifth one,

- a hightstand systems tract (HST) dominated by coarse oolithic sediments with rudist bildups. The top of the HST consists in beach and lagoonal sediments with and emersion and erosion surface on the top. This unit is divided into six parasequences lying on the regressive part of the parasequence containing the maximum floooding surface (mfs).

A hauterivian tectonic event is probably responsible of the uplift of the western part of Jebel Akhdar. A differential subsidence strongly controlled the carbonate thicknesses, mostly during the TST of the upper sequence of the Habshan formation. This tectonic effect corresponds to a thickenning of the parasequences in the Wadi Nahr section (western part of the Jebel Akhdar) which was located in an internal position comparing to all other sections.

The tectonic control is generally less important during the HST sedimentation. However at the top of this unit, a major tectonic event is responsible of the general uplift of the Jebel Akhdar leading to the emersion, erosion and karstification at the top of the Habshan formation.

The relative sea level variation curve, established during this study, demonstrates that, during the Hauterivian, corresponding to the deposition of the Habshan formation in Oman, the relative sea level decreased globally from the base to the top of this formation (shallowing up) : open marine sediments were dominant at the base and are overlaid by shallow marine, lagoonal and beach sediments at the top.

KEY WORDS. – Jebel Akhdar, Oman, Hauterivian, Habshan formation, micropaleontology, diagenesis, facies studies, relative sea level curve.

1. – INTRODUCTION

Le sultanat d'Oman est situé dans la partie sud-est de la péninsule arabique. Il s'ouvre au nord sur le golfe d'Oman et au sud-est sur la mer d'Arabie. Il est limité par le Yémen au sud-ouest, l'Arabie Saoudite à l'ouest et les Emirats Arabes Unis au nord-ouest.

Le Crétacé de l'Oman représente un objectif d'étude pour plusieurs compagnies pétrolières à travers le monde.

Le présent travail entre dans le cadre du projet de recherche " Carbonates " de la société TotalFinaElf en collaboration avec le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA).

L'objet de ce travail est l'étude des carbonates de plate-forme Hauterivien de la formation Habshan en Oman

Dans le cadre de ce projet, une mission de terrain de deux mois (mars et avril) a été menée en Oman. Le but de cette mission a été de lever 14 coupes dans les montagnes nord de l'Oman (fig. 1), d'établir des courbes de radioactivité naturelle Gamma-Ray à l'aide d'un scintillomètre portable et d'échantillonner en détail 9 de ces coupes.

Légende Masstichten et Tertaire Nappe de Sernal et le de Masinh Unité allichtone de Hauseina Pars-autochtone (Group Surrein) Permien inf et moy Soubassement Permien inf et moy Cole de Batinah Arabie Sacudite Cole de Batinah Wadi Nahr Natin Wadi Nahr Natin Unité allichtone Cole de Batinah Natin Unité allichtone Cole de Batinah Jebel Madar Jebel Madar

FIG. 1. – Carte de localisation des coupes étudiées, d'après Simmons et Hart [1987], modifiée.

Ce travail porte sur une étude de détail de deux coupes de référence parmi celles levées lors de la mission de terrain, à savoir la coupe de Wadi Nahr (ou Wadi Ghul) et celle de Wadi Mu'Aydin, situées dans le Jebel Akhdar au nord de l'Oman. Il s'agissait de mener une étude micropaléontologique, faciologique et diagénétique pour identifier les différents faciès rencontrés le long de ces deux coupes en vue de déterminer le modèle de dépôt de cette plate-forme en suivant avec le maximum de précision les fluctuations du niveau relatif de la mer.

L'étude paléobathymétrique a été effectuée en utilisant la méthode de comptage de faune et de flore mise au point par Annie Arnaud-Vanneau.

2. – Principe de la technique de comptage de A. Arnaud-Vanneau

Cette méthode préconisée par Annie Arnaud-Vanneau se base sur les observations microscopiques de lames minces. Elle consiste en un inventaire de toute la faune et la flore qui existe dans la lame et la détermination du nombre précis des spécimens de chacune des espèces trouvées dans une surface de référence de 1,2 x 1,7 cm. Cet inventaire englobe les foraminifères benthiques et planctoniques, les métazoaires, les clastes et les algues.

Les résultats sont ensuite reportés dans un tableau comportant, verticalement, les numéros des échantillons ordonnés selon leurs emplacements respectifs au niveau de la coupe de terrain et, horizontalement, l'inventaire de toute la faune et flore existantes dans les différents échantillons. Ces éléments sont classées selon leurs milieux de dépôts respectifs depuis les formes des milieux les moins profonds (à droite du tableau par exemple) vers les formes des milieux les plus profonds (à gauche du tableau).

La répartition des nombres de fossiles dans ce tableau permet la mise en évidence de zones avec des maxima d'abondance d'un ou de plusieurs assemblages de faune. Et selon que ces zones se trouvent du côté distal (profond) ou proximal (peu profond) on a une première indication sur le milieu de dépôt de l'échantillon en question ainsi que sur l'évolution générale des profondeurs le long de la coupe.

Au niveau de chaque échantillon, les proportions respectives des différents assemblages de faunes, tenant compte du faciès et des structures sédimentaires, donnent la profondeur du milieu de dépôt par rapport au zéro relatif qui correspond à la limite de séquence (surface d'émersion). Le tracé de l'évolution des paléoprofondeurs au sein de chaque paraséquence permet de proposer à l'échelle de la coupe de terrain une courbe de fluctuations du niveau relatif de la mer.

3. – **Description des Coupes de terrain**

L'ensemble des coupes levées dans la formation Habshan montre une organisation presque identique des faciès. En gros, cette formation peut être subdivisée en 5 grands ensembles (fig. 2) :

- le premier ensemble (E1) correspond à la base de cette formation. Il est formé par des faciès de milieux hémipélagiques (mudstones peu bioclastiques). Cet ensemble surmonte directement la formation Salil au-dessus d'une limite de séquence de dépôt de troisième ordre nommée SB1 à la base qui n'est pas très bien visible sur le terrain mais peut être attestée par la différence de faciès et de couleurs entre cet ensemble basal de l'Habshan et la formation Salil.
- Le deuxième ensemble (E2) est formé par des faciès de milieu de dépôt plus profonds et bioturbés correspondant à une phase de montée importante du niveau relatif de la mer (mfs1). Cet ensemble est riche en oursins irréguliers et vient juste au-dessous de la falaise massive formant le troisième ensemble.
- Le troisième ensemble (E3) est formé par des faciès oolithiques grainstones à packstones bio-

clastiques avec quelques passages mudstone à wackestone. Au niveau de toutes les coupes levées, cet ensemble forme une falaise massive de couleur ocre. Les bancs formant cette falaise sont d'épaisseurs généralement métriques à plurimétriques intercalés par des niveaux plus tendres d'épaisseurs décimétriques.

- Le quatrième ensemble (E4) constitue la deuxième partie de la falaise. Il est formé par des calcaires oolithiques grossiers packstone à grainstone avec des niveaux à rudistes (*Pachytraga*). Cet ensemble est séparé de l'ensemble sous-jacent par des faciès de milieux profonds mudstone à wackestone bien lités qui correspondent à une phase de montée importante du niveau marin (mfs2). Ce dernier niveau est assez bien visible sur le terrain puisqu'il subdivise la falaise massive en deux parties.
- Le cinquième ensemble (E5) est formé par des faciès de milieux très peu profonds montrant, dans la plupart des coupes, des évidences d'émersion au sommet. Il s'agit de dépôts de plage, de tempête et de milieux confinés (lagon). Cet ensemble se termine par une surface d'émersion marquant la limite de séquence de dépôt de troisième ordre SB2.



FIG. 2. - Panorama de la coupe du Wadi Mu'Aydin.

4. - Étude microscopique des coupes de Wadi Nahr et Wadi Mu'Aydin

4.1. Coupe du Wadi Nahr

Cette étude a permis de réaliser une courbe des fluctuations du niveau relatif de la mer, une courbe d'évolution des faciès et un diagramme d'évolution des pourcentages de faunes. La courbe de variation du niveau marin relatif et la courbe d'évolution des faciès varient dans le même sens. Ainsi, lorsque le niveau marin baisse (limites de séquences et de paraséquences), la courbe d'évolution des faciès évolue vers les pôles les moins profonds (faciès de milieux internes). On note une abondance des assemblages de faune caractéristique des milieux internes au niveau du diagramme d'évolution des pourcentages de faunes.

Par contre lorsque la profondeur augmente on observe une migration de la courbe de faciès vers les pôles profonds (faciès de milieux externes et de bassin) ainsi qu'une dominance des assemblages de faunes caractéristiques des milieux profonds.

L'intégration des données de l'étude microscopique aux observations de terrain permet de dégager les informations suivantes :

- L'ensemble E1 est formé par des faciès mudstones fins et homogènes intercalés de quelques niveaux wackestone. Ces faciès sont caractérisés par l'abondance de spicules réniformes, avec une dominance des faunes de milieux profonds (bathyaux et circalittoraux).

Le passage entre les formations Salil et Habshan n'est pas marqué au niveau des lames minces par une variation notable des faciès de dépôt. A la base, les faciès sont tout le temps hémipélagiques et ne montrent pas clairement un passage vers des faciès moins profonds qui correspondraient à une limite de séquence de troisième ordre.

L'organisation générale des faciès au sein de cet ensemble montre une tendance générale vers la diminution de la profondeur des milieux de dépôt de la base vers le sommet (*shallowing up*).

Au sommet de cet ensemble, un changement notable du régime de dépôt survient avec l'arrivée de faciès de mélange comprenant des faunes de milieux profonds (bathyaux et circalittoraux) mélangés à des faunes de milieux peu profonds avec beaucoup d'extraclastes, de grosses oolithes et d'oncolithes. Ce mélange pourrait être expliqué par des arrivée turbiditiques de faciès peu profonds au niveau du bassin. Ces arrivées turbiditiques correspondraient aux bancs calcaires intercalés dans des niveaux marneux plus tendres bien visibles sur le terrain à la base de l'Habshan sur l'ensemble des coupes levées dans le Jebel Akhdar. - L'ensemble E2 n'a pas pu être étudié entièrement sur cette coupe car il constitue une falaise inaccessible.

- L'ensemble E3 est caractérisé par plusieurs paraséquences d'épaisseurs plurimétriques. Le diagramme d'évolution des pourcentages de faunes le long de la coupe montre une dominance des faciès oolithiques dans cet ensemble. La limite de séquence de dépôt SB' est bien marquée par un niveau bréchique avec des évidences d'émersion.

Cet ensemble se termine au niveau de la **mfs2** correspondant à des faciès de milieu très profonds à foraminifères planctoniques et petites faunes circalittorales.

L'intervalle compris entre la limite de séquence de dépôt SB' et la mfs2 correspond au cortège transgressif (TST) de la séquence supérieure de l'Habshan. Ce cortège est donc caractérisé par l'abondance des faciès à petites oolithes montrant une tendance générale vers l'augmentation de la profondeur des milieux de dépôt depuis la limite de séquence SB' vers la MFS2.

- Au-dessus de la mfs, les paraséquences plurimétriques sont moins épaisses que dans le cas de l'ensemble E3. Ces paraséquences, qui forment **l'ensemble E4**, sont caractérisées par des faciès à rudistes et à grosses oolithes avec une dominance des assemblages de faunes caractéristiques des milieux de plate-forme interne et des milieux confinés.

- L'ensemble E5 est presque entièrement formé par des faciès de plage et de milieux confinés. Il s'agence en un ensemble de cycles peu épais montrant, au sommet, des faciès micritiques à *bird's eyes* caractérisant la limite de séquence SB2.

Juste au-dessous de la limite de séquence de dépôt **SB2**, on note la présence d'une paléofracture à remplissage hétérogène et polygénique contenant des grains de quartz. Cette paléofracture témoigne de l'existence d'une phase tectonique qui serait probablement à l'origine d'un "uplift" qui a entraîné l'émersion de la plateforme Habshan à l'Hauterivien supérieur.

4.2. Coupe du Wadi Mu'Aydin

Seule la partie supérieure de cette coupe a été étudiée en détail sur lames minces. La démarche utilisée pour l'étude de cette coupe correspond à l'identification des différents faciès de dépôt, de leurs caractéristiques faunistiques (sans appliquer la méthode de comptage) et des limites de séquences et de paraséquences ainsi que des mfs.

De point de vue faciès, les mêmes familles de faciès identifiées au niveau de la coupe de Wadi Nahr ont été retrouvées, avec notamment la famille des faciès oolithiques et ses différentes variantes, les faciès de lag et de

D.E.A. DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHÈRE DES MARGES OCÉANIQUES AUX CHAÎNES DE MONTAGNES - 2000 - 289





transgression ainsi que les faciès de la mfs et des milieux profonds.

La distribution des faciès au sein des paraséquences montre des similitudes avec celle de la coupe du Wadi Nahr.

La limite de séquence SB' n'est pas représentée par une brèche à la manière de la coupe du Wadi Nahr. La mfs2 est caractérisée par un faciès F1 à nombreux spicules réniformes et faune marine profonde.

La limite de séquence SB2 est très bien visible sur le terrain : elle est caractérisée par la présence d'un épikarst à remplissage sableux et par des traces de racines situées juste en dessous d'une surface érosive surmontée par des niveaux de remaniements.

La courbe d'évolution des faciès montre qu'entre la limite de séquence SB' et la mfs2, on note une tendance générale vers l'approfondissement des milieux de dépôt. Cet intervalle correspond donc bien au cortège transgressif (TST) de cette séquence supérieure de l'Habshan. Ce cortège est subdivisé, à la manière de la coupe du Wadi Nahr, en 4 paraséquences cycliques en plus de la partie transgressive de la paraséquence contenant la mfs, mais ces paraséquences sont beaucoup plus épaisses (entre 3 et 8 m d'épaisseur) que dans le cas des paraséquences correspondant au même niveau dans la coupe du Wadi Nahr. Dans les deux coupes, les paraséquences formant le TST de la séquence supérieure de l'Habshan montrent des similitudes de point de vue organisation des faciès et contenu faunistique.

Entre la mfs2 et la limite de séquence SB2, l'organisation des faciès montre une tendance générale vers la diminution de la profondeur de dépôt. Cet intervalle correspond au cortège de haut niveau de cette séquence supérieure de l'Habshan. Il est formé par six paraséquences en plus de la partie régressive de celle contenant la mfs. Ces paraséquences présentent, à la manière de celles formant le TST, des similitudes avec les paraséquences du cortège de haut niveau de la coupe du Wadi Nahr mais, dans ce cas, les épaisseurs des paraséquences sont sensiblement les mêmes (fig. 3).

5. – CONCLUSION

L'étude micropaléontologique, diagénétique et faciologique des échantillons prélevés au niveau de deux coupes de référence de la formation Habshan au Jebel Akhdar en Oman, à savoir la coupe du Wadi Nahr et celle du Wadi Mu'Aydin, couplée aux observations de terrain a permis de définir deux séquences de dépôt de 3^e ordre qui constituent cette formation :

- La première séquence, à la base de la coupe, est composée de faciès carbonatés marins ouverts. Sa limite inférieure, qui souligne le passage entre les formations Salil et Habshan, n'est pas très marquée au niveau des lames minces mais peut être mise en évidence sur le terrain par le passage des sédiments marneux de bassin de la formations Salil aux faciès carbonatés de la formation Habshan. La limite supérieure de cette séquence est mieux marquée au niveau de la coupe du Wadi Nahr par un niveau à brèches polygéniques. Seul le cortège de haut niveau de cette première séquence a pu être étudié en détail. Ce cortège est formé par quatre paraséquences cycliques se terminant par une surface d'émersion.

- La séquence sommitale est composée de 11 paraséquences généralement cycliques. Le cortège transgressif (TST) est formé par les quatre premières paraséquences à partir de la limite inférieure de cette séquence en plus de la partie transgressive de la cinquième qui se termine au niveau de la mfs. Ce cortège transgressif est caractérisé par la dominance des faciès à petites oolithes (taille moyenne 200 μ m).

Le cortège de haut niveau est formé des paraséquences sus-jacentes. Il est caractérisé par une dominance des faciès à grosses oolithes (taille moyenne 500 à 800 μ m) et à rudistes. Vers le sommet de ce cortège on trouve des faciès de plage qui se terminent au niveau de la limite de séquence par une surface d'émersion. Cette phase d'émersion est générale et se retrouve au niveau de toutes les coupes du Jebel Akhdar.

Seule une activité tectonique entraînant un *uplift* du côté du Wadi Nahr peut expliquer l'émersion et l'érosion des limites de paraséquences au niveau de cette coupe à la différence des autres coupes du Jebel Akhdar, notamment la coupe de Wadi Mu'Aydin où les paraséquences, plus épaisses au niveau de la HST que celles du Wadi Nahr, ne sont pas marquées à leurs sommets par des surfaces érosives. Ainsi, peut-on conclure que la coupe du Wadi Nahr se trouve en position plus interne par rapport aux autres coupes. Ce résultat est aussi prouvé par la nature carbonatée des sédiments de la formation Salil, sous-jacente, au niveau du Wadi Nahr à la différence de toutes les autres coupes où cette formation est habituellement marneuse.

L'activité tectonique n'a pas contrôlé de la même manière la sédimentation au niveau de l'intervalle transgressif (TST) et du prisme de haut niveau (HST) de cette séquence de dépôt supérieure de l'Habshan. Cette différence est prouvée par une importante variation des épaisseurs des paraséquences, entre le Wadi Nahr et Wadi Mu'Aydin au niveau du TST alors que les paraséquences du HST ne changent pas considérablement d'épaisseur entre ces deux Wadis.

L'activité tectonique est aussi responsable de l'*uplift*, cette fois général au niveau du Jebel Akhdar, qui a entraîné l'émersion et l'érosion du toit de l'Habshan, marquant ainsi la limite de la séquence de dépôt supérieure de cette formation.

Au niveau de la deuxième paraséquence du cortège transgressif de la séquence supérieure de l'Habshan, les faciès oolithique de la coupe du Wadi Nahr ont été corrélés avec des faciès à Bacinelles et à rudistes de la coupe du Wadi Mu'Aydin. Cela implique que le développement des oolithes à ce niveau est en position Wadi Nahr (Partie supérieure)

Wadi Mu'Aidin



FIG. 4. - Corrélation entre les coupes de Wadi Nahr et Wadi Mu'Aidin.

interne par rapport au développement des *patchs* à rudistes et Bacinelles.

La courbe de fluctuation du niveau relatif de la mer en relation avec le dépôt de la formation Habshan montre une tendance générale vers la diminution de la profondeur des milieux de dépôt (disposition *Shallowing up*) de la base vers le sommet de cette formation : la base présente un milieu de dépôt marin ouvert alors que le sommet est caractérisé par des faciès de plage et de milieux confinés.

Tuteurs : A. ARNAUD-VANNEAU, CNRS/UJF Grenoble, G. MASSONAT, TotalFinaElf. Laboratoire d'accueil : LGCA, Grenoble.

Étude cinématique du processus de rupture du séisme de Huatulco au Mexique (Mw 6,4)

Carine SANSORNY

Résumé. - Dans ce travail, nous étudions le processus de rupture du séisme de Huatulco, en faille inverse, de magnitude 6,4 qui a eu lieu le 3 février 1998 au sud du Mexique, à l'intérieur de la plaque Cocos en subduction. Notre étude est basée sur des données régionales. Afin d'isoler les informations sur la rupture, nous déconvoluons dans le domaine temporel le séisme étudié par une fonction de Green empirique (EGF). Nous obtenons ainsi une vision temporelle de la rupture, à travers les fonctions sources temporelles apparentes (ASTFs). Grâce à ces ASTFs, nous déduisons que la rupture ne s'est pas propagée de facon homogène sur le plan de faille, mais qu'elle s'est concentrée sur deux zones de forte libération d'énergie. Pour obtenir une vision de la rupture plus détaillée, nous rétropropageons les informations contenues dans les ASTFs sur le plan de faille. Pour cela, nous faisons appel à une technique d'inversion basée sur une méthode non linéaire : le recuit simulé. La distribution du glissement obtenue sur le plan de faille permet de mettre en évidence les caractéristiques de la rupture. Elle s'est propagée principalement vers l'est et bilatéralement vers le haut et le bas de la faille avec deux épisodes de fort glissement. Afin de tester la cohérence de nos résultats, nous menons cette étude simultanément sur trois EGFs et sur différents types d'ondes (onde P, onde S, onde de surface). Nous montrons ainsi que la vision du processus de rupture ne dépend pas de l'EGF choisie. Ce résultat valide l'efficacité de la méthode des EGFs pour l'étude d'un séisme de magnitude modérée avec des données régionales. Nous constatons aussi que les caractéristiques principales du processus de rupture ont été retrouvées quel que soit le type d'onde utilisé. On peut donc utiliser indépendamment différents types d'onde pour retrouver les caractéristiques principales de la rupture, dans la limite où L'EGF est bien choisie au départ.

Mots-Clés. - Mexique, séisme, mécanisme de rupture.

1. - INTRODUCTION

Le 3 février 1998, un séisme de magnitude 6,4 frappa les villes de Huatulco et de Oaxaca. Bien qu'il n'ait pas fait de gros dégâts, en dehors de quelques fissures sur certaines habitations, il affola la population locale qui n'avait pas été soumise à de grosses secousses depuis le séisme de 1978 de magnitude 7,9.

Le séisme de Huatulco est un séisme en faille inverse (Azimut : 274°N, Pendage : 50°N) qui est dû à la subduction de la plaque Cocos sous la plaque Nord-Américaine. Bien qu'il soit localisé très près de l'interface entre les deux plaques (latitude : 15,77N,

Séisme de Huatulco Ccéan pacifique ville de Huatulco ville de Oaxaca Ccéan pacifique ville de Huatulco ville de Oaxaca 50 0 50 100 150 200 250 300 350 400 Distance de la fosse (km)

FIG. 1. – Localisation du séisme de Huatulco sur une coupe perpendiculaire à la fosse de subduction (d'après figure Kostoglodov .V).

longitude : 96,36W, profondeur : 29 km) (fig. 1), son pendage de 50° par rapport au pendage de la plaque en subduction (20°), ne fait pas de lui un séisme typique interplaque.

Les études classiques du processus de rupture d'un séisme de cette magnitude demandent une très bonne connaissance du milieu de propagation. De ce fait, ce genre d'étude n'est pas très courant et se fait plutôt sur des stations sismologiques situées à des distances très proches de l'épicentre. Pour parer au problème de la propagation inconnue, nous utilisons la méthode des fonctions de Green empiriques. Cette méthode fut pour la première fois utilisée par Hartzell en 1978 et repose sur l'hypothèse qu'un séisme ayant lieu au même endroit que le séisme étudié, avec le même mécanisme au foyer, subit les mêmes effets de propagation. Si le séisme est suffisamment petit, alors la contribution de la source aux sismogrammes est négligeable et on pourra le considérer comme une fonction de Green empirique (EGF), c'est-àdire comme représentatif de la propagation et de la réponse instrumentale. A travers l'étude du processus de rupture du séisme de Huatulco, notre étude a pour but de tester l'influence du choix de l'EGF et du type d'onde utilisé sur la vision finale du processus de rupture.

2. – L'IMAGE TEMPORELLE DU PROCESSUS DE RUPTURE

2.1. Les données

Le séisme de Huatulco a été enregistré par de nombreuses stations et a été suivi d'une grande quantité de répliques. Etant donné la faible magnitude de ces répliques, elles sont pour la plupart enregistrées sur très peu de stations et ni leurs profondeurs, ni leurs mécanismes au foyer n'ont été déterminés.

Nous sélectionnons comme potentielles EGFs trois de ces répliques (EGF1, EGF2, EGF3) (tableau 1) qui ont une magnitude suffisamment forte pour avoir été enregistrées sur douze stations large bande, équipées de vélocimètres et d'accéléromètres, et situées pour la plupart (à part Huig) entre 100 et 1000 km de l'épicentre (distances régionales) (fig. 2).

	Jour/mois/année	Latitude °N	Longitude °W	Magnitude
MAIN	03/02/98	15,77	96,36	6,4
EGF1	04/02/98	15,64	96,45	4,5
EGF2	04/02/98	15,72	96,38	4,4
EGF3	03/03/98	15,71	96,47	4,9

TABLEAU 1. – Date et localisation du séisme principal (MAIN) et des répliques sélectionnées (EGF1, EGF2, EGF3). Ces renseignements nous ont été donné par l'Institut de Géophysique du Mexique.



FIG. 2. – Carte montrant les stations utilisées pour faire notre étude (les triangles). Le carré représente l'épicentre du séisme de Huatulco avec son mécanisme au foyer en faille inverse.

2.2. Comparaison des sismogrammes

Les trois répliques ont environ le même épicentre que le séisme principal (Tableau 1). Pour les considérer comme des EGFs, il faut vérifier qu'elles ont eu lieu à la même profondeur et qu'elles ont un mécanisme au foyer similaire. Pour cela, nous comparons les sismogrammes du séisme principal avec ceux des répliques. La différence entre l'arrivée de l'onde P et de l'onde S étant égale sur la station la plus proche (Huig), quel que soit le séisme considéré, nous en déduisons que le séisme de Huatulco et ses répliques sont situés environ à la même profondeur. De plus, la polarité et la forme des ondes étant similaire pour le séisme principal, EGF2 et EGF3, nous en déduisons qu'ils ont le même mécanisme au foyer. Pour EGF1, nous observons une différence dans la forme du signal avec une onde S très impulsive. Malgré cette différence, qui dénote sans doute d'un mécanisme au foyer différent pour EGF1, nous considérons les trois répliques EGF1, EGF2 et EGF3 comme des fonctions de Green empiriques.

3.3. Les fonctions sources temporelles apparentes

L'image de la source accessible à travers les sismogrammes est la fonction source temporelle (STF). Elle représente l'énergie élastique libérée par la source au cours du temps. D'une façon similaire à l'effet Doppler, une station qui voit la rupture venir vers elle, a une vision plus courte de celle ci. L'énergie étant conservée, la STF est courte et de forte amplitude. Au contraire une station antidirective a une STF large et de faible amplitude. Puisque chaque station a une vision différente de la source, on parle de fonctions sources temporelles apparentes (ASTFs). Il est donc nécessaire d'étudier le processus de rupture à travers des stations qui ont une bonne répartition azimutale. Pour accéder aux ASTFs, nous déconvoluons le séisme principal par chaque EGF sur l'onde P, l'onde S, les ondes de surface, pour chaque composante (verticale, nord-sud, est-ouest) et pour chaque station, en appliquant un filtre Gaussien de 3 Hz correspondant à la limite de résolution imposée par la magnitude de l'EGF. Le programme utilisé pour faire la déconvolution a été concu par C. Ammon en 1996. C'est une méthode itérative, qui revient à reconstituer la source par itérations successives, en imposant une contrainte de positivité. Par sommation des ASTFs obtenues sur les différentes composantes d'un même type d'onde et d'une même station, nous obtenons les résultats suivants :

- pour EGF1 : aucun résultat
- pour EGF2 : 2 ASTFs pour l'onde P
 - 5 ASTFs pour l'onde S
 - 3 ASTFs pour l'onde de Love
 - 2 ASTFs pour l'onde de Rayleigh
- pour EGF3 : 7 ASTFs pour l'onde P
 - 7 ASTFs pour l'onde S
 - 5 ASTFs pour l'onde de Love
 - 3 ASTFs pour l'onde de Rayleigh

Nous n'avons obtenu aucun résultat par déconvolution du séisme principal par la réplique EGF1, qui possédait une différence de mécanisme au foyer. Nous vérifions ainsi que le programme permet d'éliminer les mauvaises EGFs. Le rôle des ASTFs est de nous permettre de reconstituer le processus de rupture. Pour cela, il faut non seulement qu'il y ait un nombre conséquent d'ASTFs représentatives de la source vue par chaque station, mais aussi que ces stations soient suffisamment bien réparties pour contenir toutes les informations sur la source et pour contraindre spatialement l'étendue de la rupture. Seules les ASTFs représentées dans la figure 3 vérifient ces deux conditions ; elles sont obtenues sur :

- l'onde S pour EGF2,
- l'onde P, l'onde S, l'onde de Love pour EGF3.

L'énergie reçue à une station étant conservée et égale au moment sismique M0, l'aire des ASTFs a été normalisée.



FIG. 3. – ASTFs obtenues par la déconvolution du séisme principal par EGF3 sur les ondes P, S de Love, et par EGF2 sur l'onde S. L'aire des ASTFs est normalisée et vaut normalement M0.

2.4. Les caractéristiques élémentaires de la rupture

Les effets de directivité sont d'autant plus accentués. que la vitesse de propagation de l'onde considérée est faible, tout en restant supérieure à la vitesse de rupture. C'est pour cela que, pour déterminer les caractéristiques de la rupture et mettre en évidence les effets de directivité, nous allons uniquement regarder les ASTFs obtenues sur l'onde S (fig. 3). Ces ASTFs sont très différentes par leurs formes et leurs durées selon l'azimut de la station considérée. Elles montrent un double pulse sur Oxig, avec une durée proche de 3,3 s, tandis que sur Huig qui est située à l'est (fig. 2), toute l'énergie semble concentrée en un pulse dominant d'à peine 1,3 s. Sur les stations plus au nord-ouest, c'est à dire Pnig, Caig, Ziig, l'énergie est répartie plus uniformément sur une durée pouvant aller jusqu'à 4 s. En généralisant, la durée moyenne des ASTFs pour l'onde S est :

- au nord-ouest (Pnig, Caig, Ziig), de 3,7 s,
- au nord-nord-ouest (Plig et Yaig), de 3,7 s,
- au nord (Oxig), de 3,3 s,
- à l'est (Huig), de 1,3 s.

L'énergie étant concentrée sur une durée beaucoup plus courte sur la station Huig à l'est que sur toutes les autres stations à l'ouest, nous en déduisons une propagation de la rupture essentiellement vers l'est. De plus, les deux pulses très visible sur Oxig sont la preuve que la libération d'énergie ne s'est pas effectuée de façon continue sur la faille, mais selon au moins deux épisodes de fort glissement. Si la propagation de la rupture était simplement unilatérale vers l'est, nous devrions observer ces deux pulses sur les stations à l'ouest. Etant donné que nous ne les observons pas, nous en déduisons que le processus de rupture du séisme de Huatulco est complexe. Il est donc nécessaire de reconstituer l'évolution de la rupture sur le plan de faille.

2.5. Image spatio-temporelle de la rupture

Le principe

Pour reconstituer la répartition du glissement sur le plan de faille, nous utilisons un programme conçu par F. Courbouleix, basé sur une technique d'inversion non linéaire : le recuit simulé [Courbouleix et al., 1996]. La méthode consiste à rétropropager sur le plan de faille l'information en temps et en amplitude contenue dans les ASTFs. Pour cela, dans un premier temps, nous contraignons l'évolution de la rupture sur la faille, en restreignant le domaine d'étude grâce aux isochrones [Zollo et Bernhard, 1991]. Nous estimons ainsi la surface active maximum de la faille comme étant un carré de côté 20 km. Nous considérons ensuite que la rupture se propage circulairement avec une vitesse de rupture constante. Lors de la propagation du front de rupture, chaque point de la faille est associé à une amplitude de glissement qui contribue à la reconstitution des ASTFs à chaque station. Nous obtenons ainsi



FIG. 4. – Distribution du glissement en mètres sur le plan de faille. Le carré noir centré en (0,0) est le point de nucléation. La faille peut être replacée dans l'espace à partir de son azimut et de son pendage : azimut = 274° N, pendage = 50° N, ce qui implique que l'est est à gauche de la figure, tandis que l'ouest est à droite.

pour chaque type d'onde et chaque EGF, une image de la répartition du glissement sur la faille (fig. 4) associée aux ASTFs synthétiques (en trait fin) (fig. 5). Sur la figure 5, on observe que l'ajustement entre les ASTFs obtenues par la déconvolution et les ASTFs synthétiques obtenues par inversion est très bon quels que soient l'EGF et le type d'onde considéré. Nous en déduisons que les distributions du glissement obtenues sont en accord avec nos données et nous les considérons donc comme représentatives du processus de rupture du séisme de Huatulco.



Fig. 5. – Comparaison des ASTFs obtenues par la déconvolution (en trait gras), avec les ASTFs synthétiques obtenues par inversion (en trait fin). L'aire des ASTFs a été normalisée et vaut normalement M0.

2.6. Analyse de la répartition du glissement

Les glissements obtenus sur les différentes EGFs et les différentes ondes possèdent de fortes similarités. Sur les quatre images (fig. 4), nous observons que la rupture ne s'est pas propagée de façon homogène, mais bilatéralement vers le haut et le bas de la faille, avec des zones de fort glissement (aspérités) atteignant jusqu'à 1,60 m. Nous en déduisons que la zone effective où il y a eu glissement est un rectangle de 10 km sur 6 km, ce qui correspond à un déplacement moyen sur la faille de 0,52 m et à une chute de contrainte de 24 bar.

La ressemblance entre la distribution du glissement obtenu sur les ondes S avec EGF2 et EGF3 est très forte. Elles montrent toutes les deux une rupture qui s'est propagée vers l'est et bilatéralement vers le haut et le bas de la faille, avec deux aspérités situées au même endroit. La seule différence est la présence d'une petite zone de glissement vers le haut et l'ouest de la faille. Cette similarité est un résultat important, car elle montre que EGF2 et EGF3 ont permis de soustraire l'effet de propagation de nos données, pour ne laisser que les informations sur la rupture. Ceci valide l'efficacité de la méthode des EGFs pour l'étude d'un séisme de magnitude modérée avec des données régionales. Si, nous comparons maintenant la distribution du glissement obtenue avec les ondes P et S, nous constatons que la vision du processus de rupture est toujours très similaire, à la différence près que l'effet de directivité vers l'est est beaucoup plus prononcé sur l'image de la rupture donnée par les ondes S que sur celle donnée par les ondes P. Cette différence n'enlève pas sa validité au résultat obtenu avec l'onde P, mais pourrait être un signe de la limite de résolution sur la faille.

Enfin, si nous analysons l'image de la rupture qui nous est accessible à travers les ondes de surface (onde de Love), on note que la distribution du glissement obtenue pour les ondes de surface montre toujours la même propagation bilatérale vers le haut et le bas de la faille, mais tandis que le pulse principal (celui qui part vers le haut) est toujours de forte amplitude, le second pulse est beaucoup moins marqué avec une amplitude atteignant à peine 0,4 m. On note aussi que le troisième pulse qui part vers le haut et l'ouest de la faille est, pour les ondes de surface, très marqué avec une amplitude de glissement atteignant presque 1 m, alors qu'il était plutôt faible pour les ondes de volume. Ces différences peuvent être expliquées de deux manières :

• Les ondes de surface ont un contenu fréquentiel beaucoup plus bas que les ondes de volume, et elles n'offrent donc pas la même vision de la rupture.

• La répartition des stations qui ont contraint la rupture était différente pour les ondes de surface et pour les ondes de volume : il manquait Huig, Oxig, Ziig et il y avait en plus la station Tuig qui présente clairement un fort effet directif vers le haut de la faille (vers le sud) (fig. 3).

Malgré quelques différences, les images de la rupture obtenues à partir des ondes P, S et même de Love sont très cohérentes entre elles pour les grandes étapes du processus de rupture. Les ondes de volume et les ondes de surface permettent donc de retrouver des caractéristiques communes de la rupture.

3. – CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les ASTFs nous donnaient déjà une assez bonne vision de la rupture, où l'on voyait clairement deux épisodes de glissement et une direction privilégiée de la rupture vers l'est. Grâce à la reconstitution du glissement sur le plan de faille, nous avons mis en évidence que la rupture s'est propagée principalement vers l'est et bilatéralement vers le haut et le bas de la faille, avec deux épisodes de fort glissement. Nous pensons aussi qu'elle s'est propagée vers le sud-ouest avec une intensité plus faible.

Nous avons mené cette étude simultanément avec plusieurs EGFs et sur différents types d'onde. Nous avons ainsi pu montrer que la vision finale de la rupture ne dépendait pas de l'EGF choisie, et variait peu en fonction du type d'onde utilisé, à partir du moment où l'EGF était bien choisie au départ.

Il est donc possible d'utiliser des données régionales pour étudier un séisme de magnitude modérée. Ce résultat donne des perspectives quant à la possibilité d'étude du processus de rupture dans d'autres régions du monde moins instrumentées que le Mexique, où les seules données disponibles seraient régionales.

Bien que nous ayons constaté de fortes similarités entre les distributions obtenues sur les ondes P, les ondes S et les ondes de Love, nous avons aussi constaté des différences, qui pourraient être expliquées par la nature intrinsèquement différente de ces ondes (génération, propagation,...). Plutôt que de négliger ces différences, il serait intéressant de les utiliser, en considérant que chaque onde apporte un renseignement de plus à la rupture. En perspective, nous pouvons donc imaginer de modifier le programme d'inversion, afin qu'il reconstitue le glissement en cherchant à reproduire simultanément toutes les ASTFs obtenues pour chaque onde, et même pour chaque EGF. Ceci nous permettrait de trouver un modèle en accord avec tous les types d'ondes et qui serait sans doute plus adapté, car il reviendrait à faire une moyenne et donc à enlever les cas extrêmes.

Enfin, même si les résultats sont en très bonne adéquation avec les données, ceci ne signifie pas pour autant qu'il s'agisse de l'unique possibilité. En effet, lors de l'inversion, nous avions imposé une vitesse de rupture constante. Dans le cas où les données contraignent suffisamment le modèle, il serait donc intéressant de permettre au programme de faire varier également ce paramètre de façon à reproduire au mieux les données.

REMERCIEMENTS

Nous remercions J. Pacheco et S.K. Singh pour les informations et les données qu'ils nous ont fournies. Nous remercions aussi A. Deschamps et T. Monfret pour leurs interventions fructueuses.

Références

- COURBOULEIX F., VIRIEUX J., DESCHAMPS A., GILBERT D.& ZOLLO, A. (1996). – Source investigation of a small event using empirical Green's functions and simulated annealing. *Geophys. J. Int*, **125**, 768-780.
- HARTZELL S. (1978). Earthquakes aftershocks as Greens' function. Geophys. Res. Lett., 5, 1-4
- ZOLLO A. & BERNARD P. (1991). How does an asperity break ? New elements from the waveform inversion of accelerograms for the 2319 UT, October 15, 1979, imperial valley aftershock. J. Geophys. Res., 96, 549-573.

Tuteur : F. COURBOULEIX, CNRS/UNSA, Sophia Antipolis. Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, UNSA, CNRS, Sophia Antipolis.

Potentiel de l'interferométrie en zones montagneuses

Arnaud VANDERBECQ

Lors de ce stage de recherche, nous avons développé une méthodologie permettant de choisir les images appropriées à une étude interférométrique en zones montagneuses.

Cette méthode permet d'aboutir à un résultat en limitant la réalisation coûteuse en temps de nombreux interférogrammes inutilisables du fait de nombreuses contraintes liées à la région étudiée située dans les Alpes méridionales, comme un gradient altimétrique élevé et un couvert végétal varié.

Nous avons tout d'abord réalisé une carte de visibilité associée à la projection d'une image SPOT dans la géométrie du radar et à une carte de résolution afin de



FIG. 1. – La Clapière vue par SPOT (au centre de l'ellipse) : a) Image SPOT orthorectifiée projetée en géométrie SAR. On note la bonne visibilité des glissements de La Valette et de St-Etienne-de-Tinée, en revanche, le village de St-Etiennede-Tinée est situé en zone d'ombre. b) Image SPOT en géométrie LAMBERT II étendu. c) la même image projetée en géométrie SAR. On remarquera les distorsions géométriques et l'effet « miroir » dû à la visée droite en orbite descendante.



Fig. 2. - À gauche, image de phase. À droite, MNT simulé ombré du même interférogramme. On note que la phase est corrélée avec le relief.



Fig. 3. – A) Corrélation entre la topographie et la phase lors d'une période d'acquisition « sèche ». B) Artefacts localisés probablement dûs à des orages locaux.

pallier les contraintes géométriques dues à la géométrie d'acquisition du radar.

Nous avons ensuite étudié l'impact des conditions climatiques sur la qualité des interférogrammes différentiels et démontré le potentiel que représente l'apport de données météorologiques dans la discrimination de leurs effets, dont nous nous sommes ainsi en partie affranchis. Cette méthodologie nous a permis de caractériser un glissement de terrain et de réaliser une étude du site de La Valette proche de Barcelonnette, démontrant ainsi le potentiel de l'interférométrie pour les risques naturels en montagne.

Dans un second temps, nous savons mis en évidence la sensibilité du radar à la topographie en développant une méthode permettant l'amélioration MNT.



Fig. 4. - Déformation au sein du glissement de La Valette.

Tuteur : C. DELACOURT, UCB Lyon. Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, CNRS/UCB Lyon 1.

Cinématique des déformations intraplaques en Asie : apport de mesures GPS, modélisation des déformations post-sismiques du séisme de Bolnaï (M 8.4, 23-07-1905)

Mathilde VERGNOLLE

La région « Mongolie occidentale/lac Baïkal (Sibérie) » étudiée correspond à la limite nord du système de déformation de l'Asie. Dans cette région, située à égale distance de la collision Inde-Asie au sud et des subductions pacifiques à l'est, la sismicité est intense et s'est traduit par quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 le long des failles décrochantes de Mongolie occidentale (fig. 1). Ces séismes pourraient être responsables d'une déformation post-sismique par relaxation visco-élastique encore mesurable de nos jours.

Nous avons étudié la déformation en Mongolie/ Sibérie. A partir de données GPS (fig. 1), nous avons mesuré le champ de vitesse actuel dans cette région. À partir de la modélisation numérique de la déformation post-sismique générée à l'issue d'un séisme de forte magnitude, nous avons étudié la diffusion spatio-temporelle des déformations post-sismiques par relaxation visco-élastique.

Enfin, à partir de l'ensemble des résultats, nous avons quantifié les effets post-sismiques et leur impact sur les vitesses GPS mesurées afin de déterminer si elles représentent des vitesses long terme ou si elles sont affectées par des déformations transitoires postsismiques.

Des mesures GPS ont été obtenues lors de 6 campagnes en Sibérie et de 3 en Mongolie. Nous avons traité l'ensemble des stations GPS du réseau (fig. 1) avec le logiciel GAMIT en incluant quelques stations globales. A l'issue de cette 1ère partie du traitement, nous obtenons une position et une vitesse en chacune des stations dans un référentiel terrestre mondial, l'ITRF97. Nous obtenons des répétabilités inférieures à 4,7 mm/an en horizontal pour l'ensemble des lignes de base et des répétabilités inférieures à 2,8 mm/an pour les lignes de base inférieures à 100 km. Pour interpréter le champ de vitesse obtenu dans l'ITRF97, nous avons soustrait la rotation rigide de l'Eurasie pour transformer les vitesses dans un référentiel " Eurasie stable ". Nous avons fait différents tests à partir de stations globales eurasiatiques qui montrent que les champs de vitesse obtenus par rapport aux différentes définitions de l'Eurasie sont équivalents, aux incertitudes près, à celui exprimé par rapport



FIG. 1. – Topographie de la région Mongolie/Baïkal, localisation des failles actives et des séismes majeurs et localisation des stations GPS. *Géologie Alpine*, 2000, t. 76



FIG. 2. – Comparaison entre le champ de vitesse 1997/2000 calculé à partir des vitesses post-sismiques obtenues dans le modèle le plus probable, quant à la rhéologie modélisée, par rapport à Irkoutsk et le champ de vitesse mesuré par GPS par rapport à Irkoutsk.

à Irkoutsk (IRKT) (fig. 1 et 2). Nous avons donc décidé d'interpréter le champ de vitesse par rapport à IRKT qui se situe sur le craton sibérien stable.

Le champ de vitesse actuel a été calculé avec une époque de mesure supplémentaire par rapport aux travaux précédents [Lesne, 1999 ; Calais *et al.*, 2000]. Il confirme les résultats acquis précédemment et ajoute plusieurs nouveaux résultats en Mongolie et à l'ouest du lac Baïkal. Le champ de vitesse mesuré par rapport à Irkoutsk fixe montre :

(1) que le craton sibérien ne se déforme pas à l'échelle du millimètre par an (fig. 2).

(2) une vitesse d'extension du rift Baïkal de 3,5 à 5 mm/an dans une direction N120.

(3) une vitesse de 3 à 5 mm/an vers l'est aux stations situées au sud du lac Baïkal.

(4) des vitesses de 2,5 à 3 mm/an vers l'est ou le sudest à l'ouest du lac Baïkal qui montrent que les failles majeures bordant le bassin de Tunka et le rift Baïkal sont bloquées.

Nos résultats sont cohérents avec ceux mesurés par GPS ou VLBI par différents auteurs à l'échelle de l'Asie. Une synthèse de ces résultats à été publiée par Larson *et al.* [1999] et reprise par Calais et Amarjargal (2000). Les vitesses tirées de la littérature et nos résultats confirment le déplacement actuel du bloc Chine du nord vers l'est-sud-est à une vitesse de 6-10 mm/an.

Deux modèles cinématiques de déformation de l'Asie ont été proposés récemment par Peltzer et Saucier

[1996] et England et Molnar [1997]. Les vitesses prédites dans ces modèles sont dirigées vers le nord-est par rapport à l'Eurasie et sont au moins 2 fois plus faibles que celles obtenues par GPS. Pour savoir si le champ de vitesse ne serait pas affecté par des effets post-sismiques succédant aux séismes de fortes magnitudes en Mongolie, nous avons décidé de modéliser les effets post-sismiques succédant au séisme de Bolnaï (M 8.4, 1905, figure 1). Nous avons choisi ce séisme parmi les 4 séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 en Mongolie parce qu'il appartient à la séquence sismique la plus forte connue en Mongolie. De plus, c'est celui dont la rupture est la plus proche des sites de mesures GPS pour lesquelles nous disposons actuellement des vitesses.

Pour modéliser la déformation post-sismique, nous avons utilisé le code VISCO1D [Pollitz, 1992]. Ce code calcule les déplacements post-sismiques en surface dûs à la relaxation de la croûte inférieure visco-élastique. Nous avons réalisé plusieurs modèles pour tester différentes rhéologies en tenant compte des paramètres tirés de la littérature. Nous avons testé des modèles à 3 couches dans lesquels nous avons modélisé une rhéologie qui nous paraît réaliste d'après ce que nous connaissons de la lithosphère en Mongolie : une croûte supérieure élastique d'épaisseur 30 km, une croûte inférieure visco-élastique d'épaisseur 15 km et un Moho situé à 45 km de profondeur. Le manteau supérieur est élastique. D'autres modèles à 3 couches rendent compte d'une rhéologie plus typique d'une croûte continentale avec une croûte supérieure de 16 km d'épaisseur (croûte sis-



Fig. 3. – Distribution spatiale de la norme des vitesses post-sismiques 1997/2000 par rapport à des vitesses nulles en champ lointain et champ de vitesse post-sismique par rapport à Irkoutsk (3a : modèle extrême en terme de déformation post-sismique ; 3b : modèle le plus probable quant à la rhéologie modélisée ; 3c : même rhéologie testée à la différence près que le coefficient de viscosité est supérieur d'un facteur 10).

mogène). Le Moho se situe toujours à 45 km de profondeur. Dans tous ces modèles tricouches, nous avons testé l'influence du coefficient de viscosité de la croûte visco-élastique, ce paramètre étant mal connu actuellement. Enfin, nous avons créé des modèles bicouches dans lesquels nous avons fait varier la profondeur de la rupture. Ceux-ci nous ont permis de tester les hypothèses émises par Schlupp [1996] qui propose une rupture ayant affecté les 70 premiers km de la lithosphère lors du séisme de Bolnaï. A partir de ces modèles nous avons étudié la distribution spatio-temporelle de la déformation post-sismique.

Les résultats obtenus par la modélisation de la relaxation visco-élastique montrent que les mouvements post-sismiques dans les zones éloignées de la rupture sont retardés relativement à ceux qui sont proches de celle-ci. Ainsi, les déplacements à des distances intermédiaires (150-200 km) sont très importants sur plus de 100 ans. La distribution spatio-temporelle des déplacements est essentiellement influencée par la viscosité de la croûte inférieure visco-élastique et par son épaisseur relativement à celle de la croûte supérieure.

La figure 3 présente la distribution spatiale de la norme des vitesses post-sismiques 1997/2000 (période pendant laquelle nous disposons de vitesses GPS) par rapport à des vitesses nulles en champ lointain. Nous avons superposé les vitesses post-sismiques calculées par rapport à Irkoutsk. La carte 3a montre les résultats pour le modèle extrême en terme de déformation postsismique (1ère interface à 16 km, 2nde interface à 45 km et viscosité de 3.10¹⁸ Pa.s). Les vitesses post-sismiques atteignent un maximum de 13 mm/an au centre des 4 lobes, situés à 150-200 km de la rupture. La carte 3b présente les vitesses post-sismiques calculées à partir du modèle le plus probable quant à la rhéologie modélisée (1ère interface à 30 km, 2nde interface à 45 km et viscosité de 3.10¹⁸ Pa.s). La couche visco-élastique modélisée est donc 2 fois moins épaisse dans ce cas. Les vitesses post-sismiques maximum se localisent toujours dans les mêmes zones mais ont une amplitude 2 fois plus faibles que dans le modèle précédent. Enfin, sur la carte 3c sont présentés les résultats pour un modèle similaire au précédent. Nous avons uniquement augmenté le coefficient de viscosité d'un facteur 10. Les vitesses maximales se situent alors à proximité de la rupture et atteignent des valeurs de 8 mm/an. La propagation s'effectue donc moins vite dans l'espace en fonction du temps pour une viscosité plus forte. Suivant les hypothèses de départ, les vitesses post-sismiques peuvent donc ne pas être négligeables dans la zone étudiée en Mongolie.

La figure 2 présente la comparaison entre les vitesses mesurées par GPS et les vitesses calculées en leur soustrayant les vitesses post-sismiques dans la région où nous disposons de résultats GPS. Nous constatons qu'il n'y a pas de différences significatives entre les deux champs de vitesse pour les sites situés au

niveau du rift Baïkal et au sud de celui-ci. En général, les vecteurs vitesses long terme se situent dans l'ellipse d'erreur des vecteurs vitesses mesurés par GPS. Par contre, les différences sont plus significatives à l'ouest du lac Baïkal. Les directions varient de 20 à 50° vers le nord. Les vitesses à BADA et ORLK deviennent plus est-ouest ce qui les rend plus cohérents avec le fonctionnement sénestre de la faille de Tunka et les résultats obtenus à TURK et SLYU.

Les données GPS traitées dans ce travail ont confirmé les vitesses déjà obtenues dans la région Baïkal et ont permis d'augmenter le jeu de données, en particulier en Mongolie.

Nous montrons que les vitesses post-sismiques 97/2000 associées au séisme de Bolnaï peuvent atteindre 13 mm/an en Mongolie occidentale, mais n'affectent pas de manière significative le champ de vitesse mesuré dans la région Baïkal/Mongolie centrale. Les vitesses GPS mesurées (fig. 2) sont donc représentatives d'une déformation long terme.

Ces conclusions pourraient être affinées par de nouvelles mesures GPS en Mongolie qui permettraient de tester les différents modèles rhéologiques proposés. En outre, une meilleure connaissance de la rhéologie et de la structure de la lithosphère permettrait de mieux contraindre la modélisation numérique de la déformation post-sismique.

Références

- CALAIS E., AMARJARGAL S. (2000). New constraints on the current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (10).
- ENGLAND P. & P. MOLNAR (1997b). The field of crustal velocity in Asia calculated from quaternary rates of slip on faults, *Geophys. J. Int.*, 130, 551-582.
- LARSON K. M., R. BÜRGMANN, R. BILHAM & J. T. FREYMUELLER (1999). – Kinematics of India-Eurasia collision zone from GPS measurements, J. Geophys. Res., 104 (B1), 1077-1093.
- LESNE O. (1999). Dynamique de l'extension intracontinentale dans le rift Baïkal (Sibérie) – Apport de mesures GPS et modèles numériques, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie – Paris VI, 184 p.
- PELTZER G. & SAUCIER F.(1996). Present-day kinematics of Asia derived from geological fault rates, J. Geophys. Res., 101 (B12), 27943-27956.
- POLLITZ F. F. (1992). Postseismic relaxation theory on the spherical earth. Bull. Seism. Soc. Am., 82 (1), 422-453.

Tuteurs : E. CALAIS, J. DEVERCHERE, Sophia Antipolis, Villefranche sur mer.

Laboratoire d'accueil : Geosciences Azur.